



Geochemistry of the Esence granitoid (Göksun-Kahramanmaraş), SE Turkey

Esence granitoyidinin (Göksun-Kahramanmaraş) jeokimyası, GD Türkiye

Tamer RIZAOĞLU, Osman PARLAK, Fikret İŞLER

Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 01330 Balcalı, ADANA

ABSTRACT

The Esence granitoid intruded into the Paleozoic-Mesozoic Malatya metamorphics and Late Cretaceous Göksun ophiolite in the area between Göksun and Afşin, to the north of Kahramanmaraş. It is represented by granodiorite and microgranite. The granodioritic rocks contain amphibole-bearing mafic microgranular enclaves (MME) ranging in size between 5 cm and 30 cm whereas the microgranites comprise number of aplitic dykes. These rocks present granular, microgranular porphyric and micrographic textures, respectively. On the basis of geochemical observations, the intrusive rocks are interpreted as I-type, calcalkaline granitoids. ORG-normalized spider diagram shows LIL element (K, Rb, Ba, Th) enrichment and HFS element (Hf, Zr, Sm, Y) depletion, suggesting subduction related setting for the granitoid rocks. Tectonomagmatic discrimination diagrams also confirm their volcanic arc setting. All the geochemical data combined with the field observations suggest following evolutionary scenario for the Esence granitoid rocks. The ophiolites and related metamorphic rocks were formed in a suprasubduction zone environment in southern branch of Neotethys in Late Cretaceous. These units were then accreted to the base of the Malatya-Keban platform. Finally all the former units were intruded by the Esence granitoid in volcanic arc setting in Late Cretaceous.

Key Words: Aplitic dike, granitoid, mafic microgranular enclave, volcanic arc.

ÖZ

Kahramanmaraş’ın kuzeyinde Göksun-Afşin arasındaki bölgede yer alan Esence granitoyidi Paleozoyik-Mezozoik yaşı Malatya metamorfitleri ve Geç Kretase yaşı Göksun ofiyolitini kesmektedir. Esence granitoyidi, granodiorit ve mikrogranitlerle temsil edilmektedir. Granodioritik kayaçlar boyları 5-30 cm arasında değişen amfibolce zengin mafik mikrogranuler enklavlar (MME) içerirken, mikrogranitler ise çok sayıda aplitik dayk içermektedir. Bu kayaçlar sırasıyla granüler, mikrogranüler porfirik ve mikrografik dokular sunmaktadır. Intruzif kayaçlar, jeokimyasal incelemelere dayanarak, I tipi kalkalkalen granitoyid olarak yorumlanmıştır. Granitoyide ait kayaçlar, okyanus ortası sırtı granitlerine (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramında, yüksek iyon yarıçaplı (LIL) elementler (K, Rb, Ba, Th) bakımından zenginleşme ve HFS elementler (Hf, Zr, Sm, Y) bakımından tüketilme göstermektedir. Ayrıca tectonomagmatik ayırtlama diyagramları da Esence granitoyidinin volkanik yay ortamında oluştuğunu doğrulamaktadır. Arazi gözlemleriyle birleştirilmiş tüm jeokimyasal veriler, Esence granitoyidi için aşağıdaki oluşum evrimini önermektedir. Ofiyolitler ve bunlarla ilişkili metamorfik kayaçlar Geç Kretase’de Neotetis’in güney kolunda bir yitim zonu üzerinde oluşmuşlardır. Daha sonra tüm bu birimler nap hareketleri sırasında Malatya-Keban platformunun tabanına tektonik olarak yerleşmişler ve Geç Kretase’de volkanik yay ortamında oluşan Esence granitoyidi tarafından kesilmişlerdir.

Anahtar kelimeler: Aplitik dayk, granitoyid, mafik mikrogranüler enklav, volkanik yay.

INTRODUCTION

Granitoids of Mesozoic and Cenozoic in age are extensively observed as intruding the metamorphic massifs, platform units, ophiolites and post-Mesozoic (Early Tertiary) rocks as a result of closure of Neotethyan ocean basins throughout Anatolia. In relation to these activities, the Pontide belt comprises Late Eocene granitoids (Çögulu, 1975; Karslı et al., 2002). The magmatism in this belt is represented by calc-alkaline, I-type subduction-related granitoids in the eastern region (Şengör and Yılmaz, 1981; Aydin et al., 2003; Karslı et al., 2002). The intrusive associations in Central Anatolia are characterized by (a) syncollisional S-type, (b) post-collisional I-type and (3) post-collisional A-type granitoids (Akıman et al., 1993; Boztuğ et al., 1994, 1997; Göncüoğlu and Türel, 1994; Erler and Bayhan, 1995; Erler and Göncüoğlu, 1996; İlbeli and Pearce, 1997; Alpaslan and Boztuğ, 1997; Ekici and Boztuğ, 1997; Boztuğ, 1998; Tatar and Boztuğ, 1998; Aydin and Önen, 1999; Yalınız et al., 1999; Gençalioğlu-Kuşçu et al., 2001; İlbeli et al., 2004). The northwest Anatolia comprises volcanic arc (Güçtekin et al., 2004) to post-collisional (Genç and Yılmaz, 1997) granitoids of Middle-Late Eocene in age (Delaloye and Bingöl, 2000).

The granitoids in the southeast Anatolian orogeny are of Carboniferous and Late Cretaceous in age. The Carboniferous intrusive rocks are seen within the high grade metamorphic schists and gneisses of the Bitlis and Pötürge massifs (Yılmaz, 1971, 1978; Helvacı and Griffin, 1983). The Late Cretaceous granitoids are widespread in Kahramanmaraş, Malatya and Elazığ regions and seen as intruding into the platform carbonates (i.e. Malatya, Keban metamorphics), ophiolites (Göksun, Berit, İspendere and Kömürhan ophiolites) and volcanic arc units (Yüksekovala/Elazığ magmatics) of the southeast Anatolia (Tarhan, 1986; Yazgan and Chessex, 1991; Parlak and Rızaoglu, 2004). This paper presents major and trace element geochemical data on the granitoid rocks of the Esence (Göksun-Kahramanmaraş) region (Figure 1) to interpret its importance in the regional geology of the southeast Anatolia.

REGIONAL GEOLOGY

In the north of Kahramanmaraş region, the southeast Anatolian orogeny comprises three distinct, approximately E-W trending tectonic elements, which are separated from one another by major north dipping thrust faults (Figure 2). From north to south these are the nappe zone,

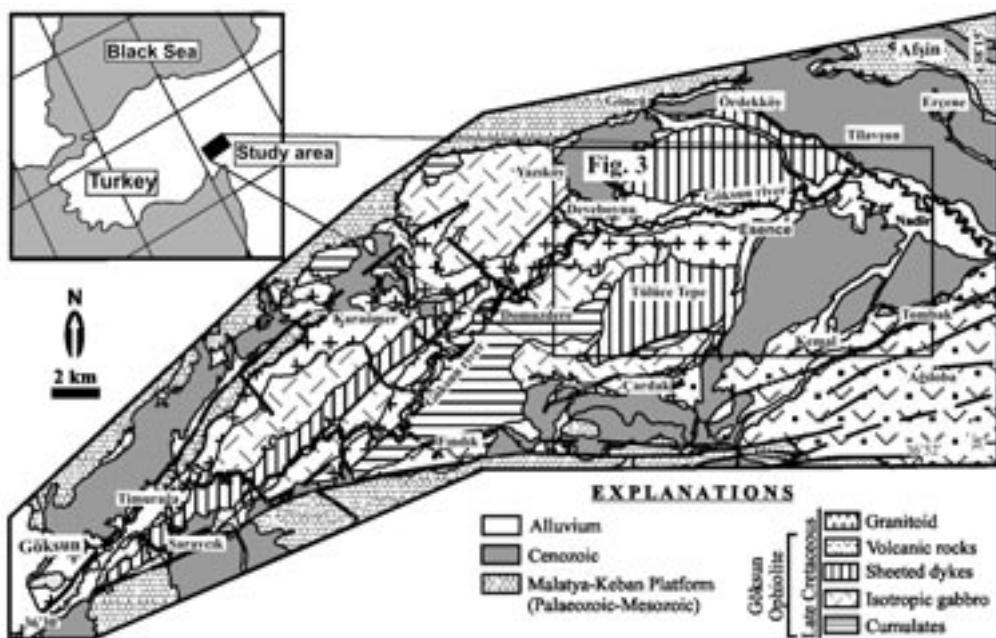


Figure 1. Location map of the study area (modified from Perinçek and Kozlu, 1984).

Sekil. 1. Çalışma alanının yerbulduru haritası (Perinçek ve Kozlu 1984' ten değiştirilerek alınmıştır).

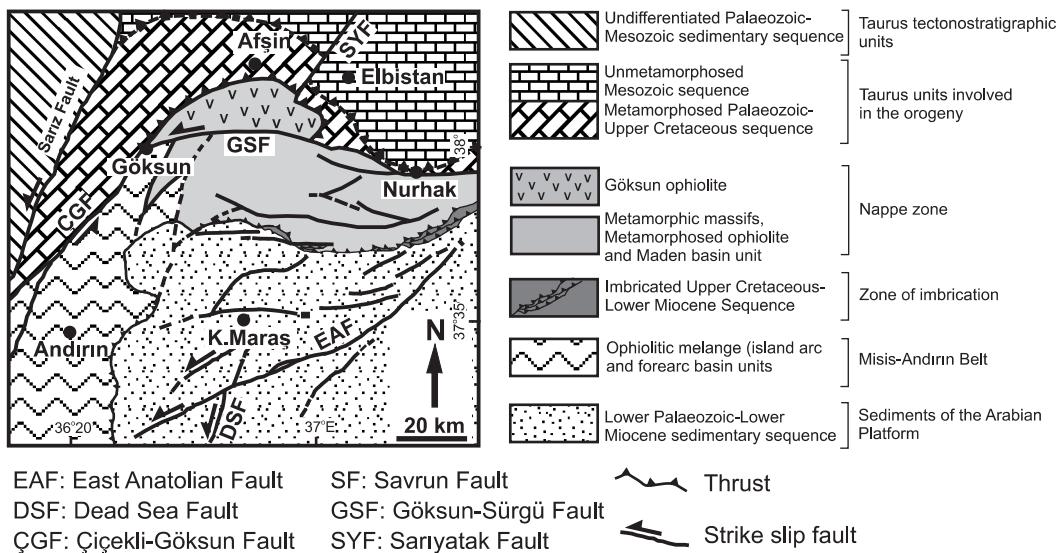


Figure 2. Tectonic units and structural features of the Kahramanmaraş-Elbistan region (Simplified after Yılmaz, 1993).

Şekil 2. Kahramanmaraş-Elbistan bölgesinin tektonik birlikleri ve yapısal özellikleri (Yılmaz, 1993'ten basitleştirileerek alınmıştır).

the zone of imbrication and the Arabian platform (Yılmaz, 1990, 1993; Yılmaz et al., 1993). The nappe zone forms, morphologically, the highest tectonic unit which consists of two large nappe stacks, the lower and the upper nappes (Yılmaz, 1993). The lower nappe is mainly characterized by the variably metamorphosed ophiolitic units and the Maden Group whereas the upper nappe is represented by the metamorphic massifs (Bitlis, Pütürge, Malatya, Keban, Engizek and Binboğa) of southeast Anatolia (Ketin, 1983; Yılmaz, 1993). The imbrication zone is a narrow E-W trending belt which was squeezed between the nappe region to the north and the Arabian platform to the south (see Figure 2). The zone of imbrication is represented by a number of north dipping thrust slices with southerly vergence (Yılmaz et al., 1987; Yılmaz, 1990; Karig and Kozlu, 1990). The rock units in the imbricated thrust sheets range in age from Late Cretaceous to Early Miocene (Yılmaz, 1993). Further to the west-southwest, the rock units of the imbrication zone is traced along the Misis-Andırın Mountain belt (Yılmaz et al., 1987; Yılmaz, 1990; Kelling et al., 1987). Yılmaz et al., (1993) suggested that the Misis-Andırın Mountain belt is an escaped zone between the nappe zone and the Arabian platform (see Figure 2). The Arabian platform comprises autochthonous and paraautochthonous sedimentary units deposited since Early

Paleozoic time as seen in Figure 2 as well as Upper Cretaceous ophiolite nappes and their sedimentary cover (Yılmaz, 1993).

The granitoids related to the evolution of the southern Neotethys in the southeast Anatolia are observed at three localities, namely the Göksun-Afşin (Kahramanmaraş), Doğanşehir (Malatya) and Baskılı (Elazığ) regions as intruding the tectonostratigraphic/magmatic units of the nappe zone (Yılmaz, 1993). The most important point at these localities is that the granitoids are seen as intruding both into the Malatya-Keban platform, ophiolites and related metamorphic units, suggesting that the Malatya-Keban platform and ophiolitic units had been tectonically juxtaposed before the intrusions took place in Late Cretaceous.

The Esence granitoid crops mainly up along the Göksun River (Figure 3). It has an intrusive contact relations with the ophiolitic units and is overlain by the Plio-Quaternary cover sediments (Figure 4). Although, in the study area granitoid and the Malatya-Keban platform are not in contact, the intrusion of the Esence granitoid into the Malatya-Keban platform is mentioned by Parlak and Rızaoğlu (2004) elsewhere in the region. The Esence granitoid is represented by

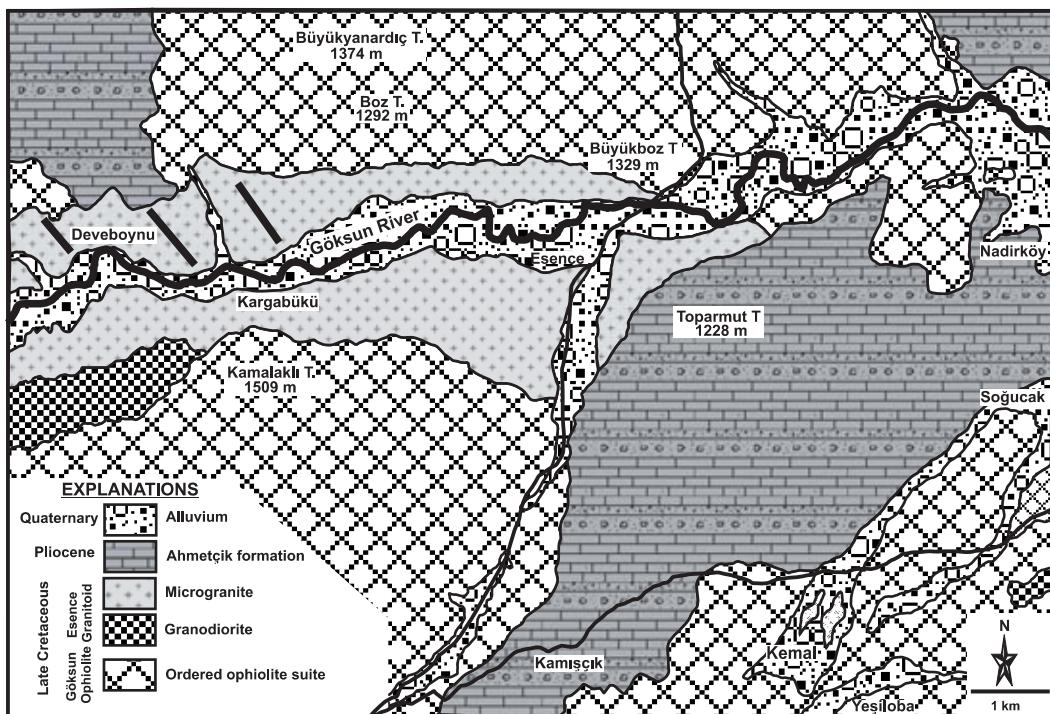


Figure 3. Geological map of the study area.
Şekil 3. Çalışma alanının jeoloji haritası.

granodiorites and microgranites (see Figures 3 and 4). The granodiorites are very fresh and contain amphibole bearing mafic microgranular enclaves (MME) ranging in size between 5 cm and 30 cm. The microgranites show extensive arenatization, and are cut by aplitic dykes.

PETROGRAPHIC FEATURES

The Esence granitoid is located along the Göksun River in the vicinity of Deveboynu- Kargabükü and Esence villages in the study area (see Figure 3), and is represented by granodiorites containing mafic microgranular enclaves (MME), microgranites and aplitic dikes.

The medium to coarse grained granodiorites are light gray and have amphibole bearing mafic microgranular enclaves (MME) (Figure 5a). They present granular texture (Figure 5b) and are mainly composed of quartz (25-30%), plagioclase (50-55%), orthoclase (10-15%), hornblende (3-4%) and biotite (3-4%). Titanite and iron-oxide minerals are the accessory phases. The plagioclase is the most common felsic mineral, and shows polysynthetic twinning and zo-

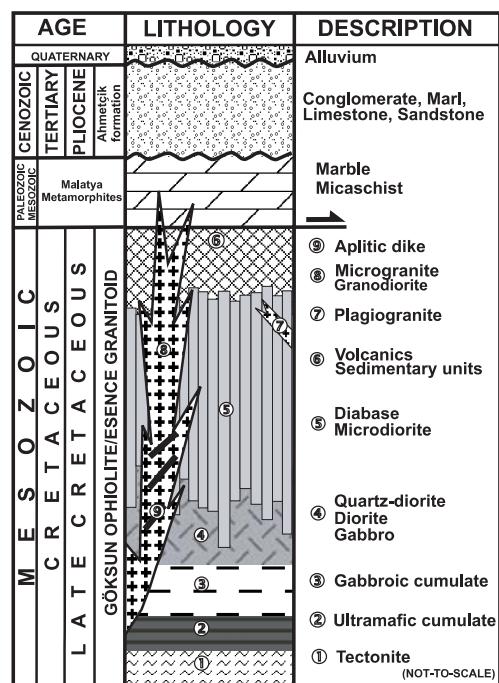


Figure 4. Stratigraphic column showing the relations of the Göksun ophiolite, Esence granitoid, Malatya platform and sedimentary units.
Şekil 4. Göksun ofiyoliti, Esence granitoyidi, Malatya platformu ve sedimanter birimler arasındaki ilişkili göstergen kolon kesit.

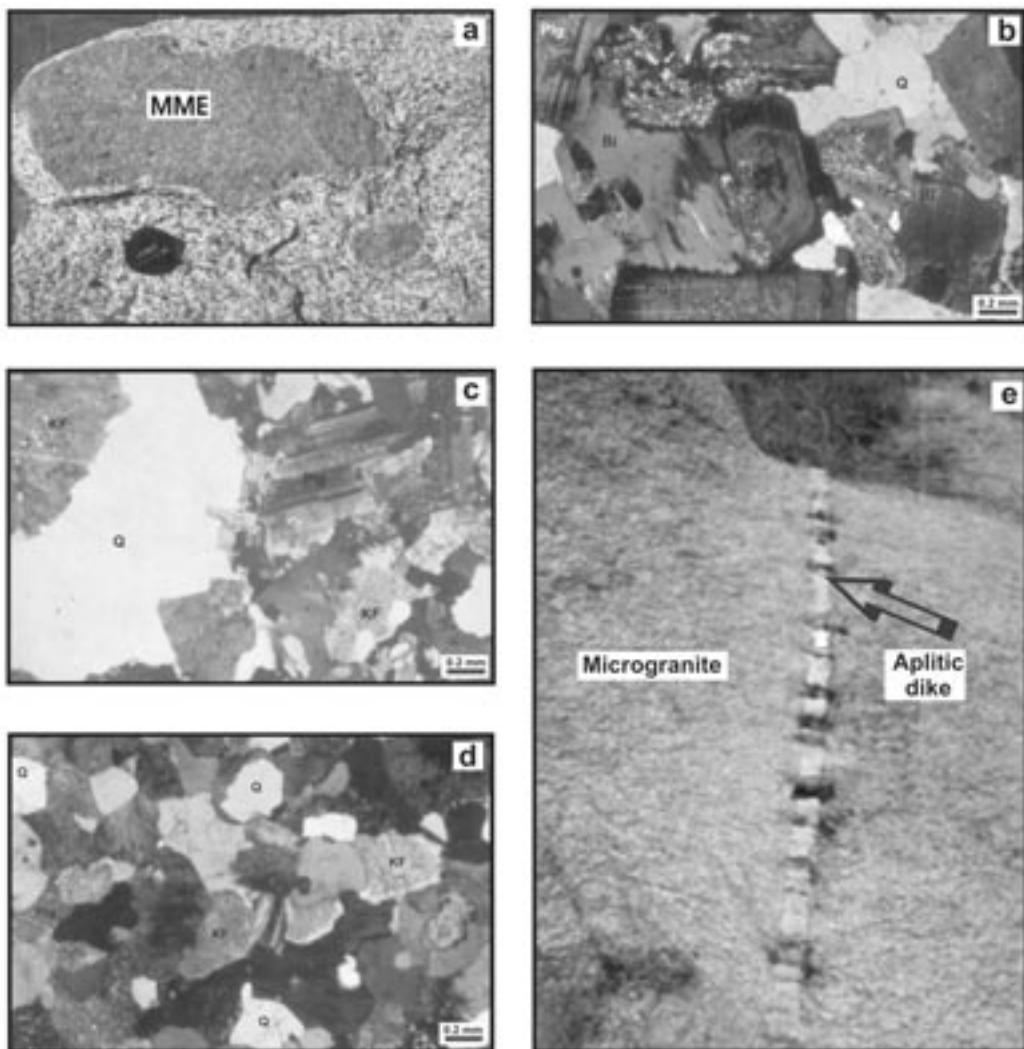


Figure 5. (a) Field view from the granodiorite and mafic microgranular enclaves (MME), (b) microscopic view from granodiorite (XPL), (c) microgranite, and (d) aplitic dike, (e) field view from the aplitic dike and microgranite. (Q:Quartz, Plg: Plagioclase, KF: K-feldspar, Bi: Biotite).

Şekil 5. (a) Granodiyorit ve mafik mikrogranüler enklavlарın arazi görünümü, (b) granodiyoritin, (c) mikrogranitin ve (d) aplitic daykaların mikroskopik görüntüleri (Çift Nikol), (e) Aplitik dayk ve mikrogranitlerin arazi görünümü (Q:Kuvars, Plg: Plajiyoklas, KF: K-feldspat, Bi: Biotit).

ning (see Figure 5b). The quartz is the second common felsic mineral, and occurs as xenomorphic grains. The K-feldspar displays perthitic texture and Carlsbad twinning. The hornblende is more abundant mafic mineral and encloses plagioclase and biotite minerals. The biotite is characterized by its dark to pale brown pleochroism (see Figure 5b). Prehnite is seen as secondary mineral in veins. The granodiorite displays variable degrees of low temperature alteration minerals including kaolinite, sericite, calcite and chlorite. Mafic microgranular enclaves (MME) are diorite in composition. They present

microgranular texture and are mainly composed of plagioclase (50%), hornblende (35%), K-feldspar (7-8%), quartz (1-2%), and iron oxide minerals. The plagioclase is the most common felsic mineral which presenting polysynthetic twinning and zoning. The main ferromagnesian mineral of the mafic microgranular enclaves (MME) is hornblende which xenomorphic and sub-automorphic in shape. K-feldspars are seen as medium grained xenomorphic crystals. The size of mafic microgranular enclaves (MME) ranges from 5 to 30 cm in diameter, and most of the mafic microgranular enclaves (MME) have

sharp contacts with the immediate surrounding granodiorite host (see Figure 5a).

The medium grained microgranites are pinkish and yellowish in color and present wide spread arenatization in the study area (Figure 5e). The microgranites exhibit both microgranular porphyric and micrographic textures, and are mainly composed of quartz (40-45%), plagioclase (10-15%), orthoclase (30-35%), biotite (3-4%) and hornblende (1-2%) (Figure 5c). The quartz is the most common felsic mineral of the microgranites and present as phenocrystals and microgranules. Some of the quartz crystals corroded magmatically, and lost their regular shapes. The second common felsic mineral, K-feldspar, is present as phenocrystals and microgranules. Some of the K-feldspars exhibit perthitic texture and Carlsbad twinning. The microgranites include plagioclase as both microgranules and phenocrystals in microgranular porphyric texture (see Figure 5c). The biotite and hornblende are the mafic minerals of the microgranites. Kaolin, sericite, prehnite and calcite are secondary phases in the rocks.

The microgranites are cut by pinkish colored aplitic dykes which have different thickness and orientation (see Figure 5e). They present micrographic and aplitic textures and are composed of quartz (35-40%), orthoclase (25-30%), plagioclase (25-30%), biotite (1-2%), muscovite (1-2%) and iron-oxide minerals (Figure 5d).

GEOCHEMISTRY

A total of 15 samples from the granodiorites, microgranite and aplitic dikes were analysed for major and trace element contents. Major and trace element analyses were carried out at the University of Geneva. Major elements were determined by XRF spectrometer (PW2400 with a Rhodium Tube from the Company of Pananalytical) on glass beads fused from ignited powders to which $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ was added (1:5), in a gold-platinum crucible at 1150 °C. Trace elements were analysed on powder pressed-pellets by the same method. The analytical precision for major elements is 0.3 % for SiO_2 , 0.03 % for TiO_2 , 0.2 % for Al_2O_3 , 0.1 % for FeO^* , 0.015 % for MnO , 0.15 for MgO , 0.15 for CaO , 0.15 % for Na_2O , 0.06 % for K_2O , 0.02 % for P_2O_5 . Detection limit for the trace elements is 1 ppm for Nb, 1 ppm for

Zr, 1 ppm for Y, 1 ppm for Sr, 1.5 ppm for U, 1 ppm for Rb, 2 ppm for Th, 2 ppm for Pb, 1 ppm for Ga, 2 ppm for Zn, 2 ppm for Cu, 2 ppm for Ni, 2 ppm for Co, 2 ppm for Cr, 2 ppm for V, 3 ppm for Ce, 4 ppm for Nd, 9 ppm for Ba, 4 ppm for La, 1 ppm for Hf, 2 ppm for Sc.

Whole rock major and trace element analyses of the granodiorites, microgranites and aplitic dikes are presented in Table 1. The granodiorites are characterized by high amount of TiO_2 (0.28-0.43 wt %), Al_2O_3 (15.24-16.19 wt %), FeO (3.22-5.44 wt %), MgO (0.89-2.01 wt %), CaO (2.77-4.99 wt %), P_2O_5 (0.09-0.11 %), Zr (87-136 ppm), Sr (190-232 ppm) and low amount of SiO_2 (64.48-69.77 wt %) and K_2O (2.13-4.55 wt %) compare to microgranites and aplitic dikes (see Table 1), corresponding to their modal mineralogy. The major element Harker (1909) diagrams are shown in Figure 6. Overall Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , FeO , CaO , MnO and P_2O_5 decrease by following linear trend with increasing SiO_2 wt %. These linear trends may indicate that these three rock types may be originated from same parental magma with fractional crystallization. Two samples (TR-13 and TR-14) in granodiorite suite are plotted away from the others and represented by lower content of SiO_2 and higher contents of other elements in the diagram (Figure 6). However these two samples remain on same line with the other samples, suggesting that there is a compositional gap which could be due to insufficient sampling for geochemical work.

The granodiorite, microgranite and aplitic dikes in the Esence granitoid show subalkaline character in total alkali-silica (TAS) diagram of Irvine and Baragar (1971) (Figure 7), and exhibit typical calcalkaline character as seen in Figure 8. In the Maniar and Piccoli (1989) diagram, the granodiorites and microgranites exhibit metaluminous to peraluminous character whereas the aplitic dikes show metaluminous character (Figure 9). "The Ocean Ridge Granite (ORG)-normalized multi element spider" diagram of the Esence granitoid displays selective enrichment in large ion lithophile (LIL) elements such as Rb, Ba, Th and depletion in high field strength (HFS) elements such as Nb, Zr, Hf, Sm, Y (Figure 10). The field of plutons from modern volcanic arc settings is shown for comparison (Pearce et al., 1984). The multi-element patterns of the granitoid rocks show similarity to the volcanic arc gra-

Table 1. Results of the major and trace element analyses of the rocks from the Esence granitoid.
 Çizelge 1. Esence granitoyidine ait kayaçların ana ve iz element analizlerinin sonuçları.

	Microgranite					Aplitic dike				Granodiorite					
	TR-4	TR-6	TR-7	TR-20	TR-21	TR-5	TR-8	TR-9	TR-10	TR-13	TR-14	TR-15	TR-16	TR-17	TR-18
SiO ₂	76.23	73.63	75.48	74.39	73.75	76.63	76.65	76.52	75.59	65.04	64.48	67.89	68.06	69.37	69.77
TiO ₂	0.04	0.10	0.08	0.10	0.11	0.04	0.06	0.05	0.03	0.43	0.43	0.34	0.30	0.28	0.28
Al ₂ O ₃	13.26	14.06	13.66	14.03	14.31	13.12	12.97	12.68	13.12	16.19	15.98	15.41	15.44	15.24	15.34
FeO*	0.93	1.77	1.56	1.39	2.02	0.80	1.23	1.33	0.81	5.44	5.37	4.02	3.58	3.45	3.22
MnO	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.06	0.09	0.09	0.05	0.04	0.06	0.05
MgO	0.06	0.26	0.20	0.30	0.33	0.07	0.12	0.10	0.05	1.95	2.01	1.26	1.06	0.98	0.89
CaO	0.41	1.19	1.30	1.12	1.09	0.32	0.69	0.82	0.53	4.94	4.99	2.93	2.85	2.77	2.88
Na ₂ O	3.78	3.93	3.78	3.93	4.16	3.32	3.09	3.19	3.86	3.28	3.27	3.16	3.12	3.66	3.45
K ₂ O	4.79	4.43	4.06	4.25	3.92	5.65	5.32	5.09	4.95	2.21	2.13	4.10	4.55	3.43	3.55
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.09
LOI	0.30	0.86	0.20	0.46	0.41	0.26	0.27	0.16	0.19	0.62	0.66	0.74	0.61	0.98	0.67
Total	99.84	100.31	100.38	100.06	100.19	100.24	100.45	100.00	99.23	100.27	99.51	100.00	100.25	100.31	100.18
Nb	9	9	8	10	11	15	8	6	18	7	7	9	9	11	10
Zr	41	65	58	62	65	45	45	57	29	103	87	135	122	136	126
Y	27	23	17	17	19	35	23	34	9	15	17	19	19	22	16
Sr	15	69	123	103	108	16	48	44	28	232	231	192	190	200	228
U	6	5	4	10	9	7	7	6	7	4	4	6	6	7	5
Rb	154	147	135	134	131	113	160	154	270	89	84	162	161	126	128
Th	19	21	14	21	17	23	25	14	18	8	9	16	16	14	16
Pb	37	33	31	33	36	32	38	40	33	14	12	25	14	18	15
Ga	13	13	12	13	13	15	11	11	14	16	16	18	17	17	18
Zn	10	14	11	12	13	11	12	12	10	33	32	28	21	23	22
Cu	9	9	9	4	12	8	11	12	9	12	14	573	44	12	12
Ni	5	5	6	2	5	2	5	7	4	10	11	9	10	9	8
Co	2	3	2	2	3	2	2	2	2	14	13	8	7	7	6
Cr	23	27	35	13	26	20	24	28	24	60	48	36	42	36	51
V	6	10	9	13	14	5	10	8	7	95	90	55	53	43	39
Ce	17	23	25	20	22	25	28	24	9	30	24	45	43	45	43
Nd	4	6	7	5	7	7	9	9	4	18	9	17	20	19	20
Ba	143	571	853	891	724	125	274	181	156	571	547	751	840	696	770
La	11	14	11	14	11	7	15	13	10	7	10	23	22	18	21
Hf	8	6	8	7	6	6	7	7	8	6	6	8	6	6	6
Sc	2	2	3	4	3	3	2	2	2	15	14	8	7	5	5

Total Fe is expressed as FeO*

nites (Figure 10). Moreover distinctly negative Nb anomaly is typical of magmas derived from a subduction-modified mantle (Wilson, 1989). Tectonomagmatic discrimination diagrams of Pearce et al. (1984) based on immobile elements are effective at discriminating between tectonic environments in granitoid material. Figure 11 presents Nb versus Y and Rb versus Y+Nb diagrams for the granitoid rocks from the Esence region. The Nb versus Y diagram separates VAG+Syn-COLG and WPG (Figure 11a). The samples are mainly plotted in the VAG+Syn-COLG field. To separate volcanic arc granites from syncollisional granites, a Rb versus Y+Nb diagram is used in Figure 11b. It is

evident that the granitoid rocks plot within the VAG field. The rocks from the Esence granitoid plot in the Syn-COLG field in the R₁-R₂ diagram of Batchelor and Bowden, (1985) (Figure 12), resulted from an ongoing collisional process between ensimatic island arc (Göksun ophiolite) and continent (Malatya-Keban platform) in the southern branch of Neotethyan oceanic basin (Yılmaz, 1993; Yılmaz et al., 1993; Parlak and Rızaoğlu, 2004).

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

There are number of tectonomagmatic units that are important in understanding the geological

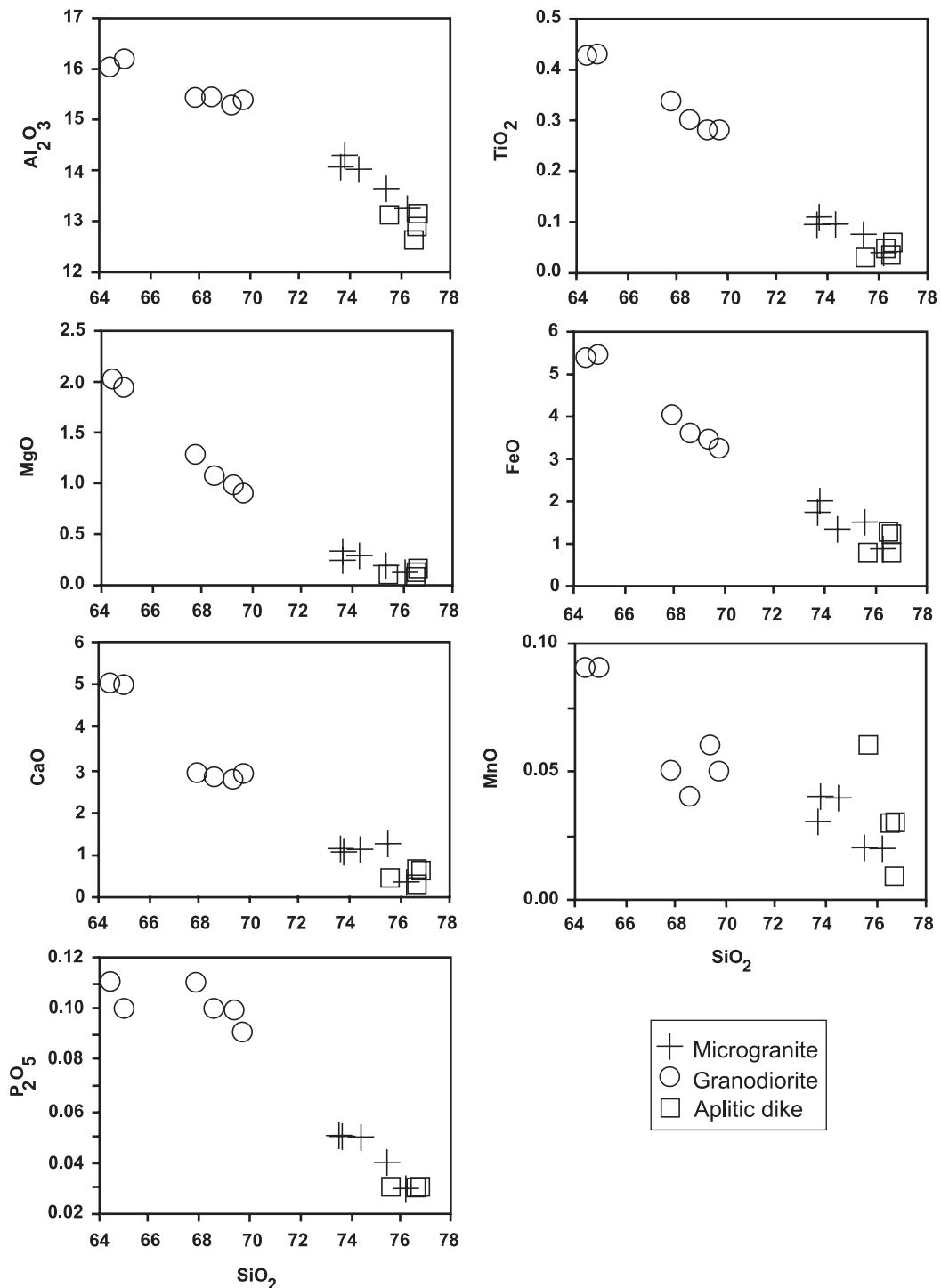


Figure 6. Harker type (Harker, 1909) variation diagrams for the rocks from the Esence granitoid.
 Şekil 6. Esence granitoyidine ait kayaçların Harker tipi (Harker, 1909) diyagramları.

evolution of the region during the Late Cretaceous in southeast Anatolia. These units are (a) the granitoids, (b) the ophiolites, and (c) the ophiolite-related metamorphic rocks. The granito-

ids are located in Göksun-Afşin (Kahramanmaraş), Doğanşehir (Malatya) and Baskıl (Elazığ) regions (Aktaş and Robertson, 1984; Yazgan and Chessex, 1991; Beyarslan and Bingöl,

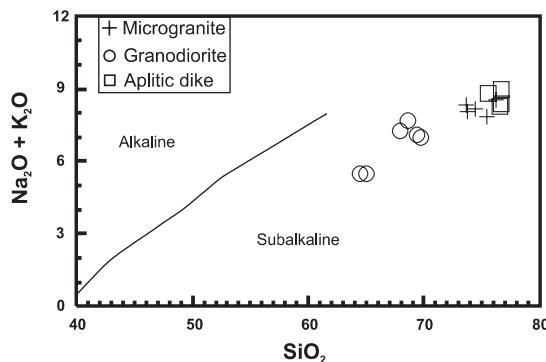


Figure 7. Total alkali-silica diagram for the rocks from the Esence granitoid (after Irvine and Baragar, 1971).

Şekil 7. Esence granitoyidine ait kayaçların toplam alkali-silis diyagramındaki (Irvine ve Baragar 1971'den) konumları.

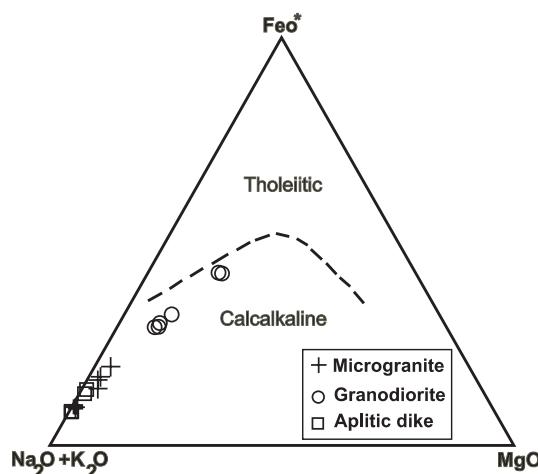


Figure 8. Distribution of the rocks from the Esence granitoid on AFM diagram (after Irvine and Baragar, 1971).

Şekil 8. Esence granitoyidine ait kayaçların AFM (Irvine ve Baragar 1971'den) diyagramında dağılımı.

2000). The granitoid rocks intrude the Malatya-Keban platform, ophiolites and related metamorphic rock units in these regions. The Late Cretaceous ophiolitic bodies of the southeast Anatolia are represented by the Göksun (Kahramanmaraş), İspendere (Malatya) and Kömürhan-Guleman (Elazığ). These ophiolites were formed above north dipping subduction zone some time during Late Cretaceous in the southern branch of Neotethys (Robertson, 2002; Parlak et al., 2004; Beyarslan and Bingöl, 2000). These ophiolites are interpreted as to ha-

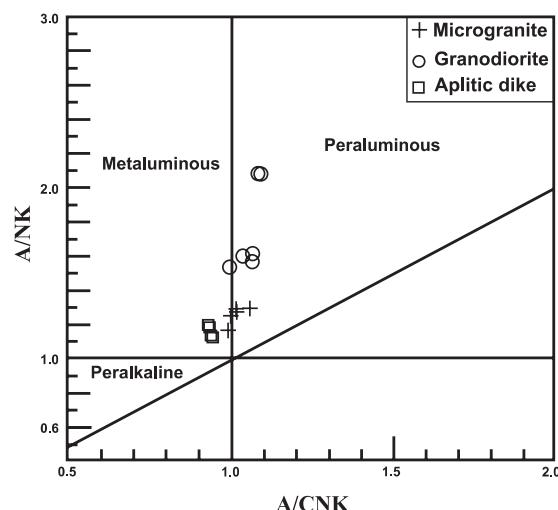


Figure 9. A/NK versus A/CNK diagram for the rocks from the Esence granitoid (after Maniar and Piccoli, 1989).

Şekil 9. Esence granitoyidine ait kayaçların A/NK-A/CNK (Maniar ve Piccoli, 1989'dan) diyagramı.

ve been originated as single vast Late Cretaceous thrust sheet that was dispersed between the metamorphic massifs during the ongoing orogenic system between Late Cretaceous and Late Miocene (Şengör and Yılmaz, 1981; Yazgan and Chesseix, 1991; Yılmaz et al., 1993; Beyarslan and Bingöl, 2000; Robertson, 2002; Parlak et al., 2004). The ophiolite-related metamorphic rocks are observed in the Doğanşehir (Malatya) and Elazığ regions in tectonic contact with overlying ophiolitic units; they display inverted metamorphic zonation from pyroxene-granulite facies to epidote-amphibolite facies (Parlak et al., 2002). These metamorphic units are also interpreted as being the equivalent of the Berit metaophiolite (Perinçek and Kozlu, 1984; Genç et al., 1993) to the north of Kahramanmaraş region.

The granitoids in the region were intruded through the ophiolites, related metamorphic rocks and Malatya-Keban platform. The Malatya-Keban platform is thrust over the ophiolitic units in the region. This suggests that the Malatya-Keban platform, ophiolites and related metamorphic units had been tectonically juxtaposed before the intrusions took place in Late Cretaceous.

The K-Ar age obtained from the granitoid in Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) region display

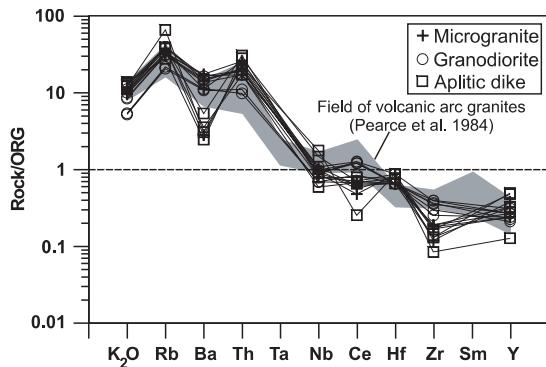


Figure 10. ORG-normalized spider diagram for the rocks from the Esence granitoid (normalizing values are from Pearce et al., 1984).

Şekil 10. Esence granitoididine ait kayaçların ORG'ye göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (ORG değerleri Pearce vd., 1984'ten alınmıştır).

an age range from 85 to 70 Ma (Parlak and Rızaoglu, 2004). The formation age of the metamorphic soles and oceanic crust is thought to be contemporaneous and constrained approximately as 90-92 Ma (Parlak and Delaloye, 1999; Dilek et al., 1999). This shows that the intrusion of granitoid exceeds the formation of the ophiolites in time.

The geochemical and field data for the Esence granitoid are in agreement with the following scenario: The ophiolites in the southeast Anatolia were formed above a north dipping subduction zone between the Arabian platform and the Tauride platform in Late Cretaceous (~90-92 Ma) (Parlak et al., 2004). During this intraoceanic subduction, the oceanic crust and sea floor sediments were fragmented and accreted to the base of the hanging wall to form the metamorphic sole in subduction zone. Following this event, the ophiolites and related metamorphic units were then accreted to the base of the Malatya-Keban platform during the progressive elimination of the southern Neotethyan oceanic basin. The thrusting of the Malatya-Keban platform over the ophiolites and related metamorphic rocks were followed by the intrusion of a volcanic arc granitoids (88 to 85 Ma) along the Tauride active continental margin.

The geochemistry and geochronology of the granitoids in the SE Anatolian orogen is very important because they restrict the ensimatic island arc-continent collision in space and time.

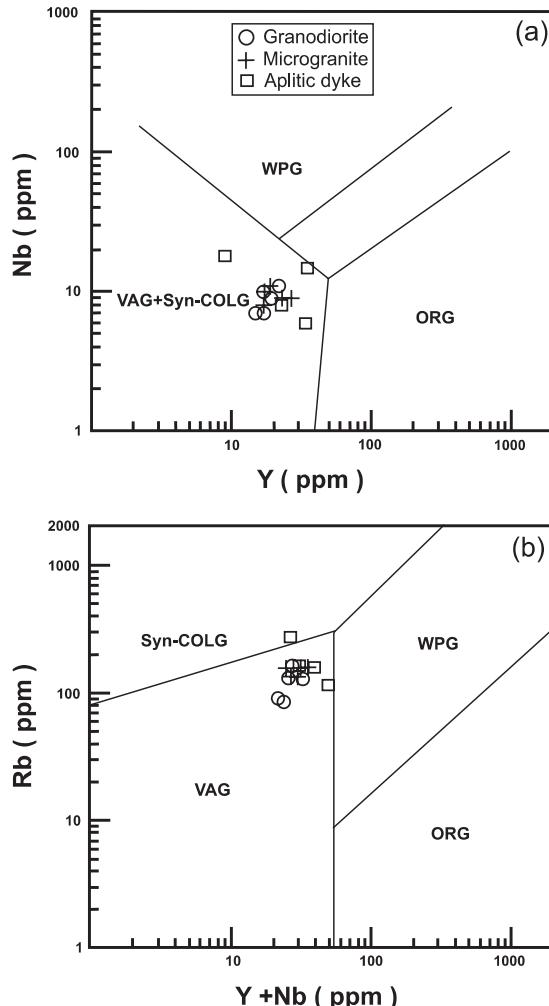


Figure 11. Tectonomagmatic discrimination diagrams based on Rb vs Y+Nb (a) and Nb vs Y (b) for the rocks from the Esence granitoid (after Pearce et al., 1984).

Şekil 11. Esence granitoididine ait kayaçların Rb - Y+Nb (a) ve Nb - Y (b) tectonomagmatik ayırtman diyagramlarındaki dağılımı (Pearce vd., 1984'ten).

The Esence granitoid, which is one of the granitoid bodies in the SE Anatolian orogen between Kahramanmaraş and Elazığ, has not been studied in detail. This work simply presents preliminary geochemical data for a limited part of the Esence granitoid and future studies are needed for a detail geochemical work. The petrography and major-trace element geochemistry of the Esence granitoid rocks suggests that they are I-type, calcalkaline and formed in a subduction related environment (volcanic arc) during the collision of the Tauride continent and the Gök-

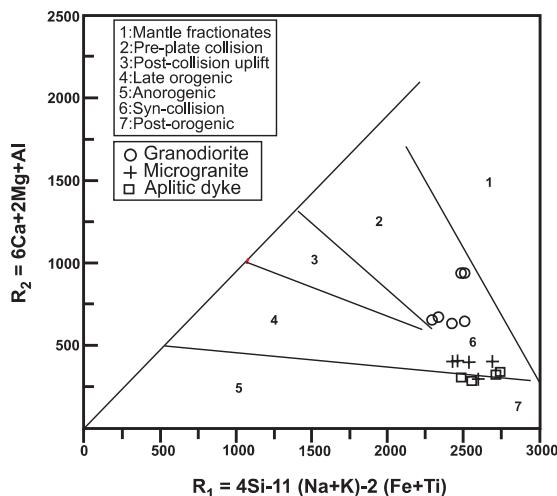


Figure 12. R_1 vs R_2 diagram for the rocks from the Esence granitoid (after Batchelor and Bowden, 1985).

Şekil 12. Esence granitoyidine ait kayaçların R_1 - R_2 diyagramındaki dağılımları (Batchelor ve Bowden, 1985'ten).

sun ophiolite in the Late Cretaceous. The metaluminous to peraluminous nature of the granitoid rocks is consistent with an evolution involving contamination of mantle-derived magmas by continental crust.

ACKNOWLEDGEMENT

This research was supported by the Scientific Research Projects Unit of Çukurova University (Project Number: FBE99YL-22). Michel Delaloye is thanked for providing to use XRF facility in the Mineralogy Department at Geneva University (Switzerland). Guidance of Fabio Capponi during XRF analysis is appreciated. The authors also thank to Alaiddin Bolat and Utku Bağcı for their field assistancy, and Nilgün Güleç and an anonymous reviewer for their constructive and informative reviews of the manuscript. Editorial handling by Reşat Ulusay is greatly appreciated. Osman Parlak acknowledges the financial support from the Turkish Academy of Sciences, in the frame of the Young Scientist Award Program (TÜBA-GEBİP).

REFERENCES

- Akıman, O., Erler, A., Göncüoğlu, M.C., Güleç, N., Geven, A., Türeli, T.K., and Kadioğlu, Y.K., 1993. Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. Geological Journal, 28, 371-382.
- Aktaş, G., and Robertson A.H.F., 1984. The Maden complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan continental margin. In: J.E. Dixon, and A.H.F. Robertson (ed.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society of London Special Publication, 17, 375-402.
- Alpaslan, M., and Boztuğ D., 1997. The co-existence of the syn-COLG and post-COLG plutons in the Yıldızeli area (W-Sivas). Turkish Journal of Earth Sciences, 6, 1-12.
- Aydın, N.S., and Önen, A.P., 1999. Field, petrographic and geochemical features of the Baranadağ quartz monzonite of the Central Anatolian granitoids, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 8, 113-123.
- Aydın, F., Karslı, O., and Sadıklar, M.B., 2003. Mineralogy and chemistry of biotites from eastern Pontide granitoid rocks, NE Turkey: some petrological implications for granitoid magmas. Chemie der Erde, 63, 163-182.
- Batchelor, B., and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48, 43-55.
- Beyarslan, M., and Bingöl, A.F., 2000. Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Elazığ, Turkey). Canadian Journal of Earth Sciences, 37, 1411-1424.
- Boztuğ, D., 1998. Post-collisional central Anatolian alkaline plutonism, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 145-165.
- Boztuğ, D., Yılmaz, S. ve Keskin, Y., 1994. İç-Doğu Anadolu alkalın provinsindeki Kösedağ plütonu (Suşehri-KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi, petrokimyası ve petrojelesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 37, 1-14.
- Boztuğ, D., Debon, F., İnan, S., Tutkun, S.Z., Avcı, N., and Keskin, Ö., 1997. Comparative geochemistry of four plutons from the Cretaceous-Palaeogene Central-Eastern Anatolian alkaline province (Divriği region, Sivas, Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 6, 95-115.
- Çoğulu, H.E., 1975. Gümüşhane ve Rize yörelerinde petrolojik ve jeokronolojik araştırmalar. ITÜ Yayınevi, 1034, 112 s.
- Delaloye, M., and Bingöl, E., 2000. Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modeling of geodynamic evolution. International Geology Review, 42, 241-268.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., and Grundvig, S., 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dyke intrusions (Tur-

- key): implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1192-1216.
- Ekici, T. ve Boztuğ, D., 1997. Anatolid-Pontid çarpışma sisteminin pasif kenarında yeralan Yozgat batolitinde Syn-COLG ve Post-COLG granitoid birlaklılığı. *Yerbilimleri (Geosound)*, 30, 519-538.
- Erler, A. ve Bayhan, H., 1995. Orta Anadolu granitoyidleri'nin genel değerlendirmesi ve soruları. *Yerbilimleri*, 17, 49-67.
- Erler, A., and Göncüoğlu, M.C., 1996. Geologic and tectonic setting of the Yozgat batholith, northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *International Geology Review*, 38, 714-726.
- Genç, Ş.C., and Yılmaz, Y., 1997. An example of post-collisional magmatism in northwestern Anatolia: the Kızderbent volcanics (Armutlu Peninsula, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 33-42.
- Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E. ve Yılmaz, Y., 1993. Berit metaofiyolitinin jeolojisi. *Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler Kitabı*, 37-52.
- Gençalioğlu-Kuşçu, G., Göncüoğlu, M.C., and Kuşçu, İ., 2001. Post-collisional magmatism on the northern margin of the Taurides and its geological implications: geology and petrology of the Yahyalı-Karamadazı granitoid. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 103-119.
- Göncüoğlu, M.C., and Türel, K.T., 1994. Alpine collisional type granitoids from western Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Journal of Kocaeli University Earth Sciences*, 1, 39-46.
- Güçtekin, A., Köprübaşı, N. ve Aldanmaz, E., 2004. Karabiga (Çanakkale) granitoyidinin jeokimyası. *Yerbilimleri*, 29, 29-38.
- Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. London, Methuen, 384 pp.
- Helvacı, C., and Griffin, W.L., 1983. Rb-Sr geochronology of the Bitlis massif, Avnik (Bingöl) area, SE Turkey. *Journal of Geological Society*, 13, 255-265.
- İlbeyli, N., and Pearce, J.A., 1997. Petrogenesis of the collision-related Anatolian granitoids, Turkey. *European Union of Geosciences (EUG) 9, Strasbourg-France*, 502.
- İlbeyli, N., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2004. Petrogenesis of collision-related plutonics in central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72, 163-182.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Karig, D.E., and Kozlu, H., 1990. Late Paleogene-Neogene evolution of the triple junction near Maraş, south-central Turkey. *Journal of Geological Society*, 147, 1023-34.
- Karslı, O., Aydın, F., and Sadıkclar, M.B., 2002. Geothermobarometric investigation of the Zığana granitoid, Eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review*, 44, 277-286.
- Kelling, G., Gökçen, S.L., Floyd, P.A., and Gökçen, N., 1987. Neogene tectonics and plate convergence in the eastern Mediterranean: new data from southern Turkey. *Geology*, 15, 425-429.
- Ketin, İ., 1983. *Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış*. İTÜ Kütüphanesi, 1259, 595s.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 6, 129-198.
- Parlak, O., and Delaloye, M., 1999. Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (Southern Turkey). *Tectonophysics*, 301, 145-158.
- Parlak, O., and Rızaoglu, T., 2004. Geodynamic significance of granitoid intrusions in the southeast Anatolian orogeny (Turkey). *Proceedings of 5th International Eastern Mediterranean Geology Symposium, Thessaloniki, Greece, Abstracts*, 157.
- Parlak, O., Önal, A., Höck, V., Kürüm, S., Delaloye, M., Bağcı, U., and Rızaoglu, T., 2002. Inverted metamorphic zonation beneath the Yüksekova ophiolite in SE Anatolia. *1st International Symposium of Faculty of Mines (ITU) on Earth Science and Engineering, İstanbul, Turkey, Abstracts*, 133.
- Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H., and Delaloye, M., 2004. Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian orogenic belt (Turkey). *Geological Magazine*, 141, 583-603.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindale, A.G., 1984. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Perinçek, D., and Kozlu, H., 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus). *Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt, Ankara, Turkey*, 181-198.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1-67.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey : a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tarhan, N., 1986. Doğu Toroslarda Neotetisin kapalımasına ilişkin granitoyid magmalarının evrimi ve kökeni. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 107, 95-112.
- Tatar, S., and Boztuğ, D., 1998. Fractional crystallization and magma mingling/mixing processes in the monzonitic association in the

- SW part of the composite Yozgat batholite (Şefaatli-Yerköy, SW Yozgat). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 215-230.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Chapman & Hall, London, 466 pp.
- Yalınız, M.K., Aydın, N.S., Göncüoğlu, M.C., and Parlak, O., 1999. Terlemez quartz monzonite of Central Anatolia (Aksaray-Sarıkaraman): age, petrogenesis and geotectonic implications for ophiolite emplacement. *Geological Journal*, 34, 233-242.
- Yazgan, E., and Chessex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. *Turkish Association of Petroleum Geologists*, 3, 1-42.
- Yılmaz, O., 1971. Etude petrographique et geochronologique de la région de Cacas. PhD Thesis, Université de Science et Medicale de Grenoble, France, 230 pp.
- Yılmaz, Y., 1978. Bitlis massif and ophiolite relationship around Gevaş, Van. Proceedings of 4th Turkish Petroleum Congress, 88-93.
- Yılmaz, Y., 1990. Allochthonous terranes in the Tethyan Middle east: Anatolia and surrounding regions. *Philosophical Transactions of Royal Society of London*, A 331, 611-24.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 251-271.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M.A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş.C. ve Keskin, M., 1987. Kahramanmaraş kuzeyinin jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğa Dağları). *Türkiye Petrolleri A.O. Rapor No: 2028*, 218 s (unpublished).
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., and Genç, Ş.C., 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of Southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. *Tectonics*, 12 (5), 1280-1297.



Kömür-su karışımı teknolojisinde farklı yapıdaki Türk kömürlerinin yanma özellikleri

The combustion properties of different structural Turkish coals in coal-water slurries technology

Feridun BOYLU, Gündüz ATEŞOK, Mustafa ÖZER

İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, 34469 Maslak, İSTANBUL

ÖZ

Bu çalışmada, kömürleşme derecesi birbirinden farklı olan üç farklı Türk kömüründen hazırlanmış karışımlar üzerinde yanma deneyleri gerçekleştirilmiştir. Kömür tane boyutu ve yanma oranı sabit tutularak gerçekleştirilen yanma deneyleri sonucunda, karışım hazırlama aşamasında etkili olan kömürleşme derecesinin, karışımların yakılmasına içinde çok etkin olmadığı, kömürleşme derecesine bağlı olmaksızın, karışımların yüksek yanma verimleri ile yakılabilceği saptanmıştır. Gerçekleştirilen yanma deneyleri sonucunda, farklı kömürleşme derecesine sahip kömür-su karışımlarının yakılmasıyla % 96.5-99.0 gibi yüksek yanma verimlerine ulaşılmıştır. Isı kayıpları ise, kömürleşme derecesine bağlı olarak, % 5-22 arasında değişim göstermiştir.

Anahtar Kelimeler: Kömür, kömür-su karışımı, yanma.

ABSTRACT

In this study, combustion experiments were carried out by using different rank coals from Turkey. The experiments, performed at a constant coal particle size and combustion ratio suggested that the coalification degree, which is very important parameter in preparation of coal-water mixtures, is not effectual on the combustion of coal-water slurries. It is observed that the slurries can be combusted with high combustion efficiency independent on the degree of coalification. As a result of combustion tests, a combustion efficiency of 96.5 - 99.0% was achieved in the combustion of coal-water slurries prepared from different rank coals. On the other hand, heat losses during the combustion determined between 5 - 22% depending on the degree of coalification.

Key Words: Coal, coal-water slurries, combustion.

GİRİŞ

Kömür-su karışımı (KSK) ile ilgili ilk çalışmalar, yaklaşık yüz yıl önce, kömür-fuel oil karışımının endüstriyel bir yakıt olarak kullanılmasıyla başlamıştır. İlk temel araştırmalar, I. ve II. Dünya savaşları sırasında yapılmıştır. Akişkanlaştırıcı ortam olarak, başlangıçta, fuel-oil kullanılmıştır. Petrol tüketimine olan gereksinimi tamamen ortadan kaldırmak için yapılan çalışmalarla, KSK yakıtında akişkanlaştırıcı olarak su kullanımı gündeme gelmiş ve kömür-su karışımı, 1980 yılından sonra bu konu ile ilgili araştırmaların odak noktasını oluşturmuştur.

KSK'ların yakıt olarak değerlendirilmek istenmesinin iki temel nedeni vardır. Bunlar; (1) mevcut fuel oil yanma sistemlerinde yapılacak ufak değişiklikle karışımların, ağır fuel oil'e benzer şekilde yakılabilmesi ve depolanabilmesi ve (2) KSK'ların boru ile taşınabilir olmasıdır.

Tipik bir KSK, %60-75 kömür, %24-30 su ve %1 katkı maddelerinden oluşan bir karışımıdır. Uygun bir karışım hazırlanması, çeşitli değişkenlerin birlikte dikkate alınmasını gerektiren karmaşık bir işlemidir. Uygun bir karışım tanımından,

en fazla kömür yüklenmesi yapılmış, en fazla ağır fuel-oilinkine eş değer bir viskoziteye sahip, belirli depolama ve işletme koşullarında sorun yaratmayan (kömür taneciklerinin çökelmesi, viskozitedeki ani değişimler gibi) bir karışım anlaşılmaktadır (NEDO, 1997). Bir KSK için endüstride beklenen, ancak kesin olmayan hedefler; Brookfield viskozitesinin, 100 rpm'de 1000 cp ve çalkalanma olmaksızın, bir hafta sonunda alt kısımda oluşan sert birikimin KSK hacminin %5'inden daha az olmasıdır (Natoli vd., 1985; Ateşok vd., 2002a ve 2002b; Dinçer vd., 2002a ve 2002b; Boylu ve Ateşok, 1999 ve 2003; Boylu vd., 2001). KSK yakıtının yanma özelliklerinin belirlenmesi, yakma sistemlerinin tasarımını gerçekleştiren üretici firmalara, yakıtın endüstriyel ölçekte yakılmasında daha başarılı sonuçların alınması için gerekli bilgileri sağlar.

Kömürün yanması, genel olarak üç aşamadan oluşmaktadır. Bunlar; kömür tanecığının ısınması, uçucu madde çıkışı sonucu görünür alev ile yanması ve yarıkok yanmasıdır. KSK yakıtının yanmasında, bazı farklılıklar içermekle birlikte, genel olarak kömürün yanmasına benzer bir durum sergilemektedir. En önemli fark, KSK'ların sıvı yakıtlar gibi atomize edilerek yakılmasıdır. Konu ile ilgili olarak başta ABD, Kanada, İsveç, Japonya, İtalya ve Çin olmak üzere bir çok ülkede araştırmalar yapılmıştır ve halen de yapılmaktadır. Yapılan çalışmalarda kömür-su oranının, stokiométrik yakma oranının ve ikincil hava miktarının KSK'nın yanma özelliklerini önemli ölçüde etkilediği belirlenmiştir (NEDO, 1997; McHale, 1985).

Özellikle, toplam yanma süresinin büyük bir bölümünü oluşturan yarıkok yanmasının kömürün türüne bağlı olduğu birçok araştırma tarafından saptanmıştır. Az sayıda linyit kömürü üzerinde gerçekleştirilen tek damla yanma deneylerinde, linyit-su karışımının toplam yanma süresinin, bitümlü kömür ile hazırlanan KSK'larının yanma süresinden daha uzun olduğu sonucuna varılmıştır. (Yavuz, 1996). Metthews ve Jones (1986), hem deneysel, hem de kuramsal olarak, orta kömürleşme derecesine sahip kömürle hazırlanan KSK'nın, düşük veya yüksek kömürleşme dereceli kömürlere göre daha hızlı yandığını göstermişlerdir. Sato vd. (1988), yanma veriminin kömür tanecik boyutunun küçülmesiyle yükseldiğini, ancak baca gazındaki NO_x yayınıının arttığını saptamışlardır. %70-80'l 75 mik-

ronun altında ve ortalama tane boyutu 20-30 mikron civarında olan karışımın yanmada en yüksek verimi sağladığı diğer bir araştırmada saptanmıştır (McHale, 1985). Olen (1984), gerçekleştirdiği çalışmada, etkin bir yakma için KSK'nın bir ön ısıtma işlemeye tabi tutulmasını önermektedir.

Yapılan bazı araştırmaların sonuçlarına göre; akışkan yataktaki KSK'nın yakılmasında herhangi bir viskozite sınırlaması getirilmemekte ve KSK için en ideal yakma sistemi olarak akışkan yatak önerilmektedir (NEDO, 1997; Kefa vd., 1985). Karışımın tanecik boyutu, diğer sistemlere göre daha büyük olabilmektedir. Özellikle basınçlı akışkan yataktaki, yakma esasına dayanan güç üretimi için en cazip yakıt KSK'dır. Ancak akışkan yataktaki yakma ile ilgili en büyük sorunun besleme sistemi olduğu belirtilmektedir (Shang, 1984; Arena vd., 1985).

Akışkan yatak, yatağa sorbent ilave edilmek suretiyle SO_2 yayınıının kontrolünde önemli bir üstünlüğe sahip olduğu diğer bir çalışmada belirlenmiştir. Gaz yayınımları konusunda gerçekleştirilen diğer çalışmalar ise; akışkan yataktaki KSK yakılması halinde, kömürün yakılmasında kine oranla NO_x yayınıının azaldığı saptanmıştır (Mackay vd., 1985).

Şimdide kadar KSK ile ilgili gerçekleştirilen yakma deneylerinde ve pilot ölçekli çalışmalarında genellikle düşük küllü (%5-10) kömürler kullanılmıştır. Bu çalışma kapsamında ise; yüksek kül içerikli Zonguldak bitümlü kömürü, Soma yarıbitümlü kömürü ve İstanbul-Yeniköy linyit kömürü ile hazırlanan kömür-su karışımının (KSK), pilot ölçekli düşey yakmalı kömür yakıcısında yakma deneyleri gerçekleştirilmiş ve elde edilen sonuçlar mevcut veriler çerçevesinde yorumlanmıştır.

MALZEME VE YÖNTEM

Malzeme

Farklı yapıya sahip Türk kömürleri ile hazırlanan kömür-su karışımının yakma özelliklerinin incelendiği bu araştırma kapsamında; bitümlü, yarı bitümlü ve linyit kömürlerini temsil eden, sırasıyla; ZB (Zonguldak-Armutçuk), SYB (Soma) ve İstanbul-Yeniköy (İSL) kömürleri kullanılmıştır. Bu kömürler üzerinde yapılan standart ve elementel kömür analiz deneylerinden elde edi-

Çizelge 1. Deneylerde kullanılan kömürlerin standart ve elementel analiz sonuçları.
Table 1. Proximate and ultimate analyses of the samples used in the study.

Özellikler		ZB	SYB	İSL
Standart	Nem, (%)	1.20	18.42	35.50
	Kül, (%)	12.61	15.31	40.36
	Uçucu madde, (%)	30.33	42.37	43.60
	Sabit karbon, (%)	57.06	42.32	16.04
	Toplam kükürt, (%)	0.61	0.69	1.20
	Üst kalorifik değer, (Kcal/kg)	7086	4608	3677
	Yanar kükürt, (%)	0.40	0.42	0.73
Elementel	C, (%)	74.86	60.78	58.10
	N, (%)	1.08	1.09	0.87
	O, (%)	6.21	17.83	16.91
	H, (%)	4.63	4.30	4.80
Porozite, (%)		9.70	11.8	18.30

ZB: Zonguldak-Armutçuk bitümlü kömürü

SYB: Soma yarı bitümlü kömürü

İSL: İstanbul linyit kömürü

len sonuçlar kuru baza göre Çizelge 1'de verilmiştir. Hazırlanan kömür-su karışımında dağıtıcı olarak ağırlık bazında %0.3 oranında sodyum polistiren sulfonat (PSS) ve stabilizör olarak da %0.01 miktarında karboksil metil selüloz (CMC) kullanılmıştır. Hazırlanan karışımın pH'sı 8.8 (doğal pH) olarak sabit tutulmuştur. Yakma deneylerinde kullanılan karışımın özellikleri Çizelge 2'de verilmiştir.

Çizelge 2'den görüleceği üzere; yakma deneylerinde kullanılan karışımın hazırlanmasında, karışımın içindeki kömür boyutu 24 mikron (d_{50}) olarak sabit tutulmuştur. Yakma deneylerinde, Şekil 1'de gösterilen ve yakma oranı 193000 kcal/saat olan düşey yakmalı kömür yakıcısı kullanılmıştır.

Yakıcı; 305 cm uzunluğunda ve 114 cm iç çapında olup, 7.62 cm kalınlığında Hydrexon 3000 tip, 1650 °C'ye kadar ısiya dayanıklı refrakter malzeme ile kaplanmıştır. Yakıcı aynı zamanda; 20 cm kalınlığında, hafif ve yüksek alüminüne içeriaklı malzeme ile yalıtılarak, yakıcı içi sıcaklıkla-

rın 1450-1500 °C'de tutulması sağlanmıştır. 1.56-2.27 m³/dakika arasında akıcı gaz üreten yakıcıda akıcı gaz, kullanılan ısı eşanjörleri ile 104 °C'ye kadar soğutularak sonfiltreye gönderilmektedir. Yakıcıyı terk eden akıcı gaz ve yanma sonrası elde edilen yanma ürünlerini, MODEL BB-9-III marka pulse-jet tipi, 6 m²lik filtre alanına sahip sonfiltre kullanılarak tutulmaktadır. Sonfiltrenin toz tutma kapasitesi % 99'dur. Yakıcı içerisindeki farklı kamaralardaki sıcaklıklar, yakıcıının değişik bölgelerine yerleştirilmiş olan sıcaklık sensörleri ile belirlenmekte, yanma sonucu elde edilen akıcı gaz konsantrasyonları ise gaz kromatografları ve bilgisayar vasıtasiyla online olarak gözlenmekte ve kaydedilmektedir.

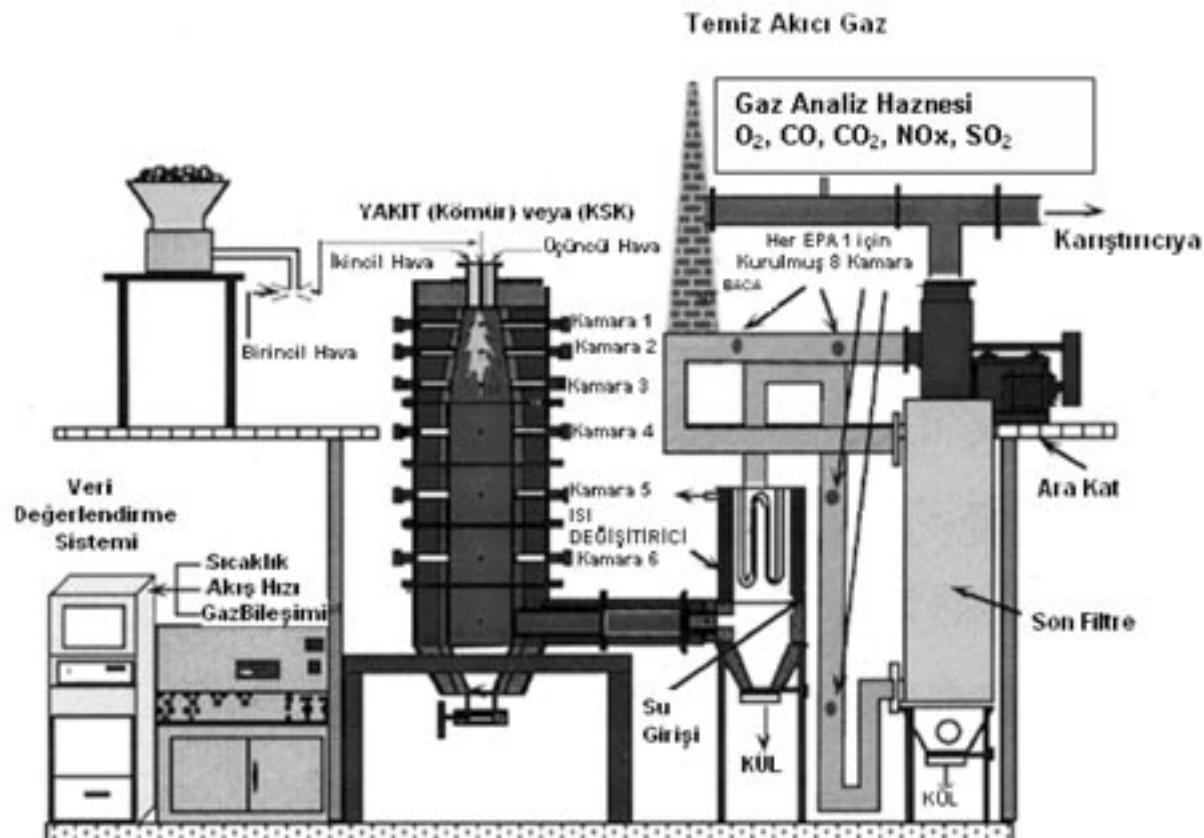
Uygulanan Yöntemler

Yakma deneyleri, Şekil 1'de gösterilen düşey yakmalı kömür yakıcısı kullanılarak, üç farklı kömür için üç farklı atomize edici hava basıncında (2.11, 4.22 ve 6.33 kg/cm²) gerçekleştirilmiştir. Yakma deneylerinde karışımın yakıcıya besleme hızları, 193000 kcal/saat yakma miktarına

Çizelge 2. Yakma deneylerinde kullanılan karışımın özellikleri.

Table 2. Properties of each slurry used in the combustion experiments.

Örnek	Boyut (d_{50}) (mikron)	PKO (%)	Viskozite (mPa.s)	Besleme oranı (kg/dak)	Toplam kalorifik değer (kcal/saat)
ZB	23.95	64.2	560	0.3178	193000
SYB	24.12	56.4	250	0.5448	193000
İSL	24.29	40.2	110	1.1350	193000



Şekil 1. Düşey yakmalı kömür yakıcısı ve yardımcı ekipmanlar.
Figure 1. Down-fired coal combustor and other equipment.

karşılık gelecek şekilde ayarlanmıştır. Yakma işlemi öncesinde yakıcı 63000 kcal/saat yakma oranında, doğal gaz kullanılarak ısıtılmış ve yakıcı içi sıcaklık 1150 °C'ye ayarlanmıştır. Bu sıcaklığından sonra doğalgaz beslemesi kesilerek KSK beslemesi yapılmıştır. Yakma işlemi boyunca, yanma işlemi kontrol altında tutulmuş, birincil ve ikincil yakma havası, yakıcı içerisindeki O₂ gaz konsantrasyonu % 4.5 (sabit) olacak şekilde ayarlanmıştır. Yakma deneyi sonuçları; akıcı gaz (O₂, CO, CO₂, SO₂ ve NO_x) emisyonları, yakıcı içi sıcaklıklarları ve yanma etkinliği derecesi baz alınarak değerlendirilmiştir. Yanma süresi boyunca her 30 saniyede bir yukarıda belirtilen akıcı gaz emisyonları ve yakıcı içi sıcaklıklar ölçülecek kaydedilmiştir. Yakıcı içi sıcaklıklar, yanmanın etkin olduğu ve karışımların yakıcı içerisinde ilk girdikleri bölge olan 2. kamara sıcaklıklarını baz alınarak değerlendirilmiştir. Deneylerde atomizer 2. kamaraya yerleştirilmiştir. Yanma sonunda, son filtreden katı örnekleri alınarak kül analizi yapılmış ve yanma etkinliği aşağıdaki eşitlik kullanılarak hesaplanmıştır.

$$FB = \left[1 - \frac{A_C (100 - A_R)}{A_R (100 - A_C)} \right] \times 100 \quad (1)$$

Burada; FB yakıt yanma oranı (%), A_C kömürün orijinal kül içeriği (%) ve A_R yanma sonunda geride kalan katının kül içeriği yüzdesidir.

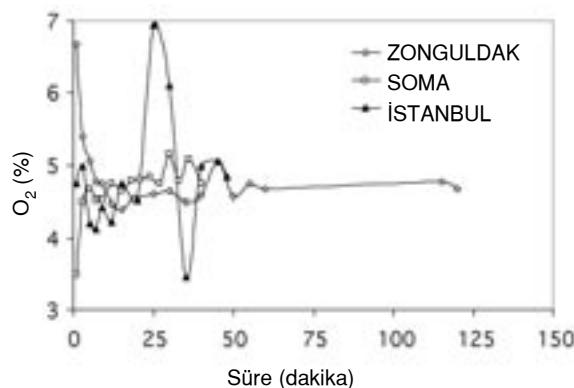
DENEYSEL ÇALIŞMALAR

Yanma deneyleri ile ilgili deney koşulları, her üç kömür için toplu halde Çizelge 3'de verilmiştir. Farklı atomize edici hava basınçlarında (AEHB) gerçekleştirilen yanma deneyleri sonucunda, 6.33 kg/cm² değeri optimum AEHB değeri olarak belirlenmiştir. Şekil 2-6'da, deneysel çalışmalarla kullanılan kömürlerle hazırlanmış karışımın optimum AEHB'nda yakılması sonucunda elde edilen akıcı gaz emisyonları sırasıyla verilmiştir. Şekil 2'de görüldüğü gibi, her üç kömür-su karışımının yanması sırasında ortamda oksijen içeriği % 4.5 civarında sabit tutul-

Çizelge 3. ZB, SYB ve İSL kömür-su karışımı ile gerçekleştirilen yanma deneyi koşulları.

Table 3. The conditions of combustion experiments carried out by using ZB, SYB and ISL coal-water slurries.

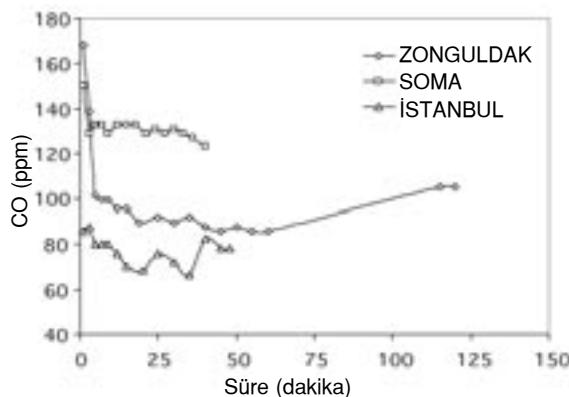
Özellikler (ZB)	2.11 kg/cm ²	4.22 kg/cm ²	6.33 kg/cm ²
Birincil hava miktarı	171 kg/saat 0.47 kg/cm ²	182 kg/saat 0.57 kg/cm ²	171 kg/saat 0.57 kg/cm ²
İkincil hava miktarı	152 kg/saat 0.35 kg/cm ²	152 kg/saat 3.5 kg/cm ²	152 kg/saat 0.34 kg/cm ²
AEHB (atomize edici hava basıncı)	304 kg/saat 2.11 kg/cm ²	400 kg/saat 4.22 kg/cm ²	437 kg/saat 6.33 kg/cm ²
Karışım besleme hızı	0.3178 kg/dakika	0.3178 kg/dakika	0.3178 kg/dakika
Özellikler (SYB)	2.11 kg/cm ²	4.22 kg/cm ²	6.33 kg/cm ²
Birincil hava miktarı	137 kg/saat 0.47 kg/cm ²	145 kg/saat 0.28 kg/cm ²	152 kg/saat 0.35 kg/cm ²
İkincil hava miktarı	152 kg/saat 0.35 kg/cm ²	152 kg/saat 0.35 kg/cm ²	152 kg/saat 0.35 kg/cm ²
AEHB(atomize edici hava basıncı)	361 kg/saat 2.11 kg/cm ²	437kg/saat 4.22 kg/cm ²	494 kg/saat 6.33 kg/cm ²
Karışım besleme hızı	0.5448 kg/dakika	0.5448 kg/dakika	0.5448 kg/dakika
Özellikler (İSL)	2.11 kg/cm ²	4.22 kg/cm ²	6.33 kg/cm ²
Birincil hava miktarı	266 kg/saat 1.1 kg/cm ²	266 kg/saat 1.1 kg/cm ²	285 kg/saat 1.3 kg/cm ²
İkincil hava miktarı	137 kg/saat 0.18 kg/cm ²	137 kg/saat 0.17 kg/cm ²	137 kg/saat 0.18 kg/cm ²
AEHB (atomize edici hava basıncı)	361 kg/saat 2.11 kg/cm ²	399 kg/saat 4.22 kg/cm ²	418 kg/saat 6.33 kg/cm ²
Karışım besleme hızı	1.135 kg/dakika	1.135 kg/dakika	1.135 kg/dakika

Şekil 2. Üç farklı kömür-su karışımı için, yanma sırasında süreye bağlı olarak O₂ konsantrasyonunun değişimi (6.33 kg/cm² hava basıncında).Figure 2. O₂ concentrations in combustor during the combustion for each coal-water slurries (under air pressure of 6.33 kg/cm²).

muştur. Bu şekilde, üç kömürle hazırlanmış karışımının yakılması sonucu elde edilen gaz emisyonlarının karşılaştırmasının daha doğru olacağı düşünülmüştür.

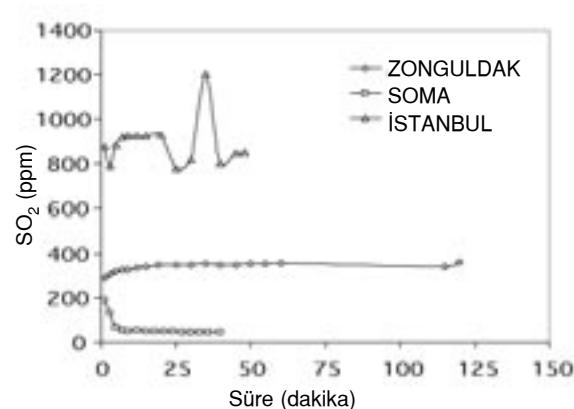
Şekil 3'te ise, yakma işlemleri sonucunda ulaşılan CO emisyonları verilmiş olup, aynı yakma oranı olan 88200 kcal/saat için elde edilen CO emisyonları kömürleşme derecesine bağlı olarak farklılık göstermektedir. Bununla birlikte, üç farklı kömür-su karışımının yakılması sırasında elde edilen CO emisyonları 80-140 ppm arasında seyretmiş olup, bu değerler oldukça küçüktür ve her üç kömürün de yüksek yanma verimi ile yakıldıklarını göstermektedir. Sabit O₂ (% 4.5) ve CO₂ içeriğini (% 13.5) esas alarak değerlendirme yapılacak olursa, İstanbul ve Zonguldak kömürlerinin Soma kömürüne oranla daha etkin bir şekilde yakıldığı söyleyenbilir. Bununla birlikte, 80-140 ppm arasında bir karşılaştırma yapılması CO emisyonları çok küçük olduğundan çok doğru bir yaklaşım olmayacağıdır. Ancak, genel olarak, her kömür-su karışımının yakılmasında düşük CO emisyonlarının elde edildiği daha doğru bir ifade olacaktır.

Üç farklı kömür örneğinden hazırlanmış karışımın yakılması elde edilen SO₂ emisyonları Şekil 4'te verilmiş olup, bu kömür-su ka-



Şekil 3. Üç farklı kömür-su karışımı için, yanma sırasında süreye bağlı olarak CO konsantrasyonunun değişimi ($6.33 \text{ kg}/\text{cm}^2$ hava basıncında).

Figure 3. CO concentrations in combustor during the combustion for each coal-water slurries (under air pressure of $6.33 \text{ kg}/\text{cm}^2$).



Şekil 4. Üç farklı kömür-su karışımı için, yanma sırasında süreye bağlı olarak SO_2 konsantrasyonunun değişimi ($6.33 \text{ kg}/\text{cm}^2$ hava basıncında).

Figure 4. SO_2 concentrations in combustor during the combustion for each coal-water slurries (under air pressure of $6.33 \text{ kg}/\text{cm}^2$).

rüşmlerinin yakılmasıyla farklı SO_2 emisyonları elde edilmiştir. Ancak bu durum, karışımların hazırlanmasında kullanılan kömür örneklerinin

yapısından, ya da inorganik madde içeriğinden kaynaklanmaktadır. Çizelge 4'de verilen, örneklerde ait küllerde yapılan plazma emisyon spekt-

Çizelge 4. ZB, SYB ve İSL kömürlerine ait küllerde yapılan ICP analiz sonuçları.

Table 4. Results of the ICP analyses of ZB, SYB and İSL coal ashes.

ELEMENT	ZB	SYB	İSL
SiO_2 (%)	41.75	19.64	27.86
Al_2O_3 (%)	21.89	9.44	13.92
Fe_2O_3 (%)	11.85	6.58	9.79
MgO (%)	3.17	2.73	2.62
CaO (%)	5.50	45.25	27.16
Na_2O (%)	1.75	0.83	1.87
K_2O (%)	2.33	0.56	1.00
TiO_2 (%)	1.15	0.36	0.53
P_2O_5 (%)	0.14	0.28	0.26
MnO (%)	0.12	0.07	0.10
Cr_2O_3 (%)	0.043	0.032	0.043
Ba (ppm)	1005	1312	1156
Ni (ppm)	235	72	232
Sr (ppm)	643	664	981
Zr (ppm)	257	105	171
Y (ppm)	80	24	47
Nb (ppm)	<10	<10	<10
Sc (ppm)	32	11	20
Kızdırma kaybı (%)	9.9	2.6	5.9
Toplam karbon (%)	7.41	1.07	2.87
Toplam sulfür (%)	1.12	4.32	1.0
Baz/Asit oranı (B/A)	0.38	1.9	3.32
Curuf oluşturma faktörü	0.232	1.31	1.20
Tikanma faktörü	0.665	1.577	1.87

$$\text{B/A} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$$

Curuf oluşturma faktörü (R_s) = $\text{B/A} * \text{Kömür kükürt içeriği, \% (kuru baza göre)}$

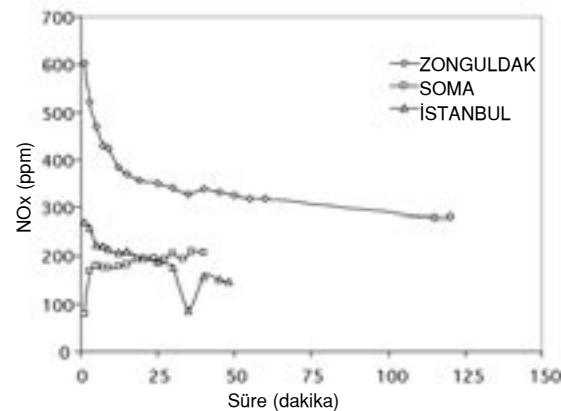
Tikanma faktörü (R_f) = $\text{B/A} * \text{Na}_2\text{O, \% (Kül içerisindeki)}$

rometresi (ICP) analizleri sonucunda, kömürlerin yapısındaki inorganik madde içeriğinin, özellikle Ca içeriğinin farklılık gösterdiği görülmektedir.

Soma ve Zonguldak kömürlerinin toplam ve yanar kükürt içeriği birbirine yakınmasına rağmen, Soma kömürü ile hazırlanmış karışımlarda daha düşük SO_2 emisyonlarına (40-80 ppm) ulaşılmıştır. Oysa, Zonguldak kömürü ile 300-350 ppm civarında SO_2 emisyonları elde edilmiştir. Bilindiği üzere, kömürlerin yapısında bulunan Ca yanma sırasında açığa çıkan SO_2 ile tepkimeye girerek gibsite dönüşümekte ve bu sayede açığa çıkan SO_2 emisyonlarının bir kısmını tutmaktadır.

Ancak, sağlıklı karşılaştırma yapabilmesi için Ca/S oranına göre değerlendirmeye yapılması gerekmektedir. Ca/S oranları; Zonguldak, Soma ve İstanbul kömürleri için sırasıyla 0.82, 3.42 ve 6.53 olarak hesaplanmıştır. Bu durumda, Soma kömürünün Zonguldak kömürüne oranla daha düşük SO_2 emisyonları vermesi, daha yüksek Ca/S oranına sahip olmasından kaynaklanmaktadır. Ancak, İstanbul kömürünün diğer kömürlerle göre daha yüksek Ca/S oranına sahip olmasına karşın, daha yüksek SO_2 emisyonları vermesinin nedeni, kömürlerin yapısındaki kükürt oluşturan maddenin farklılığından kaynaklanılmaktadır. Örneğin; kömür yapısındaki kükürt oluşturan maddenin, inorganik veya organik kökenli, ya da pirit ya da markasit olması da SO_2 gazi emisyonlarını doğrudan etkileyebilmektedir. Ancak, genel olarak, Soma kömürünün inorganik madde yapısından dolayı, SO_2 emisyonlarının yaklaşık olarak % 85-90'ını tuttuğu söylenebilir.

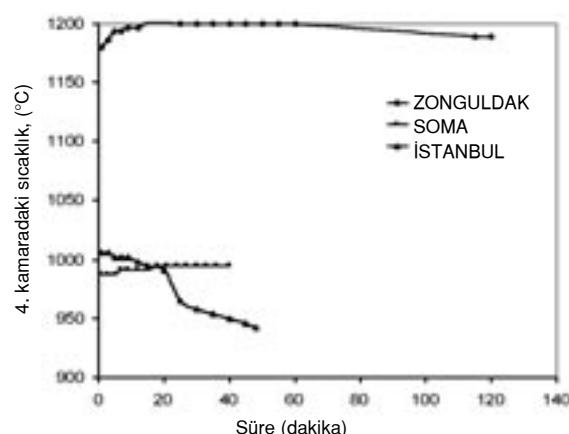
Üç farklı kömür-su karışımının yanması sonucunda ulaşılan NO_x emisyonları Şekil 5'te gösterilmiştir. Şekil 5'ten görüleceği üzere, bu karışımın yakılması, NO_x emisyonlarının EPA standarı (EPA, 1998) olan 500 ppm'in altında olduğu anlaşılmaktadır. Kömürleşme derecesine bağlı olarak, NO_x emisyonlarında gözlemlenen değişiklik tamamen kömürün yapısındaki N içeriğinden ve yanma ortamının sıcaklığından kaynaklanmaktadır. Zonguldak kömürü ile hazırlanan karışımın yakılmasında diğer karışımlara nazaran daha yüksek NO_x emisyonları elde edilmiştir (bkz. Şekil 5). Standart ve elementel kömür analizleri sonuçlarının verildiği Çi-



Şekil 5. Üç farklı kömür-su karışımı için, yanma sırasında süreye bağlı olarak NO_x konsantrasyonunun değişimi ($6.33 \text{ kg}/\text{cm}^2$ hava basıncında).

Figure 5. NO_x concentrations in combustor during the combustion for each coal-water slurries (under air pressure of $6.33 \text{ kg}/\text{cm}^2$).

zelge 1'den Zonguldak kömürünün yapısındaki N içeriğinin diğer iki kömürünkine göre daha yüksek olduğu görülmektedir. Bununla birlikte, Şekil 6'da verilen ortam sıcaklıklarındaki değişimle Zonguldak kömürünün daha yüksek NO_x emisyonları vermesinin nedeni anlaşılmaktadır. Genel olarak değerlendirildiğinde, NO_x iki kaynaktan dolayı oluşmaktadır. Bunlar, kömürün yapısındaki N ve yanma ortamındaki havadan gelen N'dir (havadaki N oranı % 78). Ancak yanma ortamındaki oksijen içeriği % 4.5 olarak sa-



Şekil 6. Üç farklı kömür-su karışımı için, yanma sırasında süreye bağlı olarak ortam sıcaklığı değişimi ($6.33 \text{ kg}/\text{cm}^2$ hava basıncında).

Figure 6. Temperature variation during the combustion for each coal-water slurries (under air pressure of $6.33 \text{ kg}/\text{cm}^2$).

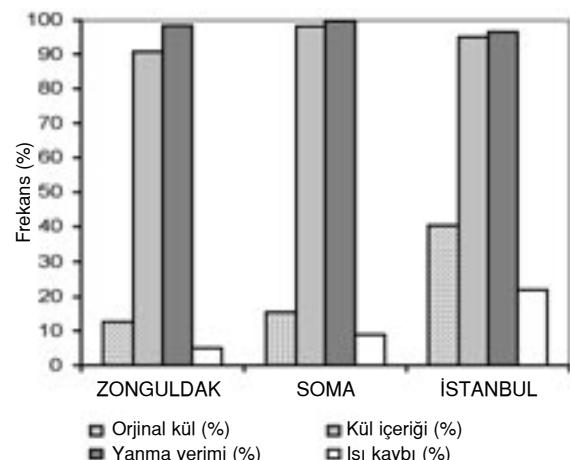
bitlendiğinden, NO_x farklılığı tamamen kömürlerin yapısındaki N içeriği farklılığından kaynaklanmaktadır. Bununla birlikte, NO_x oluşumları genellikle 1000 °C'nin üzerindeki ortam sıcaklıklarında meydana gelmektedir. Zonguldak kömürü ile hazırlanmış karışımının yakılmasında ortam sıcaklığı, bu kömürün yüksek ısıl değerinden dolayı 1200 °C civarında seyretmiştir (Şekil 6). Bu da, daha yüksek NO_x emisyonlarına neden olmuştur.

Kömür örneklerinin yanması sonucu elde edilen yanma etkinlikleri Şekil 7'de verilmiştir. Buna göre; kömür-su karışımının yakılmasında % 96.5-% 99.0 aralığında değişen yüksek yanma verimlerine ulaşılmıştır. Ancak, İstanbul kömürüyle hazırlanmış karışımlardaki su oranının yüksek olmasından dolayı, ısı kayıpları diğer karışımlara nazaran çok daha yüksek olmaktadır. Su içeriğine bağlı olarak gerçekleşen ısı kayıpları Zonguldak, Soma ve İstanbul kömürleri ile hazırlanmış karışımlar için sırasıyla % 5, % 9 ve % 22 olarak saptanmıştır.

SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen başlıca sonuçlar aşağıda verilmiştir;

- Zonguldak-Armutçuk, Soma ve İstanbul-Yeniköy kömürleri ile hazırlanmış karışımlar üzerinde gerçekleştirilen yakma deneyleri sonucunda, atomize edici hava basıncının



Şekil 7. Her üç kömür-su karışımı için, yanma sonucunda elde edilen yanma verimliliği histogramları.

Figure 7. Histograms for evaluation of combustion of each slurry.

(AEHB) gerek yanma verimleri, gerekse yanma sonucu açığa çıkan akıcı gaz içerisindeki CO, SO_2 ve NO_x emisyonları açısından önemli etkisinin olmadığı anlaşılmıştır.

- Yanma sırasında, karışımın su içeriklerine ve ısıl değerlerine bağlı olarak ortam sıcaklığının değiştiği saptanmıştır. Sıcaklık değişimleri değerlendirildiğinde, Zonguldak-Armutçuk ve Soma kömürleri ile hazırlanmış karışımın su içerikleri ve ısıl değerleri nedeniyle yanma sırasında, ortam sıcaklığını artırdığı belirlenmiştir. İstanbul-Yeniköy kömürü ile hazırlanmış karışım ise, % 60 su içeriğine ve 3677 Kcal/kg (kömür için) ısıl değerine sahip olmaları nedeniyle, yanma sırasında, yanma ortamı sıcaklığını zamana bağlı olarak azalttığı anlaşılmıştır.
- Zonguldak-Armutçuk, Soma ve İstanbul-Yeniköy kömür-su karışımının yakılması sonucunda, yanma verimleri her bir kömür-su karışımı için sırasıyla, %98-99, %99-99.8 ve %96.5-97.5 olarak saptanmıştır. Ancak, karışımın kömürleşme derecesine bağlı olmadan yüksek verimlerle yakılabilmesine rağmen, yanma sırasında karışımın içerdikleri su oranına ve ısıl değerlerine bağlı olarak elde edilen sıcaklığın bir kısmı suyun buharlaşması işlemi için kaybolmaktadır. Kömür-su karışımlarında su oranının % 30-60 arasında değiştiği dikkate alınırsa; su oranları değişimi için ısı kayıpları Zonguldak-Armutçuk, Soma ve İstanbul-Yeniköy kömürlerinden hazırlanmış karışımlar için sırasıyla, % 3-13, % 4-18 ve % 7-23 olarak saptanmıştır.
- Kömür-su karışımının gereklilikleri, gereklilik sağlanması sırasındaki özellikler ve davranışları, tamamen kömürleşme derecesine bağlı olarak değişmektedir. Ancak, kömürleşme derecesine bağlı olarak değişen ısıl değer, boyut dağılımı, nem çekme özelliği, porozite, tane şekli gibi özelliklere rağmen, kömür-su karışımı, kömürleşme derecesine bağlı kalmadan yüksek yanma verimleri ile yakılabilir. Bununla birlikte kömürleşme derecesi düşük olan kömürlerin yakılmasında oluşan ısı kayıpları nedeniyle düşen ortam sıcaklığını artırmak için, yakıcıya doğalgaz, ya da fuel oil (düşük kükürt içeriği) ilavesiyle yardımcı yakma işlemi gerekmektedir.

Bu çalışmada, farklı kömürleşme derecesine sahip Türk kömürleri ile gerçekleştirilen karışım hazırlama ve yakma işlemleri sonucunda, bu

kömürlerin KSK teknolojisine uygun olduğu ve kullanılabilirliği saptanmıştır.

KAYNAKLAR

- Arena, U., De Michele, G., Maresca, A., Massimilla, L., and Miccio, M., 1985. Fluidized combustion of coal and coal-water slurry: A comparsion. Proceeding of International Conference on Fluidized Bed Combustion, VIII (2), 853-864.
- Ateşok, G., Boylu, F., Sırkeci, A. A., and Dinçer, H., 2002a. The effect of coal properties of coal water slurries. Fuel, 81, 1855-1858.
- Ateşok, G., Boylu, F., and Sırkeci, A. A., 2002b. Rheological behaviour of low rank turkish coal-water slurries. Proceedings of 9th International Mineral Processing Symposium, Kadıköy, 208-210.
- Boylu, F. ve Ateşok, G., 1999. Çevre dostu yeni bir enerji hammaddesi: Kömür-su karışımı. Türkiye'de Kömür Politikaları ve Temiz Kömür Teknolojileri Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Ankara, 154-161.
- Boylu, F., and Ateşok, G., 2003. The effect of pss (sodium polystyrene sulphonate) dispersing agent on grindability of coal-water slurries. Proceedings of 10th Balkan Mineral Processing Congress, Varna, 308-314.
- Boylu, F., Ateşok, G., Acarkan, N., and Koçak, E., 2001. Determining properties of some turkish lignites for the coal water slurry technology. Proceedings of the 9th Balkan Mineral Processing Congress, İstanbul, 395-400.
- Dinçer, H., Boylu, F., and Ateşok, G., 2002a. Stabilization of coal water slurries and its standardization. Proceedings of 19th International Pittsburgh Coal Conference, Pittsburgh, USA. ISBN I-890977-19-5.
- Dinçer, H., Boylu, F., Sırkeci, A. A., and Ateşok, G., 2002b. The effect of chemicals on the viscosity and stability of coal-water slurries. International Journal of Mineral Processing, 70, 41-51.
- EPA (U.S. Environmental Protection Agency), 1998. NO_x - How nitrogen oxides affect the way we live and breathe. US EPA Office of Air Quality Planning and Standards.
- Kefa, C., Guoquang, H., and Mingjiang, N., 1985. Pipeline conveyance and fluidized bed combustion of coal-water mixtures with high viscosity. Proceedings of 2nd European Conference on Coal liquid Mixtures, International Chemical Engineering Symposium., Series No 95, 87-99.
- Matthews, K.J., and Jones, A.R., 1986. The effect of coal composition on coal-water slurry combustion and ash deposition characteristics. Proceedings of 8th International Symposium on Coal Slurry Fuels Preparation and Utilization, Orlando, 1-20.
- McHale, E.T., 1985. Review of CWF combustion technology. Energy Progress, 5(1), 15-24.
- Mackay, G.D.M., Trivett, G.S., Field, R.S., Zayed, R.S., and Al Tawee, A.M., 1985. Combustion of coal-water mixtures in fluidised beds. Proceedings of 1985 International Conference on Coal Science, Sydney, 427-430.
- Natoli, J., Maher, R. C., and Bobsein, B. R., 1985. Polyacrylate thickeners for coal-water slurries: slurry formation, stability and rheology. Proceedings of 2nd European Conference on Coal liquid Mixtures, International Chemical Engineering Symposium, Series No 95, 17-36.
- NEDO (New Energy and Industrial Technology Development Organization), 1997. CWM in Japan, International Cooperation Project for Coal Utilization Technology, 416 pp.
- Olen, K.R., 1984. Atomization and combustion of coal/water mixture fuels. The American Society of Mechanical Engineers, 1, 1-7.
- Shang, Y.J., 1984. An overview of Fluidized bed combustion boilers. Fluidized Bed Boilers: Design and Applications, Pergamon Press, New York, 350 pp.
- Sato, K., Shoji, K., Okiura, K., Akiyama, I., and Baba, A., 1988. Effect of coal particle and spray droplet sizes on combustion characteristics of coal-water mixtures. Powder Technology, 54, 127-135.
- Yavuz, R., 1996. Linyit-su karışımının incelenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Kimya ve Metalurji Fakültesi, Kimya Mühendisliği Bölümü, İstanbul (yayınlanmamış).



İkizce (Ordu) yöresindeki Tersiyer yaşılı kalk-alkalen volkanitlerinin mineral kimyası ve petrokimyası, KD Türkiye

Mineral chemistry and petrochemistry of Tertiary calc-alkaline volcanic rocks in the İkizce (Ordu) area, NE Turkey

İrfan TEMİZEL, Mehmet ARSLAN

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 TRABZON

ÖZ

Doğu Pontidler'in batısında yer alan inceleme alanının tabanında; Geç Kretase-Paleosen yaşı Akveren Formasyonu'nun Tekkiraz Üyesi bulunmaktadır. Bu formasyonun üzerine uyumsuzlukla Paleosen (?)-Eosen yaşı Koçevyanı bazaltı gelmektedir. Bu birimi uyumsuzlukla üzerleyen Eosen yaşı Tekkeköy Formasyonu; Çaybaşı Üyesi, Kurttaşlı Tepe andeziti, Kale Üyesi, İkizce andeziti ve Teknecik andezit porfirinden oluşmaktadır. İncelenen volkanitler; genellikle andezit, andezit porfir ve piroklastitlerinden daha az oranda ise bazalt ve bazaltik andezitten oluşmakta olup, genelde porfirik, mikrolitik porfirik, hyalo-mikrolitik porfirik, hyalopilitik, yer yer de entersertal, intergranüler, akıntı ve glomeroporfirik doku göstermektedir. Kayaçlar; klinopyroksen ($Wo_{44-48}En_{45-39}Fs_{10-13}$), plajiyoklas (An_{31-80}), olivin (Fo_{83-84}), hornblend ($Mg^{\#}=0.49-0.82$), biyotit ($Mg^{\#}=0.48-0.60$), daha az oranda da magnetit, apatit ve zirkondan oluşmaktadır. Plajiyoklas fenokristallerinde halkalı zonlanma, elek dokusu, kemirilme; hornblend ve biyotitlerde opaklaşma ve bozunma; klinopyroksenlerde kemirilme yapıları gibi dengesizlik dokuları gözlenmektedir. Volkanitler; genel olarak kalkalkali ve toleyitik-alkali geçişli olup, orta derecede potasyum içerirler. Ana oksit ve iz element değişimleri, kayaçların gelişiminde klinopyroksen, olivin, hornblend, plajiyoklas, magnetit ve apatit ayrılmışmasının etkili olduğunu işaret etmektedir. Yüksek büyük iyon yarıçaplı litofil element (Sr, K_2O , Rb, Ba) ve hafif nadir toprak element (La, Ce) ile düşük Nb, Zr, Y ve TiO_2 içerikleri, kayaçların yitim ve astenosferik ergiyiklerin karıştığı zenginleşmiş bir köken magmadan türediğine işaret etmektedir. Ayrıca Koçevyanı bazaltı olivin+ojit denetimli ayrılmışmayla, andezitik kayaçlar ise ojit + hornblend ± plajiyoklas kontrollü ayrımlaşma ve özümleme ± magma karışımıyla oluşmuştur.

Anahtar Kelimeler: Andezit, bazalt, Doğu Pontid, kalkalkalen volkanitler, kristal ayrımlaşması, mineral kimyası, Tersiyer volkanizması.

ABSTRACT

The lowermost unit in the studied area, located at the west of Eastern Pontids, is the Late Cretaceous-Paleocene Tekkiraz Member of Akveren Formation. Paleocene (?)-Eocene Koçevyanı basalt overlies this unit unconformably. Eocene Tekkeköy Formation consisting of Çaybaşı Member, Kurttaşlı Tepe andesite, Kale Member, İkizce andesite and Teknecik andesite porphyry overlies this unit unconformably. The studied volcanic rocks are composed of mainly andesite, andesite porphyry and pyroclastics, rarely basalt and basaltic andesite, and show generally porphyric, microlitic porphyric, hyalo-microlitic porphyric, hyalopilitic and rarely intersertal, intergranular, fluidal and glomeroporphyric textures. The rocks include clinopyroxene ($Wo_{44-48}En_{45-39}Fs_{10-13}$), plagioclase (An_{31-80}), olivine (Fo_{83-84}), hornblende ($Mg^{\#}=0.49-0.82$), biotite ($Mg^{\#}=0.48-0.60$), rarely magnetite, apatite and zircon. In these rocks, disequilibrium textures are observed such as oscillatory zoning, sieve texture and corrosion in plagioclase phenocrysts, breakdown and opaque in hornblendes and biotites, and dissolution in clinopyroxenes. Volcanics are generally calc-alkaline and tholeiitic-alkaline transitional in character, and have medium-K contents. Major oxide and trace element variations indicate a significant role of clinopyroxene, olivine, hornblende, plagioclase, magnetite and apatite fractionation during the evolution of rocks. High LILE (Sr, K_2O , Rb, Ba) and LREE (La, Ce), and

low HFSE (Nb, Zr, Y, TiO₂) contents show that the rocks have evolved from a parental magma derived from an enriched source of mixed subducted slab and asthenospheric melts. Besides Koçevyanı Basalt evolved by olivine + augite controlled fractionation whereas andesitic rocks developed augite + hornblende ± plagioclase controlled fractionation and assimilation ± magma mixing.

Key Words: Andesite, basalt, Eastern Pontid, calc-alkaline volcanics, crystal fractionation, mineral chemistry, Tertiary volcanism.

GİRİŞ

Doğu Pontidler, Özsayar vd. (1981)'ne göre, yaklaşık olarak, Ardanuç-İspir-Kemaliye-Reşadiye sınırı ile kuzey ve güney olmak üzere iki zona ayrılmaktadır. Bektaş vd. (1995)'ne göre ise Kuzey zon, Eksen zonu ve Güney zon olmak üzere üç zona ayrılmaktadır. Doğu Pontid kuzey zonunda magmatik ve volkano-sedimanter kayaçlar, güney zonunda ise sedimanter ve volkanik kayaçlar yaygın olarak bulunmaktadır. Doğu Pontidler'de; Jura, Geç Kretase ve Eosen olmak üzere, üç ana volkanik evre gözlenmektedir (Adamia vd., 1977; Eğin vd., 1979; Kazmin vd., 1986; Çamur vd., 1996; Arslan vd., 1997). Liyas volkanizmasının gerilmeli rejim altında riftleşmeye bağlı olarak, Üst Kretase volkanizmasının yitim sonucu, Eosen volkanizmasının ise yitim sonunda alt kabuk ve/veya üst mantodan kısmi ergime sonucuoluştugu ileri sürülmektedir (Arslan vd., 1997). Doğu Pontidler'de Üst Kretase'ye kadar olan dönemde kuzey ve güney zonda litolojik olarak benzerlikler gözlenmektedir. Ancak Üst Kretase'de farklılıklar belirgin olup, Güney zonda sedimanter kayaçlara karşın, Kuzey zonda volkanik kayaçların yaygın olduğu gözlenmektedir (Güven, 1993). Doğu Pontid Tersiyer volkanitleri ise, Kuzey zonda (Trabzon-Tonya yöresi) alkalen karakterli, Güney zonda (Gümüşhane-Kale yöresi) ise kalk-alkalen karakterli olmak üzere, iki farklı kayaç grubu oluşturmaktadır (Arslan vd., 1997, 2000, 2002). Güney zonda, Gümüşhane-Torul yöresinde yüzeylenen ve başlıca bazaltik andezit, andezit ve daha az ornlarda bazalt ve aglomerallardan oluşan volkanik kayaçların tabanında ve ara seviyelerinde sedimanter birimlerin bulunduğu belirtilmektedir (Aliyazıcıoğlu ve Arslan, 1998; Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 1998, 2001). Kuzey zonda, Trabzon ve Tonya çevresinde yüzeylenen volkanitler ise; alkali bazalt, tefrit, fonolitik tefrit, bazanit, aglomera ve tüflerinden oluşmaktadır (Arslan vd., 2000). Petrografik ve petrokimyasal incelemeler, bu alanda iki farklı

kayaç topluluğunun varlığını göstermiş olup, bunlar Trabzon ve Tonya grubu olarak ikiye ayrılmıştır (Arslan vd., 1997; Şen vd., 1998). Olivin (Fo₉₀₋₉₂) mineralinin genellikle Tonya grubundaki kayaçlarda, özsekilli analıs (lösitin alterasyon ürünü olarak), nefelin ve sanidin mineralllerinin ise Trabzon grubu kayaçlarında yaygın olarak gözlediğini ifade etmektedirler (Arslan vd., 1997, 2000, 2002; Aydın, 2003). Trabzon volkanitlerinin karakteristik bir özelliği de, değişik boyut ve mineralojije sahip kümülât karakterli ksenolit içermesidir (Şen, 2000).

İnceleme alanı, Doğu Pontid Tektonik Kuşağı'nın batısında yer almaktadır, yaklaşık 120 km²'lik bir alan kapsamaktadır. Bu çalışmanın amacı, İkizce (Ordu) yöresi volkanitlerinin stratigrafisi, petrografisi, mineral kimyası ve petrokimyasını ortaya koyarak, öncel çalışmalarla denetirilerek bölgedeki volkanizmanın gelişimini açıklamak ve kökenini irdelemektir.

ANALİZ YÖNTEMLERİ

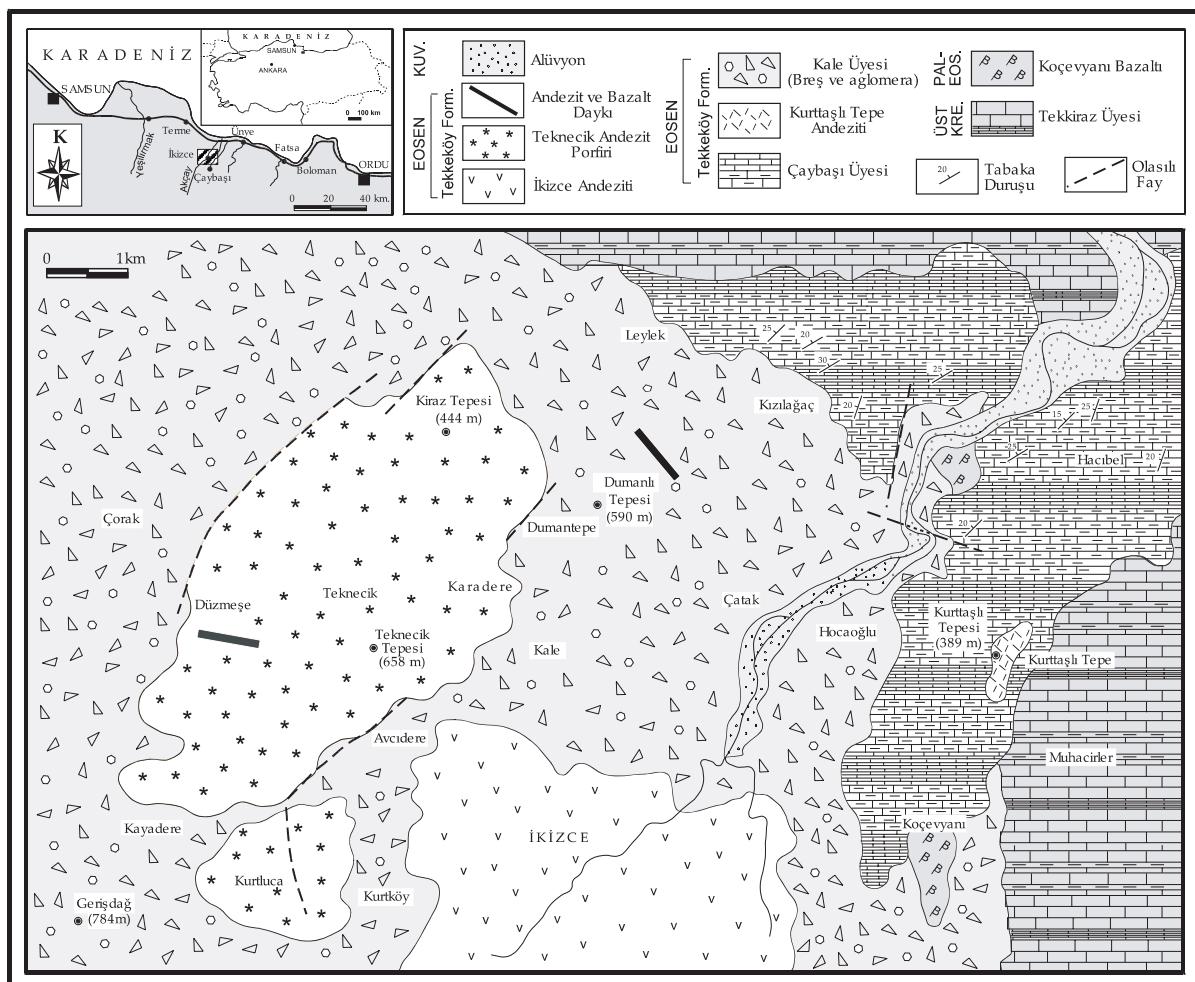
Çalışma kapsamında araziden derlenen 120 adet el örneğinin ince kesitleri hazırlanarak polarizan mikroskopta ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu örneklerin petrografik özellikleri belirlenerek modal analizleri yapılmış ve adlandırılmışlardır. Seçilmiş örneklerden parlatılmış kesitler hazırlanarak karbonla kaplanmış ve kesitler üzerinde mineral analizleri Ulusal Üniversitesi Yer Bilimleri Araştırma Okulu Elektron Mikroprob Laboratuvarı'nda (Avustralya) Cameca MICROBEAM marka mikroprob ile gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmaları ve petrografik incelemeler esas alınarak ve mümkün olduğunda ayırmamış olmasına özen gösterilerek seçilen 25 örnekten ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Önce çeneli, daha sonra da halkalı öğreticide yaklaşık 200 meshe kadar öğütülen örnekler ana oksit, iz ve nadir element analizi için ACME Analitik Laboratuvarı (Kanada)'na gönderilmiştir. Burada ana oksit ve iz elementler ICP, nadir toprak elementler ise ICP-

MS ile analiz edilmiştir. Toz örneklerden 0.200 g alınarak 1.5g LiBO₂ ile karıştırılmış, %5 HNO₃ içeren bir sıvı içinde çözündürülmüştür. Ana elementler % ağırlık, iz elementler ppm olarak ölçülmüştür. Toz örneklerden 0.250 g dört farklı asit içinde çözündürülmüş ve ppm olarak nadir toprak element analizleri gerçekleştirilmiştir.

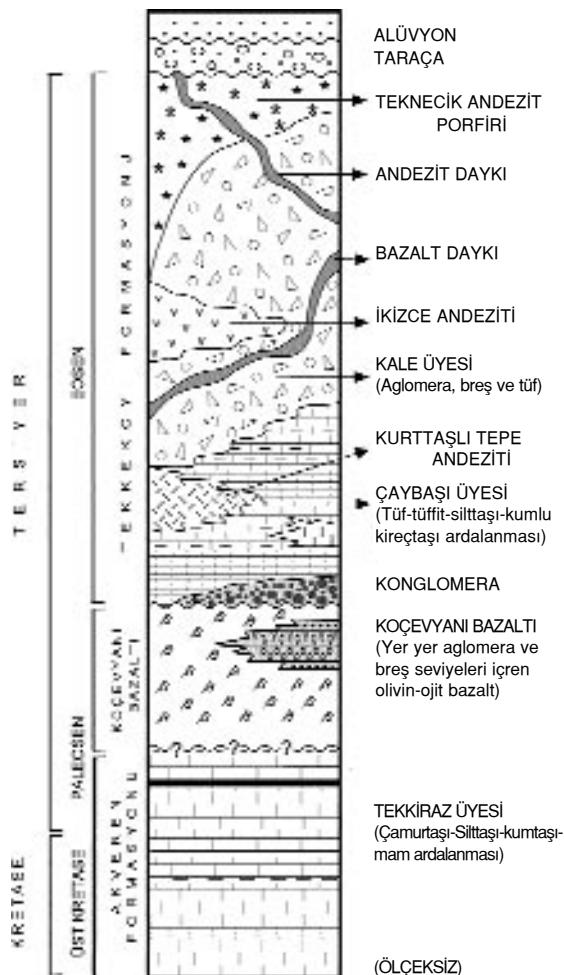
GENEL JEOLOJİ

Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin batısında yer alan ve genelde volkanitlerin egemen olduğu çalışma alanının tabanını, Keskin vd. (1998) tarafından adlandırılan ve çamurtaşlı, kireçtaşlı, kumtaşlı, marn, tüf-tüfit seviyelerinden oluşan, Geç Kretase-Paleosen yaşlı Akveren Formasyonu'na ait Tekkiraz Üyesi oluşturmaktadır (Şekil 1 ve 2). Temizel (2002)'in yaptığı çalışmalar

sonucu belirlenen, iri ojit kristallerine sahip yeşil, koyu yeşil ve siyah renkli, masif, yer yer yastık lav debisi gösteren bazatlardan oluşan ve ilk kez tanımlanan Paleosen (?)-Eosen yaşlı Koçevyanı bazaltı bu birimi uyumsuz olarak überlemektedir. Tüm bu birimlerin üzerine uyumsuzlukla gelen ve çalışma alanının hemen hemen tamamını kapsayan andezit, bazalt ve piroklastitleri ile kumtaşlı, silttaşlı, marn, tüf ara seviyelerinden oluşan Eosen yaşlı Tekkeköy Formasyonu ilk defa Yoldaş vd. (1985) tarafından tanımlanmıştır. Bu birim, Temizel (2002)'in yaptığı çalışmalar sonucunda üye düzeyinde ayırtlanarak incelenmiştir (bkz. Şekil 1 ve 2). Bu formasyonun tabanını çamurtaşlı, silttaşlı ve kumtaşlı ardalanması ile çakıltaşlı ara seviyelerinden oluşan Çaybaşı Üyesi (Keskin vd., 1998) oluşturmaktadır. Bu birimi keserek yüzeylenen ve



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve jeoloji haritası.
Figure 1. Location and geological maps of the investigated area.



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.

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

koyu gri, siyah ve kahverengimsi renklerde, camsı ve çok kırıklı bir yapıya sahip olan andezitlerden oluşan Kurttaşlı Tepe andeziti çalışma alanının küçük bir kısmında yüzeylenmektedir. Bu birimlerin üzerinde koyu gri, koyu yeşil, kahverengi ve siyah renkli aglomera ve bresler ile gri, koyu gri, yeşilimsi sarı ve açık kahverengi renklerdeki tüflerden oluşan Kale Üyesi yer almaktadır. Bunların üzerine de gri-yeşil, koyu yeşil, kahverengi, prizmatik debili andezitten oluşan İkizce andeziti gelmektedir. Eosen yaşı Kale Üyesi'ne ait bresler, gri, koyu gri, koyu yeşil renkte gözlenen Teknecik andezit porfiri tarafından kesilmekte ve üzerlenmektedir. İstif, Kuvarterner yaşı taraça ve alüvyonlarla örtülmektedir (bkz. Şekil 1 ve 2).

VOLKANİTLERİN PETROGRAFİSİ VE MİNERAL KİMYASI

Koçevyanı Bazaltı

Genellikle porfirik, glomeroporfirik, hyalopilitik, entergranüler ve entersertal doku gösterirler. Ayrıca, klinopiroksen fenokristallerinin kenarlarında kısmi ergime ile gelişen kemirilme yapısı ile plajiyoklas ve opak mineral kapanımları içeren klinopiroksenlerin gösterdiği kümülofirk doku gibi dengesizlik dokularına da rastlamak mümkündür (Şekil 3). Kayaç içerisinde iri kristal olarak klinopiroksen, fenokristal olarak plajiyoklas, olivin ve opak mineral gözlenmektedir. İkincil mineral olarak, bunlara kalsit ve klorit eşlik etmektedir. Hamurda ise, daha çok plajiyoklas mikrolitleri ve volkanik cam bulunmakta olup, genelde mikrolitik ve hyalo-mikrolitik doku göstermektedirler.

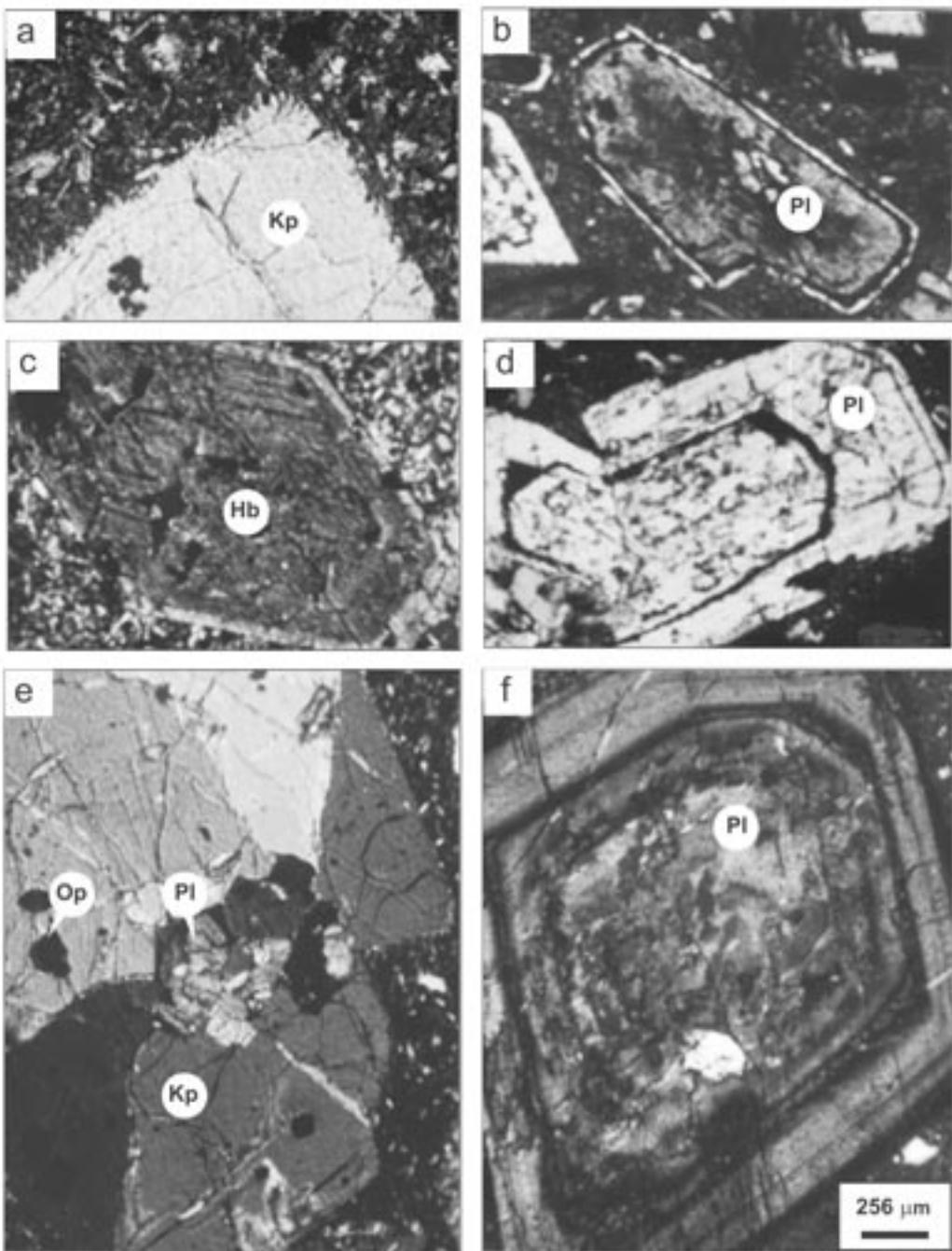
Bazatlardaki plajiyoklaslar mikroprob analizlerine göre bitovnittir (Şekil 4). Bileşimleri genellikle $An_{74-80} Ab_{23-18} Or_{3-2}$ arasında değişmektedir (Çizelge 1). Klinopiroksenlerde yapılan mikroprob analizleri (Çizelge 2) dikkate alarak, Morimoto (1988)'ya göre diyopsitik ojit olarak tanımlanmıştır (Şekil 5). Diyopsitlerin bileşimi $Wo_{46-47} En_{43-40} Fs_{11-13}$, fenokristal ve mikrofenokristal olarak gözlenen olivinlerin bileşimleri ise Fo_{83-84} arasında değişmektedir (Çizelge 3). Genellikle klinopiroksen ve olivin fenokristalleri içerisinde inklüzyonlar halinde gözlenen oksit minerallerin tamamı titano-magnetittir (Şekil 6, Çizelge 4).

Kurttaşlı Tepe Andeziti

Genellikle hyalo-mikrolitik ve mikrolitik dokuya sahip olan andezitler içerisinde bol miktarda mikrofenokristal olarak plajiyoklas bulunmaktadır. Bol olarak volkanik cam içeren hamur içerisinde nadiren mikrolitler halinde plajiyoklas, hornblend, biyotit ve ojit mineralleri ile metamikt zirkon minerali gözlenmektedir. Minerallerin bozunmuş olması nedeniyle mineral kimyası analizleri yapılmamıştır. Bol olarak mikro çatıtlaklarla sahip olan kayacın mikroskopik incelenmesinde ikincil kalsit mineraline rastlanmaktadır.

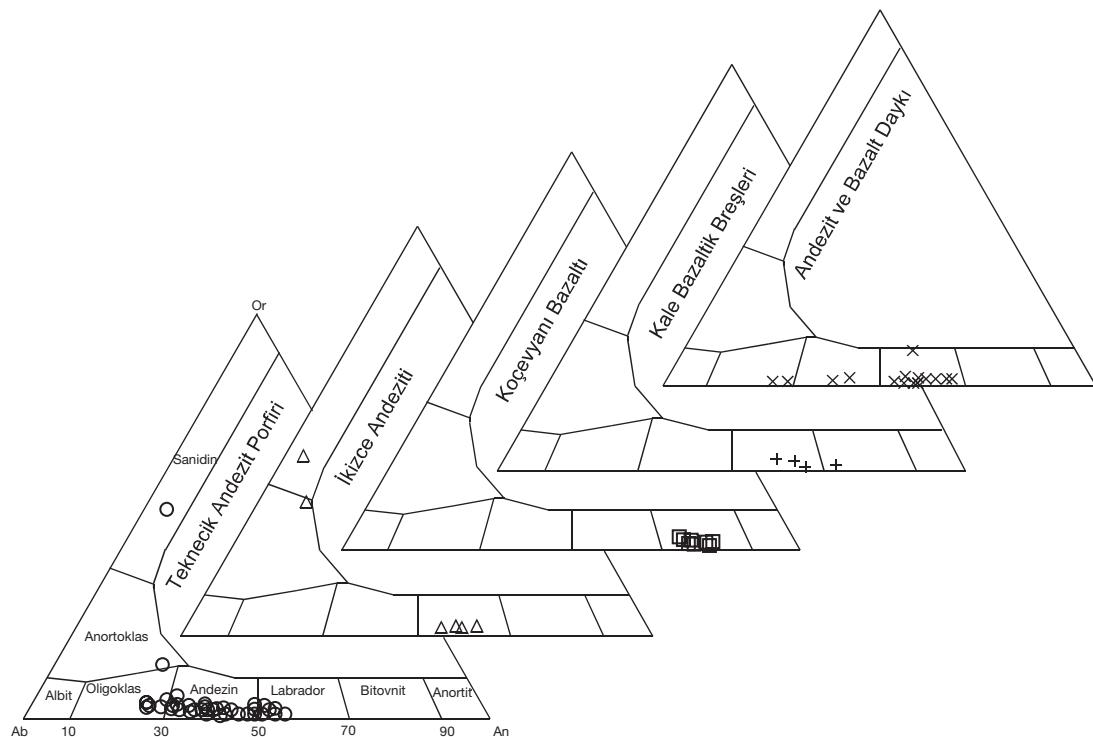
Kale Üyesi

Breş çakılarından alınan örneklerin çoğu andezit, yer yer bazalt bileşimlidir. Bu örneklerden



Şekil 3. İkizce (Ordu) volkanik kayaçlarında gözlenen dengesizlik dokuları: (a) klinopiroksende gelişen kemirilme yapısı (Örnek No. 3A; çift nikol.), (b) plajiyoklas fenokristalinde elek dokusu ve kenarındaki yeniden büyümeye zarfi (Örnek No. K15; çift nikol.), (c) opak mineral ve cam inklüzyonları içeren, özsekilli hornblend fenokristali (Örnek No. K27; çift nikol.), (d) halkalı zonlu ve süngerimsi plajiyoklas (Örnek No. K15; çift nikol.), (e) plajiyoklas ve opak mineral inklüzyonları içeren klinopiroksenin oluşturduğu kümülofirk doku (Örnek No. B2; çift nikol.), (f) volkanik cam inklüzyonları içeren, halkalı zonlu plajiyoklas (Örnek No. B3; çift nikol.) (Kp: klinopiroksen, Hb: hornblend, Bi: biyotit, Pl: plajiyoklas, Op: opak mineral).

Figure 3. Disequilibrium textures in the İkizce (Ordu) volcanics: (a) Embayed margins of the clinopyroxene (Sample No. 3A; xpl), (b) sieve texture and overgrowth in plagioclase phenocryst (Sample No K15; xpl), (c) euhedral hornblende containing opaques and glass inclusions (Sample No. K27; xpl), (d) oscillatory zoned and spongy textured plagioclase (Sample No. K15; xpl), (e) cumulophytic texture formed by clinopyroxene including plagioclase and opaques (Sample No. B2; xpl), (f) oscillatory zoned plagioclase including glass (Sample No. B3; xpl) (Kp: clinopyroxene, Hb: hornblende, Bi: biotite, Pl: plagioclase, Op: opaque).



Şekil 4. İkizce (Ordu) volkanitlerindeki feldispatların An-Ab-Or üçgen diyagramında sınıflaması.
Figure 4. Classification of the feldspars in the İkizce (Ordu) volcanics on ternary An-Ab-Or plot.

sadece bazaltik çakillardan mikroprob analizi yapılmıştır. Kayaç içerisinde plajiyoklas, hornblend, biyotit ve ojit mineralleri bulunmakta olup, genelde porfirk, mikrolitik porfirk, hyalo-mikrolitik porfirk ve glomeroporfirk doku gösterirler. Hamurda ise; mikrolitik, hyalo-mikrolitik doku ile akma dokusu hakimdir.

Breşler içerisindeki bazaltik çakillarda fenokristal olarak gözlenen plajiyoklaslar genelde labrador, nadiren de bitovnittir (bkz. Şekil 4). Bileşimleri ise, $An_{58}Ab_{39}Or_3$ 'den $An_{63}Ab_{35}Or_2$ 'ye kadar değişmektedir (bkz. Çizelge 1). Hamur içerisinde mikrolit olarak gözlenen plajiyoklaslar (bkz. Şekil 4, Çizelge 1) ise labrador ($An_{65}Ab_{34}Or_1$) ve nadiren bitovnittir ($An_{72}Ab_{27}Or_1$). Hornblendlerin mikroprob analizleri (Çizelge 5) dikkate alındığında, Leake vd. (1997)'ne göre yapılan sınıflamada magnezyo-hastingsit olarak isimlendirilebilir (bkz. Şekil 5). Klinopiroksenlerin mikroprob analizleri (bkz. Çizelge 2) dikkate alındığında, Morimoto (1988)'nun sınıflamasına göre diyopsit ve diyopsitik ojittir. Bazı örnekler diyopsit-ojit sınırında yer almaktadırlar (bkz. Şekil 5). Diyopsitlerin bileşimleri mineralin kenar

kısımlarında $Wo_{44-45}En_{45-4}Fs_{11-7}$, mineralin merkez kısımlarında ise $Wo_{45-46}En_{48-46}Fs_{7-8}$ 'dır (bkz. Çizelge 2).

İkizce Andeziti

İncelenen kayaçlarda, genel olarak mikrolitik, hyalo-mikrolitik, mikrolitik porfirk, entersertal ve entergranüler doku gözlenmektedir. Kayaç içerisinde plajiyoklas, hornblend, biyotit ve klinopiroksen mineralleri bulunmaktadır. Yer yer hornblend minerallerinin kenarlarında dengesizlik dokularını ifade eden yeniden büyümeye zarfı gözlenmektedir (bkz. Şekil 3). İkincil mineral olarak klorit içermektedir. Hamurda genellikle mikrolitik, hyalo-mikrolitik doku gözlenmektedir.

İkizce andezitindeki plajiyoklasların cinsi labradorudur (bkz. Çizelge 1). Hamurdaki plajiyoklas mikrolitlerden yapılan analizler, bunların daha çok sanidin ve anortoklas olduğunu göstermektedir (bkz. Şekil 4). Genellikle kayaç içerisinde fenokristal olarak gözlenen plajiyoklaslar labrador olup, $An_{54-61}Ab_{43-37}Or_{3-2}$ bileşimlidir. Kayaç içerisinde gözlenen hornblendlerin tama-

Çizelge 1. İkizce (Ordu) volkanitleri plajiyoklastlarının mikroprob analiz sonuçları (mega: megakristal, feno: fenokristal, k: kristal kenarı, m: kristal merkezi).
Table 1. Results of microprobe analysis of plagioclases from the ikizce (Ordu) volcanics (mega: megacryst, feno: phenocryst, k: crystal rim, m: crystal core).

Örnek No.	Teknecik Andezit Porfir						Kale Üyesi (Bazaltik Bresler)						Kızıç Andeziti Bazaltı						Andezit Dayki						Bazalt Dayki					
	6C Plaj-3 mega	6C Plaj-3 mega	6C Plaj-3 mega	8 Plaj-5 m	17A Plaj-3 m	6 Plaj-5 feno	6 Plaj-5 feno	6 Plaj-1 m	31A Plaj-1 feno	31A Plaj-1 feno	22A Plaj-3 feno	22A Plaj-3 feno	K18 Plaj-3 feno	K18 Plaj-3 feno	K18 Plaj-2 feno	K18 Plaj-2 feno	K18 Plaj-2 feno	K18 Plaj-2 feno	K23 Plaj-2 feno	K23 Plaj-2 feno	K23 Plaj-2 feno	K23 Plaj-2 feno	K23 Plaj-2 feno	K23 Plaj-2 feno	K23 Plaj-2 feno					
SiO ₂	58.71	57.78	59.05	60.91	64.77	55.95	53.68	52.63	49.88	52.66	48.17	49.69	52.62	54.30	57.84	59.12	53.93	51.03												
Al ₂ O ₃	25.64	26.57	25.40	24.66	21.75	27.63	28.66	29.30	30.87	29.85	31.67	30.67	29.56	28.63	26.86	25.31	28.67	30.75												
FeO	0.30	0.35	0.29	0.14	0.34	0.47	0.77	0.82	0.71	0.79	1.49	1.27	0.83	0.76	0.32	0.33	0.65	0.76												
CaO	7.69	8.67	7.62	6.40	4.54	9.95	11.57	12.45	14.41	12.95	15.9	15.16	12.46	11.12	9.01	7.40	11.48	14.12												
Na ₂ O	6.83	6.05	6.60	7.65	6.69	5.61	4.23	3.88	2.99	3.74	2.02	2.63	4.13	5.02	6.06	6.87	4.76	3.20												
K ₂ O	0.48	0.43	0.39	0.44	2.16	0.27	0.46	0.40	0.23	0.22	0.32	0.46	0.35	0.44	0.29	0.39	0.50	0.28												
Toplam	99.65	99.85	99.35	100.2	100.25	99.88	99.37	99.48	99.09	100.21	99.57	99.88	99.95	100.27	100.38	99.42	99.99	100.14												

Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

Si	10.55	10.37	10.61	10.82	11.45	10.09	9.79	9.62	9.20	9.55	8.89	9.15	9.58	9.82	10.33	10.62	9.79	9.31										
Al	5.43	5.62	5.38	5.16	4.53	5.87	6.16	6.31	6.71	6.38	6.89	6.66	6.34	6.10	5.65	5.36	6.13	6.61										
Fe ⁺²	0.05	0.05	0.04	0.02	0.05	0.07	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12	0.23	0.20	0.13	0.12	0.05	0.05	0.10	0.12									
Ca	1.48	1.67	1.47	1.22	0.86	1.92	2.26	2.44	2.85	2.52	3.14	2.99	2.43	2.15	1.72	1.43	2.23	2.76										
Na	2.38	2.11	2.30	2.64	2.29	1.96	1.49	1.38	1.07	1.32	0.72	0.94	1.46	1.76	2.10	2.39	1.67	1.13										
K	0.11	0.10	0.09	0.10	0.49	0.06	0.11	0.09	0.05	0.05	0.08	0.11	0.08	0.10	0.07	0.09	0.12	0.06										
Toplam	20.00	19.92	19.89	19.96	19.67	19.97	19.93	19.96	19.99	19.94	19.95	20.05	20.02	20.05	19.92	19.94	20.04	19.99										
Ab	59.90	54.50	59.70	66.70	63.00	49.70	38.70	35.20	26.90	33.90	18.30	23.20	36.70	43.80	54.00	61.20	41.60	28.60										
An	37.30	43.00	38.00	30.80	23.60	48.70	58.50	62.40	71.70	64.80	79.80	74.10	61.20	53.70	44.30	36.50	55.50	69.80										
Or	2.80	2.50	2.30	2.50	13.40	1.60	2.80	2.40	1.40	1.30	1.90	2.70	2.10	2.50	1.70	2.30	2.90	1.60										

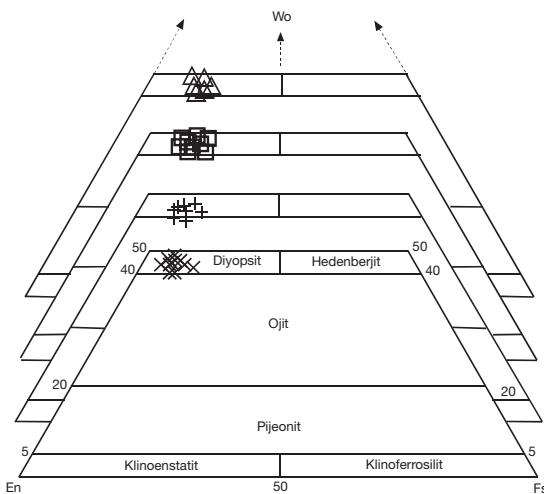
Fe⁺² toplam demir olarak verilmiştir.

Çizelge 2. İkizce (Ordu) volkanitleri klinopyroksenlerinin mikroprob analiz sonuçları (K.pir:klinopyroksen, k: kristal kenar, m: kristal merkezi).
Table 2. Results of microprobe analysis of clinopyroxenes from the İkizce (Ordu) volcanics (K.pir:clinopyroxene, k: crystal rim, m: crystal core).

Örnek No.	Koçeyyani Bazaltı						Kale Üyesi (Bazaltik Bresler)						İkizce Andeziti						Bazalt Dayakı																	
	31A K.pir-7 k			31A K.pir-7 m			6 K.pir-4 k			6 K.pir-4 m			22A K.pir-1 k			22A K.pir-1 m			22A K.pir-1 k			22A K.pir-1 m			K23 K.pir-1 k			K23 K.pir-1 m								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Toplam	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Toplam	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Toplam	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Toplam				
Si	1.73	1.82	1.86	1.88	1.94	1.94	1.95	1.95	1.97	1.87	1.85	1.86	1.86	1.95	1.95	1.95	1.96	1.96	1.96	1.95	1.95	1.95	1.95	1.95	1.95	1.95	1.95	1.95	1.95	1.95	1.95					
Ti	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01				
Al	0.37	0.26	0.21	0.18	0.10	0.10	0.10	0.10	0.06	0.20	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07			
Fe ⁺²	0.33	0.25	0.23	0.22	0.19	0.15	0.14	0.14	0.14	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Mg	0.68	0.78	0.81	0.83	0.89	0.91	0.92	0.94	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Ca	0.90	0.91	0.90	0.90	0.87	0.89	0.87	0.89	0.88	0.88	0.87	0.88	0.87	0.88	0.87	0.87	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92			
Toplam	4.04	4.04	4.02	4.02	4.01	4.00	3.99	4.00	4.01	3.98	4.00	4.01	3.99	4.00	4.01	3.98	3.12	3.14	3.14	3.08	3.08	3.08	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07			
Mg#	0.67	0.76	0.78	0.79	0.82	0.86	0.87	0.86	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.79	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Wo	46.97	47.03	46.30	45.92	44.43	45.67	45.16	45.24	45.70	45.74	45.91	45.64	47.35	46.62	46.29	45.29																				
En	35.57	40.03	41.68	42.71	45.43	46.48	47.63	47.71	42.65	42.81	42.70	42.84	39.39	46.00	42.87	47.90																				
Fs	17.46	12.94	12.02	11.37	10.14	7.85	7.21	7.05	11.65	11.45	11.39	11.52	13.26	7.38	10.84	6.81																				

Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

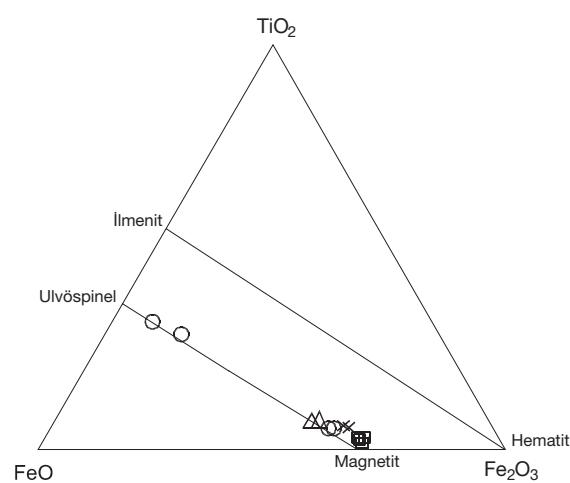
$F_{\text{Fe}^{+2}}$ toplam demir olarak verilmiştir. Mg# (Mg-numarası)= $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$.



Şekil 5. İkizce (Ordu) volkanitlerindeki klinopyroksenlerin sınıflama diyagramı (Morimoto, 1988) (semboller Şekil 4'teki gibidir).

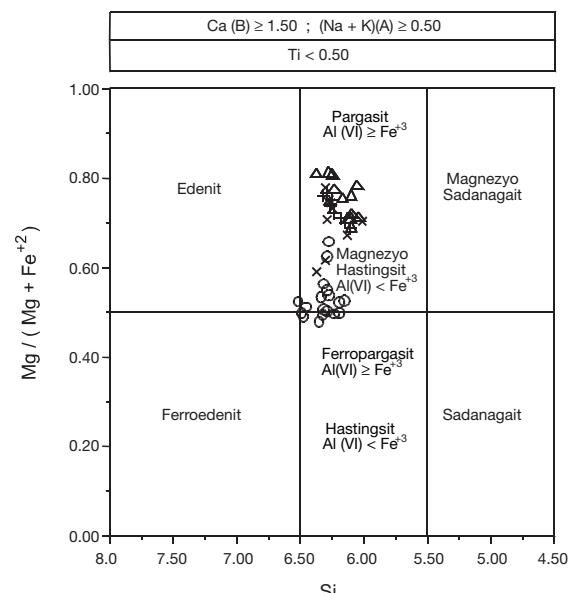
Figure 5. Clinopyroxene classification diagram (Morimoto, 1988) of the İkizce (Ordu) volcanics (symbols are the same as for Figure 4).

mi Leake vd. (1997)'nin sınıflamasına göre pargasittir (Şekil 7, bkz. Çizelge 5). Klinopyroksenlerin analiz sonuçları (bkz. Çizelge 2) dikkate alındığında, Morimoto (1988)'nun yaptığı sınıflamaya göre diopsit ile diopsitik ojit olup, bileşimleri $Wo_{45-46}En_{43-42}Fs_{11-12}$ arasında değiş-



Şekil 6. İkizce (Ordu) volkanitleri Fe-Ti oksit minerallerinin bileşimini gösterir üçgen diyagram (Bacon ve Hirschmann, 1988)(semboller Şekil 4'teki gibidir).

Figure 6. Fe-Ti oxide composition plot (Bacon and Hirschmann, 1988) of the İkizce (Ordu) volcanics (symbols are the same as for Figure 4).



Şekil 7. İkizce (Ordu) volkanitleri hornblendelerinin sınıflama diyagramı (Leake vd., 1997)(semboller Şekil 4'teki gibidir).

Figure 7. Hornblende classification diagram (Leake et al., 1997) of the İkizce (Ordu) volcanics (symbols are the same as for Figure 4).

mektedir (bkz. Şekil 5). Mikrofenokristaller halinde gözlenen oksit mineralleri titano-magnetittir (bkz. Şekil 6, Çizelge 4).

Teknecik Andezit Porfiri

Bu kayaç, genel olarak plajiyoklas, hornblend, biyotit ve opak mineral içermekte olup, porfirik, mikrolitik porfirik, hyalo-mikrolitik porfirik doku göstermektedir. Ayrıca plajiyoklas fenokristalle-rinde dengesizlik dokuları gözlenmekte olup, bunlar plajiyoklaslardaki elek dokusu ve kenar-larındaki yeniden büyümeye zarfı ile opak mineral kapanımları içeren plajiyoklaslardaki halkalı zonlu ve süngerimsi yapıdır (bkz. Şekil 3). İkin-cil mineral olarak çoğullukla kalsit, daha az oranda ise klorit içermektedir. Aksesuvar mine-ral olarak da apatit gözlenmektedir. Hamurda genellikle mikrolitik, hyalo-mikrolitik doku hakimdir.

Yapılan mikroprob analizlerine (bkz. Çizelge 1) göre plajiyoklaslar, genellikle andezin, nadiren oligoklas ve labradordur (bkz. Şekil 4). İri kristal-lar olarak gözlenen palajiyoklaslar andezin olup, bileşimleri $An_{31-43}Ab_{67-54}Or_{2-3}$ arasında değiş-mektedir. Hamurda gözlenen mikrolitler, oligok-

Cizelge 3. İkizce (Ordu) volkanitleri biyotitlerinin olivinlerinin mikroprob analiz sonuçları (biyt: biyotit, k: kristal kenar, m: kristal merkezi).
 Table 3. Results of microprobe analysis of biotites and olivines from the İkizce (Ordu) volcanics (biyt: biotite, k: crystal rim, m: crystal core).

Örnek No.	Teknecik Andezit Porfiri Biyotitleri						Koceyyani Bazalti Olivinleri					
	19A Biyt-1 k	19A Biyt-1 m	19A Biyt-1 k	8 Biyt-1 k	8 Biyt-1 m	8 Biyt-1 k	31A Olivin-2 k	31A Olivin-2 m	31A Olivin-2 k	31A Olivin-2 m	31A Olivin-4 k	31A Olivin-4 m
SiO ₂	36.03	35.63	35.86	36.85	36.04	36.11	35.80	36.57	39.56	40.00	39.74	39.93
TiO ₂	4.01	4.29	4.12	4.10	3.91	3.70	3.64	3.82	TiO ₂	<0.06	<0.06	<0.06
Al ₂ O ₃	14.35	14.79	14.43	15.45	14.97	15.98	15.82	15.01	Al ₂ O ₃	<0.08	<0.08	<0.08
FeO	20.38	20.65	20.01	19.57	19.88	19.54	19.77	19.89	FeO	14.86	14.54	14.42
MnO	0.35	0.33	0.38	0.38	0.25	0.26	0.25	0.32	MnO	0.31	0.30	0.28
MgO	10.65	10.81	10.95	10.83	11.49	11.79	11.55	11.48	MgO	44.43	45.02	44.57
CaO	0.26	0.29	0.26	0.32	0.28	0.40	0.32	0.33	CaO	0.43	0.32	0.30
Na ₂ O	<0.14	0.14	0.24	0.20	0.15	0.26	0.19	0.14	Cr ₂ O ₅	<0.12	<0.12	<0.12
K ₂ O	8.72	8.88	8.82	8.45	8.89	8.51	8.61	8.86	Toplam	99.59	100.17	99.31
Toplam	94.75	95.67	95.07	96.15	95.86	96.55	95.95	96.42				99.87
Formül 22 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
Si	5.56	5.46	5.52	5.56	5.49	5.43	5.43	5.53	Si	1.00	1.00	1.00
Ti	0.47	0.49	0.48	0.46	0.45	0.42	0.41	0.43	Ti	<0.01	<0.01	<0.01
Al [IV]	2.44	2.54	2.48	2.44	2.51	2.57	2.57	2.47	Al	<0.01	<0.01	<0.01
Al [VI]	0.17	0.14	0.14	0.30	0.17	0.26	0.26	0.20	Fe ⁺²	0.31	0.30	0.31
Al [T]	2.61	2.67	2.62	2.74	2.69	2.83	2.83	2.67	Mn	0.01	0.01	0.01
Fe ⁺³	0.70	0.86	0.68	0.54	0.72	0.70	0.72	0.62	Mg	1.67	1.68	1.67
Fe ⁺²	1.94	1.80	1.90	1.94	1.82	1.76	1.78	1.88	Ca	0.01	0.01	0.01
Mn0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	Fayalit	15.50	15.10	15.40
Mg	2.45	2.47	2.51	2.43	2.61	2.64	2.61	2.59	Forsterit	82.90	83.60	83.00
Ca	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05				83.20
Na	0.00	0.00	0.07	0.06	0.05	0.07	0.06	0.04				15.30
K	1.72	1.74	1.73	1.62	1.73	1.63	1.68	1.71				
Toplam	15.54	15.58	15.60	15.45	15.64	15.58	15.60	15.56				
Mg #	0.48	0.48	0.49	0.50	0.51	0.60	0.51	0.52				
Flogopit	43.12	43.45	44.05	43.02	45.06	45.14	45.16	45.01				
Anlit	34.32	31.69	33.72	34.18	31.46	30.29	31.45	33.05				

Formül 22 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ti	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Al	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ⁺²	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.67	1.68	1.68	1.67	1.67	1.67	1.67	1.67	1.67	1.67	1.67	1.67
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fayalit	15.50	15.10	15.40	15.30	15.30	15.30	15.30	15.30	15.30	15.30	15.30	15.30

Fe⁺² ve Fe⁺³ ayırtı Dymek (1983)'e göre hesaplanmıştır.

$$\text{Mg}^{\#} (\text{Mg-numarası}) = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2}}$$

Fe⁺² toplam demir olarak verilmiştir.

$$\text{Mg}^{\#} (\text{Mg-numarası}) = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}}$$

Çizelge 4. İkizce (Ordu) volkanitleri Fe-Ti oksitlerinin mikroprob analiz sonuçları (K: kristal kenarı, m: kristal merkezi).
 Table 4. Results of microprobe analysis of Fe-Ti oxides from the İkizce (Ordu) volcanics (K: crystal rim, m: crystal core).

Örnek No.	Teknecik Andezit Portfili				Koçeyyani Bazaltı				İkizce Andeziti				Bazalt Dayakı	
	6C Ulvöspinel	6C Ulvöspinel	8 Titano-magnetit	8 Titano-magnetit	31A Titano-magnetit	31A Titano-magnetit	31A Titano-magnetit	31A Titano-magnetit	27 Titano-magnetit	27 Titano-magnetit	K23 Titano-magnetit	K23 Titano-magnetit		
TiO ₂	25,20	30,18	5,17	4,96	2,32	2,29	2,26	2,35	6,30	6,51	5,74	5,14		
Al ₂ O ₃	0,14	<0,09	1,65	1,48	9,49	9,37	9,27	9,36	4,15	3,12	1,82	1,79		
Fe ₂ O ₃	17,92	7,72	56,86	56,90	53,91	53,26	54,98	55,23	51,05	52,94	58,15	58,97		
FeO	50,93	56,18	33,56	32,27	23,23	23,29	23,85	23,50	35,77	33,98	29,43	28,58		
MnO	0,58	0,37	1,66	3,08	0,37	0,25	0,30	0,33	1,11	1,07	0,77	0,60		
MgO	1,13	0,66	0,40	<0,12	7,30	7,12	7,15	7,46	0,61	1,56	4,18	4,31		
CaO	<0,05	0,08	0,07	0,13	0,09	0,07	<0,05	0,08	0,11	0,17	0,13	0,11		
Cr ₂ O ₃	0,12	0,15	<0,08	<0,08	3,45	3,49	3,31	3,32	<0,09	0,12	0,15	<0,08		
Toplam	96,02	95,32	99,37	98,82	100,16	99,14	101,12	101,63	99,60	99,77	100,37	99,50		

Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

Ti	0,74	0,88	0,15	0,14	0,06	0,06	0,07	0,06	0,17	0,18	0,16	0,14		
Al	0,01	0,01	0,07	0,06	0,38	0,38	0,36	0,37	0,22	0,14	0,08	0,08		
Fe ⁺³	0,52	0,23	1,65	1,65	1,40	1,40	1,42	1,41	1,33	1,49	1,61	1,63		
Fe ⁺²	1,65	1,83	1,06	1,04	0,78	0,78	0,79	0,79	1,11	1,07	0,90	0,89		
Mn	0,02	0,01	0,05	0,10	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02		
Mg	0,06	0,04	0,02	0,01	0,37	0,38	0,36	0,36	0,03	0,09	0,23	0,24		
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00		

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırmı stokiyometrik olarak yapılmıştır.

Cizelge 5. İkizce volkanitleri hornblendelerin mikroprob analiz sonuçları (M.Has: magneyzo hastingsit, Amf: amfibol, k: kristal kenarı, m: kristal merkezi).
 Table 5. Results of microprobe analysis of hornblades from the ikizce volcanics (M.Has: magnesio hastingsite, Amf:amphibole, k:crystal rim, m:crystal core).

Örnek No.	Teknecik Andezit Porfirri						Kale Üyesi (Bazaltik Bresler)						İkizce Andeziti						Andezit Dayaklı						Bazalt Dayaklı								
	M.Has.	19A	6C		6		M.Has.	M.Has.	6	M.Has.	M.Has.	6	Pargasit	Pargasit	22A	22A	27	Pargasit	Pargasit	Amf -4	Amf -4	Amf -2	Amf -2	K18	K18	K23	M.Has.	M.Has.	M.Has.	M.Has.	Amf -5	Amf -5	K23
			k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m			
SiO ₂	42.58	40.64	41.77	39.90	42.51	42.69	42.39	41.15	41.64	43.19	41.73	41.21	43.50	46.28	42.73	42.28																	
TiO ₂	1.29	1.93	1.38	2.16	1.52	1.51	1.59	1.65	1.58	1.53	1.77	2.32	1.88	1.20	1.9	2.02																	
Al ₂ O ₃	10.41	12.15	12.16	14.98	12.65	12.53	12.90	14.16	14.97	13.08	13.96	13.18	10.63	9.22	12.36	12.37																	
FeO	18.53	17.76	16.46	14.02	9.89	9.74	10.46	11.41	8.40	7.33	10.57	11.34	15.22	13.05	9.58	9.64																	
MnO	0.63	0.48	0.58	0.22	<0.08	0.09	0.08	<0.08	<0.08	<0.07	0.00	0.00	0.42	0.30	<0.08	<0.08																	
MgO	9.90	9.88	10.51	11.33	15.28	15.77	14.96	13.71	15.67	16.98	14.36	14.11	12.09	14.22	15.52	14.95																	
CaO	11.34	11.52	11.29	11.77	12.23	12.25	12.28	12.33	12.06	12.20	12.31	12.05	11.64	11.73	12.27	12.3																	
Na ₂ O	1.98	2.04	2.06	2.39	2.11	2.16	1.95	1.92	2.31	2.24	2.56	2.36	1.89	1.48	2.12	2.16																	
K ₂ O	1.16	1.32	0.88	0.75	0.95	0.94	0.99	0.94	1.13	1.23	1.12	1.17	0.73	0.48	1.13	1.29																	
Toplam	97.82	97.72	97.09	97.52	97.14	97.68	97.60	97.27	97.76	97.78	98.38	97.74	98.00	97.96	97.61	97.01																	

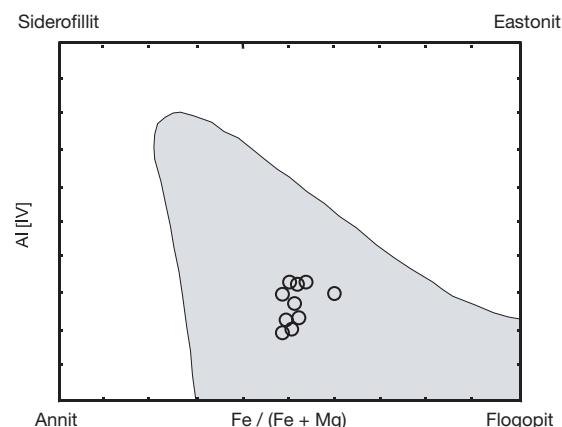
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayrimı Leake v.d. (1997)'ne göre hesaplanmıştır.

las ve andezindir. Bileşimleri ise $An_{49-24}Ab_{50-63}Or_{1-13}$ arasında değişim göstermektedir (bkz. Çizelge 1) Leake vd. (1997)'nin sınıflamasına göre hornblendlerin genellikle magnezyo-hastingsit ve pargasit olduğu belirlenmiştir (bkz. Şekil 7, Çizelge 5). Belirgin bir bileşimsel değişim sahip olmayan biyotitler, Deer vd. (1992)'nin sınıflamasına göre %43 flogopit ve % 45 annit bilesimlidir (Şekil 8, bkz. Çizelge 3). Fe-Ti oksitler ulvöspinel ve titano-magnetittir (bkz. Şekil 6, Çizelge 4).

Bazalt ve Andezit Daykaları

Breşleri kesen bazalt daykı; klinopiroksen, plajiyoklas, olivin ve opak mineral içermekte olup, genelde hyalo-mikrolitik porfirik, hyalopilitik, entergranüler ve entersertal doku gösterirler. İkincil mineral olarak da bunlara kalsit ve klorit eşlik etmektedir. Hamurda ise, daha çok plajiyoklas ve klinopiroksen mikrolitleri ile volkanik cam bulunmakta olup, genellikle mikrolitik ve hyalo-mikrolitik doku gözlenmektedir. Teknecik andezit porfirini kesen andezit daykı plajiyoklas, hornblend, biyotit, klinopiroksen ve opak mineral içermekte olup mikrolitik, hyalo-mikrolitik ve mikrolitik porfirik doku sunmakta ve ikincil mineral olarak kalsit içermektedir. Hamurda genelde mikrolitik, hyalo-mikrolitik doku gözlenmektedir.



Şekil 8. İkizce (Ordu) yöresi Teknecik andezit porfir biyotitlerinin Al (IV)'e karşı Fe/(Fe+Mg) diyagramı (Deer vd., 1992) (taralı alan doğal oluşan biyotitlerin bileşimini temsil etmektedir, semboller Şekil 4'teki gibidir).

Figure 8. Al (IV) versus $Fe/(Fe + Mg)$ diagram (Deer et al., 1992) of the Teknecik andesite porphyry biotites (Shaded area represents composition of the natural biotites, symbols are the same as for Figure 4).

Bazalt daykına ait plajiyoklaslar genellikle labrador'dur (bkz. Şekil 4). Labradorlar daha çok fenokristal halinde olup, bileşimleri $An_{55-70}Ab_{42-29}Or_{3-1}$ arasında değişmektedir (bkz. Çizelge 1). Hornblendler magnezyo-hastingsittir (bkz. Şekil 7, Çizelge 5). Bazalt daykına ait klinopiroksenler Morimoto (1988)'nun yaptığı sınıflamaya göre diopsittir (bkz. Şekil 5), bileşimleri $Wo_{45-47}En_{48-39}Fs_{7-14}$ arasında değişmektedir (bkz. Çizelge 2). Kaşaçda yaygın olarak bulunan oksit minerali titanio-magnetittir (bkz. Şekil 6, Çizelge 4). Andezit daykına ait mikroprob analizlerine (bkz. Şekil 4) göre; plajiyoklasların tamamı andezin olup, bileşimleri $Al_{36-44}Ab_{61-54}Or_{3-2}$ 'dir (bkz. Çizelge 1). Hornblendler de magnezyo hastingsittir (bkz. Şekil 7, Çizelge 5).

VOLKANİTLERİN PETROKİMYASI

İkizce (Ordu) yöresi volkanik kayaçların ana oksit, iz ve nadir toprak element içerikleri belirlenerek, petrokıymasal özellikleri ve jeotektonik ortamları değerlendirilmiştir. Ayrıca volkanik kayaçların kimyasal bileşimindeki değişiklikler ile magmatik olaylarla (kristal ayrımlaşması, magma karışımı, özümleme vb.) arasındaki ilişki araştırılarak, oluşumları hakkında bilgiler edinilmiştir. Bu amaçla, seçilmiş örneklerden yapılan ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri Çizelge 6 ve 7'de verilmiştir.

Kimyasal Adlandırma

İncelen volkanik kayaçların kimyasal adlandırması, bazı ana oksit ve iz elementlerden yararlanılarak yapılmıştır. Le Maitre (1989)'nın SiO_2 'ye karşı toplam alkali diyagramına göre örnekler bazalt, bazaltik trakiandezit, trakiandezit, bazaltik andezit, andezit ve dasit alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 9a). Yine bu diyagram üzerinde Irvine ve Baragar (1971)'ın alkali-subalkali ayırmına göre; Koçevyanı bazaltına ait örneklerin geçiş karakterli olduğu, andezitik bileşimli kayaçların ise genel olarak subalkali karakterde olduğu görülmektedir (bkz. Şekil 9a). SiO_2 'ye karşı K_2O sınıflama diyagramında (Le Maitre, 1989) örnekler, genelde yüksek potasyumlu bazalt, yüksek ve orta potasyumlu bazalt ve bazaltik andezit, yüksek potasyumlu andezit, andezit ve dasit alanlarında yer almaktadır (Şekil 9b). Ana elementlere dayalı bu adlandırma larda bazı örneklerin (özellikle andezitik) dasitik alanda yer olması nedeniyle haraketsiz iz ele-

Çizelge 6. İkizce (Ordu) volkanitlerinin ana (% ağırlık) ve iz element (ppm) analiz sonuçları.

Table 6. Results of major (wt.%) and trace element (ppm) analysis of the İkizce (Ordu) volcanics.

Örnek No.	Teknecik Andezit Porfiri									Koçevyanı Bazaltı		Kurttaşlı Tepe Andeziti	
	5b	6c	8	14	17A	19A	20A	B15	31A	B1	K1	K2	
SiO ₂	62.91	61.64	62.30	60.00	60.00	65.30	61.00	59.60	46.91	47.38	57.29	57.38	
TiO ₂	0.48	0.54	0.53	0.61	0.50	0.44	0.60	0.49	0.68	0.69	0.91	0.92	
Al ₂ O ₃	17.15	16.89	16.30	16.90	17.00	16.70	17.00	16.50	11.84	12.05	17.53	17.86	
Fe ₂ O ₃ *	4.47	4.88	4.41	5.28	5.10	3.37	5.00	4.43	10.83	10.88	6.19	5.66	
MnO	0.11	0.10	0.10	0.13	0.20	0.09	0.10	0.21	0.18	0.18	0.13	0.11	
MgO	1.82	2.10	2.38	2.45	2.60	1.47	2.30	1.93	11.67	10.61	1.90	1.67	
CaO	5.12	5.17	5.46	6.37	5.80	3.54	5.10	5.30	10.70	11.15	4.74	4.88	
Na ₂ O	4.24	4.55	4.27	4.57	4.10	5.07	4.20	3.96	1.60	1.77	3.87	3.92	
K ₂ O	2.12	2.12	1.70	2.11	2.40	2.87	2.40	2.45	1.89	1.84	4.31	4.31	
P ₂ O ₅	0.21	0.24	0.21	0.36	0.30	0.20	0.30	0.29	0.31	0.32	0.53	0.53	
AK	1.00	1.30	2.00	0.80	1.80	0.50	1.60	4.50	3.10	2.80	1.90	2.40	
Toplam	99.63	99.53	99.66	99.58	99.80	99.55	99.60	99.66	99.71	99.67	99.30	99.64	
Zr	120	132	117	131	126	190	124	141	44	44	240	237	
Sr	1171	1383	1380	1601	1343	1313	1202	1299	764	827	522	520	
Rb	49	53	35	48	49	69	56	51	29	33	135	131	
Th	9	11	11	12	12	16	11	12	3	2	2	2	
Ta	0.5	0.6	0.6	0.6	0.4	0.7	0.5	0.7	0.1	0.1	1.3	1.3	
Hf	3.1	3.7	3.1	3.7	3.4	5.0	3.3	4.0	1.3	1.3	6.5	6.6	
Co	8	12	11	10	11	7	13	10	55	55	11	10	
Cr	160	160	120	170	150	130	140	140	760	790	< 10	< 10	
Ba	1115	1182	1161	1231	1048	1546	1162	1268	562	576	850	858	
Nb	8	10	8	10	7	11	8	8	2	2	17	17	
Mg#	29	30	35	32	34	31	31	30	53	50	24	24	

Örnek No.	Kale Üyesi												
	Andezitik Breş Çakılları						Bazaltik Breş Çakılları			İkizce Andeziti			
	6	8A	B6	B18	K4	K5	K14	13	22A	24	27	K18	K23
SiO ₂	52.57	56.71	67.40	61.09	46.70	59.74	44.70	67.07	63.65	70.50	52.97	69.84	60.56
TiO ₂	0.84	0.89	0.48	0.68	0.99	0.82	0.63	0.41	0.63	0.32	0.81	0.28	0.79
Al ₂ O ₃	15.40	16.14	14.40	15.70	19.25	14.66	11.61	15.18	15.22	13.99	17.36	14.99	14.12
Fe ₂ O ₃ *	6.39	5.95	3.48	5.11	10.73	6.20	10.58	3.61	4.74	2.72	5.32	2.44	5.89
MnO	0.11	0.08	0.04	0.06	0.24	0.09	0.16	0.06	0.09	0.04	0.10	0.04	0.08
MgO	5.80	3.96	1.70	3.24	4.94	3.81	9.36	1.69	2.78	1.49	5.07	0.98	3.53
CaO	9.17	8.47	5.18	5.73	10.16	7.09	13.49	4.42	5.69	4.13	7.00	3.79	6.49
Na ₂ O	3.46	3.53	3.53	3.90	2.50	3.46	1.56	4.05	3.68	3.55	4.19	4.13	3.24
K ₂ O	1.47	2.01	1.53	1.88	1.29	2.09	2.26	2.07	1.82	1.87	2.65	2.19	2.07
P ₂ O ₅	0.47	0.45	0.13	0.21	0.26	0.32	0.30	0.17	0.27	0.10	0.42	0.10	0.33
AK	3.80	1.50	1.80	2.10	2.90	1.70	5.50	1.00	1.00	1.00	3.70	1.10	2.70
Toplam	99.48	99.69	99.67	99.70	99.96	99.98	100.15	99.73	99.57	99.71	99.59	99.88	99.80
Zr	107	84	91	77	42	97	40	92	91	71	111	81	94
Sr	1607	1387	1231	1345	621	1213	715	1069	1168	909	1074	1008	1156
Rb	45	32	39	51	23	51	40	49	28	46	47	64	46
Th	8	6.	4	4	2	7	3	7	5	4	12	5	7
Ta	0.3	0.3	1	0.2	0.2	0.8	0.2	0.4	0.3	0.5	0.4	0.6	0.7
Hf	3.4	2.8	2.6	2.7	1.2	3.3	1.3	2.6	2.6	2.1	3.4	2.4	3.1
Co	24	17	15	20	27	18	50	8	15	8	16	5	17
Cr	320	130	170	130	< 10	10	580	170	250	130	150	< 10	20
Ba	1103	791	1297	679	463	703	770	990	878	1148	960	1139	683
Nb	6	4	5	3	2	10	2	6	5	6	7	8	9
Mg#	48	40	33	39	32	39	48	32	37	36	50	29	37

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

Çizelge 7. İkizce (Ordu) volkanitlerinin nadir toprak element analiz sonuçları.

Table 7. Results of rare earth element (ppm) analysis of the İkizce (Ordu) volcanics.

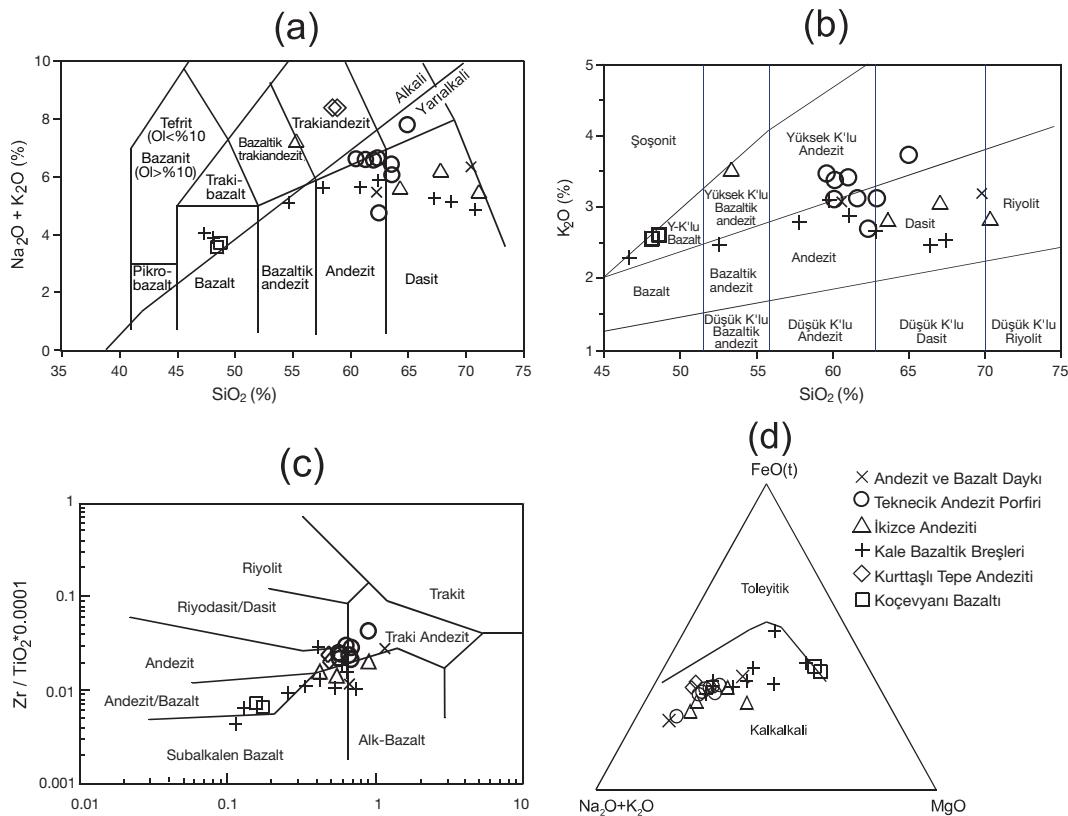
Örnek No.	Teknecik Andezit Porfiri						İkizce Andeziti			
	5b	6c	8	14	17A	19A	13	22A	24	27
La	28.10	34.40	36.40	41.90	36.50	40.70	21.70	19.80	12.00	43.40
Ce	52.70	65.00	65.60	77.40	70.70	74.30	40.70	37.60	22.50	85.00
Pr	5.30	6.59	6.53	8.02	7.10	7.20	4.20	4.58	2.48	8.79
Nd	19.80	24.80	24.20	31.30	28.30	27.10	15.90	18.80	9.80	34.70
Sm	3.20	4.10	3.80	4.90	4.20	4.00	2.60	3.60	1.90	5.60
Eu	0.94	1.14	1.10	1.27	1.26	0.97	0.77	1.08	0.52	1.57
Gd	2.31	2.97	2.68	3.43	3.04	2.74	1.96	2.90	1.50	4.00
Tb	0.34	0.38	0.36	0.44	0.39	0.32	0.27	0.38	0.21	0.49
Dy	2.04	2.22	2.14	2.55	2.29	1.90	1.46	2.08	1.16	2.68
Ho	0.42	0.50	0.45	0.53	0.46	0.39	0.33	0.39	0.23	0.50
Er	1.20	1.45	1.23	1.46	1.37	1.17	0.97	1.14	0.68	1.52
Tm	0.18	0.19	0.17	0.19	0.18	0.17	0.14	0.15	0.09	0.19
Yb	1.23	1.41	1.19	1.33	1.40	1.24	0.94	0.96	0.69	1.27
Lu	0.19	0.21	0.18	0.20	0.20	0.19	0.16	0.14	0.11	0.19

Örnek No.	Kale Üyesi				Koçevyanı Bazaltı		Kurttaşlı Tepe Andeziti		Bazalt ve Andezit Daykı	
	And. Breş Çakılları		Baz. Breş Çakılları							
	6	8A	K5	K14	31A	B1	K1	K2	K18	K23
La	32.50	25.00	26.50	11.90	12.40	12.00	45.20	44.10	16.50	25.00
Ce	67.90	53.50	54.10	23.60	26.00	26.00	93.90	92.10	29.60	51.90
Pr	7.41	6.11	6.23	3.06	3.26	3.20	10.93	10.71	3.08	6.09
Nd	31.90	26.60	24.20	14.00	15.40	16.00	42.80	42.00	11.60	23.70
Sm	5.00	5.10	4.50	3.20	3.80	3.70	8.50	8.80	1.80	4.50
Eu	1.55	1.49	1.24	1.03	1.10	1.10	1.72	2.08	0.58	1.24
Gd	3.84	3.85	3.07	3.09	3.33	3.30	6.99	6.63	1.40	3.69
Tb	0.49	0.47	0.47	0.42	0.45	0.40	1.12	1.08	0.23	0.55
Dy	2.66	2.68	2.87	2.72	2.37	2.50	6.43	6.48	1.2.0	2.75
Ho	0.55	0.58	0.49	0.45	0.49	0.50	1.16	1.20	0.24	0.53
Er	1.38	1.54	1.46	1.35	1.39	1.30	3.80	3.53	0.69	1.56
Tm	0.16	0.20	0.20	0.17	0.20	0.20	0.51	0.47	0.07	0.20
Yb	1.19	1.40	1.23	1.16	1.27	1.30	3.57	3.22	0.53	1.17
Lu	0.16	0.19	0.20	0.19	0.19	0.20	0.52	0.55	0.12	0.23

mentlere dayalı kayaç sınıflamasına da yer verilmiştir. Buna göre, Winchester ve Floyd (1977)'un Nb/Yb'ye karşı Zr/TiO₂*0.0001 kimyasal adlandırma diyagramında; örneklerin genel olarak andezit, traktandezit, andezit/bazalt, subalkalen bazalt, alkalen bazalt alanlarına düşügü gözlenmektedir (Şekil 9c). Yarı alkalen karaktere sahip volkanik kayaçların afinitelerini belirlemek için Irvine ve Baragar (1971)'ın AFM (Na₂O+K₂O, FeOt, MgO) üçgen diyagramı kullanılmıştır (Şekil 9d). Koçevyanı bazaltına ait örnekler ile Kale Üyesine ait breşin bazaltik çakılları geçiş, andezitik bileşimli örneklerin ise kalk-alkali karakterli olduğu görülmektedir (bkz. Şekil 9d).

Ana ve İz Elementler

İncelenen volkanitlerin SiO₂'ye karşı ana oksit ve iz elementlerdeki değişimler kayaçlarda gözlenen ana fenokristal fazlarının ayrılmışlığıyla ilişkilidir (Şekil 10 ve 11). Bazaltik bileşimli kayaçlarda (Koçevyanı bazaltı ve Kale Üyesine ait bazaltik breşler), SiO₂ artışıyla Al₂O₃, P₂O₅, TiO₂, Sr, Zr, Th ve Hf içerikleri artarak pozitif ilişkili, andezitik bileşimli kayaçlarda (Teknecik andezit porfiri) ise SiO₂ artışıyla Al₂O₃, P₂O₅, TiO₂, Sr, Zr, Th ve Hf içerikleri azalarak negatif bir ilişkili gözlenmektedir. SiO₂'nın artmasına karşı Al₂O₃, P₂O₅, MnO, Sr, Zr, Hf ve Th içeriklerinde önce artma daha sonra da bir azalma söz konu-

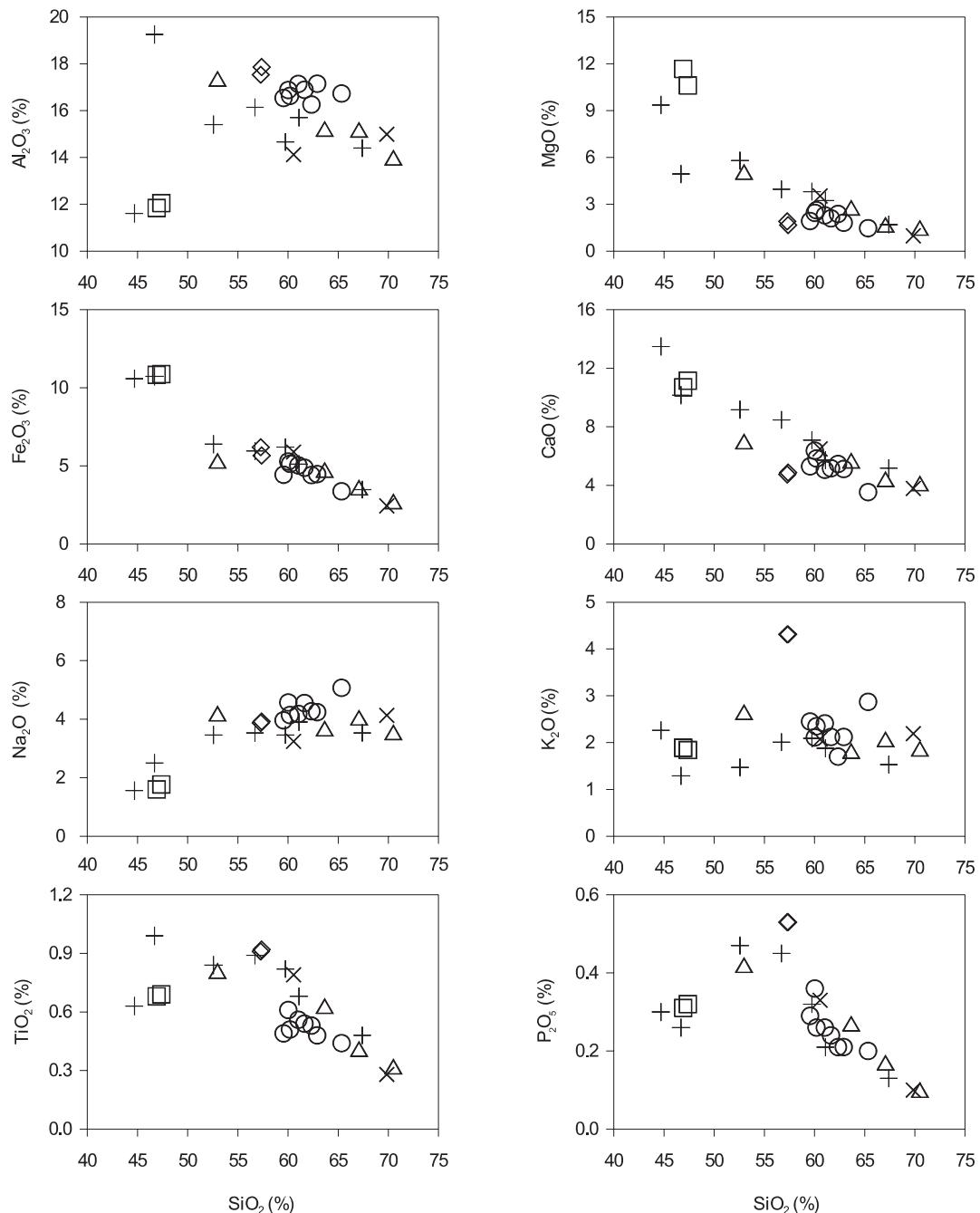


Şekil 9. (a) %SiO₂'ye karşı %Na₂O+K₂O kimsal adlama diyagramı (Le Maitre, 1989; Alkali-Subalkali eğrisi Irvine ve Baragar (1971)'a göredir), (b) %SiO₂'ye karşı %K₂O kimsal adlama diyagramı (Le Maitre, 1989), (c) Nb/Yb karşı Zr/TiO₂*0.0001 kimsal adlama diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977), (d) AFM üçgen diyagramı (Toleyitik - Kălkalkali ayırım eğrisi Irvine ve Baragar (1971)'a göredir).

Figure 9. a) SiO_2 (wt.%) versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (wt.%) chemical nomenclature diagram (Le Maitre, 1989; Alkaline-Subalkaline dividing line is from Irvine and Baragar (1971)), (b) SiO_2 (wt.%) versus K_2O (wt.%) chemical nomenclature diagram (Le Maitre, 1989), (c) Nb/Yb versus $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001$ chemical nomenclature diagram (Winchester and Floyd, 1977), (d) AFM ternary plot (Tholeiitic-Calcalkaline dividing curve is from Irvine and Baragar (1971)).

sudur (bkz. Şekil 10 ve 11). Kayaçların tümünde gözlenen, SiO_2 artışına karşın MgO , CaO , Al_2O_3 ve Cr azalması önemli ölçüde klinopiroksen ve plajiyoklas ayrılmaşmasını yansımaktadır. Klinopiroksen ve plajiyoklas, magmanın soğuması esnasında kabuk içerisindeki magma odasında meydana gelen önemli kristalleşmelerdir. Kristallenme basıncı ile klinopiroksen/plajiyoklas oranı azalmakta (Gust ve Perfit, 1987), magmadaki su içeriği artmaktadır. Bunların yanısıra plajiyoklas oranı da azalmaktadır (Eggler, 1972; Presnall vd., 1978; Baker ve Eggler, 1983). SiO_2 artışına karşın Al_2O_3 azalması (çögünlükla andezitik kayaçlarda), volkanik kayaçların gelişiminde hornblend ayrılmaşmasının da etkili olabileceğini göstermektedir. Üstelik, hornblendlerin kalk-alkalin karakterli volkanik kayaçların gelişiminde önemli bir ayrılmaşma

fazı olduğu da bilinmektedir (Chawthorn ve O'Hara, 1976). Kayaçların tümünde gözlenen SiO_2 artışına karşın Fe_2O_3^* ve TiO_2 azalması magnetit ayırmamasına işaret etmektedir. SiO_2 'ye karşı P_2O_5 değişim diyagramında bazaltik kayaçlarda gözlenen pozitif ilişki apatit zenginleşmesini, genellikle andezitlik kayaçlarda gözlenen negatif ilişki ise apatit ayırmasını yansımaktadır. SiO_2 'ye karşı K_2O , Na_2O , Ba, Rb, Nb ve Ta ilişkileri göreceli olarak düzensiz olmakla birlikte, pozitif eğilimlidir. Gözlenen düzensiz dağılım, kısmen alterasyondan (özellikle alkalilerde) kaynaklanabilir. Ana oksit ve iz element değişim diyagramlarında gözlenen bu ilişkiler, volkanik kayaçların gelişiminde mineral ayırmamasının etkili olduğunu ve klinopiroksen, hornblend, plajiyoklas, magnetit ve apatit



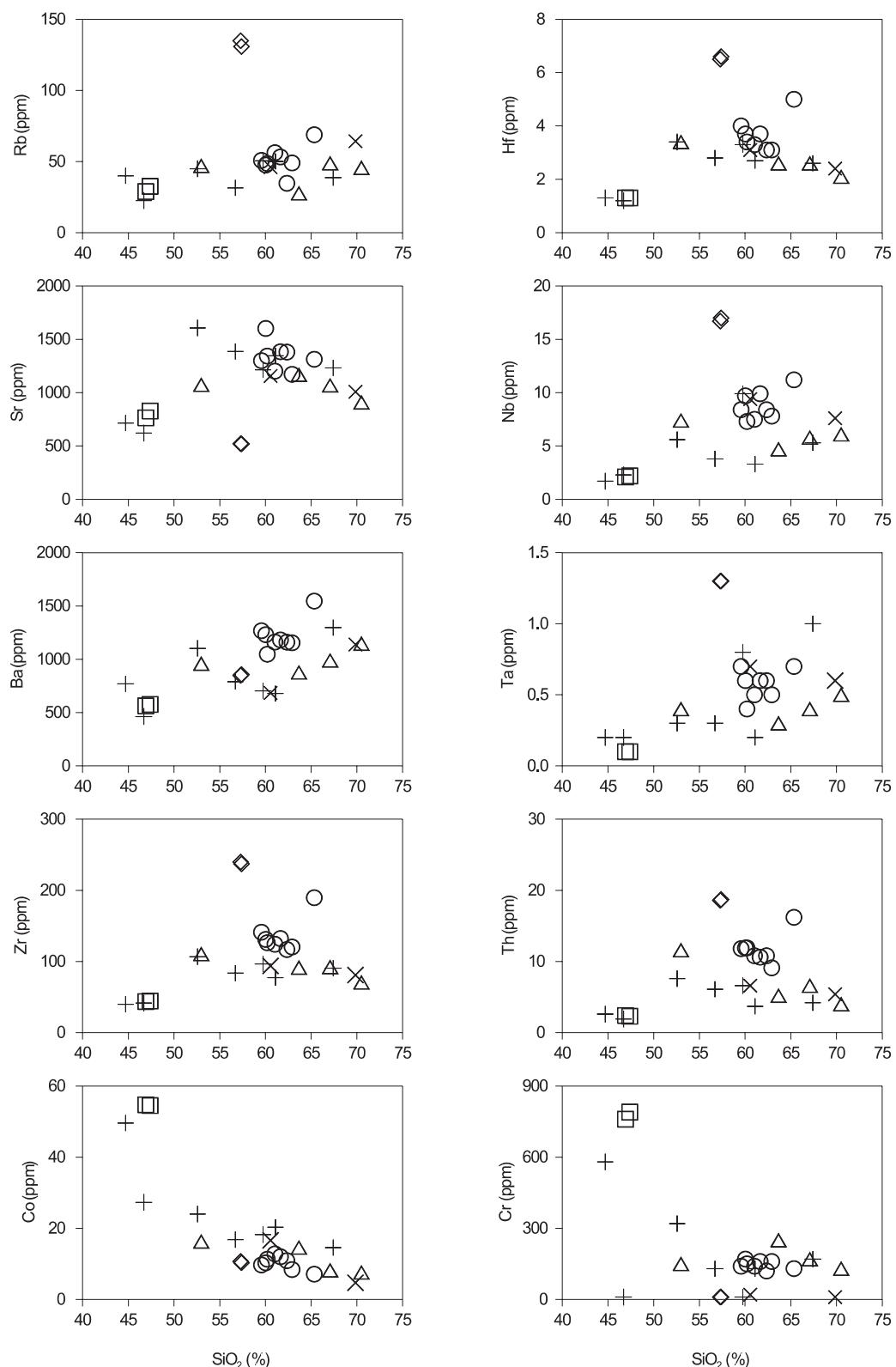
Şekil 10. İkizce (Ordu) volkanitlerinin % SiO₂'ye karşı ana oksit (% ağırlık) değişim diyagramları (semboller Şekil 9'daki gibidir).

Figure 10. SiO₂ (wt.%) versus major oxide (wt.%) variation plots of the İkizce (Ordu) volcanics (symbols are the same as for Figure 9).

ayırımlaşmasının önemli ölçüde rol oynadığını göstermektedir (bkz. Şekil 10 ve 11).

Genel olarak, incelenen volkanik kayaçların silis içeriği arttıkça, uyumsuz element içeriklerinin

artması (Ba, Sr) ve uyumlu element içeriklerinin azalması mineral ayrımlaşmasıyla açıklanmaktadır. Bu özellik, kayaçların bir ana magmadan mineral ayrımlaşmasıyla türemiş olabileceklerini, ancak bunun kayaçların gelişiminde ana



Şekil 11. İkizce (Ordu) volkanitlerinin % SiO_2 'ye karşı iz element (ppm) değişim diyagramları (semboller Şekil 9'daki gibidir).

Figure 11. SiO_2 (wt.%) versus trace element (ppm) variation plots of the İkizce (Ordu) volcanics (symbols are the same as for Figure 9).

magmatik olay olmadığını ve diğer magmatik olayların (magma karışımı, kabuk özümlemesi vb.) da rol oynadığına işaret etmektedir.

Uyumsuz Elementler

İncelenen kayaçlar, eski bir yitim zonu ortamına ait olduklarından iz element içerikleri zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltına (E-Tipi MORB) göre oranlanarak oluşturulan dağılım diyagramlarıyla ana magmaları belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 12a). İz element dağılım diyagramlarına bakıldığından; kayaçların tümünde

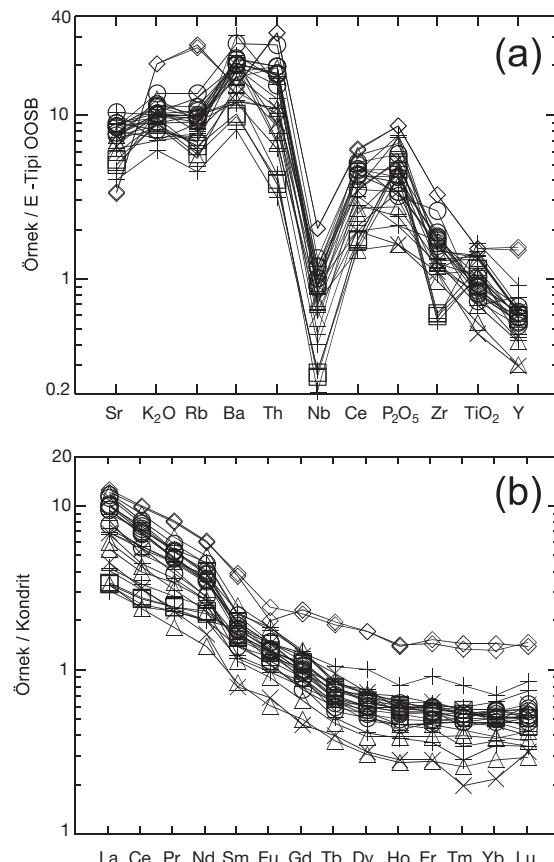
büyük iyon yarıçaplı litofil element (Sr, K₂O, Rb ve Ba) konsantrasyonları bakımından zenginleşme, Nb, Zr, TiO₂ ve Y içerikleri bakımından fakirleşme söz konusudur. Bu özellik, volkanik kayaçlarda kabuk özümlemesi ± magma karışımının varlığına işaret etmektedir. Negatif Nb anomalisi (bkz. Şekil 12a) ise, kayaçların ana magmasının gelişiminde yitim bileşeninin varlığını göstermektedir (Pearce, 1983). Ayrıca Koçevyanı bazaltı ve andezitik kayaçların tümünün iz element dağılımlarının birbirine benzerlik göstermesi, bunların kökenlerinin benzer oldukları ve daha sonra magmatik süreçlerden (kabuk özümlemesi ± magma karışımı) etkileneerek gelişimlerini göstermektedir.

Nadir Toprak Elementleri

İncelenen kayaçların kondritlere göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) dağılımları birbirine benzerlik göstermektedir (Şekil 12b). Bu durum, bazaltik ve andezitik kayaçların aynı kökenden türediklerini doğrulamaktadır. Kayaçlarda hafif nadir toprak element (HNTE) zenginleşmesinin, orta ve ağır nadir toprak element (ANTE) zenginleşmesine göre daha fazla olduğu görülmektedir (bkz. Şekil 12b). Dağılımların orta kısmının çukur olması ve HNTE'e doğru gidildikçe yukarı doğru konkav bir yapı sunması, volkanik kayaçların gelişiminde hornblend ayrımlaşmasının etkili bir şekilde rol oynadığını göstermektedir (Green ve Pearson, 1985; Romick, 1987). Dağılımlara bakıldığından; Kurttaşlı Tepe andezitine ait örnekler hariç, örneklerde önemli derecede Eu anomalisinin olmaması, bu kayaçların gelişiminde plajiyoklas ayrımlaşmasının önemli bir rol oynamadığını veya yüksek oksijen fugasitesini göstermektedir (Gill, 1981).

Tektonik Ortam

İncelenen kayaçların genel petrokimyasal özellikleri, birbirine yaklaşan plakalarla ilişkili yitim zonu volkanitlerinin özelliklerine benzemektedir (Saunders vd., 1980; Gill, 1981; Ewart, 1982; Pearce, 1983; Thompson vd., 1984; White ve Patchett, 1984). Bu özellikler; düşük Nb, Zr ve TiO₂ içeriği, büyük iyon yarıçaplı litofil element (LILE) ve yüksek hafif nadir toprak element (HNTE) içerikleri ile yüksek Ba/Zr oranlarına sahip olmalarıdır. İncelenen örneklerin Ba/La oranları yaklaşık 20-85 arasında değişmekte olup, orojenik andezitlere benzerlik gösterirler



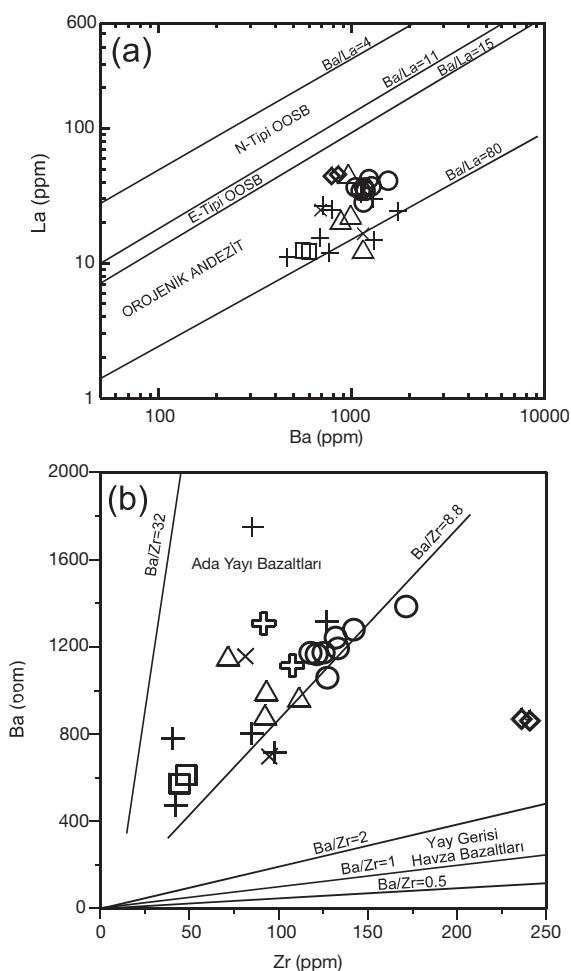
Şekil 12. (a) E-tipi okyanus ortası sırtı bazaltlarına (OOSB) (Sun ve McDonough, 1989) göre normalleştirilmiş iz element dağılımları, (b) kondrite (Taylor ve McLennan, 1985) göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılımları (semboller Şekil 9'daki gibidir).

Figure 12. (a) E-type MORB (Sun and McDonough, 1989) normalised trace element plot, (b) chondrite (Taylor and McLennan, 1985) normalised rare earth element patterns (symbols are the same as for Figure 9).

(Şekil 13a). Zr'a karşı Ba diyagramında (Floyd vd., 1991) volkanik kayaçların çoğu ada yayı bazaltları alanına düşmektedir (Şekil 13b). Bu alanın dışında kalan örnekler, aşırı derecede farklılaşmaya uğramış örnekleri temsil etmektedir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Doğu Pontid kuzey ve güney zonu volkanitleri çok sayıda araştırmacı tarafından incelenmiş ve



Şekil 13. (a) Ba (ppm)'a karşı La (ppm) diyagramı (alanlar Perfit vd. (1980) ve (Gill, 1981)'e göre), (b) Zr (ppm)'a karşı Ba (ppm) diyagramı (alanlar Floyd vd. (1991)'ne göre), semboller Şekil 9'daki gibidir.

Figure 13. (a) Ba (ppm) versus La (ppm) plot (Field boundaries are from Perfit et al. (1980) and (Gill, 1981)), (b) Zr (ppm) versus Ba (ppm) plot (field boundaries are from Floyd et al. (1991), symbols are the same as for Figure 9).

bu incelemeler sonucunda Tersiyer volkanizmanın gelişimi hakkında pek çok veri elde edilmiştir. İkizce (Ordu) yöresinde yapılan bu çalışmaya, bugüne dekin kuzey zonda ve güney zonda yapılan önceki çalışmalara katkıda bulunularak, stratigrafik, petrografik ve petrokimsal açıdan Tersiyer volkanizmanın gelişimi açıklanmaya çalışılmıştır.

İkizce yöresinde çalışma alanının tabanını, Geç Kretase-Paleosen yaşlı Akveren Formasyonuna ait Tekkiaz Üyesi oluşturmaktadır. İri ojıt kristallerine sahip yeşil, koyu yeşil ve siyah renkli bazaltlardan oluşan Paleosen (?)-Eosen yaşlı Koçevyanı bazaltı bu birimi uyumsuz olarak üzerlemektedir. Tüm bu birimlerin üzerine uyumsuzlukla gelen ve çalışma alanının hemen hemen tamamını kapsayan andezit, bazalt ve piroklastitleri ile kumtaşı, silttaşısı, marn, tüfit ara seviyelerinden oluşan Eosen yaşlı Tekkeköy Formasyonu gelmektedir. İstif, Kuvaterner yaşlı taraça ve alüvyonlarla örtülmektedir.

İkizce (Ordu) bölgesindeki volkanitler; çoğunlukla andezit, andezit porfir ve piroklastitleri ile daha az oranlarda bazalt ve bazaltik andezitlerden oluşmakta ve genelde porfirk, mikrolitik porfirk, hyalomikrolitik porfirk, hyalopilitik, entersertal, entergranüler, yer yer akıntı ve glomeroporfirk doku göstermektedirler. Koçevyanı bazaltının belirgin özelliği, diyopsit-ojıt ($Wo_{46-47}En_{43-40}Fs_{11-13}$) ve olivin (Fo_{83-84}) fenokristallerini içermesidir. Andezit porfirde ise, halkalı ve karmaşık zonlanma gösteren mega fenokristal plajiyoklas ($An_{31-43}Ab_{67-54}Or_{2-3}$) mineralleri ile opaklaşma ve bozunma yapılarının çok iyi gözlendiği biyotit ($Mg^{\#}=0.48-0.60$) mineralleri oldukça yaygındır. Bu minerallere ayrıca, fenokristal olarak, plajiyoklas (An_{32-80}), hornblend ($Mg^{\#}=0.49-0.82$) ve magnetit, tali mineral olarak da apatit ve zirkon eşlik etmektedir.

İkizce (Ordu) yörensi volkanitleri; kalkalkalen karakterli olup, genellikle orta derecede K_2O içermektedir. Artan SiO_2 karşı MgO , CaO , MnO , Fe_2O_3 , Cr ve Co içeriklerinde azalma, Al_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 , Sr, Zr, Th ve Hf içeriklerinde ise artış söz konusudur. Bu ilişkiler; bazaltik kayaçların gelişiminde klinopiroksen+olivin+magnetit ayrımlaşmasının, andezitik kayaçların gelişiminde ise klinopiroksen+plajiyoklas+magnetit ayrımlaşmasının etkin bir şekilde rol oynadığını işaret etmektedir. Ayrıca, Temizel ve Arslan

(2003) yaptıkları mineral ayrımılaşması olaylarının jeokimyasal modellemesi çalışmalarında volkanitlerin iz element çiftlerinden (Zr karşı Nb, Zr karşı La, La+Ce karşı Nb gibi) yararlanarak kayaçların gelişimi sırasında klinopiroksen, plajiyoklas ve magnetit ayrımılaşmasının önemli şekilde rol oynadığını belirlemiştir.

İncelenen volkanitler; yüksek Sr, K₂O, Rb, ve Ba içeriklerine, düşük Nb, Zr ve TiO₂ içeriklerine sahip olup, bunların iz element dağılımları E-Tipi MORB'a daha çok benzerlik göstermektedir. Volkanitlerin NTE dağılımlarının birbirine paralellik göstermesi, bazaltik ve andezitik bileşimli kayaçların aynı kökenden türediklerini doğrulamaktadır. Ayrıca, Temizel ve Arslan (2003) yaptıkları NTE kısmi ergime modellemesine göre ana magmanın oluşumunda ilksel magmaya göre kısmi ergime miktarının ağır nadir toprak elementler dikkate alındığında, yaklaşık % 30-35, hafif nadir toprak elementlerde ise yaklaşık % 10-30 arasında değiştigini belirtmişlerdir. İkizce volkanitlerine ait NTE dağılımlarının, E-Tipi MORB ve OIB'ye ait dağılımlarla benzerlik sunmasını, volkanitlerin yitim ve astenosferik ergiyiklerin karışlığı zenginleşmiş bir köken magmadan türeyebilecekleri şeklinde yorumlamışlardır (Temizel ve Arslan, 2003).

İnceleme alanındaki (İkizce-Ordu) volkanitlerinin yüksek Sr, K₂O, Rb, Ba ve düşük Nb, Zr ve TiO₂ içeriklerine sahip olmalarından dolayı, Gümüşhane yöresindeki volkanitlere benzerlik göstermekte olup, yitim sonucu zenginleşmiş bir kaynaktan türeyen kalkalkalen volkanizma özgünlüğü göstermektedirler (Temizel, 2002, Temizel ve Arslan, 2002). Ayrıca bu volkanik kayaçların yüksek LILE (Rb, Ba, Sr, K₂O) içerikleri ile düşük Nb, Zr, TiO₂ ve Y içeriklerine sahip olması, bunların yiten bir plakanın dehidratasyonu sonucu metazomatizmaya uğrayarak zenginleşmiş bir manto kaynağının varlığını desteklemektedir. Bunların yanı sıra, volkanik kayaçlardaki kimyasal değişimler, kaynak bölgesindeki kısmi ergime, ayrımlaşma, özümleme ve magma karışımı gibi olaylarla açıklanabilir. Temizel ve Arslan (2003), İkizce volkanitleri üzerinde yaptıkları özümleme+mineral ayrımılaşması (AFC) jeokimyasal modelleme çalışmalarında, kayaçların gelişimi esnasında özümleme+mineral ayrımılaşması olayın (AFC) çok etkili olmayıp (özümleme oranı / mineral ayrımılaşması oranının

<%20), mineral ayrımılaşmasının daha baskın olduğunu belirtmiştir.

İkizce yöresindeki volkanik kayaçlar, Doğu Pontid kuzey zonu (Trabzon ve Tonya yöresi) ve güney zonunda (Gümüşhane-Kale yöresi) yer alan diğer volkanik kayaçlar ile stratigrafik, petrografik ve petrokimyasal özellikleri açısından denetirildiğinde, daha çok güney zonu (Gümüşhane-Kale bölgesi) volkanitlerine benzerlik göstermektedirler. Ayrıca, İkizce volkanitleri, güney zonu Tersiyer volkanitlerinin devamı olarak düşünülebilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, birinci yazarın yüksek lisans tezinin bir bölümü olup, Karadeniz Teknik Üniversitesi BAP Birimi (Proje no: 2001.112.5.10) tarafından maddi olarak desteklenmiştir. Yazarlar, mikropetroanalizlerinin gerçekleştirilmesinde yardımcı olan Dr. Nick Ware (Avustralya Ulusal Üniversitesi, Avustralya)'e teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Adamia, S. A., Lordkipanidze, M. B., and Zakariadze, G. S., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183-199.
- Aliyazıcıoğlu, İ. ve Arslan, M., 1998. Gümüşhane yörensi volkanik kayaçlarının jeokimyasal ve petrolojik karakteristikleri: Doğu Pontid Güney Zonunda Paleosen-Eosen volkanizmasının gelişimi. Türkiye Cumhuriyeti'nin 75. Yılında Fırat Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozumu Bildiri Özleri Kitabı, Elazığ, 24-25.
- Arslan, M., and Aliyazıcıoğlu, İ., 1998. Petrographical and geochemical characteristics of the Gümüşhane area Eocene volcanic rocks: Implications for the evolution of Eastern Pontide back-arc volcanism, Third International Turkish Geology Symposium Abstracts, Ankara, p.182.
- Arslan, M., and Aliyazıcıoğlu, İ., 2001. Geochemical and petrochemical characteristics of the Kale (Gümüşhane) volcanic rocks: Implications for the Eocene evolution of Eastern Pontide arc volcanism, Northeast Turkey. *International Geological Review*, 43(7), 595-610.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S., and Kurt H., 1997. Geochemistry and petrogenesis of

- the Eastern Pontide volcanic rocks, Northeast Turkey. *Chemi der Erde (Geochemistry)*, 57, 157-187.
- Arslan, M., Aslan, Z., Şen, C., and Hoskin, P., 2000. Constraints on petrology and petrogenesis of Tertiary volcanism in the Eastern Pontide Paleo-arc system, NE Turkey. Goldschmidt 2000. *Journal of Conference Abstracts*, Volume 5(2), 157-158.
- Arslan, M., Temizel, İ., and Abdioğlu, E., 2002. Subduction input versus source enrichment and role of crustal thickening in the generation of Tertiary magmatism in the Pontid Paleo-Arc setting, NE Turkey. In: B. De Vivo and R.J. Bodgar (eds.) *Workshop-Short Course on Volcanic Systems, Geochemical and Geophysical Monitoring, Melt inclusions: Methods, Applications and Problems*, Naples, Italy, 13-16.
- Aydın, F., 2003. Değirmendere vadisi (Trabzon-Esiroğlu, KD-Türkiye) volkanitlerinin mineral kimyası, petrolojisi ve petrojenezi. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 233 s (yayınlanmamış).
- Bacon, C.R., and Hirschmann, M. M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73, 57-61.
- Baker, D.R., and Eggler, D.H., 1983. Fractionation paths of Atka (Aleutians) high-alumina basalts: constraints from phase relations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18, 387-404.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K., and Özgür, S., 1995. Cretaceous rifting of the Eastern Pontide carbonate platform, NE Turkey: The formation of carbonate breccias and turbidites as evidence of a drowned platform. *Giornale di Geologia*, 57, 233-244.
- Çamur, M. Z., Güven, İ. H., and Er, M., 1996. Geochemical characteristics of the Eastern Pontide volcanics: An example of multiple volcanic cycles in arc evolution. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 123-144.
- Chawthorn, R.G., and O'Hara, M.J., 1976. Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. *American Journal of Science*, 276, 309-329.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman, London, 696 pp.
- Dymek, R. F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation distributions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68, 880-899.
- Eggler, D.H., 1972. Amphibole stability in H_2O -undersaturated calc-alkaline melts. *Earth and Planetary Science Letters*, 15, 28-34.
- Eğin, D., Hirst, D.M., and Phillips, R., 1979. The petrology and geochemistry of volcanic rocks from the northern Harşit river area, Pontid volcanic province, northeast Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 105-123.
- Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic-compositional range. In: R.S. Thorpe (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley, New York, 29-95.
- Floyd, P.A., Shail, R., Leveridge, B.E., and Franke, W., 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. In: A.C., Morton, S., Todd, and P.D.W. Haughton (eds.) *Geological Society of London Special Publication*, 57, 173-188.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, 390p.
- Green, T.H., and Pearson, N.J., 1985. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 925-939.
- Gust, D.A., and Perfit, M.R., 1987. Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian Island Arc: implications for primary island arc basalt and high-Al basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97, 7-18.
- Güven, İ. H., 1993. Doğu Pontidler'in jeolojisi ve 1/250 000 ölçekli komplikasyonu. MTA, Ankara (yayınlanmamış).
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Kazmin, V. G., Sbortshikov, I. M., Ricou, L. E., Zonenshain, L. P., Boulin, J., and Knipper, A. L., 1986. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic Evolution of Tethys. *Tectonophysics*, 123, 123-152.
- Keskin, İ., Yergök, F. A., Kara, H., Dönmez, M. ve Arslan, M., 1998. Ünye-Fatsa-Kumru-Korgan (Ordu) dolayının jeolojisi. M.T.A Raporu, 10182, Ankara (yayınlanmamış).
- Le Maitre, R. W., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Leake E. B., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickhel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whitaker, E. J. W., and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of Amphiboles Report of the

- Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. European Journal of Mineralogy, 9, 623-651.
- Morimoto, M., 1988. Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine, 52, 535-550.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler'de Kretase. Karadeniz Teknik Üniversitesi Yer Bilimleri Dergisi, 2, 65-114.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J., Hawkesworth, and M.J. Norry, (eds.) Continental Basalt-and Mantle Xenoliths, Shiva, Cheshire, 230-249.
- Perfit, M.R., Gust, D. A., Bence, A.R., Arculus, R.J., and Taylor, S. R., 1980. Chemical Characteristic of Island-Arc Basalts: Implications for Mantle Sources. Chemical Geology, 30, 227-256.
- Presnall, D.C., Dixon, J.R., O'donnell, T.H., Drennes, N.L., Schrick, R.L., and Dycus, D.W., 1978. Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kb: Their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66, 203-220.
- Romick, J.D., 1987. Amphibole fractionation and magma mixing in andesites and dacites from the central Aleutians, Alaska. Transactions American Geophysical Union (EOS), 68, 461 pp.
- Saunders, A. D., Tarney, J., and Weaver, S. D., 1980. Tranverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calc alkaline magmas. Earth and Planetary Science Letters, 46, 344-360.
- Sun, S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes In: A.D. Saunders, and M.J. Norry, (eds.), Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.
- Şen, C., 2000. Doğu Pontid alkalen provensine (KD, Türkiye) ait Eosen sonrası kayaçlar içerisinde bulunan ultramafik nodüllerin petrografisi, mineralojisi ve kimyası. Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Ma-
- dencilik Kongresi Bildiri Özleri Kitabı, 1, 55-66.
- Şen, C., Arslan, M. ve Van. A., 1998. Doğu Pontid (KD Türkiye) Eosen (?) alkalen volkanik provensinin jeokimyasal ve petrolojik karakteristikleri. Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 231-239.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust, Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Temizel, İ., 2002. İkizce (Ünye-Ordu) yöresi volkanik kayaçlarının petrografik, jeokimyasal ve petrolojik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 152 s (yayınlanmamış).
- Temizel, İ., and Arslan, M., 2002. Geochemical and petrological characteristics of İkizce (Ordu) area volcanic rocks: Evidences on the evolution of Eastern Pontides Tertiary Volcanism, NE Turkey. 1st International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering, Abstracts, p.90.
- Temizel, İ. ve Arslan, M., 2003. İkizce (Ünye-Ordu) yöresi Tersiyer volkanitlerinin gelişiminde etkili olan magmatik olayların jeokimyasal modellenmesi (KD Türkiye). Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 7(2), 161-177.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., and Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach. Philosophical Transactions of The Royal Society, London, a310, 549-590.
- White, W.M., and Patchett, J., 1984. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters, 67, 167-185.
- Winchester, J., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation productus using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325-343.
- Yoldaş, R., Keskin, B., Korkmaz, S., Didik, S., Kalakan, İ., Ağrıdağ, D. ve Besbelli, B., 1985. Samsun ve dolayının (Kızılırmak-Yeşilırmak arasındaki bölge) jeolojisi ve petrol olanakları. MTA Rapor No. 8130 (yayınlanmamış).



Feldispat-kuvars ayırımında hidroflorik asit kullanılmayan flotasyon yöntemlerinin karşılaştırılması

The comparision of non-hydrofluoric acid flotation methods used in feldspar quartz separation

Derya KALYON, Özcan Y. GÜLSOY

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

ÖZ

Bu çalışmada, feldispat-kuvars ayırımında kullanılan hidroflorik asitsiz flotasyon yöntemleri birbirleriyle ve konvansiyonel HF/amin yöntemi ile karşılaştırılmıştır. Literatürde bir çok çalışma mevcutmasına rağmen, bunlar arasında en etkili ve laboratuvara uygulanabilir olanlar karşılaştırma yapmak amacıyla seçilmiştir. Literatürdeki çalışmalar üç grupta toplanmaktadır. Bunlar anyonik+katyonik toplayıcı karışımıları kullanılanlar, yalnızca katyonik toplayıcı kullanılanlar ve iyonik olmayan toplayıcı kullanılan yöntemlerdir. Seçilmiş olan yöntemler feldispat ile kuvarsın karıştırıldığı yapay karışma uygulanmıştır. Sonuçların karşılaştırılması için, bir alkali indeksi geliştirilmiş ve bu indeks kullanılarak da bir seçimlilik değeri hesaplanmıştır. Ayırımda, en etkili ve seçimi yöntemin konvansiyonel HF/amin yöntemi olduğunu belirlenmiştir. Duomeen TDO kullanılan yöntem, konvansiyonel yönteme en yakın sonuçların elde edildiği yöntemdir. Bu nedenle, HF/Amin ve Duomeen TDO kullanılarak feldispatın kinetik davranışının ortaya konulmuştur. Kinetik testler iki yöntemde de feldispatın yüzme hızının benzer olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Anyonik toplayıcı, feldispat, kuvars, hidroflorik asit, katyonik toplayıcı, noniyonik toplayıcı.

ABSTRACT

In this study, non-hydrofluoric acid flotation methods used in feldspar-quartz separation were compared with each other and conventional HF/amine method. Although, there are many studies in the literature, only the most effective and the suitable methods for the laboratory facilities were selected for comparision. The methods are categorized into three groups in the literature. These are anionic + cationic collector combinations, only cationic collector and non-ionic collector group used. The selected methods were applied to an artificial feldspar-quartz mixture. In order to compare the results, an alkaline index was developed and a selectivity parameter was calculated from the alkaline index for each separation. The results showed that conventional HF/amine method is the most effective and selective method. Duomeen TDO method was the second effective method on the feldspar-quartz separation. Therefore, the flotation kinetics of feldspar were determined in both HF/amin and Duomeen TDO methods. The tests results suggested that the flotation rate of the feldspar obtained in both methods was the same.

Key Words: Anionic collector, cationic collector, feldspar, quartz, hydrofluoric acid, nonionic collector.

GİRİŞ

Feldispatlar yerkabuğunun %60-65'ini oluşturan, sodyum, potasyum ve kalsiyumlu alkali ve toprak alkali susuz alüminyum silikatlardır (Ari, 2001). Feldispat mineralleri cam ve seramik sanayinin yanı sıra, birçok sanayide kullanılmaktadır.

olup, içermiş olduğu Na, K veya Ca oranına göre albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), ortoklaz/mikroklin (KAISi_3O_8), ve anortit ($\text{CaAlSi}_3\text{O}_8$) olarak adlandırılmaktadır. Na-feldispat minerali olan albit, alümina kaynağı olarak cam üretiminde, K-feldis-

pat minerali olan mikroklin ve ortoklaz ise, daha çok porselen ve seramik üretiminde kullanılmaktadır. Cam ve seramik sanayinde feldispatan istenen en önemli özellik yüksek alkali ve alümina içeriğidir. Alümina cam ve seramik bünyeye dayanıklılık kazandırırken alkali içeriği ise erime sıcaklığını düşürerek pişme, ya da erime süresinin kısalmasını sağlar.

Seramik sanayi, pişme sırasında renk veren içerikleri düşük K_2O içeriğinin de olabildiğince yüksek olduğu K-feldispat konsantresi talep etmektedir. Bu nedenle, öncelikle K-feldispat bünyesindeki renk verici bileşenlerin (mika, demir oksit, titan oksit) uzaklaştırılması ve daha sonra kuvars ve özel durumlarda da Na-feldispatın ayrılması gerekmektedir.

Renk verici mineralerden olan mika asidik pH'da katyonik toplayıcı ile demir-titan oksit ise zayıf asidik pH'da anyonik toplayıcılarla ayrılmaktadır. Ayrıca bu renk verici mineraler serbestleşmeye bağlı olarak manyetik ayırma ile de ayrılabilmektedir. Feldispat kuvars ayırmında ise, tek yöntem flotasyondur. Kuvarsın flotasyon ile ayrılması sonucu feldispatın alkali içeriği önemli miktarda yükselmekte ayrıca, kuvars demir-titan ve alkali içerikleri açısından kaliteli bir yan ürün olarak elde edilmektedir (Bayraktar vd., 1999).

Feldispatın kuvarstan seçimi olarak flotasyonunda asidik pH'da (2.5-3) katyonik toplayıcılar ile (amin) birlikte hidroflorik asit (HF) kullanılmaktadır. HF feldispatı canlandırıcı etkisinin yanında kuvarsı da bastırıcı bir etki göstermektedir. Ancak, HF'in yüksek maliyeti, aşırı korozifliği ve çevresel zararları nedeniyle uzun süredir HF dışı yeni yöntemler üzerinde çalışılmaktadır. Bu çalışmalar anyonik/katyonik (El-Salmawy vd., 1995; Jakobs ve Dobias, 1991; Jiaying vd., 1988; Malghan, 1981; Mathieu ve Sirois, 1984; Özkan vd., 2001; Rao ve Forssberg, 1993; Shehu ve Spaziani, 1999; Yachuan vd., 1993), anyonik (Iverson, 1932; Kılavuz, 2000), katyonik (Sousa vd., 1997) ve noniyonik (El-Salmawy vd., 1993a; 1993b; 1995) toplayıcılar kullanılan yöntemler olarak guruplandırılmışmaktadır.

Bu çalışma kapsamında literatürde verilen anyonik/katyonik, anyonik, katyonik ve noniyonik toplayıcıların kullanıldığı yöntemlerin bazıları seçilerek laboratuvar flotasyon makinasında fel-

dispat ile kuvarsın karıştırıldığı yapay karışma uygulanmıştır. Seçilmiş olan yöntemler arasında sadece Hallimond tüpünde gerçekleştirilmiş çalışmalar mevcuttur. Bu nedenle, kimyasal miktarlarını belirlerken literatürden belirlenen sonuçlara bağlı kalınmasına rağmen, ayırım sağlanamadığı durumlarda özellikle toplayıcı dozajları artırılarak ağırlık verimlerinin artırılmasına çalışılmıştır. Bu yöntemler kullanılarak elde edilen sonuçlar birbirleri ve HF'lı flotasyon yöntemi ile seçimlilik açısından karşılaştırılmıştır. Böylece, bu çalışmada feldispat-kuvars ayırımı için önerilen yöntemlerin, pratik açıdan, karşılaştırılması ve en verimli yöntemin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla, anyonik/katyonik toplayıcı karışımı kullanılan çalışmalarlardan Malghan (1981)'in Duomeen TDO, Jiaying vd. (1988)'nin amin+petrol sülfonat, El-Salmawy vd. (1995)'nin amin+sodyum dodesil sülfonat kullandığı yöntemler seçilmiştir. Anyonik toplayıcı kullanılan çalışmalarlardan El-Salmawy vd. (1993a)'nin Ca-sodyum dodesil sülfonat ve Kılavuz (2000)'un Pb-oleat kullandığı yöntemler çalışma kapsamına alınmıştır. Noniyonik toplayıcı kullanılan çalışmalarlardan ise El-Salmawy vd. (1993b; 1995)'nin Brij+amin, Brij+sodyum dodesil sülfonat ile yaptığı çalışmalar seçilmiştir.

DENEYSEL ÇALIŞMALAR

Literatür araştırmalarına bağlı olarak, feldispat kuvars ayırmında başarılı olduğu ileri sürülen yedi farklı yöntemin bu çalışma kapsamında denemesine karar verilmiştir. Yöntemlerin seçilmesinde öncelikle ayırım etkinliğinin yüksek olmasına dikkat edilmiştir. Ayrıca özel düzenek gerektirmeyen yöntemler seçilmiştir.

Deneysel çalışmalar iki bölümde toplanmıştır. İlk bölümde yüksek tenörlü feldispat ve kuvars karışımı ile hazırlanan feldispat örneğine literatürden seçilen yöntemler uygulanmıştır. İkinci bölümde ise, HF-Amin yöntemine en yakın sonuçların elde edildiği yöntemle HF-Amin yönteminin karşılaştırılması için kuvars içeren bir feldispat cevheri kullanarak flotasyon kinetiği çalışmaları yapılmıştır.

Deney Örnekleri

Flotasyon deneylerinde kullanılan yüksek tenörlü feldispat örneği Gamma A.Ş.'nin Kırşehir bölg-

gesindeki zenginleştirme tesisinden ve kuvars örneği ise Toprak Seramik A.Ş.'den temin edilmiştir. Kinetik testler için kullanılan feldispat örneği Kale Maden A.Ş.'nin Çanakkale-Çan-Semedeli tesislerinden temin edilmiştir. Çalışmanın amacı feldispat kuvars ayırmı olduğu için, örneklerin içermiş olduğu demirli ve mikali saf-sızlıklar yüksek alan şiddetli manyetik ayırıcı ile uzaklaştırılmıştır. Yüksek tenörlü feldispat ile saf kuvars örnekleri -300+75 μm fraksiyonunda, kinetik testler için kullanılan feldispat örneği ise -300+25 μm fraksiyonunda hazırlanmışlardır. Flotasyon deney örneklerinin kimyasal analiz değerleri Çizelge 1'de verilmiştir. Analiz sonuçları verilen yüksek tenörlü feldispat ve kuvars örnekleri ağırlıkça %50 oranında karıştırılarak deney örnekleri oluşturulmuştur.

Flotasyon Deneyleri

Flotasyon deneylerinde laboratuvar ölçekli Denver D-12 flotasyon makinası kullanılmıştır. Deneylerde 500 g örnek ile çalışılmıştır. Flotasyonda pleksiglastan imal edilmiş hücre kullanılmıştır. Koşullandırma pervane hızı 1550 devir/dk, flotasyon pervane hızı ise 1500 devir/dk olarak sabit tutulmuştur. Deneylerde Armac TD (tallow

amin asetat, Akzo Nobel), Duomeen TDO (tallow diamin dioleat, Akzo Nobel), Flotigam DAT (yağlı alkil propilen daimin, Clarint), Aero 801 (sodyum dodesil sülfonat, SDSO, Cyanamid), Aero 840 (petrol sülfonat, Cyanamid), Na-oleat, Brij 58 (noniyonik setil eter polioksi etilen, Sigma) türü toplayıcılar ile 30 g/t dozajında Aerofroth 65 (Cyanamid) tipi köpürtücü kullanılmıştır. pH ölçümleri WTW marka pH metre ile yapılmış olup, asidik pH değerleri için H_2SO_4 , bazik pH değerleri için ise NaOH kullanılarak ayarlama yapılmıştır.

HF/Amin Kullanılan Deneyler

Çalışmanın başında deney örnegine feldispat-kuvars ayımı üzerinde çok başarılı olduğu bilinen konvansiyonel HF-Amin yöntemi uygulanmıştır. Deneye amin türü, katyonik bir toplayıcı olan Armac TD (tallow amin asetat) kullanılmıştır. Bu deneye pH 2.5-3.0 arasında kontrol edilirken palp katı içeriği; koşullandırma sırasında ağırlıkça %50, flotasyon sırasında ise %40 olarak ayarlanmıştır. Deneye 250 g/t Armac TD ile birlikte 800 g/t HF kullanılmış olup deney sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir. Deney sonuçlarından da görüleceği üzere, oldukça yüksek al-

Çizelge 1. Deney örneklerinin kimyasal analiz sonuçları.
Table 1. Chemical analysis results of the test samples .

İçerik	Yüksek tenörlü feldispat örnegi (%)	Saf kuvars örnegi (%)	Feldispat örnegi (%)
SiO_2	65.25	98.5	75.16
K_2O	10.98	—	3.63
Na_2O	2.53	—	4.21
Al_2O_3	19.17	0.08	12.89
Fe_2O_3	0.13	0.04	0.23
TiO_2	0.02	—	0.01
MgO	<0.01	0.13	0.003
CaO	1.20	—	0.61
P_2O_5	—	—	0.03
K.K.	0.71	0.19	0.22

Çizelge 2. HF/amin kullanılan flotasyon deneyi sonuçları.
Table 2. Flotation test results of the HF/amine methods.

İçerik	Ağırlık (%)	Tenör (%)		Verim (%)		
		K_2O	Na_2O	Kuvars	K_2O	Na_2O
Yüzen (feldispat)	49.13	10.51	2.43	17.31	94.05	94.00
Hücrede kalan (kuvars)	50.87	0.64	0.15	94.95	5.93	6.01
Besleme	100.00	5.49	1.27	56.80	100.00	100.00

kali içerikli feldispat konsantresi elde edilmiştir. Hücrede kalan ürünün alkali içeriği son derece düşük düzeydedir.

Anyonik/Katyonik Toplayıcı Karışımı Kullanılan Deneyler

Çalışmanın bu bölümünde Malghan (1981) tarafından feldispat-kuvars ayrimında başarı ile kullanıldığı belirtilen Duomeen TDO (tallow diamin dioleat) kullanılarak flotasyon deneyleri gerçekleştirılmıştır. Deneylerde pH, 1.75-2.0 arasında olacak şekilde H_2SO_4 kullanılarak kontrol edilmiştir. Koşullandırma palp katı içeriği %50 iken, flotasyon palp katı içeriği ise %25'tir. Deneye toplayıcı sisteme 500 g/t ve 250 g/t olarak iki kademe ile beslenmiş ve her iki kademe yüzen malzeme ayrı ayrı alınarak analiz edilmiştir. Elde edilen deney sonuçları Çizelge 3'de verilmiştir. Deney sonuçları yüzen ürün ve alkali bazında değerlendirildiğinde, bu yöntemle HF-amin yöntemine benzer sonuçların elde edildiği görülmektedir.

Anyonik/Katyonik toplayıcı karışımı kullanılan diğer çalışmalarında ise El-Salmawy vd. (1995) ve Jiaying vd. (1988) tarafından amin-sülfonat karışımı denenmiştir. El-Salmawy vd. (1995)

yapmış oldukları çalışmada amin-sodyum dodesil sülfonat (Aero 801) karışımını, Jiaying vd. (1988) ise amin-petrol sülfonat (Aero 840) karışımını kullanmışlardır.

Amin-sodyum dodesil sülfonat karışımı kullanılarak yapılan çalışmada (El-Salmawy vd., 1995); pH 10.8-11.2 arasında, palp katı içeriği koşullandırma sırasında %50, flotasyon sırasında ise %40 olacak şekilde ayarlanmıştır. Deneye amin türü toplayıcı olan Flotigam DAT ve sodyum dodesil sülfonat olan Aero 801 kullanılmıştır. Bu çalışma, kuvarsı yüzdürmeye yönelik bir çalışmındır. Deneye öncelikle El-Salmawy vd. (1995)'nin önerdikleri dozajlarda başlanmış, ancak ağırlık veriminin düşük olması nedeniyle deney sırasında bu dozajlar artırılmıştır. Deneye kullanılan reaktif dozajları ve deney sonuçları Çizelge 4'de sunulmuştur. Deney sonuçlarından da görüleceği üzere, yüzen ve hücrede kalan ürünlerde herhangi bir seçimlilik gözlemlenmemiştir.

Jiaying vd. (1988) tarafından önerilen amin-petrol sülfonat karışımı kullanılarak yapılan diğer bir çalışmada pH 7.8 (doğal pH), palp katı içeriği koşullandırma sırasında %50-60, flotasyon sırasında ise %25 olarak sabit tutulmuştur. De-

Çizelge 3. Duomeen TDO kullanılan flotasyon deneyi sonuçları.

Table 3. Flotation test results of the Duomeen TDO methods.

İçerik	Toplayıcı dozajı (g/t)	Ağırlık (%)	Tenör (%)			Verim (%)	
			K ₂ O	Na ₂ O	Kuvars	K ₂ O	Na ₂ O
1.Yüzen (feldispat)	500	35.38	10.27	2.42	18.81	66.18	67.42
2.Yüzen (feldispat)	250	15.14	10.24	2.34	19.66	28.24	27.89
Hücrede kalan (kuvars)	–	49.48	0.62	0.12	95.62	5.59	4.68
Besleme	–	100.00	5.49	1.27	56.80	100.00	100.00

Çizelge 4. Amin (Flotigam DAT) ve sodyum dodesil sülfonat (Aero 801) kullanılan flotasyon deneyi sonuçları.

Table 4. Flotation test results of the experiment at which amine (Flotigam DAT) and sodium dodecyl sulphonate (Aero 801) are used.

İçerik	Toplayıcı dozajı (g/t)	Ağırlık (%)	Tenör (%)			Verim (%)	
			Amin	Sülfonat	K ₂ O	Na ₂ O	Kuvars
1.Yüzen (kuvars)	40	180	8.79	5.57	1.12	57.59	8.91
2.Yüzen (kuvars)	180	360	14.15	5.51	1.03	58.71	14.20
3.Yüzen (kuvars)	160	720	41.09	5.30	1.28	57.84	39.67
Hücrede kalan (feldispat)	–	–	35.97	5.68	1.39	54.66	37.22
Besleme	–	–	100.00	5.49	1.27	56.80	100.00

neyde amin türü toplayıcı olan Flotigam DAT ve sodyum dodesil sülfonat olan Aero 840 kullanılmıştır. Deneye öncelikle Jiaying vd. (1988)'nin önerdikleri dozajlarda başlanmıştır, ağırlık veriminin çok düşük olması nedeniyle deney sırasında bu dozajlar arttırılmıştır. Deney sonuçları ve uygulanan reaktif dozajları Çizelge 5'de verilmiştir. Deney sonuçlarından da görüleceği üzere, hücrede kalan ürün miktarının arttığı ve alkali içeriğinin düşüğü anlaşılmaktadır.

Anyonik Toplayıcı Kullanılan Deneyler

Kılavuz (2000) tarafından önerilen Pb^{+2} iyonu varlığında anyonik toplayıcı kullanarak yapılan flotasyon deneyinde; palp katı içeriği koşullandırma sırasında %50, flotasyonda ise %40 olarak sabit tutulmuştur. Deneye kanola yağı ve ayçiçek yağından hazırlanan anyonik toplayıcı Na-oleat kullanılmıştır. Kanola yağı ile hazırlanan oleat kullanılarak yapılan deneye literatürden elde edilen bilgiler ışığında pH 6.5-7.0 arasında, ayçiçek yağından hazırlanan oleat kullanılarak yapılan deneye ise pH 7.8 (doğal pH)

olarak sabit tutulmuştur. Deneylerde kullanılan reaktif dozajları ve deney sonuçları Çizelge 6'da verilmiştir. Çizelge 6 incelendiğinde; kanola yağından elde edilmiş olan oleat kullanıldığında, yüzen ürün miktarının az olmasına karşın, kuvars içeriğinin düşük olduğu görülmektedir. Alkali içeriği de diğer deney sonuçlarına oranla daha yüksektir.

Ca^{2+} iyonu varlığında anyonik toplayıcı kullanılan deneye öncelikle El-Salmawy vd. (1993a) tarafından önerilen deney koşulları esas alınmıştır. Deneye ortam pH'sı 11.4 olarak sabit tutulmuştur. Palp katı içeriği koşullandırma sırasında %50, flotasyonda ise %40 olarak ayarlanmıştır. Toplayıcı olarak, Aero 801 (sodyum dodesil sülfonat) kullanılmıştır. Ca^{2+} iyonu sisteme $CaCl_2$ tuzu eklenderek sağlanmıştır. Deneye öncelikle El-Salmawy vd. (1993a)'nın önermiş olduğu reaktif dozaj ile başlanmıştır ancak, bu dozajda ağırlık verimlerinin çok düşük olması nedeniyle, dozaj artırılarak 2200 g/t $CaCl_2$ ve 300 g/t sodyum dodesil sülfonat (SDSO) kullanılmıştır. Deney sonuçlarından da görüldüğü gibi (Çizelge 7), ağırlık verimi düşük, seçimlilik de yüksek değildir.

Çizelge 5. Petrol sülfonat (Aero 840) ve amin (Flotigam DAT) kullanılan flotasyon deneyi sonuçları.

Table 5. Flotation test results of the experiment at which petroleum sulphonate (Aero 840) and amine (Flotigam DAT) are used.

İçerik	Toplayıcı dozajı (g/t)		Ağırlık (%)		Tenör (%)		Verim (%)	
	Amin	Sülfonat	K_2O	Na_2O	Kuvars	K_2O	Na_2O	
1.Yüzen (feldispat)	100	600	8.01	7.88	1.71	38.95	11.50	10.78
2. Yüzen (feldispat)	200	1200	27.00	7.69	1.85	38.89	37.81	39.33
3. Yüzen (feldispat)	200	1200	36.36	5.89	1.27	54.43	39.01	36.36
Hücrede kalan (kuvars)	–	–	28.63	2.24	0.60	81.68	11.68	13.53
Besleme	–	–	100.00	5.49	1.27	56.80	100.00	100.00

Çizelge 6. Pb-oleat karışımı kullanılan flotasyon deneyi sonuçları.

Table 6. Results of the flotation test at which Pb-oleate is used.

İçerik	Toplayıcı dozajı (g/t)		Ağırlık (%)		Tenör (%)		Verim (%)	
	$Pb(NO_3)_2$	Na-oleat	K_2O	Na_2O	Kuvars	K_2O	Na_2O	
Yüzen (feldispat)	250	1750 (kanola)	34.77	7.37	2.32	36.81	46.67	55.32
Hücrede kalan (kuvars)	–	–	65.23	4.49	0.87	66.09	53.33	45.68
Besleme	–	–	100.00	5.49	1.27	56.80	100.00	100.00
Yüzen (feldispat)	300	2000 (ayçiçek)	65.49	5.77	1.31	54.80	68.83	67.55
Hücrede kalan (kuvars)	–	–	34.51	4.96	1.20	60.52	31.17	32.61
Besleme	–	–	100.00	5.49	1.27	56.80	100.00	100.00

Çizelge 7. Ca iyonu-sodyum dodesil sülfonat (Aero 801) kullanılan flotasyon deneyi sonuçları.

Table 7. Results of the flotation test at which Ca ion and sodium dodecyl sulphonate (Aero 801) are used.

İçerik	Ağırlık (%)	Tenör (%)		Verim (%)		
		K ₂ O	Na ₂ O	Kuvars	K ₂ O	Na ₂ O
Yüzen (kuvars)	9.57	5.77	1.46	53.54	10.06	11.00
Hücrede kalan (feldispat)	90.43	5.46	1.25	57.15	89.94	89.01
Besleme	100.00	5.49	1.27	56.80	100.00	100.00

Noniyonik/Katyonik Toplayıcı Karışımları Kullanılan Deneyler

El-Salmawy vd. (1995) tarafından önerilen koşullarda gerçekleştirilen deney sırasında pH 3 (H₂SO₄), koşullandırma palp katı içeriği %50, flotasyon palp katı içeriği %40 olarak ayarlanmıştır. Toplayıcı olarak, Flotigam DAT (amin) ve noniyonik toplayıcı olan Brij 58 kullanılmıştır. Deneye öncelikle El-Salmawy vd. (1995)'nin önerdikleri dozajlarda başlanmıştır, ancak dozajların çok düşük olduğuna karar verilerek yüksek dozajda deneyler tekrar edilmiştir. Deneye 150 g/t Brij 58 ve 270 g/t Flotigam DAT kullanılmıştır. Çizelge 8'de verilen deney sonuçlarından da görüleceği üzere, tenör ve verim değerleri oldukça düşüktür.

Noniyonik/Anyonik Toplayıcı Kullanılan Deneyler

El-Salmawy vd. (1993b) tarafından önerilen yönteme göre, noniyonik/anyonik toplayıcı karışımı kullanılan flotasyon deneyleri pH 3'te yapılmıştır. Deneye palp katı içeriği koşullandırma %50, flotasyonda ise %40 olarak sabit tutulmuştur. Anyonik toplayıcı olarak Aero 801 (SDSO), noniyonik toplayıcı olarak Brij 58 kullanılmıştır. Deneye öncelikle El-Salmawy vd. (1993b)'nin önerdikleri dozajlarda başlanmıştır. Ancak bu dozajlarda çok az malzeme yüzdesi için, deneyler yüksek dozajda tekrar edilmiştir. Kullanılan toplayıcı dozajları 150 g/t Brij 58 ve 200 g/t Aero 801 olup, deney sonuçları Çizelge 9'da verilmiştir. Bu sonuçlar ayırımın başarılı olduğunu göstermektedir.

Şimdi kullanılan flotasyon deneyleri pH 3'te yapılmıştır. Deneye palp katı içeriği koşullandırma %50, flotasyonda ise %40 olarak sabit tutulmuştur. Anyonik toplayıcı olarak Aero 801 (SDSO), noniyonik toplayıcı olarak Brij 58 kullanılmıştır. Deneye öncelikle El-Salmawy vd. (1993b)'nin önerdikleri dozajlarda başlanmıştır. Ancak bu dozajlarda çok az malzeme yüzdesi için, deneyler yüksek dozajda tekrar edilmiştir. Kullanılan toplayıcı dozajları 150 g/t Brij 58 ve 200 g/t Aero 801 olup, deney sonuçları Çizelge 9'da verilmiştir. Bu sonuçlar ayırımın başarılı olduğunu göstermektedir.

Flotasyon Kinetiği Çalışmaları

Yapılan deneyler içerisinde ayırımın en iyi sağlandığı iki koşul olan konvansiyonel HF/amin yöntemi ile Duomeen TDO kullanılan yöntemde feldispatın flotasyon kinetiği incelenmiştir. Deneylerde, feldispat cevheri kullanılmış ve daha önce belirlenen en iyi flotasyon koşullarında yüzdürme işlemi gerçekleştirilmiştir.

Çizelge 8. Brij 58/amin (Flotigam DAT) kullanılan flotasyon deneyi sonuçları.

Table 8. Results of the flotation test at which Brij 58 and amine (Flotigam DAT) are used

İçerik	Ağırlık (%)	Tenör (%)		Verim (%)		
		K ₂ O	Na ₂ O	Kuvars	K ₂ O	Na ₂ O
Yüzen (kuvars)	10.91	4.26	1.44	62.64	8.47	12.37
Hücrede kalan (feldispat)	89.09	5.64	1.25	56.08	91.52	87.69
Besleme	100.00	5.49	1.27	56.80	100.00	100.00

Çizelge 9. Brij 58/sodyum dodesil sülfonat (Aero 801) kullanılan flotasyon deneyi sonuçları.

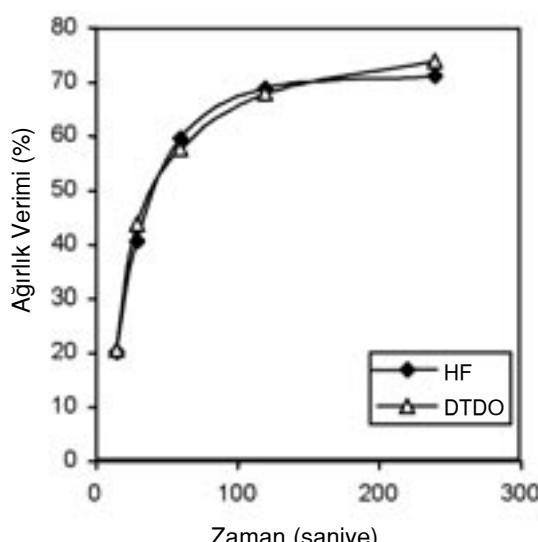
Table 9. Results of the flotation test at which Brij 58 and sodium dodecyl sulphonate (Aero 801) are used

İçerik	Ağırlık (%)	Tenör (%)		Verim (%)		
		K ₂ O	Na ₂ O	Kuvars	K ₂ O	Na ₂ O
Yüzen (kuvars)	6.83	5.89	1.54	52.15	7.33	8.29
Hücrede kalan (feldispat)	93.17	5.46	1.27	56.98	92.66	91.70
Besleme	100.00	5.49	1.27	56.80	100.00	100.00

Kinetik testlerde sisteme hava verilmeye başlandığı an flotasyon başlangıç anı olarak kabul edilmiş, 0-15, 15-30, 30-60, 60-120, 120-240 saniye zaman aralıklarında konsantreler sabit hızda sıyrılarak ayrı kapların içinde toplanmıştır. Alınan konsantrelerin ağırlıkları belirlenip, kimyasal analizleri yapılmış ve konsantreye gelen K_2O , Na_2O verimleri süreye bağlı olarak hesaplanmıştır. HF/amin yöntemi ve Duomeen TDO yöntemi için süreye bağlı kümülatif feldispat kazanımı Şekil 1'de, kinetik hesaplamalara temel olan süreye bağlı K_2O tenör ve verimleri Şekil 2a ile Şekil 2b'de ve süreye bağlı Na_2O tenör ve verimleri Şekil 2c ve Şekil 2d'de gösterilmiştir.

Şekil 1'den de görüldüğü gibi, flotasyon çalışmaları bölümünde sunulan %65-70 ağırlıkça katı miktarına 4 dakikalık flotasyon süresinde ulaşılmıştır. Eğrinin de zaman eksene paralel bir konum kazanması nedeniyle, her iki yöntem için de kinetik davranışın tam olarak ortaya konulması amacıyla yeterince uzun zamanda flotasyon yapılmış olduğuna karar verilmiştir.

K_2O ve Na_2O kümülatif verimleri kullanılarak hem ortoklaz, hem de albit için yüzme hızları belirlenmiştir. Bu amaçla birinci dereceden bir hız eşitliği kullanılmıştır.



Şekil 1. HF/amin ve Duomeen TDO yönteminde flotasyon süresine bağlı kümülatif feldispat konsantresi kazanımı.

Figure 1. The cumulative feldspar concentrate recovery depending on time at HF/amine and Duomeen TDO methods.

$$R = R_{\infty}(1 - e^{-kt}) \quad (1)$$

Burada, R yüzey ürünün kümülatif verimi (%), R_{∞} çok uzun flotasyon sonunda ulaşılacak verim (model sabiti), k flotasyon hız sabiti ve t süre (dk)'dır.

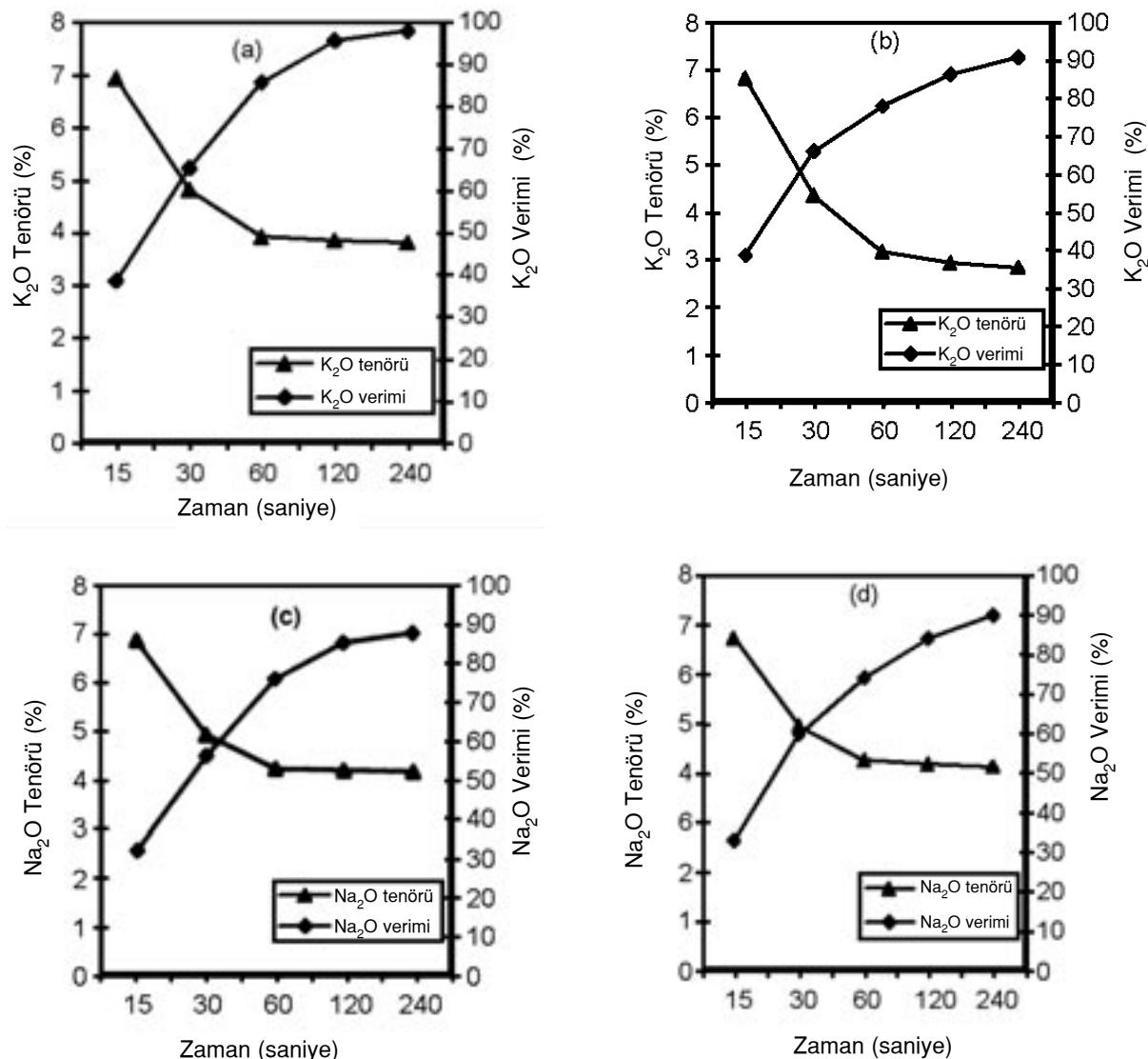
Flotasyon kinetiğinin incelenmesi sonucu Duomeen TDO kullanılan deneylerde $R_{\infty K_2O}$ 88, k_{K_2O} değeri 2.44, $R_{\infty Na_2O}$ 87.12, k_{Na_2O} ise 2.04 olarak belirlenmiştir. HF/Amin kullanılan deneylerde $R_{\infty K_2O}$ 97.25, k_{K_2O} 2.11, $R_{\infty Na_2O}$ 88.78, k_{Na_2O} ise 2.01'dir.

Kinetik çalışma sonuçları değerlendirildiğinde, her iki yöntemin de flotasyon davranışının birbirine benzer olduğu, ancak HF/Amin yönteminin Duomeen TDO yöntemine oranla ortoklazın göreceli olarak daha hızlı yüzesine neden olduğunu söylemek mümkündür. Albit ise, her iki yöntemle de birbirine çok benzer yüze davranışı göstermektedir.

Alkali İndeksi

Sınavan yöntemlerde feldispatın seçimi bir şekilde kuvarstan ayırımı amaçlandığından seçimliliğin en iyi şekilde feldispat ile kuvars tenörlerini birlikte içine alan bir parametre ile değerlendirileceği düşünülmüştür. Bu doğrultuda deneylerin seçimlilik açısından etkinliğini değerlendirebilme ve sonuçları aynı bazda karşılaştırmak amacıyla örnek içerisindeki feldispat ve kuvars miktarları arasındaki farkı ortaya koyan bir indeks belirlenmiş ve Alkali İndeksi (AI) olarak tanımlanmıştır. Alkali indeksinin matematiksel ifadesi ise, herhangi bir örnekteki feldispat tenöründen kuvars tenörünün çıkartılması şeklinde düşünülmüştür. Böylece, herhangi bir örneğin kuvars ve feldispat içerikleri arasındaki ilişki aynı anda tanımlanmış olmaktadır.

Deneylerde kullanılan feldispat cevherinin ortoklaz ($KAlSi_3O_8$) ve albit ($NaAlSi_3O_8$) minerallerinden oluşan bilinmektedir. Bu nedenle, toplam alkali indeksi olarak düşünülen indeks ortoklaz ve albit yüzdesinin toplamı kullanılarak hesaplanmıştır. İndeks hem besleme, hem de yüzey ve hücrede kalan ürünler için hazırlanabilmektedir. Cevherin içeriği doğrultusunda alkali indeksi hem ortoklaz, hem albit hem de toplam alkali değerleri doğrultusunda belirlenmiştir. İndeksin oluşturulmasında kullanılan ifade Eşitlik 2'de verilmektedir.



Şekil 2. (a) HF/amin yönteminde flotasyon süresine bağlı olarak K₂O tenör ve veriminin değişimi, (b) Duomeen TDO yönteminde flotasyon süresine bağlı olarak K₂O tenör ve veriminin değişimi, (c) HF/amin yönteminde flotasyon süresine bağlı olarak Na₂O tenör ve veriminin değişimi, (d) Duomeen TDO yönteminde flotasyon süresine bağlı olarak Na₂O tenör ve veriminin değişimi.

Figure 2. (a) Change of the K₂O grade and recovery depending on time at HF/amine method, (b) change of the K₂O grade and recovery depending on time at Duomeen TDO method, (c) change of the Na₂O grade and recovery depending on time at HF/amine method, (d) change of the Na₂O grade and recovery depending on time at Duomeen TDO method.

$$Al_T = \% \text{ Feldispat} - \% \text{ Kuvars} \quad (2)$$

Toplam alkali indeksindeki (Al_T) feldispat tenörü, analizle bulunan K₂O ve Na₂O değerleri kullanılarak hesaplanan ortoklaz ve albit tenörlerinin toplamı olarak belirlenmektedir. Hesaplama sonucu kalan kısım (toplamın yüzden çıkarılması ile bulunan) ise, kuvars tenörü olarak kabul edilmektedir.

Aynı zamanda alkali indeksi ortoklaz (Al_O) ve albit (Al_A) için de belirlenmektedir. Al_O ve Al_A hesabı için incelenen mineralin tenörü ve kuvarsın tenörü toplanır. Daha sonra o mineralin tenörü ve kuvarsın tenörü bu toplam değere bölünüp minerallerin kuvarsa göre ikili dağılımları bulunur. Bu ikili dağılımlar birbirinden çıkarılarak mineral bazında alkali indeksi hesaplanmaktadır. Örneğin; bir örnekte %10 ortoklaz %30 albit ve

%60 kuvars varsa; ortoklazın ikili dağılımına göre alkali indeksi $[(100*10/70)-(100*60/70)]=71.42$, albitin ikili dağılımına göre alkali indeksi $[(100*30/90)-(100*60/90)]=-33.34$ olmaktadır.

Aynı deneye ortoklaz ve albitin kuvarsa göre ne oranda seçimi ayrıldıklarını ortaya koymak amacıyla mineral bazında belirlenmiş olan alkali indeksleri kullanılmıştır. Bu amaçla; her iki mineral için alkali indeksi hem beslemede, hem de konsantrede belirlenmiş ve konsantre ile besleme arasındaki fark hesaplanmıştır. Daha sonra, her mineral için belirlenen bu fark kendi cinsinden ikili dağılıma göre hesaplanan besleme kuvars yüzdesine bölünerek bir seçimlilik değeri hesaplanmıştır. Beslemede bulunan alkali mineralinin tamamı kuvars hiç gelmeden konsantreye gelirse, bu değer 2 olmakta, eğer hiç alkali gelmez ise sıfır olmakta, dolayısıyla seçimlilik değeri 0 ile 2 arasında değişmektedir. Yüzen ürünlerde kuvars yönünde bir seçimlilik söz konusu olursa, bu durumda alkaliler hücrede kalan ürüne gitmiş olacağından, hesaplamanın hücrede kalan ürün göz önüne alınarak yapılması gerekmektedir.

DEĞERLENDİRME

İncelenen tüm yöntemlerden elde edilen veriler kullanılarak ortoklaz, albit, toplam alkali bazında seçimlilik değerlerinin grafiği çizilmiştir. Seçimlilik indeksi sadece tenore bağlı hesaplandığı için, bu grafikler değerlendirilirken verim değerleri de göz önünde bulundurulmalıdır. Literatürde önerilen koşullar veya bu koşullara çok yakın değerler dikkate alınarak, ayrıca parametre optimizasyonuna gidilmemişinden, öncelikle seçimlilik göz önüne alınmıştır. Yapılan deneyler sonucu elde edilen ürünler bazında ortoklaz ve albit için hesaplanan seçimlilik değerleri sırasıyla Şekil 3a ve Şekil 3b'de, toplam alkali için hesaplanan seçimlilik değerleri ise Şekil 3c'de verilmektedir.

Şekil 3a'dan da görüldüğü gibi, ortoklaz açısından en seçimi ayırım konvansiyonel yöntem olan HF/Amin yöntemi ile sağlanmaktadır. Duomeen TDO kullanılan deneye bu yönteme çok yakın seçimlilik elde edilmiştir. K_2O verimi açısından karşılaştırıldığında HF/Amin yönteminde %94.05 K_2O verimine ulaşılırken, Duomeen TDO ile %94.42 K_2O verimi elde edilmiştir. Pb-oleat yöntemi seçimlilik açısından üçün-

cü sırada yer almaktadır. Buna karşın, amin/sülfonat kullanılan yönteme seçimlilik düşük olmasına rağmen, yüzen ürün verimi oldukça yüksektir.

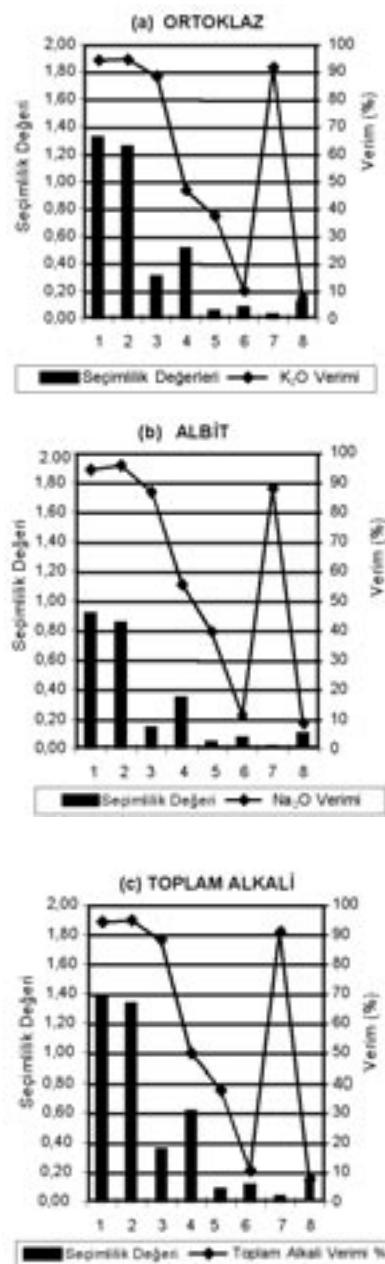
Şekil 3b'den ortoklaza benzer sonuçlar albit için de gözlemlenmektedir. Duomeen TDO, en başarılı ayırımın sağlandığı HF'siz ayırım yöntemi olarak görünmektedir. Pb-oleat ile de seçimi ayırım yapılmasına rağmen, verimin düşük olduğu göz arı edilmemelidir. Şekil 3c'den toplam alkali için seçimlilik değerleri değerlendirildiğinde ortoklaz ve albit için alınan sonuçlara benzer sonuçların elde edildiği görülmektedir. Ancak, Şekil 3a-c incelendiğinde, Brij/Amin yöntemi için değerlendirilen ürünün alkali verimi oldukça yüksek görülmektedir. Bu durum, bu örnek için hücrede kalan ürünün değerlendirilmiş olması ve flotasyon sırasında malzemenin başarılı yüzmemesinden kaynaklanmaktadır.

Amin /petrol süfonat kullanılan yönteme seçimlilik ve verim açısından Duomeen TDO kullanılan yönteme göre başarısız olmasına rağmen, sınanan diğer yöntemlere oranla daha yüksek verim ve daha seçimi ayırım elde edilmesi mümkün olmuştur.

Amin/sodyum dodesil süfonat, Ca-sodyum dodesil süfonat, Brij/amin, Brij/sodyum dodesil süfonat yöntemlerinde literatürde kuvarsın yüzen ürüne gideceği belirlenmesine rağmen, yapılan bu çalışmada feldispatin yüzen ürüne gitme eğiliminde olduğu belirlenmiştir.

HF/amin yöntemine en yakın yöntem olan Duomeen TDO kullanılan yöntemin kinetik davranışları da HF/amin yönteminin kinetik davranışına çok benzerdir.

Yapılan deneysel çalışmalarında HF/amin yöntemi ve Duomeen TDO kullanılan yöntemin uygulanması ve ayırım işlemi son derece kolay olmaktadır. Diğer yöntemlerde ise, literatürde önerilen koşullarda başarı elde edilememiş, bu nedenle kullanılan kimyasalların miktarları değiştirilerek ayırım yapılmaya çalışılmıştır. Önerilen bu yöntemler genellikle laboratuvara tane yüzebilirliğinin ölçümü üzerine olduğundan, gerçek ölçekli flotasyon uygulamasına cevap vermemiş olabilir. Bu nedenle, bu yöntemler önerildikleri şekilde değil, laboratuvara parametre optimizasyonu yapıldıktan sonra uygulanabilir.



- 1 HF/AMİN YÜZEN
- 2 DUOMEEN TDO YÜZEN
- 3 AMİN+PETROL SÜLFONAT YÜZEN
- 4 Pb-OLEAT (KANOLA) YÜZEN
- 5 AMİN+SODYUM DODESİL SÜLFONAT BATAN
- 6 Ca-SODYUM DODESİL SÜLFONAT BATAN
- 7 Brij+AMİN BATAN
- 8 Brij+SODYUM DODESİL SÜLFONAT BATAN

Şekil 3. Flotasyon deney ürünlerinin (a) ortoklaza göre, (b) albite göre, (c) toplam alkaliye göre seçimlilik değerleri.

Figure 3. Selectivity values of the flotation products according to (a) ortochlase, (b) albite, (c) total feldspar.

SONUÇLAR

Bu çalışmanın sonucunda feldispat-kuvars ayırımında en başarılı yöntemin HF/amin yöntemi olacağı belirlenmiştir. Bu yönteme en yakın sonuçları Duomeen TDO kullanılan deneylerde elde edilmiştir. HF'siz feldispat-kuvars ayırımı olarak tanımlanan bazı çalışmalarla literatüre göre çok başarılı sonuçların elde edildiğinin belirtilemeye karşın, önerilen koşullarda başarılı sonuçların elde edilmesi mümkün olmamıştır. Ayrıca sonuçların değerlendirilmesi amacıyla geliştirilmiş olan alkali indeksi ve seçimlilik değerinin de bu tür ayırmalarda önemli bir kontrol ölçüdü olabileceğinin ortaya konulmuştur.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, örneklerin teminiyle ilgili katkılarından dolayı Kale Maden A.Ş., Gamma A.Ş. ve Toprak Seramik A.Ş.'ne teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Ari, V., 2001. Flotation of Silicate Minerals : Physicochemical studies in the presence of alkylamines and mixed (cationic/anionic/non-ionic) collectors. Lulea University of Technology, Sweden, PhD Thesis, 59 pp (unpublished).
- Bayraktar, İ., Ersayın, S., Gülsoy, Ö., Ekmekçi, Z. ve Can, M., 1999. Temel seramik hammaddelerimizdeki (feldispat, kuvars ve kaolin) kalite sorunları ve çözüm önerileri. 3. Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu Bildiriler Kitabı, İzmir, 22-23.
- El-Salmawy, M.S., Nakahiro, Y., and Wakamatsu, T., 1993a. The role of alkaline earth cations flotation separation of quartz from feldspar. Minerals Engineering, 6(12), 1231-1243.
- El-Salmawy, M.S., Nakahiro, Y., and Wakamatsu, T., 1993b. The role of surface silanol groups in flotation separation of quartz from feldspar using nonionic surfactants. Proceedings of the XVIII. International Mineral Processing Congress, Sydney, Volume 4, 845-849.
- El-Salmawy, M.S., Nakahiro, Y., and Wakamatsu, T., 1995. New reagent system in flotation separation of quartz from feldspar. Proceedings of the XIV. International Mineral Processing Congress, 285-289.
- Iverson, H.G., 1932. Separation of feldspar from quartz. Engineering and Mining Journal, 133, 227-229.

- Jakobs, U., and Dobias, B., 1991. New aspects in the flotative separation of feldspar and quartz. Proceedings of the XVII. International Mineral Processing Congress, Dresden, 237 – 247.
- Jiaying, T., Jufan, M., and Boagi, S., 1988. A new acidless and fluoless flotation method of silica sand. Proceedings of the XVI. International Mineral Processing Congress, Amsterdam, 1529-1537.
- Kilavuz, F., 2000. Feldispat kuvars flotasyonunda metal iyonlarının seçimliliğe etkisinin incelemesi. Yüksek Mühendislik Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 94 s (yayınlanmamış).
- Malghan, S.G., 1981. Effect of process variables in feldspar flotation using non-hydrofluoric acid system. Mining Engineering, 33(11), 1616-1622.
- Mathieu, G.I., and Sirois, L.L., 1984. Reagents in the Mineral Industry. Institution of Mining and Metallurgy, M.J. Jones and R. Oblatt (eds.), London, 57-67.
- Özkan, Ş., Kurşun, İ. ve İpekoğlu, B., 2001. Trakya bölgesi kuvars kumlarından feldispat uzaklaştırılması için yeni bir flotasyon yaklaşımı. 4. Endüstriyel Hammaddeler Sempozumu Bildiriler Kitabı, İzmir, 278-282.
- Rao, K.H., and Forssberg, K.S.E., 1993. Solution chemistry of mixed cationic/anionic collectors and flotation separation of feldspar from quartz. Proceedings of the XVIII. International Mineral Processing Congress, Sydney, 837-844.
- Shehu, N., and Spaziani, E., 1999. Separation of feldspar from quartz using EDTA as modifier. Minerals Engineering, 12(11), 1393-1397.
- Sousa, A.B., Amarante, M.A., and Letie, M.M., 1997. Processing a feldspar ore by flotation using HF or H_2SO_4 as pH regulators. Proceedings of the XX. International Mineral Processing Congress, Germany, 637-644.
- Yachuan, L., Huanguo, G., Jichuan, Q., and Keren, Z., 1993. A new flotation technique for feldspar-quartz separation. Proceedings of the XVIII. International Mineral Processing Congress, Sydney, 857-862.



Early Ludlovian (early Late Silurian) palynomorphs from the Paleozoic of Çamdağ, NW Anatolia, Turkey

Çamdağ Paleozoyiğinde Erken Ludloviyen (erken Geç Siluriyen) palinomorfları, KB Anadolu

Iskra LAKOVA

Bulgarian Academy of Sciences, Geological Institute, Acad. G. Bonchev St., Bl. 24, 1113 Sofia,
BULGARIA

M. Cemal GÖNCÜOĞLU

Middle East Technical University, Department of Geological Engineering, 06531 Ankara, TURKEY

ABSTRACT

In the Çamdağ area in north-western Anatolia, newly discovered tectonic slices including the Shale-Siltstone Member of the Fındıklı formation yielded a diverse palynological association with determinable acanthomorphic acritarchs and prasinophyte algae and tabular structures. From these, the short-ranging species *Ammonidium ludlowense*, *Eisenackidium wenlockium*, *Gorgonisphaeridium listeri listeri* and *G. succinum* are of biostratigraphical interest as they are restricted to the early Ludlow. This is so far the first early Late Silurian palynological data from NW Turkey and suggests that the deposition in the Çamdağ area was more proximal, compared with the correlative units in the Perigondwanan İstanbul and Balkan Terranes.

Key Words: Çamdağ, early Late Silurian, NW Turkey, paeleogeography, palynomorphs.

ÖZET

*KB Anadolu'da Çamdağ yöresinde yeni saptanan bir tektonik dilimde yüzeylenen Fındıklı formasyonuna ait Şeyl-Sittaşı Üyesi tanımlanabilir özellikteki akantomorfik akritarklar, prasinofit algler ve yassi yapılarından oluşmuş zengin bir palinolojik topluluk içermektedir. Bunlardan *Ammonidium ludlowense*, *Eisenackidium wenlockium*, *Gorgonisphaeridium listeri listeri* ve *Gorgonisphaeridium succinum* gibi türler kısa konaklı olduklarından biyostratigrafik açıdan önemlidirler ve erken Ludloviyen yaşına işaret ederler. Bu bulgu, KB Anadolu'daki ilk erken Geç Siluriyen palinolojik bulgusudur ve bu dönemde Çamdağ alanının Perigondwana kökenli İstanbul ve Balkan tektonik birliliklerine göre kitaya daha yakın konumda olduğunu gösterir.*

Anahtar Kelimeler: Çamdağ, erken Geç Siluriyen, KB Anadolu, paleocoğrafya, palinomorf.

INTRODUCTION

The Paleozoic of NW Anatolia between İstanbul and Cide (Figure 1) along the Black Sea coast is incorporated to the "İstanbul Nappe" of Şengör and Yılmaz (1981) or "İstanbul Zone" of Okay (1989). The Paleozoic formations in this

unit are classically known as the "Paleozoic of İstanbul" and considered previously as part of the eastern European "Hercynian chain". Based on stratigraphic dissimilarities it had been shown recently (Göncüoğlu et al., 1997; Göncü-

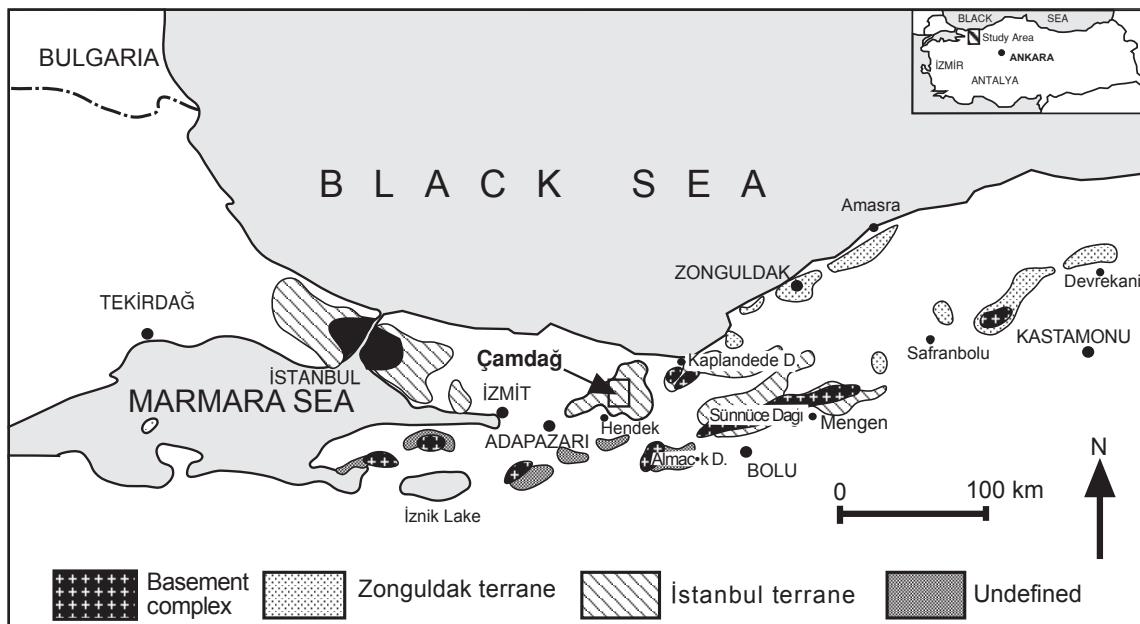


Figure 1. Distribution of the Paleozoic rock units in the İstanbul and Zonguldak terranes in NW Anatolia and the location of the Çamdağ area.

Şekil 1. KB Anadolu'da İstanbul ve Zonguldak birliklerinde Alt Paleozoyik kayalarının dağılımı ve Çamdağ alanının konumu.

oğlu, 1997; Göncüoğlu and Kozur, 1998, 1999) that the “İstanbul Nappe” actually includes two different terranes: “İstanbul Terrane s.s.” in the west and the “Zonguldak Terrane” in the east (see Figure 1). The Çamdağ “Massif” (Kipman, 1974) geographically located between them, remained as a problematic area. In the previous studies it was univocally accepted that the Çamdağ area was a “paleo-high” through most of the Ordovician and Silurian (Kaya, 1988; Önalan, 1982; Aydin et al., 1987; Derman and Tuna, 2000), as no Silurian rocks were identified in this region. Recent studies (Kozlu et al., 2002; Gedik and Önalan, 2002; Göncüoğlu and Sanchiski, 2003), however, have shown that the thick succession of low-grade metamorphic black shales with minor black siltstone and limestone interlayers (Yayla Formation of Kipman, 1974, or Fındıklı formation of Yazman and Çokuğraş, 1984) is in fact of Silurian age.

The Fındıklı formation includes numerous thrust sheets. Based on a correlation between these tectonic units, Kozlu et al. (2002) differentiated from bottom to the top three informal units: the Black Shale Member, Shale-Siltstone Member and the Shale-Limestone Member. The upper part of the Black Shale Member yielded Upper

Llandoveryan (Telychian) graptolites, whereas the “Orthoceras Limestone” interlayers in the upper part of the Shale-Limestone Member was dated as Pridoli.

In this study, the authors present their first early Late Silurian fossil findings from the Shale-Siltstone Member of the Fındıklı formation and revise the stratigraphy of the Silurian succession in the Çamdağ area. The early Ludlovian (early Late Silurian) palynomorph data reported in this study are so far the first findings in NW Anatolia and have important constraints on the paleogeography and the depositional environment of the middle Silurian in this region. Finally, the Silurian stratigraphy of the Çamdağ area is being correlated with the neighboring areas in Turkey and with those of tectonic units in the eastern Balkan Peninsula in order to evaluate its paleogeographic position in regard with the Gondwanan/Peri-Gondwanan terranes.

GEOLOGY AND STRATIGRAPHY

The Çamdağ “Massif” is located between the towns Hendek and Karasu to the NE of Adapazarı and covers an area of approximately 400 km² (see Figure 1). The Paleozoic rocks in

Çamdağ are highly deformed and slightly metamorphosed. The lower part of the Paleozoic succession is mainly represented by variegated arkoses, quartz-sandstones, siltstones and mudstones (Soğuksu, Kocatöngel, Bakacak, Kurtköy and Aydos formations in Aydın et al., 1987; Gedik and Önalan, 2002) that cover the southern part of the massif. Except a single pterineid pelecypod finding with a wide age range (Gedik and Önalan, 2002) no fossil findings had been reported from these units in the Çamdağ area and the suggested Ordovician age in the previous work is mainly based on the correlations with the better-dated units in İstanbul and Zonguldak areas. The contact to the overlying Fındıklı formation is generally faulted.

The Fındıklı formation crops out mainly in the central and northern parts of the massif within a roughly E-W trending anticline, dissected by numerous south-verging thrust-faults. The revised columnar section of the Ordovician to Devonian rocks in the Çamdağ area with a brief description of the rock-units is given in Figures 2 and 3. Fındıklı formation in its upper part displays a gradational transition to the overlying Lower Devonian Bıçkı Member of the Kartal Formation.

The studied part of the Silurian rocks is located between Mollahasan Tepe and Karadere Village on the Hendek-Karaali road in the central part of Çamdağ (see Figure 2). The studied section starts at a thrust-fault at the Süngüt road-junction where recrystallized, thick-bedded Devonian limestones (limestone member of the Kartal Formation) juxtapose the violet-red-gray, silica-cemented slates with sandstone interlayers that resemble the Ordovician Bakacak Formation. Along the road-section, Fındıklı formation rests with a thrust-contact on the Bakacak Formation and the Kartal and Aydos formations are not represented. The studied section terminates in the north at the contact between Fındıklı and Kartal formations to the south of Karadere Village.

The lower part of the Fındıklı formation was informally named as the Black Shale Member of the Fındıklı formation by Kozlu et al. (2002). It is mainly composed of a thick and monotonous succession of gray to greenish gray, well-cleaved shales with minor black siltstone and limy shale interlayers. Very thin-bedded black shales

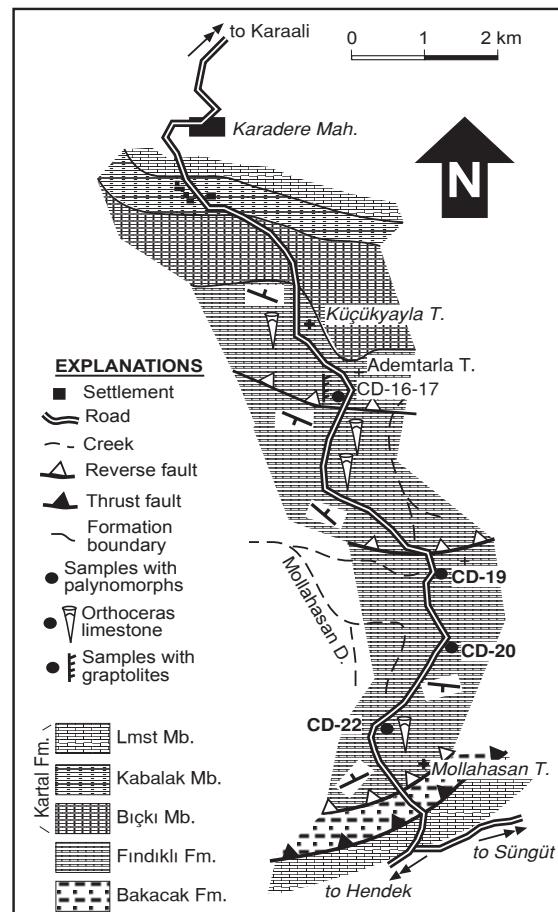


Figure 2. Geological map of the study area.
Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası.

alternating with gray and brownish siltstones in the lower 10th m of the member include *Spirograptus spiralis* (Geinitz), *Spirograptus falx* (Suess), *Monoclimacis vomerina* (Nicholson), *Monograptus priodon* (Bronn), *Monograptus parapriodon* Boucek, *Monograptus* (*Globosograptus*) *mancki* Hemmann, *Monograptus curvus* Manck, *Diversograptus ramosus* Manck, *Retiolites angustidens* Elles and Wood, *Cyrtograptus* (*Barandograptus*) *pulchellus* Tullberg, indicative for the *spiralis* Zone of the Late Llandovery, Telychian (Göncüoğlu and Sachanski, 2003).

The overlying Shale Siltstone Member displays a gradational contact to the Black Shale member and is characterized by alternations of dark gray-greenish black siltstones and shales with dark green-black, pyrite-bearing limy siltstones. In contrast to the siltstones of the underlying Black Shale Member, the siltstones here are

SYSTEM	STAGE	FORMATION	LITHOLOGY	EXPLANATION
DEVONIAN	Ems	Kartal	Bicki Member	Red, cross-bedded sand- and mudstone with conglomerate bands, lenses and limey nodules
				Yellowish brown sandstones with brachiopoda and plant detritus
				Gray-brown, graded bedded sandstone and siltstone
SILURIAN	Llandovery Ludlow Pridoli	Findikli		Shale-Limestone Member: black shale with dark gray- brown limestone and dolomitic limestone interlayers with Nautiloids
				Shale-Siltstone Member: black shale with light gray quartz-rich siltstone and rare limestone interlayers
				Black Shale Member: black-greenish gray, well-cleaved shale, minor black siltstone and limey shale interlayers with Graptolites
ORDOVICIAN		Aydos		?Unconformity
		Aydos		White-buff, silica-cemented, cross-bedded quartz-arenites with siltstone interlayers and conglomerate lenses
		Kurtköy		Red-violet sandstone and mudstone with conglomerate lenses (not-to-scale)

Figure 3. Generalized columnar section of the Ordovician to Lower Devonian rocks in the Çamdağ area.
 Şekil 3. Çamdağ alanında Ordoviziyen-Alt Devoniyen istiflerinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesidi.

very rich in mica detritus. The shales are finely laminated and include tiny flakes of sericite. The siltstones display grading and lamination and include sub-rounded clasts of feldspar and quartz next to coarser-grained detritial white mica. The individual limy siltstone bands are up to 4 m thick and massive. From several samples taken from the Shale-Siltstone Member only one sample (CD-19, Figure 2) yielded more or less preserved indicative fossils of middle Silurian age, as presented in the next chapter.

The siltstones and shales of the Shale-Siltstone Member grade upward into black shales with limestone and dolomitic limestone interlayers of the Shale-Limestone Member. The limestones of the member are dark gray to brown in color, and very rich in up to 30 cm long orthocone cephalopods, crinoids and brachiopods and can be

used as marker horizons to decipher the very complex folding and faulting. They include Pridolian conodonts (Kozlu et al., 2002).

PALYNNOLOGICAL FINDINGS AND THEIR IMPLICATIONS

Pilot samples have been taken from all three members of the Findikli Formation. Among them, five samples (CD-16, CD-17, CD-19, CD-20 and CD-22) yielded organic-walled microfossils. The samples have been processed using the standard palynological technique by solution with HCl and HF. As a whole, the palynological material is scarce, dark, opaque, coalified, flattened and hardly determinable, sometimes as silhouette forms. After lightening using HNO_3 during 60 minutes, acritarchs available in sample CD-19 have become transparent and determinable.

Black Shale Member

The samples CD-16 and CD-17 are taken from the Black Shale Member, which was recently dated on graptolites as Telychian by Göncüoğlu and Sachanski (2003). The palynological association is very poor and mainly consists of co-alified opaque acantomorphic acritarchs and three species of tubular structures of *Anteturma Trichomoformis* Burgess and Edwards (1991): *Laevitubulus tenuis* Burgess and Edwards, *L. crassus* Burgess and Edwards and *Porcatitubulus strupus* Wellman. These species were previously reported from Upper Llandovery to Lochkovian continental deposits in the British Isles (Wellman, 1995), as well as from Pridoli to Emissian marine shales from the Moesian Terrane in Bulgaria (Lakova, 2001).

Shale-Siltstone Member

The samples CD-19 and CD-20 are taken from the Shale Siltstone Member whose age was not determined on fossils till now. The palynological

association of the sample CD-19 is diverse in terms of organic-walled microfossil groups: opaque trilete spores (Plate 1 Figures 1, 13, 17 and 18), single cryptospores - spore dyads (Plate 1 Figure 5) and tetrads (Plate 1 Figure 6), chit inozoans (Plate 1 Figure 14), scolecodonts (Plate 1 Figure 16), ?mazuelloids (Plate 1 Figure 19), as well as determinable acanthomorphic acritarchs and prasinophyte algae and tubular structures. The following acritarch and prasinophytes species occur in CD-19 sample:

Ammonidium ludlovicense LISTER, 1970
(DORNING, 1981) (Plate 1 Figure 11)
Cymatiosphaera sp. cf. *C. octoplana*
DOWNIE, 1959 (Plate 1 Figure 3)
Comasphaeridium brevispinosum (LISTER, 1970) MULLINS, 2001 (Plate 1 Figure 4)
C. williereae (DEFLANDRE and DEFLANDRE-RIGAUD, 1965) SAR-JEANT and STANCLIFFE, 1994
Eisenackidium wenlockense DORNING, 1981
Gorgonisphaeridium listeri listeri MULLINS, 2001 (Plate 1 Figure 8)

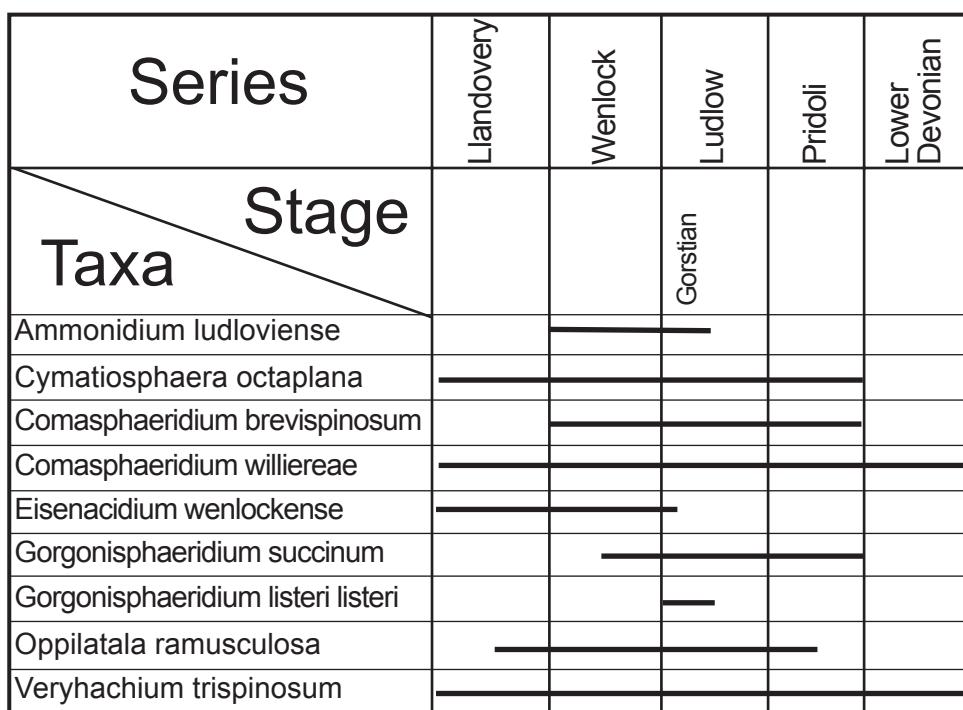


Figure 4. Known ranges of the acritarch and prasinophyte taxa recorded from the Shale Siltstone Member in Çamdağ area. (Sources: Lister, 1970; Dorning, 1981; Le Herisse, 1989; Molyneux et al., 1996; Mullins, 2001).

Şekil 4. Çamdağ alanında Fındıklı formasyonunun Şeyl-Silttaşlı Üyesinden alınan CD-19 nolu örneğin akritark ve prasinofit türlerinden bazılarının stratigrafik konakları (Kaynaklar: Lister, 1970; Dorning, 1981; Le Herisse, 1989; Molyneux et al., 1996; Mullins, 2001).

Gorgonisphaeridium succinum LISTER, 1970 (Plate 1 Figure 12)

Lophosphaeridium sp. indet.

Oppilatala ramusculosa (DEFLANDRE, 1945) DORNING, 1981 (Plate 1 Figure 2)
Verychachium trispinosum (EISENACK, 1938) STOCKMANS and WILLIERE, 1962.

The tubular structures in sample CD-19 are represented by four species: *Constrictitubulus cristatus* (Plate 1 Figure 15), *Porcatitubulus annulatus* (Plate 1 Figure 7), *Porcatitubulus strupus* and *Ornatifilum granulam*, all four previously reported from Upper Llandovery to Emsian continental and marine succession from England, Wales, Scotland, Ireland, Sweden, Norway, USA, Bulgaria (see Wellman, 1995; Lakova, 2001). The sample CD-20 is much poorer in organic-walled microfossils - only single opaque silhouettes of spores and acanthomorphic acritarchs and two species of tubular structures: *L. tenuis*, and *L. crassus*.

Shale Limestone Member

The age of this member is Pridoli on conodonts and nautiloids (Kozlu et al., 2002). The palynological record of sample CD-22 from this member is very scarce, consisting of only single indeterminable chitinozoans resembling the genus *Calpichitina*, as well as the tubular species *L. crassus* (Plate 1 Figure 13).

All acritarchs and prasinophyte species recorded from the Shale Siltstone Member occur in the Silurian worldwide. *A. ludloviense*, *E. wenlockium*, *G. listeri listeri* and *G. succinum* are of biostratigraphical interest as these are short-ranging species restricted to the Wenlock and Ludlow in England, Sweden and Ukraine (Dorning, 1981; Le Herisse, 1989; Molyneux et al., 1996; Mullins, 2001).

The species *C. brevispinosum*, *E. wenlockense* and *G. succinum* start their ranges at the base of the Upper Wenlock - Sheinwoodian Stage. On the other hand, *A. ludloviense*, *E. wenlockense* and *G. listeri listeri* are not known above the Gorstian Stage (the Lower Ludlow) (Figure 4). It should be mentioned that *E. wenlockense* and *G. listeri listeri* which are of very short stratigraphical occurrence were recorded only in the Welsh Borderland in England (Dorning, 1981;

Mullins, 2001) and it is possible these are not their complete ranges.

As a whole, the acritarch and prasinophyte association recorded in the Çamdağ area (sample CD-19) is of early Late Silurian age and of wide geographical distribution over three paleocontinents - Avalonia, Baltica and Gondwana. Several species, such as *C. octoplana*, *C. brevispinosum*, *C. williereae*, *O. ramusculosa* and *V. trispinosum* were reported from England, Ireland, Belgium, France, Sweden, Norway, Ukraine, Austria, USA, Canada, Argentina, Spain, Libya and Saudi Arabia (Le Herisse, 1989; Mullins, 2001). The acritarch association from the Shale-Siltstone Member contains some indicative species suggesting early Ludlovian age. The ranges of these species, as well as the scarcity of specimens do not allow a more fine and precise age determination.

Along with the marine microphytoplankton (acritarchs and prasinophytes), there is a relatively common record of land plant microfossils such as trilete spores and cryptospores and tubular structures. Despite the identified tubular structure species are too longer-ranging forms to be of biostratigraphic use, the occurrence of allochthonous land plant elements clearly indicates that a more or less constant fluvial terrestrial sediment input existed in the Çamdağ area during mid-Silurian time.

CORRELATION WITH OTHER SILURIAN ROCK-UNITS IN NEIGHBORING TERRANES (NW TURKEY, TAURIDES AND THE BALKAN MOUNTAIN)

The detailed stratigraphy of the middle Silurian rocks in NW Anatolia is only known in the İstanbul (Yalçınlar, 1956; Haas, 1968; Kaya, 1988) and Safranbolu (Dean et al., 1997; 2000) areas (see Figure 1). To the east of İstanbul (Gebze area, see Figure 1) the early Late Ludlovian succession is mainly characterized by the "Akviran Serie" of Haas (1968) which corresponds to the "Halysites-Limestone" of Peackelmann (1938). The "Tavşan Tepe Schichten" in the lowermost part of the Akviran conformably overlies the variegated clastics of the Upper Ordovician and is composed of greenish marls that grade into "flaser-limestones" by increasing lime contents. The brachiopods and conodonts

(Walliser, 1964) from this succession indicate a Wenlockian age. The following "Baglarbaşı Schichten" mainly includes sandy limestones with *Pentamerides* of Wenlockian. Upward follows reddish crinoidal limestones with corals of Wenlockian-Late Ludlovian age. The conformably overlying "Çakillidere Schichten" of the "Akviran Serie" is made up of gray, irregularly bedded, fine-grained limestones with conodonts and has been ascribed to the *siluricus*- Biozone (Ludlovian) of Walliser (1964). They are followed by stromatopora and tabulata-rich, irregularly bedded limestones ("Untere Pelitli Schichten" belonging to the *latialatus* and *crispus* zones of Ludlovian) that grade into nodular limestones (Obere Pelitli Schichten of *crispa* and *eosteinhornensis* biozones of Walliser (1964) and hence the Ludlovian-Pridoli boundary according to the recent stratigraphic nomenclature). There is an overall agreement between the previous researchers (Haas, 1968; Kaya, 1973, 1988; and Önalan, 1982) that the Wenlockian-Ludlovian part of the succession in İstanbul area is represented by reef-type carbonate deposition. Starting with the deposition of flaser and nodular limestones of Early Pridoli age a transition to basin-type deposition is suggested.

The Paleozoic succession in the Karadere-Zirze area (Safranbolu, Figure 1) in the Zonguldak terrane was studied by Arpat et al. (1978) and Dean et al. (1997, 2000). In this area, the Fındıklı formation in its lower part includes black siliceous shales with graptolites of middle Llandovery (Aeronian) age and acritarchs (*Dixellophassis remota* (Deunff), *Tylotopalla* sp. and *Veryhachium europaeum* Stockmans and Willière). Following a lack of exposures of about 80 m, gray, schistose mudstones monograptid graptolite-bearing shales with *Monograptus flemingii* (Salter) and *Pristiograptus cf. parvus* (Ulst) were reported. This part of the succession did not yield acritarchs but the graptolites are indicative for the upper part of the Wenlock series. The black shales are unconformably overlain by Devonian conglomerates and carbonates, so that the "Orthoceras Limestones" found in the Çamdağ were not encountered in this succession.

Compared with the İstanbul and Safranbolu areas, there are still fragmentary data on the Silurian rock-units in the Çamdağ area. However, the new data (Göncüoğlu et al., 2003) indicate that

almost the entire Silurian may be represented in different tectonic slices of the Fındıklı Formation. The depositional environment of the Silurian rocks in Çamdağ differs from the İstanbul area, where reef-type carbonate deposition dominates.

In the Taurides in southern Turkey, Silurian rocks rest with a parallel unconformity on the late Ordovician glacier-related sediments (Göncüoğlu and Kozlu, 2000; Ghienne et al., 2001). The overlying Puşcu Tepe Shale formation is composed of thinly bedded, laminated black to light-gray fissile shales. The lower part is siliceous with fine bands of shales, whereas the upper part is carbonaceous with bands of black lydites. In its lower part it includes thin layers of gray "Orthoceras Limestones" that yielded conodonts of middle Llandovery to latest Llandovery - earliest Wenlock age (Göncüoğlu et al., 2004). In the Central Taurides, in Konya area, dark colored siltstones and shales alternating with tuffaceous layers and distal turbiditic black cherts (ribbon cherts) within the low-grade metamorphic Turbidite Unit (Göncüoğlu et al., 2000) yielded Muellerispherida of Wenlock age (Kozur, 1999). The middle and upper parts of the Silurian in the Taurides is represented by the Yukarı Yayla and Karataş formations (Demirtaşlı, 1984; Dean and Monod, 1990). It is transitional to the underlying Puşcu Tepe Shale formation and consists of alternations of black shale and dark gray limestone. The limestone at the bottom is medium-bedded, brown to dark-gray, wavy bedded, coarsely nodular and rich in nautiloids. The middle part of the formation is characterized by black, thin-bedded shales with concretions containing brachiopods and trilobites. The upper member consists of an alternation of black shales and dark-gray limestones and is conformably overlain by Devonian shelf-type limestones.

Late Early Silurian acritarchs were reported yet only from south-eastern Turkey (Dadaş Formation around Diyarbakır) by Erkmen and Bozdağan (1979) and Steemans et al. (1996). The assemblage from Dadaş Formation is younger and differs in species from that of Çamdağ area in north-western Turkey. In Bulgaria, sedimentary rocks of Wenlock to Pridoli age occur in two areas - in the Moesian Terrane (Moesian Plane, north Bulgaria) and in the western part of Bal-

kan Terrane (the core of Svoge anticline to the north of Sofia). In the Moesian Terrane, only two boreholes penetrated Wenlock and Ludlow deposits, both in the NE Bulgaria (Yanev, 1992, 1998). In R-2 Vetrino well, the Llandovery to Pridoli is represented by ca. 1200 m thick sequence - between depths of 1500-2700 m, of mainly black and gray shales, calcareous shales and some marls and limestones (Spasov and Yanev, 1966), Llandovery age being proved on conodonts. In OP-2 Michalich well, the Llandovery to Pridoli represents a more than 500 m thick series - between depths of 3200-3761 m, of monotonous black shales and siltstones (Lakova and Yanev, 1989; Lakova, 1992). The Wenlock and Pridoli were dated on chitinozoans. In western part of the Moesian Terrane, in R-1 Dalgodeltsi well, Pridoli series is represented by less than 80 m uniform black shales dated on chitinozoans (Lakova, 1985).

In the Balkan Terrane, the Wenlock and Ludlow Series are represented by the black graptolitic shales of the Mala Reka Formation (90 m thick) and the laminated siltstones of Yabukov Dol Formation (ca. 230 m thick), the stratigraphic age being based on rich graptolitic faunas (Sachanski and Tenchov, 1993; Sachanski, 1998).

When compared to the Çamdağ succession, the Silurian in the Balkan Terrane is similar in certain extent, as it consists of black shales of Wenlockian and Gorstian age covered by laminated slates of Ludfordian and Pridoli age, with only single limestone lenses with *Scyphocrinites* and bivalves. On the contrary, the Silurian succession of the Moesian Terrane is rather different, as it is represented mainly by black shales and black to gray siltstones of much greater thickness and without graptolites.

CONCLUSIONS

A early Late Ludlovian microphytoplankton discovered in the middle part (Shale-Siltstone Member) of the Fındıklı formation in Çamdağ (Adapazarı, NW Anatolia) contains some organic-walled microfossil groups: opaque trilete spores, single cryptospores - spore dyads and tetrads, chitinozoans, scolecodonts, ?mazuelloids, as well as determinable acanthomorphic acritarchs and prasinophyte algae (*Ammonidiump ludoviense*, *Cymatiosphaera* sp. cf. *C. oc-*

toplana, *Comasphaeridium brevispinosum*, *C. williereae*, *Eisenackidium wenlokense*, *Gorgonisphaeridium listeri listeri*, *Gorgonisphaeridium succinum*, *Lophosphaeridium* sp. indet., *Oppi-latala ramusculosa*, *Verychachium trispinosum*) and tabular structures (*Constrictitubulus cristatus*, *Porcatitubulus annulatus*, *Porcatitubulus strupus* and *Ornatifilum granulatum*). This association contains some indicative species suggesting early Late Ludlovian age and is so far the first palynomorph data from NW Anatolia.

The lithologies and the organic-walled microfossils of the Shale-Siltstone Member suggest that it was deposited in an anoxic shallow-marine environment with clastic sediments supply from a fluvial source, rich in white mica. The rock-units of the same age in İstanbul and Tauride basins are significantly different and suggest a relatively deeper depositional environment. Consequently the Çamdağ area was probably located nearshore at this period. In the Zonguldak basin, there is a stratigraphic gap between the graptolite-bearing upper Wenlock series and the unconformably overlying Emsian shallow-marine carbonates, being the characteristic feature of the Zonguldak terrane. A far-distance correlation with the middle Silurian deposits in Bulgaria suggests that the studied succession in the Çamdağ area is similar to the Balkan Terrane rather than the Moesian one.

Acknowledgments

This study is funded by the bilateral project BAS - TUBITAK (102Y157) "Correlation of Palaeozoic Terranes in Bulgaria and NW Turkey in the framework of tectono-palaeogeographical evolution of Gondwana". It is also a part of Project NZ-813 financed by the Bulgarian National Scientific Council. Dr. N. Bozdoğan and Dr. Aral İ. Okay are gratefully acknowledged for their constructive review.

REFERENCES

- Arpat, E., Tütüncü, K., Uysal, Ş., and Göger, E., 1978. The Cambrian-Devonian succession in Safranbolu area. Proceedings of the 32th Annual Meeting of the Geological Society of Turkey, 67-68.
- Aydın, M., Serdar, H.S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O. ve Özçelik, Y.,

1987. Çamdağ (Sakarya) - Sünnicedağ (Bolu) yörensinin jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 30, 1-14.
- Burgess, N.D., and Edwards, D., 1991. Classification of uppermost Ordovician to Lower Devonian tubular and filamentous macerals from the Anglo-Welsh Basin. *Botanical Journal of the Linnean Society*, 106, 41-66.
- Dean, W.T., and Monod, O., 1990. Revised stratigraphy and relationship of Lower Palaeozoic rocks, eastern Taurus Mountains, south central Turkey. *Geological Magazine*, 125, 333-347.
- Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Demir, O., Rickards, R.B., Bultynck, P., and Bozdoğan, N., 1997. Lower Paleozoic stratigraphy, Karadere - Zirze area, Central Pontides, northern Turkey. In: M.C. Göncüoğlu, and A.S. Derman, (eds.), *Early Paleozoic in NW Gondwana*, Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication, 3, 32-38.
- Dean, W.T., Monod, O., Rickards, R.B., Demir, O., and Bultynck, P., 2000. Lower Paleozoic stratigraphy and palaeontology, Karadere-Zirze area, Pontus Mountains, northern Turkey. *Geological Magazine*, 137, 555-582.
- Deflandre, G., 1945. Microfossiles des calcaires siluriens de la Montagne Noire. *Annales de paleontologie*, 31, 41-75.
- Deflandre, G., and Deflandre-Rigaud, M., 1965. Fichier micropaleontologique general – Serie 13. Acritarches II. Archives originales, Centre de documentation, CNRS, Nr 402.
- Demirtaşlı, E., 1984. Stratigraphy and tectonics of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountain. In: *Geology of the Taurus Belt*, O. Tekeli, and M.C. Göncüoğlu (eds.), Mineral Research Exploration Special Publication, 101-118.
- Derman, A.S., and Tuna, E., 2000. Geology of the western Black Sea. In: S. Derman, and N. Görür (eds.), *Black Sea Rift sequences*. AAPG Inagural Regional Conference Field Trip Guide Book, 121 pp.
- Dorning, K.J., 1981. Silurian acritarchs from the type Wenlock and Ludlow of Shropshire, England. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 34, 175-203.
- Downie, C., 1959. Hysrtichospheres from the Silurian Wenlock Shale of England. *Palaeontology*, 2, 56-71.
- Erkmen, U., and Bozdoğan, N., 1979. Acritarchs from the Dadaş Formation in southeast Turkey. *Geobios*, 1, 2-3.
- Gedik, İ., and Önalan, M., 2002. Çamdağ (Sakarya İl) Paleozoyik stratigrafisine ait yeni gözlemler. *İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*, 14, 61-76.
- Ghienne, J.F., Kozlu, H., Dean, W.T., Günay, Y., and Monod O., 2001. Discovery of the northernmost Gondwanian evidence of an Upper Ordovician glacier: southern Turkey. *Terra Abstracts*, 11, 103.
- Göncüoğlu, M.C., 1997. Distribution of Lower Paleozoic rocks in the Alpine terranes of Turkey. In: M.C. Göncüoğlu, and A.S. Derman (eds.), *Early Paleozoic in NW Gondwana*, Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication, 3, 13-23.
- Göncüoğlu, M.C., and Kozlu, H., 2000. Early Palaeozoic evolution of the NW Gondwanaland: data from southern Turkey and surrounding regions. *Gondwana Research*, 3, 315-323.
- Göncüoğlu, M.C., and Kozur, H.W., 1998. Facial development and thermal alteration of Silurian rocks in Turkey. In: J.C. Gutierrez-Marcos, and I. Rabano, (eds.), *Proceedings of 1998 Field-Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy*, Temas Geologico-Mineros, 23, 87-90.
- Göncüoğlu, M.C., and Kozur, H.W., 1999. Remarks on the pre-Variscan development in Turkey. In: U. Linnemann, T. Heuse, O. Fatka, P. Kraft, R. Brocke, and B.T. Erdtmann (eds.), *Prevariscan Terrane Analyses of "Gondwanean Europa"*, Schriften des Staatlichen Museums, Mineralogie- Geologie Dresden 9, 137-138.
- Göncüoğlu, M.C., and Sachanski, V., 2003. The first record of Late Llandoveryan (Telychian) graptolites from the Çamdağ area, NW Turkey. *C.R. Academy Bulgarian Science*, 56(3), 37-42.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., and Kozlu, H., 1997. General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M.C., Kozur, H., Turhan, N., and Göncüoğlu, Y., 2000. Stratigraphy of the Silurian-Lower Carboniferous rock units in Konya area (Kütahya-Bolkardağ belt, Central Turkey). *Proceedings of the 1st Congresso Iberico de Paleontologia*, 227-228.
- Göncüoğlu, M.C., Göncüoğlu, Y., Kozlu, H., and Kozur, H.W., 2005. Palaeozoic stratigraphy of the eastern Taurides, Turkey: Implications for Gondwanan Evolution. *Geologica Carpathica*, 66, 433-447.
- Göncüoğlu, M.C., Lakova, I., Kozlu, H., and Sachanski, V., 2003. The Silurian of the İstanbul unit in the Çamdağ area, NW Turkey. In: G. Ortega, and G.F. Acenolaza (eds.), *Proceedings of the 7th International Graptolite Conference and Field Meeting of the International Subcommission on Silurian Stratigraphy*, Serie Correlacion Geologica, 18, 129-131.

- Haas, W., 1968. Das Altpaleozoikum von Bithynien (Nordwest Türkei). Neues Jahrbuch Geologie- Paleontologie Abhandlungen, 131(2), 178-242.
- Kaya, O., 1973. İstanbul Paleozoyiği. Ege Üniversitesi Yayınu No: 40, 143 s.
- Kaya, O., 1988. İstanbul Ordoviziyen ve Siluriyen. Yerbilimleri, 4, 1-22.
- Kipman, E., 1974. Sakarya Çamdağ (Kestanepınar-Yassıgeçit köyleri arası) deniz çökeltisi demir cevherinin jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografi Serisi, 25, 72 s.
- Kozlu, H., Göncüoğlu, Y., Sarmiento, G.N., and Göncüoğlu, M.C., 2002. First finding of Late Silurian conodonts from the "Orthoceras Limestones", Çamdağ area, NW Turkey: Preliminary constraints for the paleogeography. *Geologica Balcanica*, 31, 3-12.
- Kozur, H., 1999. A review of systematic position and stratigraphic value of Mullerispheridae. *Bulletino Societa Paleontologia Italiana*, 38, 197-206.
- Lakova, I., 1985. Chitinozoa from the Pridolian and Gedinian in the borehole R-Dalgodels (NW Bulgaria). Review of the Bulgarian Geological Society, 46, 213-220 (in Bulgarian).
- Lakova, I., 1992. *Calpichitina (Calpichitina) acollaris* (Eisenack, 1959) from the Silurian (Wenlock) of the Moesian Platform, NE Bulgaria. Review of the Bulgarian Geological Society, 53, 89-94.
- Lakova, I., 2001. Dispersed tubular structures and filaments from Upper Silurian - Middle Devonian marine deposits of North Bulgaria and Macedonia. *Geologica Balcanica*, 30(3-4), 29-42.
- Lakova, I., and Yanev, S.N., 1989. Contribution to the subdivision and dating of part of the Paleozoic sequence in northeast Bulgaria based on the OP-2 Michalic parametric well. C.R. Academy Bulgarian Science, 42(8), 51-53.
- Le Herisse, A., 1989. Acritarches et kystes d'algues prasinophycees du Silurien de Gotland, Suede. *Palaeontographica Italiana*, 76, 57-302.
- Lister, T.R., 1970. The acritarchs and Chitinozoa from the Wenlock and Ludlow Series and Millstone areas, Shropshire. Part 1. Monograph of the Palaeontographical Society, 124, 100 pp.
- Molyneux, S.G., Le Herisse, A., and Wicander, R., 1996. Paleozoic phytoplankton. In: J. Janionius and D.C. McGregor (eds.), Palynology: Principles and applications; AASP Foundation, 2, 493-529.
- Mullins, G.L., 2001. Acritarchs and prasinophyte algae of the Elton Group, Ludlow Series of the type area. *Monograph of the Palaeontographical Society*, 155, 154 pp.
- Okay, A.I., 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: A.M.C. Şengör, (ed.), Tectonic evolution of the Tethyan Region, Kluwer Academic Publishers Amsterdam, 109-116.
- Önalan, M., 1982. Pendik bölgesi ile adaların jeolojisi ve sedimanter özellikleri. Doçentlik Tezi, İstanbul Üniversitesi, Yer Bilimleri Fakültesi, 156 s (yayınlanmamış).
- Paeckelmann, W., 1938. Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie, Paleontologie und Petrography der Umgegend von Konstantinopel. *Abhandlungen preussischer Geologischen Landesamt*, 186, 1-202.
- Sachanski, V.V., 1998. Ordovician, Silurian and Devonian graptolites from Bulgaria. In: J.C. Gutierrez-Marco, and I. Rabano (eds.), Proceedings of the 1998 Field-Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy, Temas Geologico-Mineros, 23, 255-257.
- Sachanski, V., and Tenchov, Y., 1993. Lithostratigraphic subdivision of the Silurian sediments in the core of Svevo Anticline. Review of the Bulgarian Geological Society 54, 71-81 (in Bulgarian).
- Sarjeant, W.A.S., and Stancliffe, R.P.W., 1994. The Micrhystridium and Veryhachium complexes (Acritarcha: Acanthomorphitae and Polygonomorphitae): a taxonomic reconsideration. *Micropaleontology*, 41, 1-77.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Spasov, Ch., and Yanev, S., 1966. Stratigraphy of the Paleozoic sediments in from the subsurface of NE Bulgaria. Proceedings of the Geological Institute, Sofia 15, 25-77 (in Bulgarian).
- Stockmans, F.W., and Williere, Y., 1963. Les Hystrichosphères ou mieux les Acritarches du Silurien belge. Sondage de la Brasserie Lust a Courtrai (Kortrijk). *Bulletin de la Societe Belge de geologie, de paleontologie et d'hydrogeologie*, 71, 450-481.
- Steemans, P., Le Herisse, A., and Bozdoğan, N., 1996. Ordovician and Silurian cryptospores and miospores from southeastern Turkey. Review of Palaeobotany and Palynology, 93, 35-76.
- Walliser, O.H., 1964. Conodonten des Silurs. *Abhandlungen Hessische Landesamt für Bodenforschung*, 41, 1-106.
- Wellman, C.H., 1995. "Phytoderis" from Scottish Silurian and Lower Devonian continental deposits. Review of Paleobotany and Palynology, 84, 255-279.

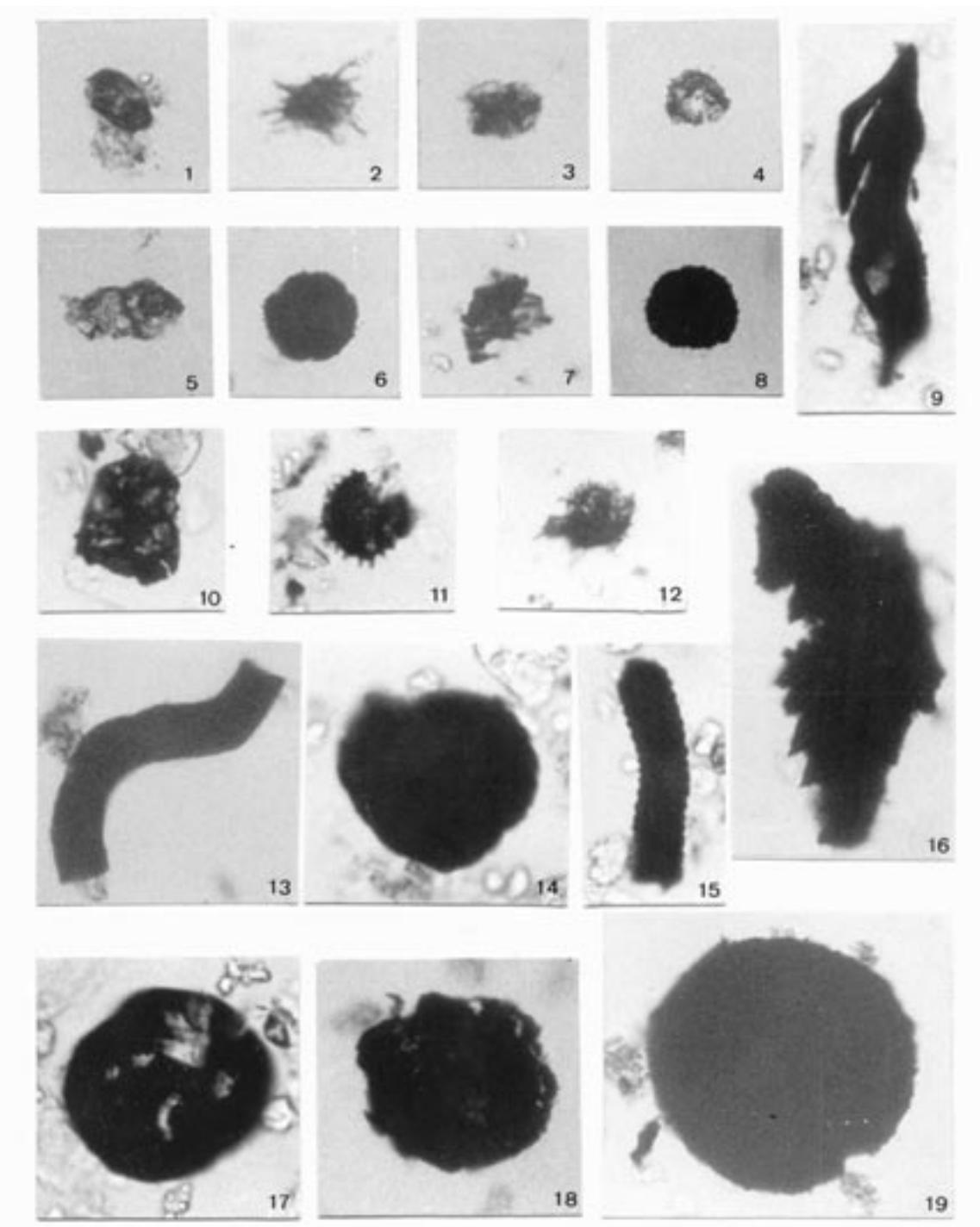
- Yalçınlar, İ., 1956. Note on the graptolite-bearing Silurian schists in İstanbul. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi, 4, 157-160.
- Yanev, S.N., 1992. Contribution to the elucidation of pre-Alpine evolution in Bulgaria based on sedimentological data from the marine Paleozoic. *Geologica Balcanica*, 22(2), 3-31.
- Yanev, S.N., 1998. Silurian sequences from different Paleozoic terranes in Bulgaria, and their paleogeographic implications. In: J.C.Gutiérrez-Marco and I. Rabano (eds.), *Proceedings of the 1998 Field-Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy*, Temas Geológico-Mineros, 23, 137-140.
- Yazman, M., and Çokuğraş, R., 1984. Bolu-Kaynaşlı-Mengen arasındaki alanın jeoloji raporu. TPAO Report No: 1747, 28 s (yayınlanmamış).

PLATE 1/ *LEVHA 1*

Diverse palynomorphs from the mid-Silurian of Çamdağ Section. (All figures from sample CD-19, x700, except stated otherwise).

Çamdağ kesidindeki Orta Siluriyen kayalarındaki palinomorflar. (Tüm görüntüler CD-19 nolu örnektendir. Başka şekilde belirtilmemişse büyütme x700 dür).

1. Trilete spore (*trilet spor*).
2. *Oppilatala ramusculosa* (Deflandre, 1945) DornlNg, 1981
3. *Cymatiosphaera* sp. cf. *C. octoplana* Downle, 1959
4. *Comasphaeridium brevispinosum* (Llster, 1970) MullIns, 2001
5. Spore dyade.
6. Spinate spore tetrade.
7. Fragment of *Porcatitubulus annulatus* Burgess and Edwards, 1991
8. *Gorgonisphaeridium listeri* listeri MullIns, 2001
9. ? Land plant fragment (*Karasal bitki parçası*), x440.
10. Trilete spore (*trilet spor*).
11. *Ammonidium ludlovicense* Llster ,1970 ex DornlNg, 1981.
12. *Gorgonisphaeridium succinum* Llster, 1970
13. *Laevitubulus crassus* Burgess and Edwards, 1991, CD-22, x700.
14. *Calpichitina* sp. indet.
15. *Constrictitubulus cristatus* Burgess and Edwards, 1991.
16. Scolecodont.
- 17, 18. Indeterminable trilete spores (*tanımlanamayan trilet spor*).
19. ?Mazuelloid.

PLATE 1/LEVHA 1



12 Kasım 1999 Düzce depremi artçı depremlerinden hesaplanan b ve p değerlerinin uzaysal ve zamansal dağılımı ve gelecekteki sismik tehlike açısından değerlendirmeler

Spatial and temporal distribution of b and p values of 12 November 1999 Düzce earthquake estimated from its aftershocks and assessments for future earthquake hazard

Murat UTKUCU

Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080 Kampus, VAN

Canan ÇETİN, Ömer ALPTEKİN

İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar, İSTANBUL

ÖZET

Gerek laboratuvar, gerekse gerçek deprem verilerini esas alan çalışmalarından deprem istatistiğinin frekans-büyüklük bağıntısındaki b değerinin yerkabuğundaki gerilim ile ters orantılı olduğu anlaşılmıştır. Bu çalışmada; 12 Kasım 1999 Düzce depreminin artçı deprem verilerinden bu depremin kırılma düzlemi ve bitişindeki Karadere ve Elmalık fay segmentleri boyunca yüzeyde ve derinlik boyutunda b değerleri ve artçı deprem azalım sabiti p'nin uzaysal dağılımı bir bilgisayar paket programı kullanılarak hesaplanmıştır. Düzce depremi için, Düzce fay segmenti üzerindeki pürüz boyunca haritalanan $b=1.2-1.5$ ve $p=1-1.3$ değerleri daha yüksek iken, Karadere ($b=0.8-1.0$, $p=0.7-0.8$) ve Elmalık ($b=1.1-1.2$, $p=1.1$) fay segmentleri boyunca daha düşük b değerleri elde edilmiştir. Ayrıca, b değerlerinin özellikle Düzce fayı üzerinde 1999 Düzce depremi öncesine göre yükseldiği görülmüştür. Bu durum, Karadere ve Elmalık fay segmentleri boyunca Düzce depremi sonrasında gerilme artışları (Düzce fayı üzerinde ise gerilme azalımı) olduğunu düşündürmektedir. Karadere fay segmentinin 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi sırasında kırılmış olması ve Elmalık fay segmenti üzerinde geçen yüzyıl içinde kaydadeğer bir deprem olduğuna ilişkin veri olmaması, 1999 Düzce depremi sonrasında bu fay üzerinde deprem tehlikesinin arttığı şeklinde yorumlanmıştır.

Anahtar Kelimeler: b değeri, deprem tehlikesi, Düzce depremi, Kuzey Anadolu Fay Zonu, p değeri, pürüz.

ABSTRACT

It has been well established both in laboratory and case studies that b value of frequency-magnitude relationship of earthquake statistics is inversely related to the stress in the earth's crust. In this study, spatial and temporal distribution of b values and aftershock decay parameter p are mapped along the rupture plane of the Düzce earthquake of 12 November 1999 and neighbouring fault segments both on earth surface and in depth domain from the aftershock seismicity of the earthquake utilizing a software package. It was obtained that b values and p values are much higher along the mapped asperity over the Düzce fault ($b=1.2-1.5$, $p=1-1.3$) indicating a possible stress release, while lower b values prevailing along the Karadere fault segment ($b=0.8-1.0$, $p=0.7-0.8$) and Elmalık ($b=1.1-1.2$, $p=1.1$) fault indicating a possible stress loading. Since the Karadere fault segment is ruptured during the Kocaeli earthquake of 17 August 1999 and there is no information available for a notable earthquake on the Elmalık fault in the last century, it can be speculated that seismic risk on the Elmalık fault has increased after the 1999 Düzce earthquake.

Key Words: b value, earthquake hazard, Düzce earthquake, The North Anatolian Fault Zone, p value, asperity.

GİRİŞ

Artçı depremlerin bölgesel dağılımları ve zama- na bağlı davranışlarında gözlenen değişimler, deprem oluşumunun açıklanmasında kullanılabilir bilgiler sağladığından depremsellik çalışmaları ve sismik tehlike değerlendirmeleri açısından önemlidir. Artçı depremler aynı zamanda ayrıntılı depremsellik araştırmaları için veri sağlarlar. Ana şokların artçı deprem oluşumlarını incelemek, büyük depremlerin karşılaşırılması na olanak sağlar ve kırılma boyutlarını, zamanlamayı, konumunu, uzun vadeli deprem etkinliğini kontrol eden mekanizmanın daha iyi anlaşılmasını sağlar ve gelecekte oluşabilecek depremler hakkında önemli ipuçları verir.

Büyük depremlerin kırılma özellikleriyle artçı deprem dağılımları arasında bir ilişki olduğu bir çok çalışmada öne sürülmüştür. Mendoza ve Hartzell (1988), bir kaç deprem için bulunmuş kayma dağılımlarını ve yine bu depremlere ait artçı deprem dağılımlarını inceledikten sonra, artçı deprem dağılımlarındaki büyük boşlukların göreceli olarak kaymanın büyük olduğu bölgelerle genel olarak uyuştuğunu belirlemişlerdir. Sonraki çalışmalarında da benzer sonuçlara ulaşmıştır (Wald, 1992; Mendoza, 1993; Wald ve Somerville, 1995; Hartzell, 1989; Hartzell vd; 1991). Hartzell ve Langer (1993), bir yitim zonu depremi olan 1974 Peru depremi ve bunun en büyük artçı depreminin kayma dağılımlarını sonlu fay analizi ile inceleyerek karşılaştırmışlar ve artçı depremlerin kırılma alanlarının ana şok kırılmasındaki kayma boşluklarını doldurduğunu saptamışlardır.

Deprem sırasındaki kırılma sonucu meydana gelen gerilme değişimlerinin ayrıntılı analizleri de yüksek kayma değerlerine sahip fay bölgelerinde yüksek gerilme düşümü olduğunu, kaymanın göreceli olarak az olduğu faylanma bölgelerinin ise gerilme artısına maruz kaldığını göstermiştir (Bouchon, 1997; Mikumo vd., 1998). Yaklaşık 7 büyüklüğünde bir deprem ile ilişkili kırılma zonu boyunca ve hatta ötesinde (Toda ve Stein, 2000) büyülüklü 6 civarında olan artçı depremlerin meydana gelebileceği ve anaşokun oluşturulduğundan daha fazla paniğe neden olabileceği düşünülürse, ana şok için gerçek-zamanlı olarak yapılacak kayma dağılımı analizlerinin artçı depremlerin muhtemel yerleri hakkında sağladığı bilginin önemi daha iyi anlaşıılır. Bu

nedenle, gerçek zaman sonlu fay analizlerinin Kaliforniya'daki hızlı deprem bilgi akış sistemlerinin rutin analizleri içine dahil edilmesi planları yapılmaktır (Gee vd., 1996; Dreger ve Kaverina 2000) ve rutin analiz yöntemleri geliştirilmektedir (Mendoza, 1996; Dreger ve Kaverina 2000). Bu analizlere bu çalışmada kullanılan yöntem de eklenebilir (Wiemer ve Katsamuta, 1999).

Büyüklüğü fazla olan sıç bir depremin, nispeten daha küçük olan bir deprem serisi tarafından izlendiği bir gerçektir. Sayıları zamanla giderek azalan bu artçı depremler, çoğu zaman depremin odağına yakın bir bölgede meydana gelirler. Artçı depremlerin oluşumu ile bunların istatistiksel ve fiziksel özellikleri birçok sismolog tarafından incelenmiş ve önemli sonuçlar elde edilmiştir. Yapılan çalışmalar; artçı depremlerin sayılarındaki zamanla azalımını belirleyen Omori kuramı (Omori, 1894), artçı deprem dizi-lerindeki enerji boşalımı, artçı depremlerin bölgelerel dağılımı (Utsu, 1961), artçı depremlerin zamana bağlı davranışlarının fiziksel modeli (Marcellini, 1997), artçı depremlerin bölgelerel ve zamana bağlı değişimleri (Drakatos ve Latous-sakis, 2001) konularında yoğunlaşmıştır.

Artçı deprem etkinliğini tanımlayan iki temel ilişki mevcuttur. Bu ilişkilerden birincisi, artçı depremlerin yanısıra normal depremlerin de dağılım ölçüsünü veren,

$$\log N = a - bM \quad (1)$$

“Gutenberg-Richter” bağıntısıdır (Gutenberg ve Richter, 1954). Büyüklük-deprem sayısı ilişkisi olarak da bilinen bu bağıntı, depremsellik çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır. Birçok olayda artçı depremlerin dağılımı Gutenberg-Richter ilişkisine dayanır (Ishimoto ve Iida, 1939). Burada M; büyülüklük, N; büyülüklük M veya daha fazla olan depremlerin sayısı, a; doğrunun $\log N$ ekseni kestiği nokta olup, deprem etkinliğini ifade eder ve gözlem dönemine incelemen alanın genişliğine bağlıdır, b ise Gutenberg-Richter bağıntısıyla tanımlanan doğrunun eğimidir.

Diğer ilişki ise, artçı deprem etkinliğinin zamana azalma oranını ifade eden

$$N(t) = \frac{k}{(t + c)^p} \quad (2)$$

“Omori” kuramıdır (Utsu, 1961). Burada; t ana şoktan sonraki zaman ve N(t) ana şokun oluşumundan sonra t birim zamana düşen artçı depremlerin oluşum sayısıdır. k, c ve p ise zaman-deprem sayısı grafiğinden elde edilen sabitlerdir. Omori kuramı, zamanın bir fonksiyonu olarak, artçı depremlerin sayısının zamanla bir güç yasası şeklinde azaldığını gösterir. Diğer bir ifadeyle, artçı depremlerin bölgesel dağılımları, ana şokun artçı depremlere neden olmasından kaynaklanan gerilme değişikliği kuramı ile ilişkilidir. Omori kuramındaki sabitler içinde artçı depremlerin en önemli istatistiksel sabiti p-değeridir. Bu değer, artçı depremlerin üstel olarak azalma oranını belirler ve deprem artçı deprem dizisinin fiziksel oluşumu ile ilişkilidir (Kisslinger, 1996). Büyük bir p değeri daha hızlı, düşük bir p değeri ise daha yavaş bir artçı deprem etkinlik azalım oranına işaret eder.

Dünya üzerinde Gutenberg- Richter bağıntısından belirlenen b değeri genellikle 0.7-1.3 arasında değişmesine (Guo ve Ogata, 1997) karşın, deprem etkinliğine sahip yerlerin çoğu b değeri ortalama 1 civarındadır (Frohlich ve Davis, 1993). Bununla birlikte; b değeri uzaysal olarak daha ayrıntılı (1 km'ye varan ayrıntıda) incelendiğinde, 1 değerinden önemli sapmalar olduğu görülmüştür. Yüksek b değerleri: (1) gerilmenin azaldığı (Urbancic vd., 1992), (2) fay kırılma zonları boyunca kaymanın yüksek olduğu (Wiemer ve Katsumata, 1999; Sobiesiak, 2000), (3) genişleme rejiminin görüldüğü (Frohlich ve Davis, 1993), (4) yüksek gözenek sıvı basıncı bulunan (Gupta, 2002), (5) fay zonu üzerinde sünmenin görüldüğü (Amelung ve King, 1997) ve (6) Volkanlardaki deprem aktivitelerinde (Wyss, et.al. 1997) ve (7) ısı akışının yüksek olduğu (Warren ve Latham, 1970) yerlerde gözlenmiştir. Ayrıca bu gözlemler, büyük depremlerde kırılan fay yüzeylerindeki pürüz veya pürüzler üzerinde kırılma öncesinde b değerinin düşük olduğunu göstermiştir (Wiemer ve Wyss, 1997; Öncel ve Wyss, 2000).

Kisslinger ve Jones (1991), artçı deprem dizileri için azalım sabitinin $p=1$ olmasının normal, $p>1.0$ olmasının büyük ve $p<1.0$ olmasının küçük bir değer olduğunu ifade etmişlerdir. Guo ve Ogata (1997)'ya göre $p=0.9-1.8$ arasında, Kiss-

linger ve Jones (1991)'a göre $p=0.7-1.8$, Olsson (1999)'a göre $p=0.5-1.8$, Wiemer ve Katsumata (1999) 'ya göre $p=0.6-1.4$, Utsu vd. (1995) ile Enescu ve Ito (2002)'ya göre $p=0.9-1.5$ arasında değişim göstermektedir.

p değerinin; kabuksal heterojenite, gerilme, volkanik etkinlik ve kabuktaki ısı akısıyla doğru orantılı olabileceği çeşitli araştırmacılarca öne sürülmüştür (Mogi, 1962; Mogi, 1967; Lachenbruch vd. 1985; Kisslinger ve Jones, 1991; Davis ve Frohlich, 1991; Utsu vd., 1995; Tsapanos, 1995; Guo ve Ogata, 1997). Ancak bunlardan hangisinin p değeri değişimi üzerinde daha önemli faktör olduğu net değildir. Tsapanos (1992) ile Wiemer ve Katsumata (1999), yaptıkları çalışmalarında; tektonik özellikler ve ısı akışının p değeri değişimini etkilediğini, kırık mekanizmasına bağlı olarak p değerlerinin değişim能力和 yüksek p değerlerinin bölgelerdeki yüksek ısı akısından kaynaklanabileceğini ifade etmişlerdir.

Yapılan gözlemler, depremlerde frekans-büyük-lük ilişkisini gösteren Gutenberg-Richter bağıntısından belirlenen b değeri ile deprem oluşumunun fiziği arasında doğrudan bir ilişki olduğunu önermektedir. Mogi (1962), laboratuvar deneylerinde malzemenin heterojenliğinin veya çatlaklı yoğunluğunun artmasını b değerinin artmasına neden olduğunu bulmuştur. Volkanik bölgelerde mağma odalarının yakınlarında fazla çatlaklı hacimlerde yüksek b değerleri saptanmıştır (Wiemer ve McNutt, 1997; Wiemer vd., 1998; Wyss vd., 1997). Scholz (1968), laboratuvar ve Urbancic vd. (1992) ise madenlerdeki çalışmalarında gerilme ile b değerinin ters orantılı olduğunu göstermişlerdir. Doğrultu atımlı fay zonları boyunca b değeri sismojenik zon içinde (15-20 km derinliğine kadar) derinlikle azalır. Sismojenik zondan sonra artan ısı ve basınçla bağlı olarak kayaçlar gerilme biriktiremediğinden, b değeri tekrar artmaktadır.

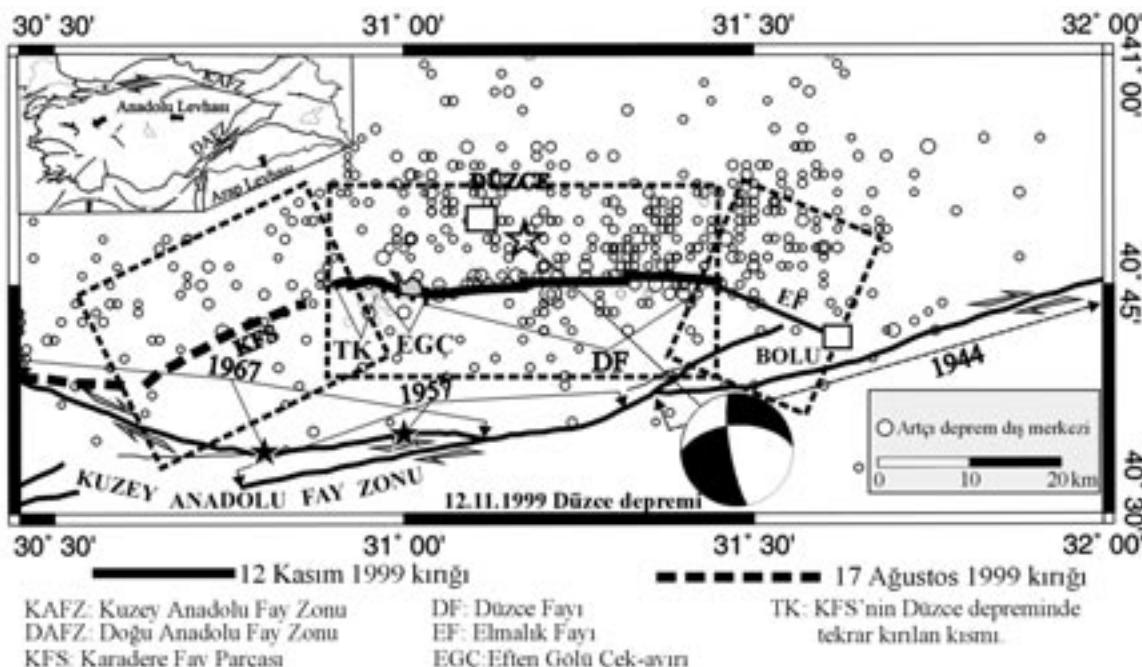
Bu çalışmada, 1999 Düzce depremi kırık zonu boyunca anaşoktan sonraki 5 ay içinde meydana gelen artçı depremler kullanılarak artçı deprem etkinlik sabitleri b ve p değerinin uzay ve zaman dağılımı haritalanmıştır. Haritalanan b değerlerinin dağılımı depreme neden olan fayın kırılma özellikleri ile karşılaştırılmış, fayların segmentasyonu ile olan ilişkisi ve gelecekteki artçı deprem ve deprem tehlikesinin belirlenmesinde kullanılabilirliği tartışılmıştır.

12 KASIM 1999 DÜZCE DEPREMİ

Türkiye'de yüzyılın felaketi olarak nitelendirilen 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden yaklaşık üç ay sonra 12 Kasım 1999 tarihinde KB Türkiye bir başka büyük depremle daha sarsılmıştır (Şekil 1) Düzce depremi olarak adlandırılan bu deprem, Düzce ve Bolu illeriyle Kaynaşlı kaba-basında ağır hasara ve can kaybına neden olmuştur (Şekil 2a). Bu depremin oluşumu bir bakıma sürpriz sayılmaz. Çünkü, Kocaeli depreminin ardından yapılan Coulomb gerilme analizi çalışmaları (Hubert-Ferrari vd., 2000; Utkucu vd., 2003) Kocaeli depreminin, Marmara Denizi'ndeki faylarda olduğu kadar, Düzce depremini oluşturan fay üzerinde de büyük bir gerilme artışına neden olduğuna işaret etmiştir.

Düzce depremi de, Kocaeli depremi gibi Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde meydana

gelmiştir (bkz. Şekil 1). KAFZ, Bolu ili yakınlarında iki kola ayrılmaktadır (Barka, 1996). Düzce depremini oluşturan Düzce fayı (DF) batıda Karadere fay segmenti (KFS) ve doğuda Elmalık fayı (EF) ile birlikte kuzey kolu oluşturmaktadır. KFS, Kocaeli depremi sırasında 1.5 m ye varan atımla kırılmış olduğundan (Barka vd., 2002; Hartleb vd., 2002), Düzce depremi bir bakıma Kocaeli deprem kırığının doğuya doğru bir uzantısı olarak nitelendirilebilir (bkz. Şekil 1 ve 2). Güney kol ise, 1957 Abant ($M_S=7.1$) ve 1967 Mudurnu Vadisi ($M_S=7.0$) depremleri ile kırılmıştır (bkz. Şekil 1) (Barka, 1996). Kuzey kolu 1999 Kocaeli ve Düzce depremlerine kadar büyük bir deprem üretmemiştir. Bundan dolayı Barka (1996), kuzey kolu oluşturan DF için büyük bir deprem üretme riskine degenmiş ve bu yorum 1999 Düzce depremi ($M_S=7.2$) ile doğrulanmıştır. 1999 Düzce depreminin odağı, Deprem Araştırma Dairesi SABONET ağı tarafından



Şekil 1. Türkiye'nin belli başlı tektonik unsurlarını (sol üstte), 1999 Düzce depremi kaynak bölgesinde civarında Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun uzanımını (ince siyah çizgi), kaynak mekanizma çözümünü, deprem sonrasındaki 5 ay içinde Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından saptanan artçı depremleri (çiçek boş daireler) ve çalışmada kullanılan veri hacimlerinin yüzey iz düşümlerini (kesikli çizgili dikdörtgenler) gösteren harita (Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Barka (1996) ve Akyüz vd. (2002)'den derlenmiştir).

Figure 1. The map showing the major tectonic elements of Turkey (inset), extend of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) (thin black line) in the vicinity of the 1999 Düzce earthquake, the source mechanism solution, surface projections of the data volumes used in the study (broken line rectangles) and the aftershocks (open circles) that have occurred during the five months after the earthquake and were located by Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (Compiled from Barka and Kadinsky-Cade (1988), Barka (1996), and Akyüz et al. (2002)).

40.818° K ve 31.198° E koordinatlarında ve 12.5 km derinlikte verilmiştir (Zünbül vd., 2001) (Çizelge 1). Depremin kaynak mekanizması çözümleri; yaklaşık DB doğrultulu, kuzeye eğimli bir düzlem üzerinde küçük bir normal atımı olan sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret etmektedir (bkz. Şekil 1). Depremin kaynak mekanizması çözümleri Çizelge 1'de özetlenmiştir. Depremin ardından birkaçının büyüklüğü $M \geq 5$ olan çok sayıda artçı deprem meydana gelmiştir. Ana şoktan sonraki ilk 5 ay içinde meydana gelen ve dış merkezleri Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından belirlenen artçı depremler Şekil 1'de gösterilmiştir.

Düzce depremi, batıda Gölyaka güneyinden başlayıp Kaynaşlı doğusuna kadar uzanan 40 km uzunluğunda bir yüzey kırığı oluşturmuştur (bkz. Şekil 1 ve 2a) (Emre vd., 2000; Akyüz vd., 2002). Dış merkezin yüzey kırığının uzanımına göre konumu, deprem için iki taraflı bir kırılma modeli önermektedir. Düzce depremi, batıda 1999 Kocaeli depreminden de kırılmış olan KFS'nin 9 km boyunca batı ucunu tekrar kırmıştır (bkz. Şekil 1). Yüzey kırığı, Eften Gölü çekayırlı (EGÇ) yapısının ardından DF boyunca devam etmektedir. EGÇ boyunca deprem yüzey kırığındaki en büyük düşey atım 3 m olarak gözlenmiştir (bkz. Şekil 2) (Akyüz vd., 2002). DF boyunca kırılma, hemen hemen tamamen doğrultu atımlıdır ve 3 alt fay parçasından oluşmaktadır (bkz. Şekil 2) (Akyüz vd., 2002). Atım miktarı Mengençik köyü güneyinde yaklaşık 5 m civarındadır. Yüzey kırığı, Kaynaşlı yerleşiminin

merkezinden geçtikten sonra 5 km doğuda sona ermektedir. Kaynaşlı doğusunda gözlenen en büyük doğrultu atımlı yer değiştirme 1.5 m civarındadır. EF boyunca herhangi bir yüzey kırığı rapor edilmemiştir (Akyüz vd., 2002).

EF'nin orta büyüklükte ($M_w=6.4$) herhangi bir deprem üretip üretmeyeceği tartışma konusudur. Akyüz vd. (2002), bu fay parçasının 1944 Bolu-Gerede depreminde kırılmamış olması durumunda önemli bir deprem tehlikesi taşıyabildiğini öne sürümüştür (bkz. Şekil 1).

VERİ TABANI VE YÖNTEM

12 Kasım 1999 Düzce depremi için kullanılan veri, KRDAE'nin 1999 Kocaeli ve Düzce depremleri artçı deprem kataloğu (Kalafat vd., 2001) elde edilmiştir. Bu veri tabanında yer alan depremlerin büyüklükleri, süre büyüklüğüne (M_d) göre homojen hale getirilerek çalışmada kullanılan ZMAP 6.0 paket programının (Wiemer, 2001) veri okuma formatına uygun hale getirilmiştir. Düzce depremi artçı depremlerinin depremsellik sabitlerinin uzay ve zaman ortamında değişimlerinin haritalanması ve bu sabitlerin uzaysal ve zamansal dağılımında depremin artçılarının meydana getirdiği değişikliklerin belirlenmesi için kullanılan veri aşağıda belirtilen çeşitli zaman aralıklarında incelenmiştir.

(1) Düzce depreminin ana şokunun ardından ilk 5 ay içinde meydana gelen artçı depremler için depremsellik sabitlerinin uzay ortamındaki değişimleri KFS, DF ve EF'nin kırılma alanları ve yer yüzeyi üzerinde incelenmiştir.

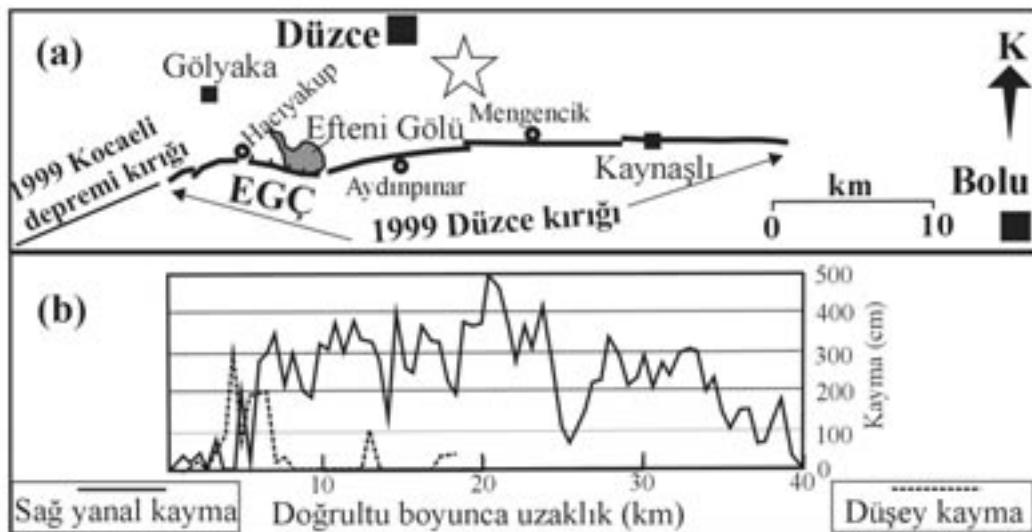
Çizelge 1. 12 Kasım 1999 Düzce depremi kaynak parametreleri.

Table 1. Source parameters of the Düzce earthquake of 12 November 1999.

DAD ¹ ve Tibi vd. (2001)	Tibi vd. (2001) ²	USGS ³	Harvard Üniversitesi	Pınar (2004) ²	Taymaz (2000) ²	Wright vd. (2001) ⁴
Enlem (°)	40.818	40.77	40.93			
Boylam (°)	31.198	31.15	31.25			
Derinlik (km)	12.5	14	18			
$M_o(x10^{19}Nm)$		4.6	4.5	6.7	4.79	4.2±0.4
M_w			7.1	7.2		
Doğrultu (°)		264	264	262	270	
Eğim (°)		64	54	65	34	57±4
Kayma (°)		184	-167	-178	-170	134±17

¹ Deprem Araştırma Dairesi; ² P ve SH dalga şekilleri ters çözümünden elde edilmiştir; ³ Amerikan Jeoloji Kurumu;

⁴ InSAR verilerinin ters çözümünden elde edilen sonuçlar.



Şekil 2. (a) Düzce depremi yüzey kırığının harita görünümü ve (b) yüzey kırığı boyunca Akyüz vd., (2002) tarafından gözlemlenen yer değiştirme dağılımı (EGÇ çek-ayır havzasını göstermektedir).

Figure 2. (a) The map view of the surface ruptures of the Düzce earthquake, and (b) slip distribution along the surface rupture observed by Akyüz et al., (2002) (EGÇ represents pull-apart basin).

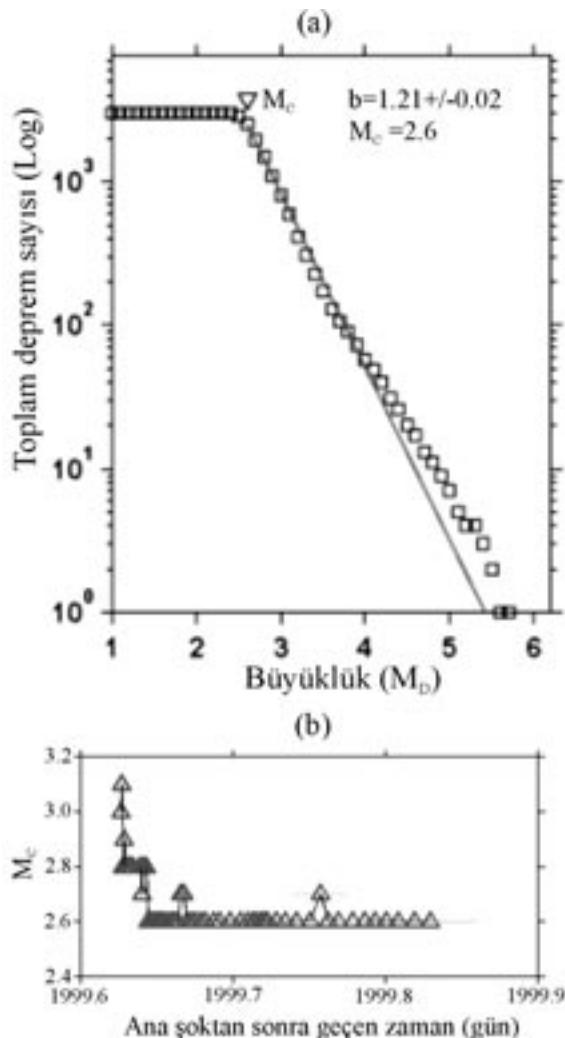
(2) 17 Ağustos 1999 depremi ile 12 Kasım 1999 Düzce depremleri arasında meydana gelen Kocaeli depremi artçı depremlerinin KFS üzerindeki ve bu depremin DF üzerinde oluşturduğu gerilme yükü dolayısıyla (Utkucu vd., 2003) meydana gelen artçı depremlerin b değerinin derinlik boyutunda uzaysal dağılımı bulunmuştur. Bu dağılımın 1999 Düzce depreminin 5 aylık artçı depremlerinden KFS ve DF üzerinde derinlik boyutunda hesaplanan b değerlerinin uzaysal dağılımı ile karşılaştırılması yapılarak b değerlerinde zaman ortamında görülen değişim irdelenmiştir.

(3) b değerlerinde Düzce depremi sonrasında meydana gelen değişiklıkların daha iyi görülebilmesi için Kocaeli ve Düzce depremleri arasında kalan 87 günde KFS ve DF üzerinde meydana gelen depremler ile Düzce depremi sonrasındaki ilk 87 günde (12 Kasım- 8 Şubat arasında) aynı faylar üzerinde meydana gelen artçı depremler için hesaplanmış b değerlerinin farklı haritalanmıştır.

Wiemer ve Katsumata (1999), 1995 Kobe (Japonya) ve 1994 Northridge (ABD) depremlerinin artçılarının depremsellik sabitlerinin dağılımını haritaladıkları çalışmalarında, dağılımın odak belirlemedeki (odak noktasının enlem, boylam ve derinliğindeki) hatalardan fazla etkilenmedi-

ğini ancak, katalogdaki tamamlılığın zaman içindeki değişimlerinden etkilendiğini görmüşlerdir. Özellikle tamamlılık büyüklüğü (M_c) ve büyülüklük tamamlılık aralığında zaman içinde meydana gelen değişimler ve verinin başlangıç zamanının seçimi, b ve p depremsellik sabitlerinin belirlenmesinde önemli faktörlere neden olmuştur. Nitekim, Northridge ve Kobe depremleri için ilk belirlenen artçı deprem odaklarından ve sonrasında daha az hatalı olarak belirlenen deprem odaklarından belirlenen depremsellik sabitlerinin dağılım haritalarının genel olarak bir benzerlik gösterdikleri görülmüştür.

Bu nedenle, çalışmada kullanılan verinin tamamlılık büyülüklüğü ve zaman içindeki değişimini belirlenmiştir. Bu belirleme işlemi, ilk önce Düzce depremi ana şoku öncesindeki Kocaeli depremi artçı depremleri için yapılmıştır. Şekil 3a'dan görüldüğü gibi, bu verinin tümü için hesaplanan $b = 1.21 \pm 0.02$ ve tamamlılık büyülüklüğü $M_c = 2.6$ dir. Bununla birlikte, M_c 'nin zaman içindeki değişiminin gösterildiği Şekil 3b'den verinin ait olduğu zaman süreci boyunca tamamlılık büyülüğünün 2.6 ile 3.1 arasında değiştiği görülmektedir. Bu nedenle, tamamlılık magnitüdünün tüm veriden hesaplandığı gibi, 2.6 alınması özellikle tamamlılık büyülüklüğü değerine duyarlı olan artçı deprem azalım sabiti p'nin yanlış hesaplanmasıına neden olacaktır. Çünkü bu sabit,



Şekil 3. (a) Kocaeli depreminin 17.08.1999 ile 12.11.1999 tarihleri arasında meydana gelen artçı depremlerinin tümü için hesaplanan büyüklik-kümülatif deprem sayısı ilişkisi ve bu ilişkiden hesaplanan b değerisi ve tamamlılık büyükliği (M_c), (b) aynı dönemdeki artçı depremlerden hesaplanan M_c 'nin zamanla bağlı değişimi.

Figure 3. (a) Magnitude-frequency relationship and completeness magnitude (M_c) estimated from the whole aftershock sequence of the Kocaeli earthquake between 17 August 1999 and 12 November 1999, (b) variation of the (M_c) depending on time for the same period.

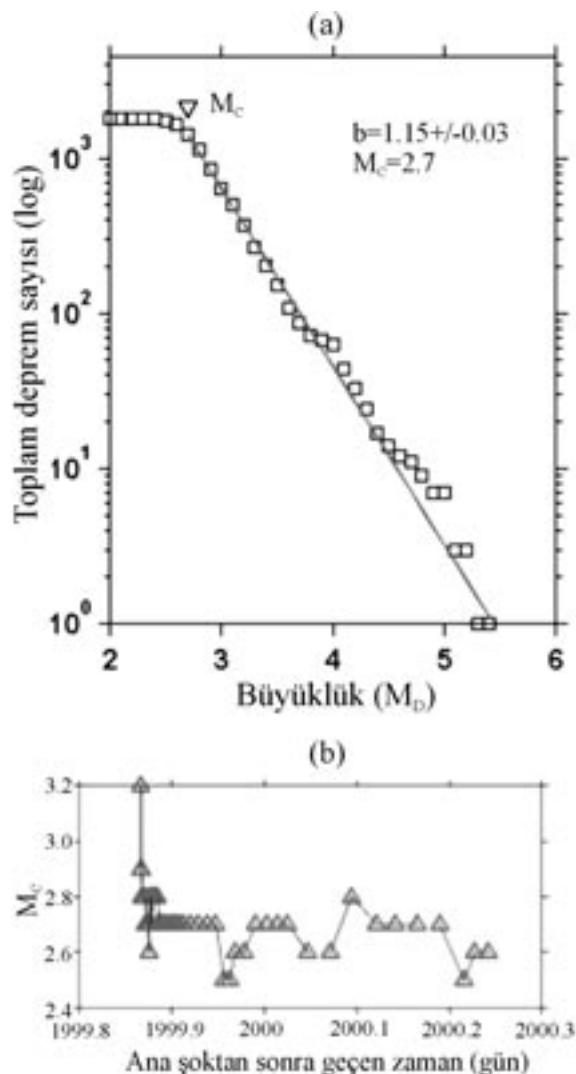
özellikle ana şoku izleyen ilk günlerdeki artçı depremlere duyarlıdır. Tamamlılık büyükliği M_c 'nin zamanla değişimi iki şekilde açıklanabilir: (1) ana şoku izleyen günlerde ana şok kırılma zonu çevresine sismik algılama yeteneğini art-

tırmak için mobil istasyonlar kurulması ile daha küçük depremlerin algılanabilmesi ve (2) ana şoku izleyen ilk günlerde kırılma zonu üzerinde ani gerilme değişimi ve yüklemeleri meydana gelmektedir. Bu olaylara bağlı olarak bir deprem fırçası gibi birbirinin peşi sıra çok sayıda artçı deprem meydana gelmekte ve küçük artçı depremlerin sismik dalgaları göreceli olarak daha büyük olan artçı depremlerin sismik dalgalarının son kesiminde yer alan salınımalar içinde kayboldularak belirlenmemektedir. Dolayısıyla artçı deprem etkinliğinin doğasında yer alan ana şok sonrasında, sayıca hızla azalma bağlı olarak, artçı deprem olma sıklığı azalmakta ve gün geçtikçe daha küçük büyülükle sahip depremler kaydedilebilmektedir.

Ardından, Düzce depremi artçıları için verilerin tümünden b değeri ve tamamlılık büyülüğünün zaman içindeki değişimi 250 deprem içeren kayan bir zaman penceresi yardımıyla En Büyük Olasılık (EBO) yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Şekil 4a'da görüldüğü gibi, Düzce artçı deprem serisinin ilk 5 aylık kısmının tümü için hesaplanan tamamlılık magnitüdü $M_c=2.7$ ve b değeri $b= 1.15 \pm 0.03$ 'dür. Ancak, M_c zaman içinde 2.5 ile 3.2 arasında değişmektedir (Şekil 4b).

Çalışmada Düzce depremine ait artçı deprem depremsellik sabitlerinin hesaplanması için kullanılacak en küçük büyüklik (M_{min}) değeri yüksek tutularak ($M_{min}=3.2$) M_c değerinin zaman içindeki değişiminin neden olacağı hatalar önlenmeye çalışılmıştır. Bu işlem, bu büyülüğün altında kalan büyülüklere sahip verinin hesaplarda kullanılmasına engel olduğundan, hesaplama larda kullanılacak artçı deprem sayısını, yani veri sayısını azaltmaktadır. M_c değerinin zamanla değişiminin hesaplamalara etkisinin engellenmesinin bir yolu da, M_{min} 'nin küçük alınarak verinin başlangıç kısmındaki yeterli sayıdaki depremin çıkarılması, yani veri başlangıç zamanının (To) ana şok oluş zamanı değil de, yeterli sayıdaki depremi içeren zamanın (Ty) bu zaman eklenerek başlangıç zamanının $Tb=To+Ty$ alınmasıdır (Wiemer ve Katsumata, 1999). Örnek olarak Şekil 1'de gösterilen Düzce depremi artçı depremleri için $Tb=To+3$ gün ve $M_{min}=2.7$ alınabilir. Ancak, bu işlem de verinin başlangıç kısmında yer alan artçı depremlerin hesaplamalarda kullanılmasını engellemektedir.

EBO yönteminde b değeri aşağıdaki bağıntı ile verilir (Aki, 1965).



Şekil 4. (a) Düzce depremi artçı deprem dizisinin tümü için hesaplanan büyüklük-kümülatif deprem sayısı ilişkisi ve bu ilişkiden hesaplanan b değeri ve tamamlılık büyüğü (M_c), (b) bu depremin artçı dizisinden hesaplanan M_c 'nin zamana bağlı değişimi.

Figure 4. (a) Magnitude-frequency relationship and completeness magnitude (M_c) estimated from the all aftershock sequence of the Düzce earthquake, (b) variation of the M_c depending on time for the aftershock data of the 1999 Düzce earthquake.

$$b = \frac{\log 10e}{\langle m \rangle - m_0} \quad (3)$$

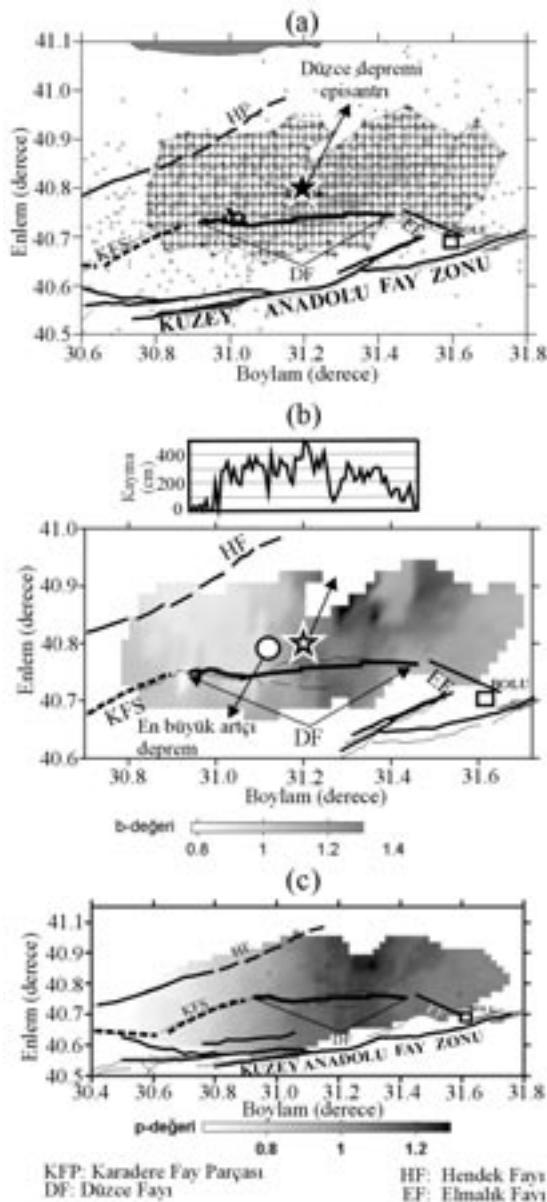
Burada; $\langle m \rangle$ ortalama büyüklük ve m_0 ise incelelen zaman aralığında deprem katalogunun tamamlılık düzeyini gösteren minimum büyük-

lüğür. En düşük büyülük değeri (M_{min}), tamamlılık büyüğü M_c 'ye eşit, ya da ondan büyük olarak alınır. EBO yöntemi, yapay olarak düşük b değerlerine neden olabilen algılama eşigidindeki artışlara karşı daha duyarlı olabilir. Bu çalışmada kullanılan ZMAP (Wiemer, 2001) paket bilgisayar programı ile EBO yöntemi, ya da en küçük kareler yöntemi ile hesaplanan b değerleri genel olarak birbirlerine % 10 hata oranı ile uyarlar. p değerinin hesaplanmasında 2 no.lu eşitlik ile verilen Omori kuramından yararlanılmıştır.

BÜLGULAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada 12 Kasım 1999 Düzce depremi artçılarının depremsellik sabitlerinin uzay ve zaman dağılımı hem yeryüzünde ve hem de derinlik boyutunda hesaplanarak belirlenmiştir. Öncelikle yeryüzeyindeki dağılım belirlenmiştir. Bu amaçla 1999 Düzce depreminin 5 aylık artçı depremleri yüzeye haritalanarak kullanılan paket programın gereği olarak artçı depremlerin yoğun olarak toplandığı bölge harita üzerinde bir kapalı eğri ile çevrilmiştir (Şekil 5a). Bu kapalı eğrinin çevrelediği harita alanı, KG ve DB doğrultusunda 0.02° ile karelajlanmıştır. Ardından karelajlamadan her düşüm noktası için o noktaya en yakın 300 artçı deprem seçilerek b değeri ve artçı deprem azalım sabiti p değeri EBO yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Şekil 5b ve 5c bu işlemlerin sonuçlarını göstermektedir.

Şekil 5b' de görüldüğü gibi, Düzce depremi kırılma düzlemi civarında artçı depremlerden hesaplanan b değeri 0.8 ile 1.6 arasında değişmektedir. Şekil 5b ve 5c'de beyaz-açık gri alanlar b değerinin düşük, siyah-koyu gri alanlar ise, b değerinin göreceli olarak yüksek olduğu alanları göstermektedir. Wiemer ve Wyss (1997), artçı depremler çıkarılmış olan deprem kataloglarından hesaplanan b değerinin fay düzlemi üzerindeki pürüz alanları içinde göreceli olarak küçük olduğunu göstermişlerdir. Gerilme ile b değeri arasındaki ters ilişki dikkate alındığında, bu normal bir sonuçtur. Fay pürüzleri kırılmayı engelleyen fay alanları olduklarından, gerilme birikimine neden olurlar. Bu gerilme birikimi, pürüz oluştururan kaya yüzeyinin dayanımının aşılmasıyla sona erer ve pürüz kırılarak gerilme boşalır. Bu kırılma, ana şoka karşılık gelmektedir. Dolayısıyla pürüz alanı içinde gerilmenin ani boşalımı ile pürüz alanı içinde b değeri düşer, an-



Şekil 5. (a) Düzce depremi artçı dizisinden b ve p değerlerinin uzaysal dağılımının yer yüzeyinde haritalanabilmesi için enlem ve boylam doğrultularında 0.02° aralıklarla yapılan karelaj ağını, (b) hesaplanan b değerlerinin yer yüzeyindeki dağılımını ve (c) hesaplanan artçı deprem azalım sabiti p değerlerinin yer yüzeyindeki dağılımını gösteren haritalar (Ayrıntı için metne bakınız).

Figure 5. The maps showing (a) gridding that was carried out at 0.02° intervals along the both longitude and latitude directions in order to map spatial variation of b and p values from the 1999 Düzce earthquake aftershock sequence at the earth surface, (b) spatial distribution of the b values and (c) p aftershock decay parameters computed from the sequence (See the text for details).

cak kırılan pürüzün çevresindeki fay alanlarında gerilme yüklenmesi meydana gelir (King vd., 1994; Bouchon, 1997). Böylelikle, pürüzü çevreleyen fay alanlarında ana şok sonrası b değeri azalır. Nitekim Wiemer ve Katsumata (1999), ABD'de meydana gelen 1984 Morgan Hill, 1992 Landers ve 1994 Northridge depremleri ile Japonya'daki 1995 Kobe depreminin ardından meydana gelen artçı depremlerin b ve p depremsellik sabitlerinin uzaysal ve zamansal dağılımını inceledikleri çalışmalarında b değerinin yüksek olduğu alanların kaymanın büyük olduğu fay alanları ile genel bir uyum içinde olduğunu görmüşlerdir. Aynı araştırmacılar, b değerinin düşük olduğu alanların ise pürüzleri çevreleyen alanlar olduğunu görmüşlerdir. Şekil 5b'de görüldüğü gibi, Düzce depremi sırasında kaymanın yüksek olduğu (Burgman vd., 2002; Akyüz vd., 2002; Aydın ve Kalafat 2002; Utkucu vd., 2003) ve deprem odağının yer aldığı DF üzerinde; yüzeyde hesaplanan b değeri yüksek ve DF'nin iki ucundan uzaklaşıkça b değeri düşmektedir. Buna göre, Düzce depremi ana şoku sonrasında Hendek fayı, EF ve 4 ay önce Kocaeli depremi ile kırılan KFS üzerinde gerilme artmıştır. Şekil 5c'den görüldüğü gibi, ana şok kırığının başlıca bölümünü oluşturan DF üzerinde azalım fazla ve DF'nin iki ucundan uzaklaşıkça artçı deprem azalım sabiti p göreceli olarak azalmaktadır. Benzer sonuçlar, Wiemer ve Katsumata (1999) tarafından farklı alanlar için de gözlenmiştir.

Bundan sonraki aşamada Kocaeli ana şoku sırasında kırılan KFS ve Düzce depreminden kırılan DF ile bir deprem oluşturup oluşturmayacağı tartışma konusu olan EF (Akyüz vd., 2002) boyunca b değerinin derinlik dağılımı yine Düzce depreminin artçıları kullanılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Düzce depremi ana şoku için yapılan dalga şekli modellemeleri sonucunda elde edilen kaynak sabitleri Düzce depremi sırasında kırılan fay için yaklaşık 65° kuzeye doğru bir eğime işaret etmektedir (Çizelge 1) (Tibi vd., 2001; Wright vd., 2001). Kocaeli depremi sırasında kırılan KFS'nin kuzeye doğru önemli bir eğime sahip olduğu, InSAR radar interferometri verileriyile yapılan bir çalışmada önerilmektedir (Wright vd., 2001). Artçı depremlerin Şekil 1'de gösterilen yüzeydeki dağılımı da, bunu doğrular niteliktedir. Çünkü artçı depremler, bir düzlemden çok geniş bir kabuk hacmi içinde dağılmışlardır. Bu nedenle, b değerinin hesaplanacağı derinlik ke-

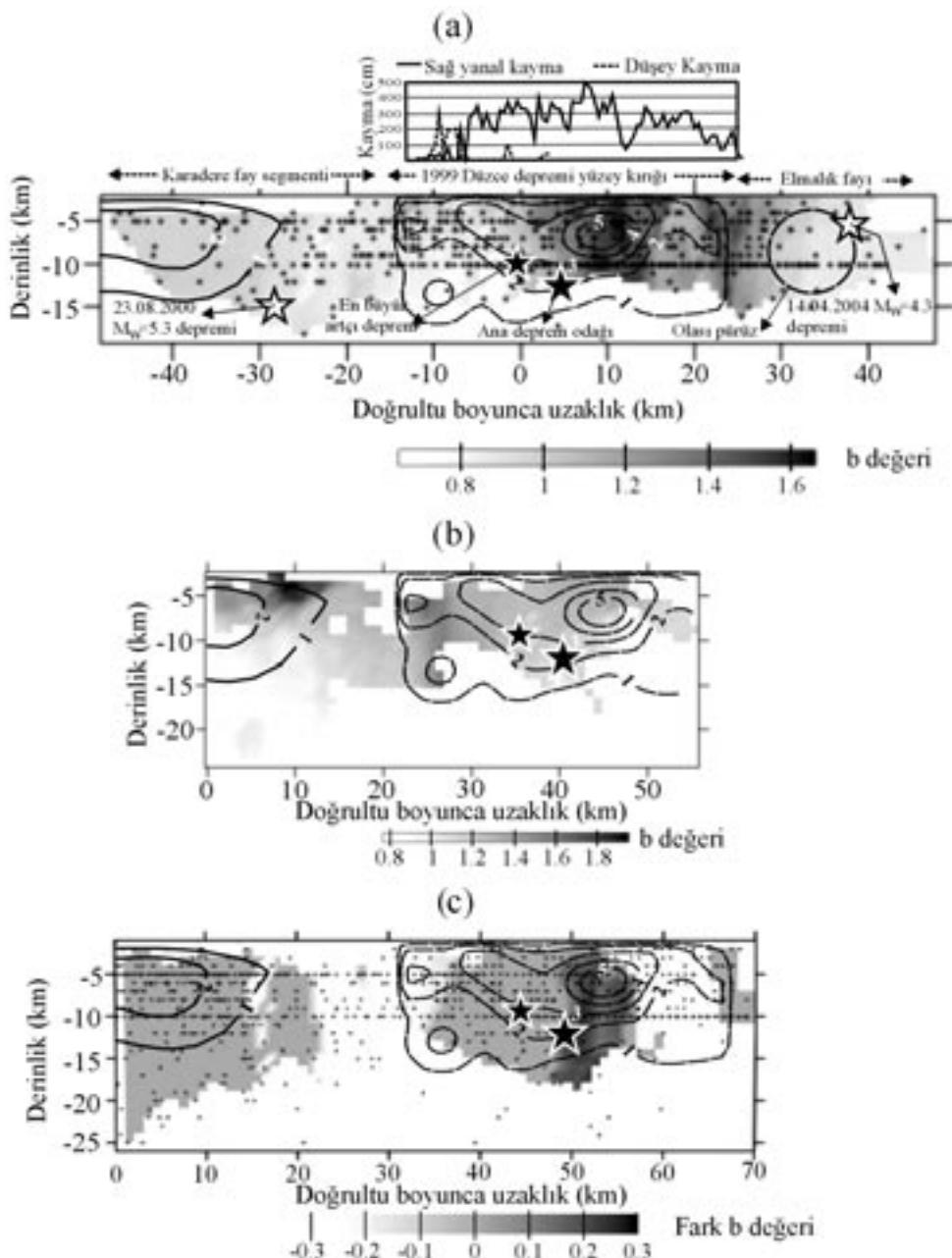
siti anılan fayların doğrultuları dikkate alınarak tanımlanmış ve kuzeye doğru olan eğimden dolayı kesitler adı geçen faylar merkez alınarak 20 km genişlikte seçilmiştir. Kesit uzunluğu ve derinliği boyunca 1 km aralıklarla karelajlanmış ve her düğüm noktası için o düğüm noktasına en yakın 100 artçı deprem kullanılarak EBO yöntemi ile belirlenen b değeri bu düğüm noktasına atanmıştır. Şekil 6a bu işlemin sonucunu ve bu sonucun Düzce depremi için Utkucu vd. (2003) tarafından dalga şekli ters çözümü ile belirlenen kayma dağılımı konturları ve yüzeyde ölçülen atım miktarları (Akyüz vd., 2002) ile karşılaştırmasını göstermektedir. Şekil 6a'dan görüldüğü gibi, b 0.65 ile 1.65 arasında değişmekte ve kesit boyunca b değeri oldukça heterojen bir dağılım sergilemektedir. b'nin yüksek olduğu yerler (siyah-koyu gri renkte) Düzce depremi kırılma uzanımıyla kayda değer bir uyum sergilemektedir. Elde edilen kayma dağılımı modelinde büyük pürüz yaklaşık 5 m'lik yer değiştirmeye miktarıyla Düzce ana şok odağının hemen doğusunda ve eğim yukarısında yer almaktadır. Belirlenen yüksek b değeri bölgesi, bu pürüzün kırılma alanı ile çakışmaktadır. Bu durum, Wiemer ve Katsumata (1999) tarafından öne sürülen ana şok ile kırılan pürüz veya pürüzlerin üzerinde artçı depremler tarafından belirlenen b değerlerinin yüksek olduğu tezi ile uyuşmaktadır. Aynı araştırmacılar, pürüz çevresindeki alanlarda artçı depremlerden belirlenen b değerinin göreceli olarak düşük olduğunu öne sürmüştür. Düzce depremi artçı depremlerinden belirlenen b değeri batıya doğru ve pürüzden uzaklaşıkça azalma göstermektedir. Doğuya doğru ise, ilk önce göreceli bir azalma sergilemeye, daha sonra yine büyümeye ve EF üzerinde tekrar azalmaktadır. Doğuya doğru kaydedilen bu azalmadan sonra tekrar yükselmenin olması olasılıkla DF ile EF arasındaki bir yapısal süreksızlığın etkisini göstermektedir. Bu durum, söz konusu yapısal süreksızlık boyunca ana şok öncesinde gerilme birikiminin olduğu ve ana şok ile bu gerilmenin boşaldığı şeklinde yorumlanabilir. Benzer bir gözlem, Wiemer Katsumata (1999) tarafından ABD'de meydana gelen 1992 Landers depremi için de yapılmıştır. Bu sonuçlar fay zonlarının yapısal sınırlarının, artçı depremlerden belirlenen b değerinin uzaysal dağılımından belirlenebileceğini veya ek bir kanıt ortaya koyabileceğini gündeme getirmektedir.

Düzce depremi kaynak alanı civarında derinlik kesiti boyunca b değerlerinin dağılımı en küçük

kareler (EKK) yöntemi kullanılarak da hesaplanmış (Şekil 7) ve sonuçlar EBO yöntemiyle hesaplanan dağılımla karşılaştırılmıştır. EKK ile hesaplanan derinlik dağılımında b değerleri 0.6 ile 1.8 arasında değişmektedir. Bu değer aralığı, EBO yöntemi ile hesaplanan değer aralığından pek farklı değildir.

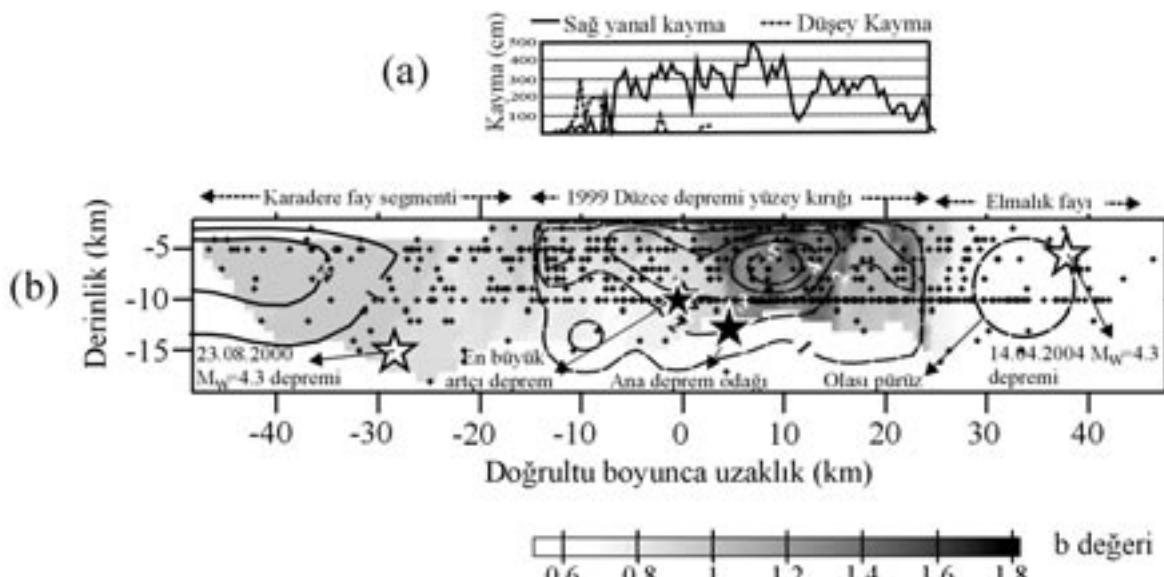
b değerinin zaman içindeki değişimini görebilmek için Kocaeli ve Düzce depremleri arasında kalan 87 günde KFS ve DF civarında meydana gelen Kocaeli depremi artçı depremlerinden yararlanılarak adı geçen fay segmentleri üzerinde b değeri hesaplanmıştır (bkz. Şekil 6b). Hesaplamalar için merkezi KFS ve DF fay segmentlerinin yüzey uzanımları boyunca uzanan, derinliği artçı depremlerin derinliklerine göre seçilen ve yer yüzeyi üzerine izdüşümü 20 km genişliğinde olan bir hacim içine düşen artçı depremler kullanılmıştır (bkz. Şekil 1). Bu hacim, kesit uzunluğu ve derinliği boyunca 1 km aralıklarla karelajlanmış ve her düğüm noktasına en yakın 100 artçı deprem kullanılarak EBO yöntemi ile belirlenen b değeri bu düğüm noktasına atanmıştır. Şekil 6b'den görülebileceği üzere, KFS'nin sıç kesimlerinde Düzce ana şoku öncesinde b değeri 1.2 ile 2.0 arasında, derin kesimlerinde ise 0.8 ile 1.1 arasında değişmektedir. Bununla birlikte, Düzce depremi sonrasında KFS üzerinde b değeri 0.6 ile 1.0 arasında değişmektedir. Diğer bir ifadeyle, Düzce ana şoku sonrasında KFS üzerinde b değeri özellikle sıç kesimlerde büyük bir azalma sergilemiştir. Bu durum, Düzce depremi kırılmasının KFS'nin üzerinde bir gerilme artışına neden olduğu şeklinde yorumlanabilir. Benzer gözlemler, Coulomb statik gerilme değişimi modellermelerinin yapıldığı çalışmalarda da elde edilmiştir (Utkucu vd., 2003). Bu arada Düzce depreminin odağının Şekil 6b'de gösterilen dağılımda göreceli olarak düşük b değeri bölgesi içinde yer alması dikkate değerdir.

Düzce depremi ana şoku öncesi ve sonrasında KFS ve DF üzerindeki b değerindeki değişimin daha iyi farkedilmesi için bu ana şok öncesindeki ve sonrasında 87 gün boyunca meydana gelen Kocaeli ve Düzce artçı depremlerinden hesaplanan b değerlerinin farkı alınarak b değerindeki değişim haritalanmıştır (Şekil 6c). Şekil 6c'den açıkça görüldüğü gibi, KFS üzerinde b değerleri 0-0.3 birim arasında değişen bir azalma gösterirken, DF üzerinde b değerleri 0-0.3



Şekil 6. Derinlik boyutunda EBO yöntemi ile hesaplanan b değerlerinin uzaysal ve zamana bağlı değişimleri: (a) Düzce depremi yüzey kırığı kayma dağılımı ve 5 aylık artçılarından hesaplanan b değerlerinin uzay dağılımı, (b) 17.08-12.11.1999 tarihleri arasında kalan İzmit depremi artçılarından hesaplanan b değerlerinin uzay dağılımı, (c) 1999 Düzce depremi öncesi ve sonrasında 87 günlük artçı deprem serilerinden hesaplanan b değerlerinin farkından bulunan "fark-b" değerlerinin uzay dağılımı (KFS ve DF üzerinde 1 m aralıklarla çizilmiş konturlar deprem dalgalarından bulunan sırasıyla İzmit ve Düzce depremleri kayma dağılımlarını göstermektedir).

Figure 6. Spatial and temporal variations of b values calculated in the depth dimension using the maximum likelihood method: (a) surfical ruptures slip distribution of 1999 Düzce earthquake along with the spatial distribution of b values estimated from the 5-month long aftershock data, (b) spatial distibution of b values estimated from the Izmit earthquake aftershock sequence between 17 August and 12 November 1999, (c) spatial distibution of the differential b values obtained by differentiating the b values computed from 87-day long aftershock sequences before and after 1999 Düzce earthquake (Contours at 1 m intervals over the fault surfaces of KFS and DF show seismic waveforms-derived slip distributions of Izmit and Düzce earthquakes, respectively).



Şekil 7. (a) Düzce depreminin yüzey kırığı kayma dağılımı ve (b) 5 aylık artçı deprem verisinden en küçük kareler yöntemi kullanılarak hesaplanan b değerlerinin derinlik boyutunda uzaysal dağılımı (Eğrilerin anlamları için Şekil 6'nın alt yazısına bakınız).

Figure 7. (a) Surfical ruptures slip distribution of the Düzce earthquake and (b) the spatial distribution of b values in the depth dimension, estimated from the 5-month long aftershock data using the least square method (See caption of Figure 6 for the meaning of the curves).

birim arasında değişen bir artış sergilemiştir. Diğer bir ifadeyle, Düzce depremi sonrasında KFS üzerinde gerilme artmış, DF üzerinde ise azalmıştır. Yükselmenin en fazla olduğu bölge Düzce depremi pürüzü ile uyuşmaktadır.

Özellikle KFS ve EF boyunca b değerinin düşük olması bu fay parçaları üzerinde 1999 Düzce ana şoku sonrasında bir gerilme yüklemesi olduğunu öne rmektedir (bkz. Şekil 6a). KFS'nin 3 ay önceki Kocaeli ana şoku ile kırıldığı dikkate alınırsa, EF için sismik tehlikenin Düzce depremi sonrasında arttığı söylenebilir. Bu duruma Akyüz vd. (2002) de işaret etmektedir. 14 Nisan 2004 tarihinde bu fay üzerinde meydana gelen $M_w = 4.3$ büyüklüğündeki (Pınar, 2004) bir deprem (40.729°K - 31.629°D , $d=5\text{ km}$) bölgede kaygıya neden olmuştur (bkz. Şekil 6a). İlginç bir şekilde bu deprem, EF ile ilgili hesaplamalar da elde edilen düşük b değerlerinin gözlendiği fay alanının üzerinde ve artçı deprem yokluğunundan dolayı b değeri hesaplanamayan bölgenin yakınında 5 km derinde odaklanmıştır. Artçı depremlerin ve büyük depremler arasındaki depremselliğin genellikle yüksek gerilme biriktiren fay pürüzlerinin çevresindeki alanlarında meydana geldiği kabul gören bir olgudur (Men-

doza ve Hartzell, 1988; Oppenheimer vd., 1990). Buna göre, EF üzerinde b değerinin düşük ve artçı depremlerin göreceli olarak az olduğu fay alanı olası bir pürüz olarak düşünülebilir. EF'nin KAFZ üzerindeki büyük 1944 Bolu-Gerde (M=7.4) depreminden kırılmamış olması olasılığı (Akyüz vd., 2002), bu pürüzin bir deprem oluşturma olasılığını gündeme getirmektedir. EF'nin büyük mühendislik yapıları (Bolu Dağı viyadüğü ve tüneli) civarında yer alıyor olması, böyle bir depremin oluşturacağı riski artırmaktadır. Şekil 6a'da düşük b değeri bölgesi içinde yaklaşık 5 km yarıçapında bir daireyle temsil edilen bu pürüzin üzerinde, Kocaeli depreminden KFS üzerinde olduğu gibi, $1-2\text{ m}$ civarında bir yer değişim olacağı varsayılsa, yaklaşık $M_w=6.3-6.5$ büyüklüğünde bir depremin üretilme potansiyeli söz konusudur. Bununla birlikte, KFS üzerinde de 23.08.2000 de önemli bir deprem ($M_w=5.3$) meydana gelmiştir (bkz. Şekil 6). Şekil 6a'dan görüleceği üzere deprem, Utkucu (2002) tarafından Kocaeli depremi için KFS üzerinde hesaplanan kayma dağılımında kaymanın olmadığı fay alanında odaklanmıştır. Deprem odağı KFS üzerinde Kocaeli depremi artçılarından hesaplanan b değerlerinin düşük olduğu ve gerilmenin arttığı yerde odaklanmıştır

(bkz. Şekil 6b). Şekil 6b'de b değeri KFS üzerinde özellikle sıç kesimde artmış olup, hesaplanan kayma dağılımda kaymanın olduğu bölgeyle de genel bir uyum göstermektedir. Bu gözlemler, bu çalışmada yapıldığı gibi, büyük depremlerin kırılma alanları üzerinde hesaplanacak b değerleri dağılımlarının gelecekteki depremlerin meydana geleceği yerlerin kestiriminde veya meydana geleceği olası uzay ortamının daraltılmasında kullanılabileceğini göstermektedir.

Şekil 6a'dan gözlemlenen bir diğer özellik, Düzce depreminin en büyük artçı depreminin bu deprem için artçı deprem dizisinden belirlenen b değeri dağılımının göreceli olarak düşük olduğu bölgede yer almazıdır. Dikkat edilirse; gerek Düzce anaşokunun, gerekse en büyük artçı depremin odağı Kocaeli ile Düzce depremleri arasında oluşan Kocaeli depremi artçılarından hesaplanan b değeri dağılımda düşük b değerleri bölgesi içinde yer almaktadır (bkz. Şekil 6b). Bu şekilden de görüldüğü gibi, Düzce depremi öncesinde ana şok odağı yeri için $b=0.8$ ve artçı deprem odağı yeri için $b=1.1$ iken Düzce depremi sonrasında söz konusu odak yerlerinde b değeri sırasıyla 1.4 ve 1.0 olarak değişmiştir (bkz. Şekil 6a). Diğer bir ifadeyle, artçı deprem odağı civarında gerilme, ana şok kırılması sonrasında küçük bir artış göstermiştir. Artçı deprem odağının Utkucu vd. (2003) tarafından bulunan kayma dağılımda 6 m'ye yaklaşan kaymaya sahip ana pürüzün kenarında bir yerde yer alması bu görüşü desteklemektedir. Bu durum, büyük bir deprem sonrasında yeteri sayıda artçı depremden hesaplanacak b değeri dağılımdan büyük artçı depremlerin veya sonraki bir ana şokun (Kocaeli ve Düzce depremleri arasındaki ilişkide olduğu gibi) olası yerleri hakkında sağlıklı yorumlara olanak sağlayabileceğini düşündürmektedir. Düzce depremi sonrasında ilk bir hafta içinde yaklaşık 750 artçı deprem meydana gelmiştir (Çetin, 2004). Bu sayı, böyle bir analiz için yeterlidir. Ayrıca, kurulacak iyi bir istasyon ağıyla tamamlılık büyülüğu $M_c=2$ 'ye ve hatta daha aşağıya indirilebilir (bkz. Şekil 4b). Düzce depremini izleyen günlerde M_c 'nin 2.7 ile 3.2 arasında değiştiği düşünülürse, M_c 'nin 2'ye inmesiyle ilk hafta içinde 750 olarak kaydedilen deprem sayısı olasılıkla bu sayıyı katlayacaktır. Yapılan çalışmalar, ilk birkaç günlük artçı depremlerden bulunacak bir b değeri uzaysal dağılımının gözlem zamanının, diğer bir ifadeyle veri uzunluğu arttıkça değiş-

mediğini göstermiştir (Wiemer ve Katsumata, 1999). Ancak, ilk birkaç günlük artçı depremlerin çok hızlı ve yeterince az bir hata ile odak bilgilerinin hesaplanması gerekmektedir. Artık küresel olarak uygulama alanları bulan gerçek-zaman sismoloji kapsamındaki sismik istasyon ağları ile depremlerin odak yerlerinin yanı sıra, kuvvetli yer hareketi ve şiddet-hasar dağılım haritaları, kaynak mekanizmaları ve sonlu-fay kırılma uzunlukları gerçek-zamanда veya gerçek-zaman yakınında otomatik bulunabilmektedir (Gee vd., 1996; Kanamori vd., 1997; Kinoshita, 1998; Dreger ve Kaverina, 2000; Wu vd., 2000; Utkucu ve Alptekin, 2001). Kuzey Kaliforniya'daki REDI, Güney Kaliforniya'daki TriNet, Tayvan'daki RTD ve Japonya'daki K-Net gerçek-zaman sismolojik bilgi ağları, bunlara örnek olarak verilebilir. Bu çalışmada kullanılan yöntem de gerçek-zaman sismoloji ağlarından elde edilen verilere otomatik olarak uygulanabilir hale getirilerek bu tür sistemler içine dahil edilebilir. Bu konu, Wiemer ve Katsumata (1999) tarafından da gündeme getirilmiştir. Artçı depremlerin çoğu kez ana depremden daha çok korku, karmaşa ve paniçe yol açtığı düşünülürse bu tür de bir çalışmanın önemi anlaşılabilir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada 12 Kasım 1999 Düzce depreminin yerleri KRDAE tarafından belirlenen ve ana şoktan sonraki 5 ay içinde meydana gelen artçı deprem dizisi kullanılarak depremi üreten DF ve bitişindeki KFS ve EF boyunca yüzeye ve derinlik boyutunda hesaplanan b değerleri ile artçı deprem azalım sabiti p 'nin uzaysal ve zmansal değişimleri incelenmiştir. Yapılan hesaplama sonuçunda, DF üzerinde önceki çalışmalarla belirlenmiş olan pürüz boyunca b ve p değerlerinin yüksek ($b=1.2-1.5$ ve $p=1-1.3$), KFS ve EF üzerinde ise düşük (sırasıyla, $b=0.8-1.0$, $p=0.7-0.8$ ve $b=1.1-1.2$, $p=1.1$) olduğu görülmüştür. Kocaeli ve ile Düzce depremleri arasında kalan zaman diliminde KFS ve DF üzerinde Kocaeli artçı depremlerinden hesaplanan b değerlerinin özellikle DF üzerinde arttığı görülmüştür. Bu sonuçlar, Düzce depreminin DF üzerinde birikmiş gerilmeyi boşaltlığı ve DF'nin kırılmasının bitişindeki KFS ve EF üzerinde gerilme oluşturduğu şeklinde yorumlanmıştır. Bununla birlikte, 1999 Düzce depremini oluşturan DF üzerinde de ana şok sonrasında yerel olarak b değerinin azaldığı veya değişmediği ki-

sımlar da belirlenmiştir. Bu deprem sonrasında meydana gelen en büyük artçı depreminin odağı da böyle bir kısımda yer almaktadır. Ayrıca, b değerinin göreceli olarak düşük olduğu EF üzerinde 14.04.2004 tarihinde $M_w=4.3$ büyüklüğünde bir depremin meydana geldiği de dikkate alındığında, bu çalışmada kullanılan yöntemin bir büyük deprem sonrasında artçı depremlerin ve gelecekteki büyük depremlerin olası yerleri hakkında önemli ipuçları verebileceği ve yapısal hasarları azaltmak için yararlı olabileceği düşünülebilir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, çalışmada yararlanılan bilgisayar programının kullanımıyla ilgili katkıda bulunan bulunan Dr. Ali Osman Öncel'e (Active Fault Research Center, Geological Survey of Japan, Tsukuba, Japonya) ve Yüksek Mühendis Serkan ÖzTÜRK'e (Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü) ve çalışmada kullanılan verinin hazırlanmasında yardımcılarını gördükleri Yüksek Mühendis Mehmet Yılmazer'e (Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü) içten teşekkürlerini sunarlar.

KAYNAKLAR

- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bulletin of Earthquake Research Institute of Tokyo University*, 43, 237-239.
- Akyüz, H. S., Hartleb, R., Barka, A., Altunel, E., Sunall, G., Meyer, B., and Armijo, R., 2002. Surface rupture and slip distribution of the 12 November 1999 Düzce earthquake ($M 7.1$), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(1), 61-66.
- Amelung, F., and King, G., 1997. Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults. *Geophysical Research Letters*, 24, 507-510.
- Aydın, A., and Kalafat, D., 2002. Surface ruptures of the 17 August and 12 November 1999 İzmit and Düzce earthquakes in Northwestern Anatolia, Turkey: Their tectonic and kinematic significance and the associated damage. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92 (1), 95-106.
- Barka, A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with large earthquakes of the Period 1939 to 1967. *Bulletin of Seismological Society of America*, 86, 1238-1254.
- Barka, A., and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka, A., Akyüz, H. S., Altunel, E., Sunal, G., Çakır, Z., Dikbaş, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., Chabalier, J. B., Rockwell, T., Dolan, J. R., Hartleb, R., Dawson, T., Christoffersson, S., Tucker, A., Furnal, T., Landridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J., and Page, W., 2002. The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake ($M 7.4$), North Anatolian Fault. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, 43-60.
- Bouchon, M., 1997. The state of stress on some faults of the San Andreas system as inferred from near-field strong-motion data. *Bulletin of Seismological Society of America*, 87, 11731-11744.
- Burgmann, R., Ayhan, M. E., Fielding, E. J., Wright, T. J., McClusky, S., Aktuğ, B., Demir, C., Lenk, O., and Türkezer, A., 2002. Deformation during the 12 November 1999 Düzce, Turkey, Earthquake, from GPS and insar data. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92 (1), 161-171.
- Çetin, C., 2004. Marmara Bölgesi'nde artçı depremlerin istatistiksel analizi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 93 s (yayınlanmamış).
- Davis, S. D., and Frohlich, C., 1991. Single-link cluster analysis of earthquake aftershocks: Decay laws and regional variations. *Journal of Geophysical Research*, 96, 6335-6350.
- Drakatos, G., and Latoussakis, J., 2001. A catalog of aftershock sequences in Greece (1971-1997): Their spatial and temporal characteristics. *Journal of Seismology* 5, 137-145.
- Dreger, D., and Kaverina, A., 2000. Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: A case study of the October 16, 1999, Hector Mine earthquake. *Geophysical Research Letters*, 27, 1941-1944.
- Enescu, B., and Ito, K., 2002. Spatial analysis of the frequency distribution and decay rate of aftershock activity of the 2000 Western Tottori earthquake. *Earth Planets Space*, 54, 847-859.
- Frohlich, C., and Davis, S., 1993. Teleseismic b values: or, much ado about 1.0. *Journal of Geophysical Research*, 98, 631-644.
- Gee, L.S., Neuhauser, D.S., Dreger, D.S., Pasmanos, M.E., Uhrhammer, R.A., and Ramawicz, B., 1996. Real-time seismology at UC Berkeley: The rapid earthquake data

- integration system. *Bulletin of Seismological Society of America*, 86, 936-945.
- Guo, Z., and Ogata, Y., 1997. Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space and magnitude. *Journal of Geophysical Research*, 102(B2), 2857-2873.
- Gupta, H. K., 2002. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews*, 58, 279-310.
- Gutenbeg, R., and Richter, C. F., 1954. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bulletin of Seismological Society of America*, 32, 163-191.
- Hartleb, R. D., Dolan, J. F., Akyüz, H. S., Dawson, T. E., Tucker, A. Z., Yerli, B., Rockwell, T.K., Toraman, E., Çakır, Z., Dikbaş, A., and Altunel, E. 2002. Surface rupture and slip distribution along the Karadere segment of the 12 November 1999 Düzce, Turkey, earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, 67-78.
- Hartzell, S., 1989. Comparison of seismic waveform inversion results for the rupture history of a finite fault: Application to the 1986 North Palm Springs, California, earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7515-7534.
- Hartzell, S., and Langer, C., 1993. Importance of model parametrization in finite fault inversions: Application to the 1974 M_w 8.0 Peru Earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 98, 22123-22134.
- Hartzell, S. H., Stewart, G. S., and Mendoza, C., 1991. Comparison of L_1 and L_2 norms in a teleseismic waveform inversion for the slip history of the Loma Prieta, California, earthquake. *Bulletin of Seismological Society of America*, 81, 1518-1539.
- Hubert-Ferrari, A., Barka, A., Jacques, E., Nalbant, S. S., Meyer, B., Armijo, R., Topponnier, P., and King, G. C. P., 2000. Seismic hazard in the Marmara Sea region following the 17 August 1999 Izmit earthquake. *Nature*, 404, 269-273.
- Ishimoto, M., and Iida K., 1939. Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently. *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 17, 443-478.
- Kalafat, D., Öz, G., Özel, N., Kara, M., Öğütçü, Z., Horasan, G., Püskülcü, S., Kılıç, K., Güngör, A., İnce, Ş., Görgün, E., Pınar, A., Kafadar, N., Yılmazer, M., Kekovalı, K., Köseoğlu, A., Çomoğlu, M., Güneş, Y. ve Suvaraklı, M., 2001. 17 Ağustos 1999 İzmit, 12 Kasım 1999 Düzce Deprem Etkinlikleri, Boğaziçi Üniversitesi Yayınları No: 702, 373 s.
- Kanamori, H., Hauksson, E., and Heaton, T., 1997. Real-time seismology and earthquake hazard mitigation. *Nature*, 390, 461-464.
- King, G.C.P., Stein, R. S., and Lin, J., 1994. Static stress changes and triggering of earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84, 935-953.
- Kinoshita, S., 1998. Kyoshin net (K-Net). *Seismological Research Letters*, 69, 309-332.
- Kisslinger, C., 1996. Aftershocks and fault-zone properties. *Advance in Geophysics*, 38, 1-36.
- Kisslinger, C., and Jones, L. M., 1991. Properties of aftershock sequences in Southern California. *Journal of Geological Research*, 96, 11947-11958.
- Lachernbruch, A. H., Sass, J. H., and Galanis, S. P. JR., 1985. Heat flow in Southernmost California and the origin of the Salton Trough. *Journal of Geophysical Research*, 90, 6709-6736.
- Marcellini, A., 1997. Physical model of aftershock temporal behavior. *Tectonophysics*, 277, 137-146.
- Mendoza, C., 1993. Coseismic slip of two large Mexican earthquakes from teleseismic body waveforms: Implications for asperity interaction in the Michoacan plate boundary segment. *Journal of Geophysical Research*, 93, 8197-8210.
- Mendoza, C., 1996. Rapid derivation of rupture history for large earthquakes. *Seismological Research Letters*, 67, 19-26.
- Mendoza, C., and Hartzell, S., 1988. Aftershock patterns and mainshock faulting. *Bulletin of Seismological Society of America*, 78, 1438-1449.
- Mikumo, T., Miyatake, T., and Santoyo, M., 1998. Dynamic rupture of asperities and stress change during a sequence of large intermediate earthquakes in the Mexican subduction Zone. *Bulletin of Seismological Society of America*, 88, 686-702.
- Mogi, K., 1962. Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to the earthquake phenomena. *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 40, 125-173.
- Mogi, K., 1967. Regional variation of aftershock activity. *Bulletin of Earthquake Research Institute University of Tokyo*, 46, 175-203.
- Olsson, R., 1999. An estimation of the maximum b value in the Gutenberg-Richter relation. *Geodynamics*, 27, 547-552.
- Omori, F., 1894. Investigation of aftershocks. *Report of Imperial Earthquake Investigation Committee*, 2, 103-139.
- Oppenheimer, D.H., Bakun, W.H., and Lindh, A.G., 1990. Slip partitioning of the Calveras fa-

- ult, California, and prospects for future earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 95, 8483-8498.
- Öncel, A.O., and Wyss, M., 2000. The major asperities of the 1999 $M_w = 7.4$ Izmit earthquake defined by the microseismicity of the two decades before it. *Geophysical Journal International*, 143, 501-506.
- Pinar, A., 2004. *Kişisel görüşme*. İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul.
- Scholz, C. H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 58, 399-415.
- Sobiesiak, M., 2000. Fault plane structure of the Antofagasta, Chile earthquake of 1995. *Geophysical Research Letters*, 27, 577-600.
- Taymaz, T., 2000. Marmara bölgesinin sismotektoniği: 1999 Gölcük-Sapanca-Düzce depremlerinin kaynak mekanizması çözümleri. Batı Anadolunun Depremselliği Sempozyumu 2000, Bildiriler Kitabı, 209-219.
- Tibi, R., Bock, G., Xia, Y., Baumbach, M., Grosser, I., Milkereit, C., Karakisa, S., Zünbül, S., Kind, R., and Zschau, J., 2001. Rupture process of the August 17 Izmit and November 12, 1999 Düzce (Turkey) earthquakes. *Geophysical Journal International*, 144, F1-F7.
- Toda, S., and Stein, R.S., 2000. Did stress triggering cause the off-fault aftershocks of the 25 March 1998 $M_w = 8.1$ Antarctic Plate earthquake. *Geophysical Research Letters*, 27, 2301-2304.
- Tsapanos, T. M., 1992. Considerations on the global seismic sequences: The second and the third largest aftershocks. *Geophysical Journal International*, 111, 630-636.
- Tsapanos, T., 1995. The temporal distribution of aftershock sequences in the subduction zones of the Pacific. *Geophysical Journal International*, 123, 633-636.
- Urbancic, T. I., Trifu, C. I., Long, J. M., and Toung, R. P., 1992. Space-time correlations of b value with stress release. *Pure and Applied Geophysics*, 139, 449-462.
- Utkucu, M., 2002. Anadolu depremlerinde kırılma sürecinin sonlu-fay modelleriyle incelenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 138 s (yayınlanmadış).
- Utkucu, M. ve Alptekin, Ö., 2001. Gerçek-zaman seismolojisi, dünyadaki gelişimi ve Türkiye'de uygulanabilirliği. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 15(13), 139-152.
- Utkucu, M., Nalbant, S., Mcclusky, J., Steacy, S., and Alptekin, Ö., 2003. Slip distribution and stress changes associated with the 1999 November 12, Düzce (Turkey) earthquake ($M_w=7.1$). *Geophysical Journal International*, 153, 229-241.
- Utsu, T., 1961. A statistical study on the occurrence of aftershocks. *Geophysical Magazine*, 30, 521- 603.
- Utsu, T., Ogata, Y., and Matsuura, R.S., 1995. The centenary of the Omori's formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth.*, 43, 1-33.
- Wald, D.J., 1992. Strong-motion and broadband teleseismic analysis of the 1991 Sierra Madre, California, earthquake. *Journal Geophysical Research*, 97, 11033-11046.
- Wald, D. J., and Somerville, P. G., 1995. Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: Geodetic and body-waveform analysis. *Bulletin of Seismological Society of America*, 85, 159-177.
- Warren, N. W., and Latham, G.V., 1970. An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 75, 4455-4464.
- Wiemer, S., 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letter*, 72(2), 374-383.
- Wiemer, S., and Mcnutt, S., 1997. Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska. *Geophysical Research Letters*, 24, 189-192.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times? *Journal of Geophysical Research*, 102, 15115-15128.
- Wiemer, S., and Katsumata, K., 1999. Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. *Journal of Geophysical Research*, 104, 13135-13151.
- Wiemer, S., Mcnutt, S. R., and M. Wyss, 1998. Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California. *Geophysical Journal International*, 134, 409-421.
- Wright, T., Fielding, E., and Parsons, B., 2001. Triggered slip: observations of the 17 August 1999 Izmit (Turkey) earthquake using radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 28, 1079-1082.

- Wu, Y. M., Lee, W. H.K., Chen, C. C., Shin, T.C., Teng, T.L., and Tsai, Y.B., 2000. Performance of the Taiwan rapid earthquake release system (RTD) during the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake. *Seismological Research Letters*, 71, 338-343.
- Wyss, M., Shimazaki, K., and Wiemer, S., 1997. Mapping active magma chambers by b va-
lue beneath Off-Izu volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 102, 20413-20433.
- Zünbül, S., Karakısa, S., Üretürk, N., Altın, N. ve Türkoğlu, M., 2001. 12 Kasım 1999 Düzce depremi ($M_w=7.2$) Sabonet artçı deprem çalışmaları. *Jeofizik Bülteni*, 38, 82-85.