

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Nisan 2006 Cilt 49 Sayı 1
April 2006 Volume 49 Number 1

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

CENGİZ İsmet	Başkan / <i>President</i>
DEMİR Bahattin Murat	İkinci Başkan / <i>Vice President</i>
ÇAĞLAN Dündar	Yazman / <i>Secretary</i>
KURTOĞLU Çetin	Sayman / <i>Treasurer</i>
ALAN Hüseyin	Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i>
YARARBAŞ Ecemiş Buket	Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i>
DURMAZ Serap	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / *Editors*

Cemal TUNOĞLU, Hacettepe Üniversitesi
tunay@hacettepe.edu.tr
Kadir DİRİK, Hacettepe Üniversitesi
kdirik@hacettepe.edu.tr

Yardımcı Editör / *Assistant Editor*

İbrahim Kadri ERTEKİN, Hacettepe Üniv.
iertekin@hacettepe.edu.tr

Yazı İnceleme Kurulu / *Editorial Board*

BAYHAN Hasan, H. Ü.
BESBELLİ Berk, MTA
BOZKURT Erdin, ODTÜ
BOZTUĞ Durmuş, C. Ü.
CHOROWICZ Jean, Paris IV Üniv.
ÇELİK Muazzez, S. Ü.
DEMİREL H. İsmail, H. Ü.
GENÇ Yurdal, H. Ü.
GÖKTEN Ergun, A.Ü.
GÜLEÇ Nilgün, ODTÜ
HELVACI Cahit, Dokuz Eylül Ü.
KELLING Gilbert, Keele Üniv.
NAZİK Atike, Ç.Ü.
PAKTUNÇ Doğan, Canmet Min. B. Lab.

SAĞIROĞLU Ahmet, Fırat Ü.
SAKINÇ Mehmet, İTÜ
SATIR Muharrem, Tübingen Ü.
ŞEN Şevket, Paris Doğa Tarihi Müzesi
TATAR Orhan, C.Ü.
TEKİN Kağan, H.Ü.
TEMEL Abidin, H.Ü.
USTAÖMER Timur, İ.Ü.
ÜNLÜ Taner, A.Ü.
ÜNLÜGENÇ Ulvican, Ç.Ü.
YALÇIN Hüseyin, C.Ü.
YAVUZ Fuat, İTÜ
YİĞİTBAŞ Erdinç, 18 Mart Ü.
YILMAZ Ömer, ODTÜ
YÜRÜR Tekin, H. Ü.

Bu Sayıda Katkı Koyanlar

GÖNCÜOĞLU Cemal, ODTÜ
KÜRKÇÜOĞLU Biltan, HÜ
YAVUZ Erkan, H.Ü.
CANDAN Osman, 9 Eylül Ü.
ÖZER Sacit, 9 Eylül Ü.
KUŞCU Gonca, N.Ü.

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenişehir, 06444 Ankara
Tel : (312) 434 36 01
Faks : (312) 434 23 88
E-Posta : jmo@jmo.org.tr
URL : www.jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464, Yenişehir, TR - 06444 Ankara
Phone : +90.312.434.36.01
Fax : +90.312.434.23.88
E-Mail : jmo@jmo.org.tr
URL : www.jmo.org.tr

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Nisan 2006 • Cilt 49 • Sayı 1

ISSN 1016-9164

April 2006 • Volume 49 • Number 1

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- KOCAK, K., ARSLAN, M., KURT, H., BAŞ, H., DÖYEN, A.**
Gümüşler Formasyonundaki Amfibolitlerin Petrokimyası ve Köken Kaya Özellikleri, Niğde Metamorfitleri, Orta Anadolu
Petrochemistry and Parent Rock Characteristics of the Amphibolites In the Gümüşler Formation of the Niğde Metamorphics, Central Turkey.....1
- TUNOĞLU C., BARDET N.**
***Mosasaurus hoffmanni* Mantell, 1829: Türkiye'de, Geç Kretase Dönemine Ait İlk Deniz Sürüngeninin Keşfi**
Mosasaurus hoffmanni Mantell, 1829: *First marine reptile discovery from Late Cretaceous of Türkiye 11*
- SAYDAMÇ., KORKMAZ S.**
Doğu Karadeniz Bölgesinde Geç Kretase Yaşlı Kırıntılı Çökellerin Sedimentolojik ve Sedimanter Petrografik Özellikleri
Sedimentological and Sedimenter Petrographic Properties of Late Cretaceous Aged Clastic Deposits in Eastern Black Sea Region, NE Turkey.....25
- KAYGUSUZ A., ŞEN C., ASLAN Z.**
Torul (Gümüşhane) Volkanitlerinin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri (KD Türkiye); Fraksiyonel Kristallenme ve Magma Karışımına İlişkin Bulgular
Petrographic and Petrological Features of Torul (Gümüşhane) Volcanites (NE Turkey); Evidences for Fractional Crystallisation and Magma Mixing/Mingling 49

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri :

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve UKAKNET veri tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in :

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and UKAKNET

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey



Petrochemistry and Parent Rock Characteristics of the Amphibolites in the Gümüşler Formation of the Niğde Metamorphics, Central Turkey

Gümüşler Formasyonundaki amfibolitlerin petrokimyasal ve köken kaya özellikleri, Niğde Metamorfizmi, Orta Anadolu

Koçak, K.¹, Arslan, M.², Kurt, H. \ Baş, H., Döyen, A. ¹

1: Selçuk Üniversitesi, MMF, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 42040 Konya
e-mail: kkocak@selcuk.edu.tr

2: Karadeniz Teknik Üniversitesi, MMF, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

Abstract

in this study, it was attempted to determine the petrochemistry and parent rock characteristics of the Gümüşler amphibolites, associated with marble and quartzite, from the Niğde metamorphics by using their whole-rock chemical analyses. Amphibolites are associated with a series of Pre-Cretaceous supracrustal metasediments of the Gümüşler Formation. Massive and variably foliated amphibolites are made up mainly by plagioclase, hornblende, quartz, diopside with accessory sphene and apatite. Based on trace element characteristics, the amphibolites are suggested to be metaigneous rocks; tuff or less likely basaltic-andesitic lava/sili, which were emplaced between metasediments. Their parent rocks are subalkaline basalt and andesite in composition, and are characterised by high K₂O, Rb, Sr, Ba, K/Rb (-270-550) ratio, and low MgO, Ti, Y, Zr, CaO/Al₂O₃ ratio. Petrochemical data also suggest that the parent rocks of these orthoamphibolites were possibly formed by fractional crystallization of olivine, clinopyroxene and hornblende.

Key Words: Amphibolite, Gümüşler Formation, Metamorphism, Niğde Massif, Petrochemistry

Öz

Bu çalışmada, tüm kayaç kimyasal analizleri kullanılarak Niğde metamorfizmine ait mermer ve kuvarsitlerle ilişkili Gümüşler amfibolitlerinin petrokimyası ve köken kaya özellikleri ortaya konulmuştur. Amfibolitler, Kretase öncesi yaşlı Gümüşler Formasyonunun metasedimentleri ile birlikte bulunmaktadır. Masif ve oldukça yapraklanmış amfibolitler plajiyoklas, hornblend, kuvars, diyopsit ile tali olarak sfen ve apatitten oluşmaktadır. Niggli eğilimleri ve iz element karakteristiklerine dayanarak amfibolitlerin metasedimentlerin arasında yer alan metanişematik kayaçlar (tüf veya daha az ihtimalle buzalük andezitik sil/lav) olduğu söylenebilir. Amfibolitlerin köken kayaçlarının bileşimi suhalkali bazalt ve andezit olup, yüksek K₂O, Rb, Sr, Ba, K/Rb (-270-550) oranı, ve düşük MgO, Ti, Y, Zr, CaO/Al₂O₃ oranı ile karakterize olmaktadır. Petrokimyasal veriler ayrıca, bu ortoamfibolitlerin köken kayaçlarının muhtemelen olivin, klinopiroksen ve hornblend kristal ayrışması ile oluştuğunu ortaya koymaktadır.

Anahtar Kelimeler: Amfibolü, Gümüşler Formasyonu, Metamorfizmce, Niğde Masifi, Petrokimya

INTRODUCTION

in common usage, the term amphibolite is applied to metamorphosed basaltic rocks and other hornblende-andesine rocks in the amphibolite facies (Bowes, 1989). The amphibolites studied are found E-SE of Gümüşler town in the Niğde Massif, southern edge of Central Anatolian Crystalline Complex (CACC; Göncüoğlu et al., 1991).

The "Niğde Massif was subjected to various studies: Blumenthal (1941, 1956) suggested that the Niğde Complex was made up of metamorphosed Paleozoic units. The petrology and stratigraphy of the Niğde Massif have been described by Göncüoğlu (1977, 1981a, 1981b, 1982, 1986), who classified metamorphic units as Niğde Group. Akıman et al. (1993) studied geochemistry of the Üç kapılı granite, which is peraluminous and ranges from monzonite to syenitic granite in composition. Demir and İşler (1993) studied the origin and the geochemistry of the amphibolites at southwestern part of the Niğde Massif, and interpreted them mostly as igneous in origin. Whitney and Dilek (1997, 1998) investigated petrology and mineral chemistry of the gneisses. They point out that the Niğde metamorphic protoliths were buried to 16-20 km (5-6 kb) depth at >700 °C temperature in relation with closure of Tethyan seaways in Early Cenozoic. Fıoç et al. (2000) suggest that the concordant amphibolites of the Kaleboynu formation reflect an early ensialic stage of the Tauride-Anatolide Carbonate Platform.

in western part of the CACC (Kırşehir), geochemistry and origin of the amphibolites were studied by Erkan (1980). He suggested a sedimentary origin considering field observations, though geochemical data indicates an igneous one. Based on geochemical data and preserved volcanic (flow) textures, an igneous origin for amphibolites is suggested by Koçak (1993, 2002) and Koçak and Leake (1994) at southwestern part of CACC (Ortaköy, Aksaray).

The metamorphic sequence in the Niğde Massif starts with sillimanite-biotite-muscovite gneiss, biotite-gneiss with intercalated calc-silicate, amphibolite, quartzite and marble (Gümüşler Formation); continues with thinly bedded metaelastic, metabasic and metacarbonate schists (Kaleboynu Formation); and ends with monomineralic calcite marble with interlayered quartzite and amphibolite (Aşığı Formation; Göncüoğlu, 1981a, 1982, 1986). They are cut by

Sinekşir yayla metagabbro and aplitic, micropegmatitic and pegmatite dykes of Üçkapılı granodiorite, which are associated genetically to Sb-ITg-W deposits (Akçay et al., 1995). All these rocks are overlain unconformably by Pliocene aged tuffs (İşler and Büyükgedik, 1994).

The amphibolites studied are of Gümüşler Formation, which eroded out in E-SE of Gümüşler town, Niğde (Figure 1). This study aims to outline petrochemistry and parent rock characteristics of amphibolites from Gümüşler formation within the Niğde Massif

FIELD AND PETROGRAPHICAL FEATURES OF AMPHIBOLITES

Amphibolites studied are observed as small lenses or thin layers with thickness up to 30 cm between gneisses and marble, or as discontinuous pods aligned parallel to the NE-SW regional strike of the host rocks. The amphibolites have generally a sharp contact with their wall rocks. The gross fabric displayed by the amphibolites governed mainly by the degree of deformation superimposed on bodies of variable size, and shows gradation from highly foliated and banded to massive, together with a corresponding variation in grain size. They often show migmatitisation with hornblende rich selvages, and quartz and feldspar rich cores.

Petrographically, amphibolites are fine to medium grained and made up of plagioclase, hornblende, quartz, diopside and accessory sphene and apatite in a nematoblastic texture. The plagioclase (0.3-0.6 mm) forms up to 70 % by volume of the rocks. It contains abundant epidote and quartz inclusions, and displays common albite twinning and rare zoning. Hypidioblastic hornblende (0.04-1.3 mm) is 20 to 25 volume percent in the rocks. It has inclusions of epidote and quartz, and rimmed by actinolite. Diopside (0.08 mm) also occurs in the hornblende, possibly as a relict igneous mineral. The hornblende shows strong pleochroism in shades of brown colour. The grains often show crystallographic preferred orientation, and altered to chlorite along their cleavage planes. Quartz (up to 20 volume percent) has undulating extinction and some deformation lamellae. Sphenes vary in length 0.05-0.09 mm, and are characterised by rhombic shape. Retrograde metamorphism is marked by development of small equant grained actinolite crystals around large porphyroblastic or poikiloblastic hornblende, and of chlorite after hornblendes.

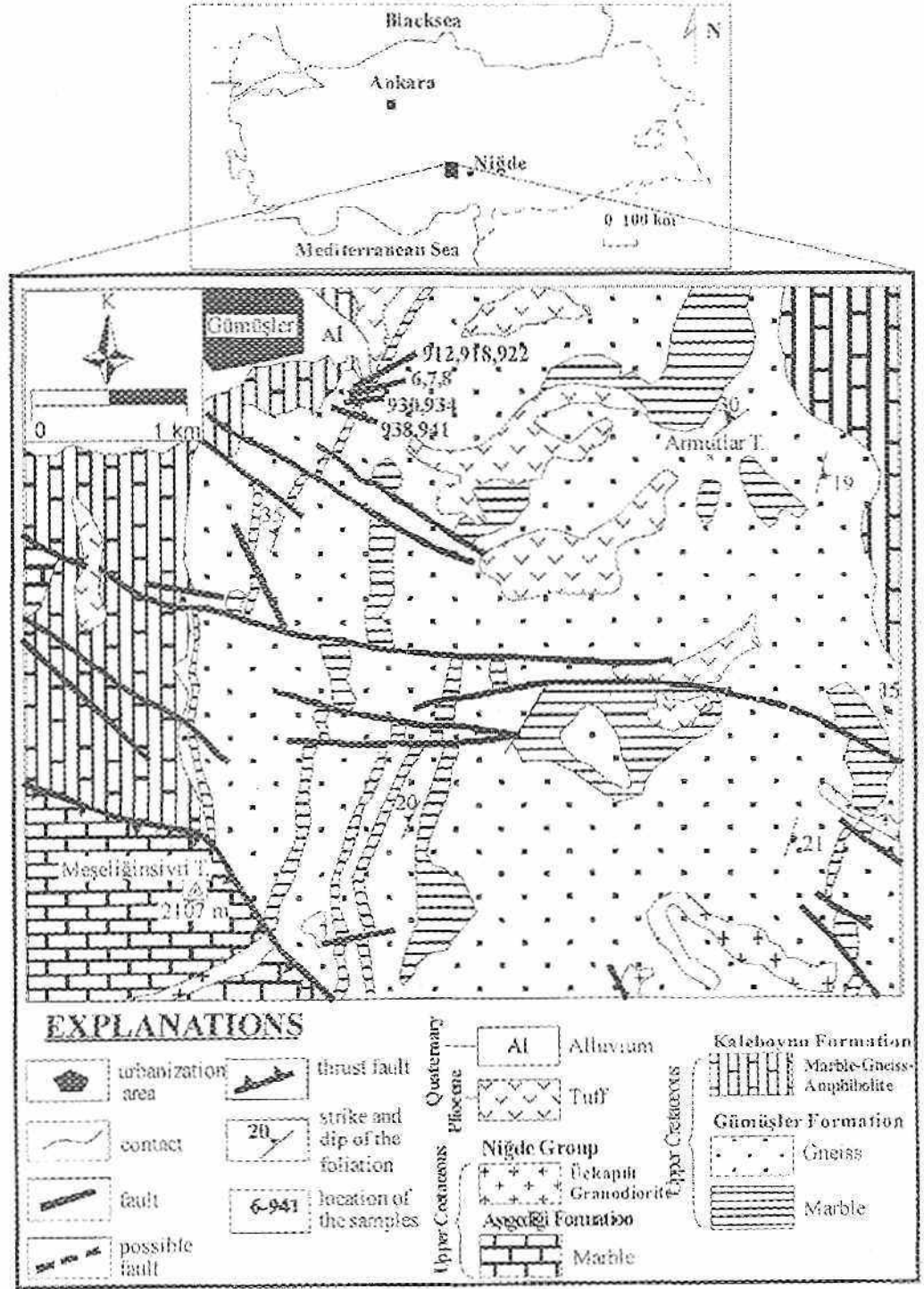


Figure 1: Location and geological map of the investigation area (modified after Göncüoğlu, 1982).

Şeld 1: İnceleme alanının yer bulduu ve jeolojiharitasi (Göncüoğlu, 1982'den).

PETROCHEMISTRY OF AMPHIBOLITES

Major and trace element analysis of the studied amphibolites was carried out at ACME Laboratories (Canada) by ICP-MS method, and the results of the analysis with calculated Niggli parameters are presented in Table 1.

An igneous origin is favoured for the amphibolites as they were clearly plotted in ortho-amphibolite field in discrimination diagrams of TiO_2 versus Ni (Figure 2a) and Ni against Zr/TiO_2 (Figure 2b; Winchester et al., 1980; Winchester and Max, 1982).

Some degree of selective element mobility is to be expected especially for K, Na and the large-ion lithophile elements (LILE; Cs, Rb, Ba) (e.g. Humphris and Thompson, 1978; Thompson, 1991) under medium-high grade metamorphism involving hydrous fluids. Thus, only immobile elements such as the high-field-strength elements (HFSE: Ti, Zr, Y), Th and REE were used in the following discussions to identify the magmatic affinity of the basaltic-andesitic protoliths. Good linear coherence between pairs of immobile incompatible elements and smooth normalized patterns of a sequence of incompatible elements have suggested that these elements indicate pre-metamorphic igneous compositional variations. Relative to Zr the data scatter produced by Ba (Fig. 3a) reflects the general mobility of the latter during metamorphism, whereas La (Fig. 3b) is immobile and produces a reasonable linear relationship expected for an igneous evolution.

The amphibolite samples are characterised by high K_2O , Rb, Sr and Ba contents and K/Rb (-270-550) ratio, and low MgO, Ti, Y and Zr contents and CaO/Al_2O_3 ratio. They are all quartz normative and plot mostly in the fields of sub-alkaline basalt and andesite, while a few sample in the field of rhyodacite/dacite in a classification scheme of Winchester and Floyd (1977; Figure 4).

Zr is immobile in most metamorphic conditions and assumed a good indicator of fractionation degree in basaltic rocks (e.g. Floyd and Winchester, 1975; Pearce and Cann, 1973; Weaver and Tamcy 1981). Crystal

fractionation for the parent rock of amphibolites is therefore suggested by existence of a positive correlation of Zr with SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Th, Ba, Rb, La; and a negative correlation with Fe_2O_3 , CaO, MgO, P_2O_5 , Ni, Co (Figure 5),

N-type MORB normalized trace element patterns for the Gümüşler amphibolite samples are shown in Figure 6, together with Kaleboynu metabasalt sample of Floyd et al. (2000). The amphibolite samples show consistency with each other, on Tinning crystallization process. They show substantial enrichment of LILE, as much as 100 times to N-type MORB, and depletion of Zr, Y, and Ti. The samples are slightly enriched in REE (La and Ce). They have almost similar REE (La, Ce) contents to N-type MORB. In comparison with Kaleboynu metabasalt sample of Floyd et al. (2000), the amphibolite samples studied display a slight to moderate enrichment in LILB and depletion in HFSE, respectively.

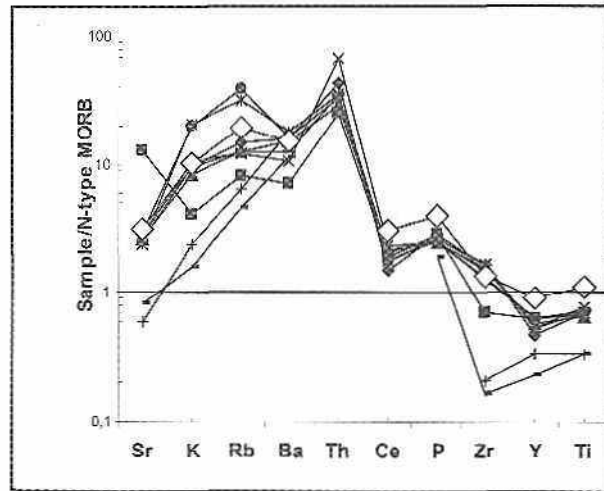


Figure 6. Mid-ocean ridge basalt normalized spider diagram for the Gümüşler amphibolite samples. Normalizing values are from Sun and McDonough (1989). Diamond represents Kaleboynu metabasalt of Floyd et al. (2000).

Şekil 6. Gümüşler amfibolit örneklerinin okyanus ortası sirti bazaltına oranlanmış iz element dağılım diyagramı. Normalize değerler Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Elmas, Floyd ve diğ. (2000)'in Kaleboynu metabazaltını temsil etmektedir.

Table 1: Major (wt. %) and trace element (ppm) analysis and Niggli parameters of the Gümüşler amphibolite samples (Samples 6-8 from Kurt et al., 1999).**Cizelge 1:** Gümüşler amfibolit örneklerinin ana (% ağırlık) ve iz element (ppm) analizleri ve Niggli parametreleri (Örnekler 6-8 Kurt ve diğ., 1999'dan alınmıştır).

Sample No	938	912	930	934	918	941	922	6	7	8
SiO ₂	63.39	51.99	57.35	58.01	58.86	59.14	58.01	49.82	47.23	48.81
TiO ₂	0.63	0.63	0.59	0.69	0.62	0.65	0.64	0.37	0.33	0.32
Al ₂ O ₃	18.21	15.63	16.65	17.93	18.12	18.44	17.54	11.51	16.31	15.24
Fe ₂ O _{3t}	3.88	6.73	6.31	6.74	5.93	6.21	5.16	7.72	10.24	10.43
MnO	0.06	0.19	0.14	0.10	0.09	0.19	0.14	0.23	0.22	0.20
MgO	1.19	3.52	3.97	2.17	2.24	0.73	2.47	11.31	9.15	9.42
CuO	6.41	18.41	9.42	7.33	7.27	7.05	10.6	14.14	12.92	13.51
Na ₂ O	3.74	1.11	3.01	3.55	3.65	4.26	2.83	0.62	1.34	0.84
K ₂ O	1.17	0.52	1.05	1.33	2.54	2.53	1.26	0.35	0.25	0.25
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.13	0.13	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14	0.12
LOI	1.12	1.65	1.85	2.34	0.97	0.96	1.73	2.89	1.94	1.42
Total	99.95	100.53	100.47	100.32	100.43	100.30	100.51	99.10	100.07	100.56
Zr	148	63	135	142	153	117	120	19	15	10
Y	14	19	17	16	16	19	19	10	7	24
Sr	315	1527	318	329	294	353	350	72	99	26
U	1	-	8	9	-	1	-	1	5	7
Rb	30	16	25	24	64	79	25	13	9	6
Th	9	5	6	13	7	7	7	-	-	1
Pb	16	6	27	10	16	4	7	5	6	13
Ga	16	24	24	8	20	18	22	8	12	13
Zn	35	54	86	43	50	45	40	44	60	61
Cu	2	20	-	-	-	-	-	19	74	18
Ni	2	9	45	6	6	8	6	111	28	61
Co	9	18	16	16	17	14	17	39	44	50
Cr	56	103	341	105	37	134	220	925	67	129
Ce	15	19	22	23	18	18	21	-	-	-
Ba	321	143	310	209	359	330	250	362	225	289
La	16	8	12	21	14	10	12	-	-	-
Samp. No	938	912	930	934	918	941	922	6	7	8
si	237.97	124.16	167.43	186.54	189.69	196.43	176.41	109.55	102.12	105.34
al	40.12	21.99	28.64	33.97	33.94	36.09	31.43	14.91	20.78	19.33
fn	17.83	25.01	31.48	26.98	24.81	19.75	23.36	50.16	46.32	47.50
c	25.68	49.64	29.40	25.25	24.79	25.09	34.53	33.33	29.90	31.22
alk	16.37	3.36	10.47	13.79	16.46	19.08	10.67	1.70	3.00	1.95
k	0.17	0.24	0.18	0.19	0.31	0.28	0.21	0.25	0.09	0.14
mg	0.37	0.50	0.54	0.38	0.42	0.19	0.47	0.73	0.63	0.63
p	1.44	1.98	0.93	0.93	0.99	1.27	1.47	0.66	0.64	0.65
qtz	71.55	10.71	25.54	31.36	23.86	20.13	33.73	2.74	9.89	2.46
ti	0.23	0.15	0.16	0.17	0.18	0.19	0.16	0.10	0.09	0.09

Fe₂O_{3t} is total iron as Fe₂O₃. LOI is loss on ignition.

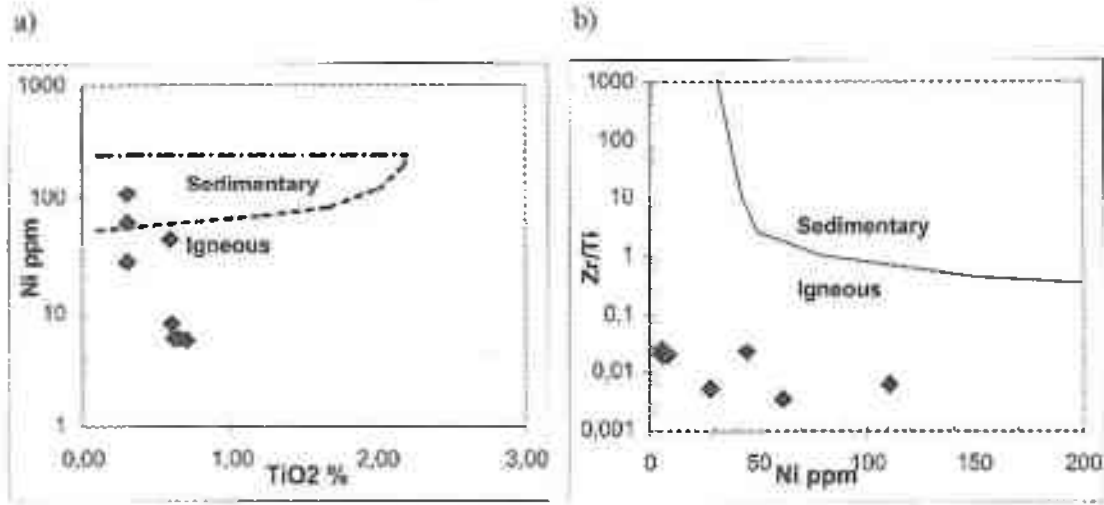


Figure 2: Discrimination diagrams used to denote the parent rocks of the Gümüşler amphibolites. a) TiO₂-Ni and b) Ni-Zr/TiO₂ plots to distinguish between para- and ortho-amphibolites (Winchester et al., 1980; Winchester and Max, 1982).

Şekil 2: Gümüşler amfibolitlerinin köken kayalarını göstermek için kullanılan ayırtma diyagramları. Para- ve ortoamfibolitleri ayırmak için a) TiO₂-Ni ve b) Ni - Zr /TiO₂ diyagramları (Winchester ve diğ., 1980; Winchester ve Max, 1982).

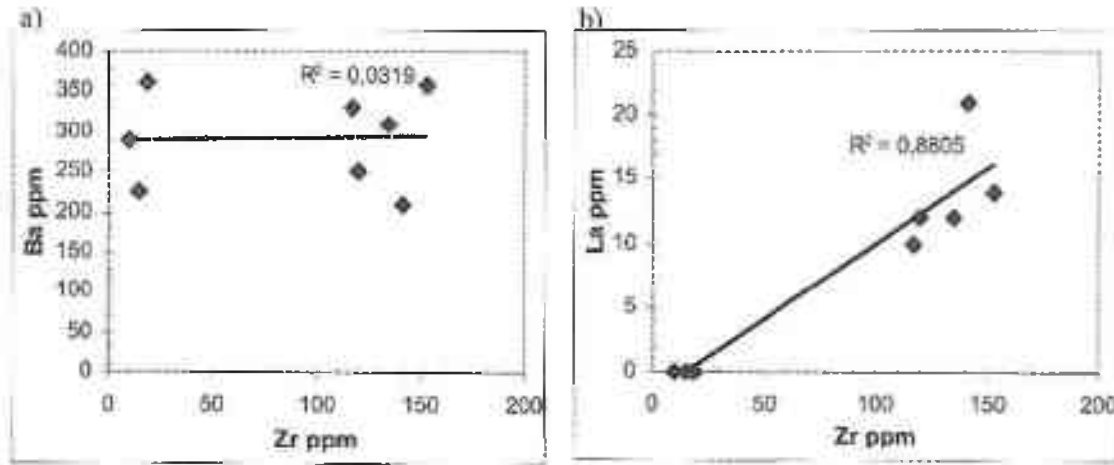


Figure 3: Zr versus Ba (a) and La (b) plots showing LILE mobility and HFSE immobility in the studied amphibolites.

Şekil 3: İncelenen amfibolitlerde büyük iyon yarıçaplı element (LILE) hareketliliğini ve HFSE hareketsizliğini gösteren Zr'a karşı Ba (a) ve La (b) diyagramları.

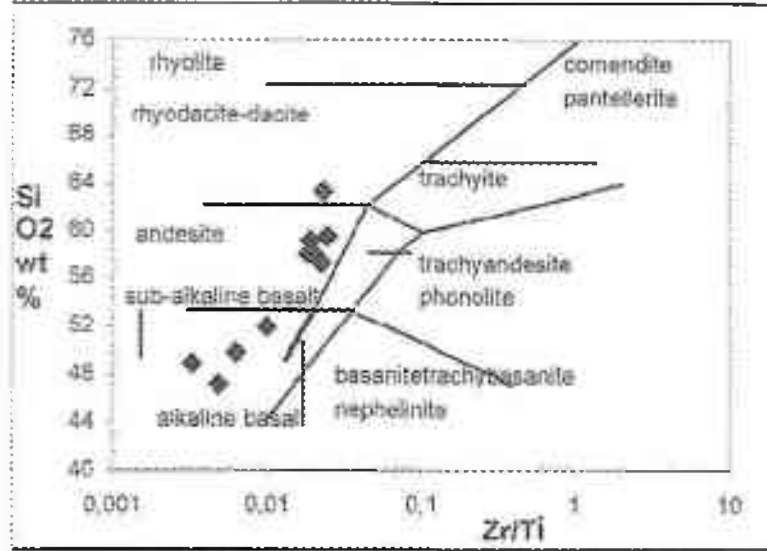


Figure 4: Parent rock nomenclature diagram for the Gümüşler amphibolites (Winchester and Floyd, 1977).
Şekil 4: Gümüşler amfibolitlerinin köken kayalarının adlandırma diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977).

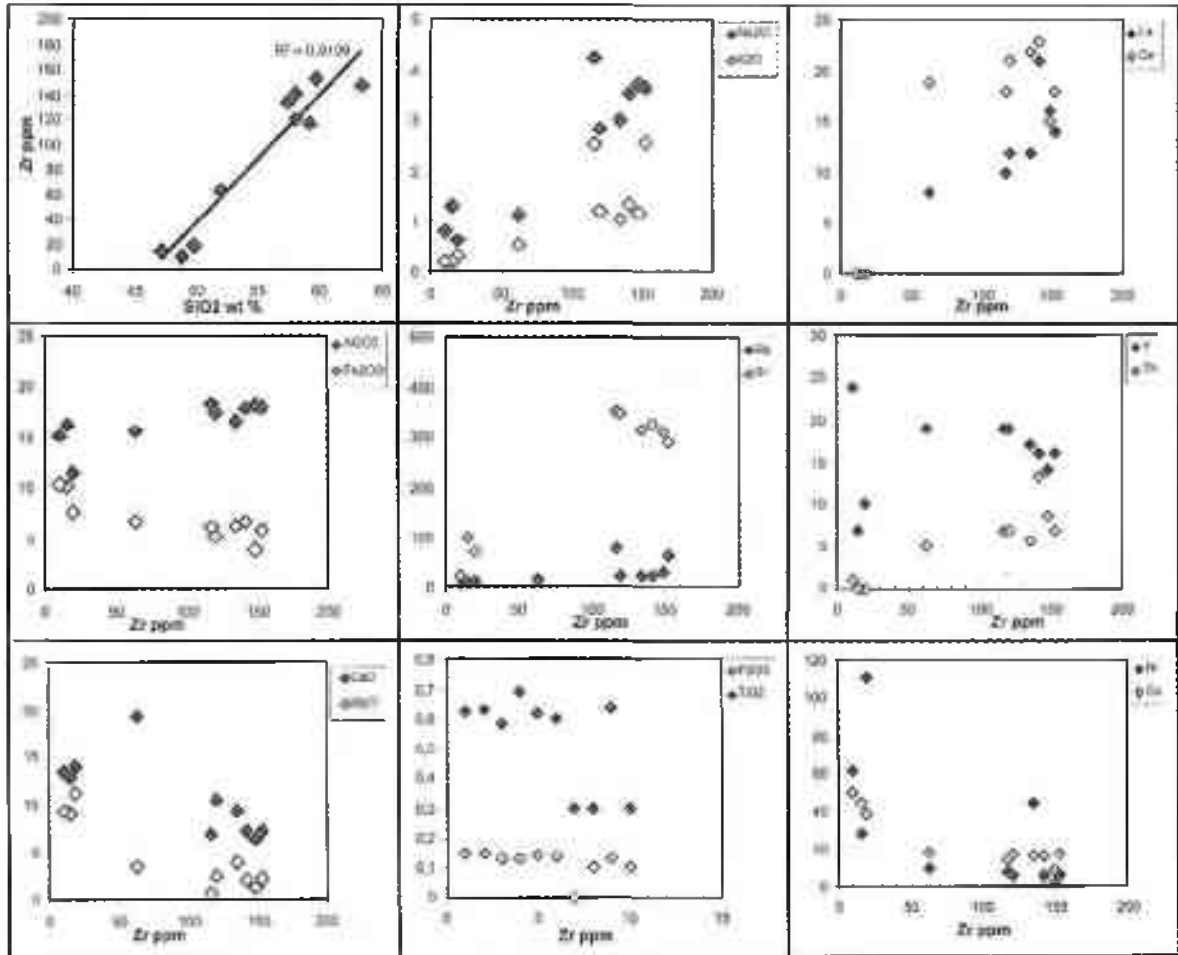


Figure 5. Major and trace element variation diagram of the Gümüşler amphibolites.

Şekil 5. Gümüşler amfibolitlerinin ana ve iz element değişim diyagramları.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The metaigneous rocks studied were metamorphosed to greenschist facies as evidenced by existence of epidote inclusions in the hornblende before amphibolite facies producing typical assemblage of hornblende+plagioclase. The rocks were then retrograded to the greenschist facies marked by small equant grains of actinolite crystals around large porphyroblastic or poikiloblastic hornblende, and of chlorite after mafics. Whitney and Mek (1998) suggested that Barrovian metamorphism occurred at mid-crustal pressures of 5-6 kbar but at high temperatures (>700°C), followed by low-P (34 kbar) moderate-T (550-650 °C) metamorphism associated with magnetism (intrusion of the Uçkaplı granite). Accordingly, the hornblende+plagioclase paragenesis within the amphibolites studied may represent moderate-temperature metamorphism.

Petrochemical data obtained indicate that amphibolites are of igneous in origin with their parent rock composition ranging from subalkaline basaltic to andesitic. Similarly most amphibolites at southwestern part of the Niğde Massif were suggested to have igneous origin (Demir and İşler, 1993).

Crystal fractionation for the parent rocks is strongly suggested by binary diagrams of Zr with some major and trace elements, and N-type MORB normalized trace element diagram. The increase in Zr/Y with increasing SiO₂ indicates removal of a mineral phase capable of fractionating Y from Zr. This can be hornblende or garnet, and to a lesser extent clinopyroxene. CaO/Al₂O₃ and the trace elements Ni and Cr decrease with increasing degree of differentiation, suggesting that olivine and clinopyroxene were among the fractionating mineral phases. Existence of negative correlation between MgO and Sr (not shown), the only mineral entering into the plagioclases, indicates that the plagioclases are possibly retained in the melt,

Floyd et al. (2000) indicate that Kaleboynu metabasites are mostly alkalic basalts in composition on the basis of stable Nb/Y ratios (Winchester and Hoyer, 1977), and can be directly compared with OIB from the Ankara Melange. However, the amphibolites studied are plotted within fields of sub-alkaline basalt (Figure 4) and tholeiitic on a diagram of Zr-P₂O₅ (Floyd and Winchester, 1975, not shown). They also plot mostly next

to within plate basalt field on that of Zr/Y-Zr (Figure 7). Therefore it has been suggested that parent rocks of the amphibolite studied with tholeiitic composition may have been formed in a within plate basalt setting. The conformable relationships of many thin Kaleboynu formation amphibolites with the surrounding marbles also indicate that they were probably intrusive sheets and/or basic lavas and/or volcaniclastic accumulations in shallow rifted basins (Floyd et al., 2000).

In conclusion, protoliths of the Gümüşler amphibolites studied are interpreted to be of volcanic in origin with mostly tholeiitic basaltic to andesitic in composition, and their parent rocks have undergone fractional crystallisation of olivine, garnet clinopyroxene and hornblende before emplacement between metasediments, and formed possibly in a shallow rifted

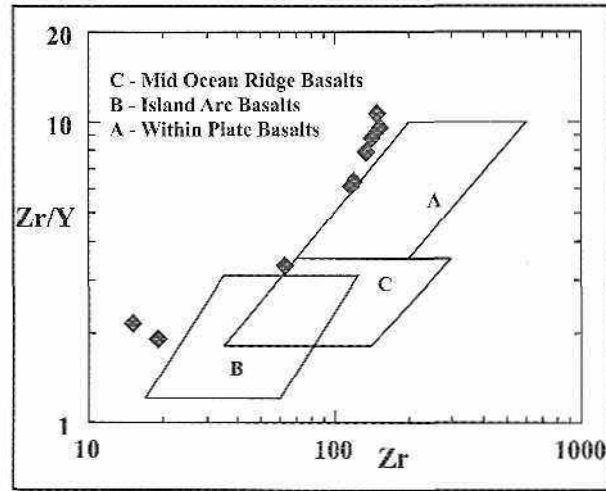


Figure 7: Zr against Zr/Y tectonic discrimination plot (Pearce and Worrey, 1979) for the parent rock of the Gümüşler amphibolites.

Şekil 7: Gümüşler amfibolitlerinin köken kaynağı için Zr'a karşı Zr/Y tektonik oranlara ayırma diyagramı (Pearce ve Worrey, 1979).

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Bu çalışma ile Niğde masifi de yer alan Gümüşler formasyonu amfibolitlerinin petrokimyasal ve ana kayaç özelliklerinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

İncelenen amfibolülcr çalışma alanında, çevre kayaların KD-GB bölgesel doğrultusuna paralel

dizilmiş küçük mercek veya 30 cm kalınlığa ulaşabilen ince tabakalar şeklinde yer almaktadır. Genellikle çevre kayalar ile keskin bir dokunağa sahiptir. Migmatitletme sonucunda honiblendee zengin melanozom, kuvars ve feldispatca zengin neozomlar gelişebilmektedir.

Petrografik olarak nematoblastik dokuya sahip olan amfibolitler, albit ikizlenmenin yaygın olarak izlenebildiği plajiyoklaz (0.3-0.6 mm), kahverengi renkli hornblend (0.04-1.3 mm), dalgalı sönmeli kuvars, diyopsit (0.08 mm) ve tali olarak sfen (0.05-0.09 mm) ve apatitten oluşmaktadır.

Niggli eğilimleri ve iz element karakteristiklerine dayanarak amfibolitlerin metasedimentlerin arasında yer alan metamagmatik kayalar (tüf veya daha az ihtimalle bazaltik-andezitik sil/lav) olduğu söylenebilir. Amfibolitler köken kayaların biletiğini yanalkali bazalt ve andezit olup, yüksek K₂O, Rb, Sr, Da, K/Rb (-270-550) oranı, ve düşük MgO, Ti, Y, Zr, CaO/Al₂O₃, Na₂O, K₂O, Th, Ba, Rb, La ile pozitif korelasyonu; ve FeO, CaO, MgO, P₂O₅, Ni, Co ile negatif korelasyonu amfibolitlerin köken kayacının muhtemelen oivin, klinopiroksen ve hornblend kristal ayrışması ile oluştuğunu ortaya koymaktadır., Floyd ve diğ.. (2000)'in amfibolit örneğine göre incelenen amfibolitler bafif nadir toprak elementlerince zayıf-orta zenginleşme, ve kaliciliği yüksek elementlerce ise fakirleşme göstermektedirler. Örnekler Zr/Y-Zr (Pearce and Norry, 1979) diyagramında ise levha içi bazalt alanına yakın olarak yer almaktadır,

REFERENCES

- Akay, M., Moon, C. J. and Scott, R. C., 1995. Fluid inclusions and chemistry of tourmalines from the Gümüşler Sb-Hg ± W deposits of the Niğde Massif (Central Turkey). *Chemie der Erde*, 55, 225-236.
- Akman, O., Erler, A., Göncüoğlu, M.C., Gülec, N., Geven, A., Tiireli, T.K. and Kadioğk, 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.
- Blumenbal, M.M., 1941. Niğde ve Adana vilayetleri dahilinde Toroslann jeolojisine umumi bakış. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yay. No. 6, Ankara 48s.
- Bhimenthal, M.M., 1956. Yüksek Bolkar Dağlarının Kuzey İçer Bölgelerinin ve Bali uzantılarının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yay. Seri D. No. 7, Ankara, 15s.
- Bowes, D.R., 1989. Amfibolit. In: D.R. Bowes (ed.), *The Encyclopedia of Igneous and Metamorphic Petrology*. VNR New York, pp.10-12.
- Demir, 6. ve Tşev, R., 1993. Niğde masifi güneybatı kesimi (Karamahmutlu-Karacaden)'in jeolojisi, petroğrafisi ve amfibolitlerinin kökensel yorumu. *Geosovmd*, 23, 85-90.
- Erkan, Y., 1980. Amfibolit sorunu ve Orta Anadolu amfibolitlerinin oluşum ve kökenlerinin incelenmesi. *Yer Bilimleri*, 5-6, 61-76.
- Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planetary Science Letters*, 27, 211-18.
- Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., Winchester, J.A. and Yalimz, M.K., 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragment and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. In: E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society of London Special Publication, 173, 183-202.
- Göncüoğlu, M.C., 1977. Geologie des westlichen Niğde-Massives. PhD Thesis, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn, 180p.
- Göncüoğlu, M.C., 1981a. Niğde masifinin jeolojisi. İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurultayı Yayını, 16-19.
- Göncüoğlu, M.C., 1981b. Niğde Masifinde viridin gnaysin kökeni. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24/1, 45-51.
- Göncüoğlu, M.C., 1982. Niğde masifi paragneyslerinde zirkon U/Pb yaşları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, C-25, 61-66.
- Göncüoğlu, M.C., 1986. Geochronological data from the southern part (Niğde area) of the Central Anatolian Massif. *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 105-106, 83-96.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, G.M.V., Kuşçu, L., Erler, A. and Olgun, E., 1991. Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi. Bölüm 1: Güney Kesim. TPAO Rapor No: 2909, 140s (yayınlanmamış).
- Humphris, S.E. and Thompson, G., 1975. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 107-125.
- İşler, F. ve Biyyikgedik, H., 1994. Gümüşler (Niğde) yöresinin jeolojisi ve petroğrafisi. *C.Ü. Müh.-Mim. Fakültesi Dergisi*, 9(1-2), 207-216.

- Kugak, K., 1993. The petrology and geochemistry of the Ortaköy area, Central Turkey. PhD Thesis, Glasgow Univ., 280p.
- Koçak, K. and Leake, B.E., 1994. The petrology of the Ortaköy district and its ophiolitic at the western edge of the Middle Anatolian Massif, Turkey, *Journal of African Earth Sciences*. 18/2, 163-174.
- Koçak, K., 2002. Mineralogical and petrographical characteristics of the Ortaköy amphibolites and tremolite-bearing gneisses. *Pumukkale Üni, Müh. Fak. Dergisi*, V8, No.2, 239-245 (In Turkish)
- Kurt, H., Baş, H. and Arslan, M., 1999. Petrography and geochemistry of the Gümüşler (Niğde) area gneisses and amphibolites, Central Turkey. *Proceedings of the 5th International Symposium on Geochemistry of the Earth's surface, Reykjavik, Iceland, 16-20 August*, 389-391.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69,33-47.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F.1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication, No. 42,313-345.
- Thompson G, 1991. Metamorphic and hydrothermal processes: basalt-seawater interactions. In: P.A. Floyd (ed.), *Oceanic Basalts*. Blackie, Glasgow, pp.148-173.
- Weaver, B.L. and Tarney, J., 1981. Lewisian geochemistry and Archean crustal development models. *Earth Planetary Science Letters*, 55, 171-180.
- Whitney, D.L., and Dilek, Y., 1997. Core complex development in central Anatolia. *Geology*, 25, 1023-1026.
- Whitney, D.L. and Dilek, Y., 1998, Metamorphism during crustal thickening and extension in central Anatolia: the Niğde metamorphic core complex. *Journal of Petrology*, 39,1385-1403.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical distributions of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20,325-343.
- Winchester, J.A., Park, R.G. and Holland, J.G., 1980. The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Western Ross. *Scottish Journal of Geology*, 16,165-79,
- Winchester, J.A. and Max, M.D., 1982. The geochemistry and origins of the Precambrian rocks of the Rosslare Complex, S.E. Ireland. *Journal of Geological Society of London*, 139,309-19.

Makale Geliş Tarihi : 28 Nisan 2005

Kabul Tarihi : 5 Nisan 2006

Received : April 28, 2005

Accepted : April 5, 2006



Mosasauvus hoffmanni Mantell, 1829: Türkiye'de, Geç Kretase Dönemine Ait İlk Deniz Sürüngeninin Keşfi

Mosasaurus hoffmanni Mantell, 1829: *First Marine Reptile Discovery From Late Cretaceous of Türkiye*

Cemal Tunoğlu

Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik fakültesi, Jeoloji Mühendisliği
Bölümü, 06800 Beytepe, Ankara
lunay@hacettepe.edu.tr

Nathalie Bardet

UMR 8569 du CNRS, Laboratoire de Paléontologie, Muséum National
D'Histoire Naturelle, 8rue Buffon, 75005 Paris, France, bardet@mnhn.fr

Öz

Türkiye'nin Geç Kretase dönemine ait birimlerinde, denizel makro ve mikro paleontolojik bulgular oldukça fazla olmasına karşın, dinazorlar dönemini temsil eden bir omurgalı bulgusu bugüne kadar saptanmamıştır. *Mosasaurus hoffmanni* Mantell, 1829, bu çalışma kapsamında bulunan, bu döneme ait Türkiye'de ilk omurgalı deniz sürüngen fosili keşfidir. *Mosasaurus hoffmanni* Kretase döneminin olduğu kadar, tüm zamanların deniz ve okyanuslarının en iri canlılarından biriydi. Devrekani ilçesi (Kastamonu) kuzeyinde yer alan Beyler Barajı, üst savak bölgesinde bulunan bu fosile ait sağ ve sol çene ve bir dizi parçalayıcı dişler ile çeneleri birbirine bağlayan sol jugal parça bu buluşun en önemli materyalleridir. Kampaniyen-erken orta Paleosen yaşlı Davutlar formasyonu'nun içinde yer alan K/T sınırının hemen altındaki en geç Mestrihtiyen yaşlı kumlu kireçtaşı düzeylerinde saptanan bu fosil bulgusu, günümüze kadar bulunanların içinde en genç *Mosasaurus hoffmanni* bulgusudur. Bugüne kadar Amerika Birleşik Devletleri, Belçika, Hollanda, Polonya ve Bulgaristan'da da saptanmıştır. Bu fosil Türkiye'de olduğu kadar Batı Asya'da da keşiftir.

Anahtar kelimeler: Davutlar Formasyonu, Devrekani/Kastamonu, Geç Mestrihtiyen, *Mosasaurus hoffmanni*, Türkiye.

Abstract

Many macro and micro paleontologic data have been obtained from the Late Cretaceous units of Turkey. Any vertebrate discovery is unknown since Cretaceous period and especially under the Cretaceous-Tertiary (C/T) Boundary until today. Mosasaurus hoffmanni Mantell, 1829 is the first Reptilia vertebrate discovery from the Uppermost Cretaceous level of Türkiye. Mosasaurus hoffmanni was one of the gigantic animals of the seas and oceans of the Cretaceous period.

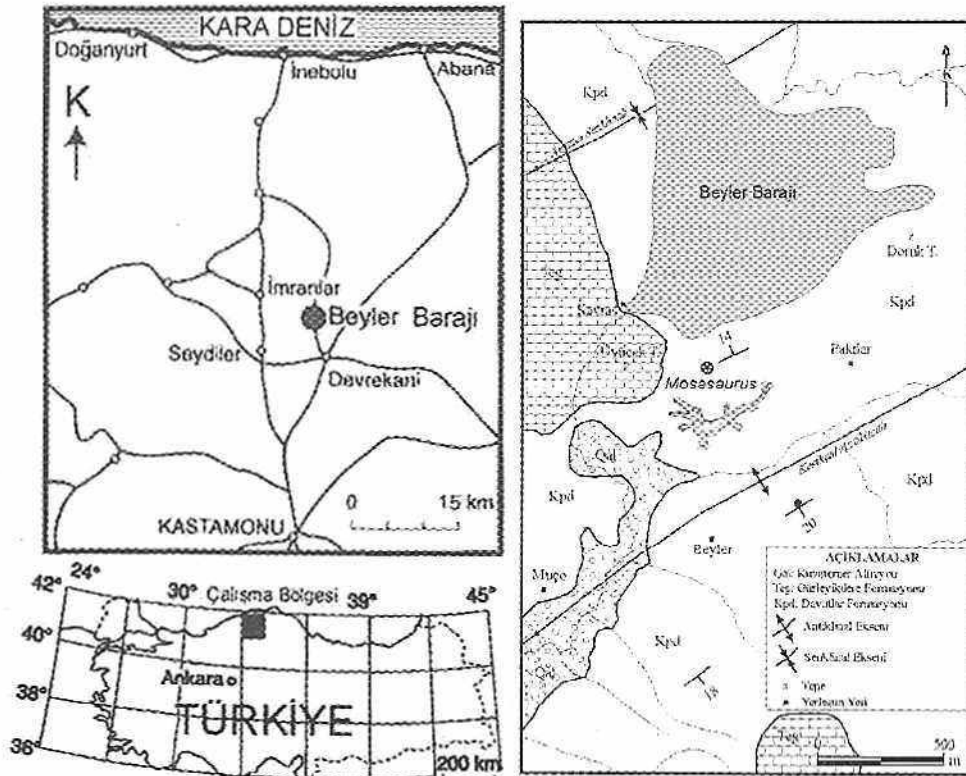
Right and left maxilla fragments and their a dozen tooth with left jugal bone of this fossil are an important material of this discovery which has been found in the upper sinice of Beyler Dam, near Devrekani Town of Kastamonu City. These remains have been from the sandy limestones levels of Campanian-early-midâle Paleocene Davutlar Formation just below C/T Boundary in the latest Maastrichtian level. This fossil has been previously encountered in the United States of America, Belgium, Nederland, Poland and Bulgaria. *Mosasaurus hoffmanni* found in this study is the youngest mosasaur in the fossil records and, meanwhile this is the first discovery in the Western Asia.

Key words: Davullar Formation, Devrekani/Kastamonu, uppermost Maastrichtian, *Mosasaurus hoffmanni*, Türkiye.

GİRİŞ

Çalışma bölgesi Kastamonu İli Devrekani ilçesi kuzey kesimlerini kapsamaktadır (Şekil 1). Blumental (1948), Ketin (1962, 1966) bu bölgede daha geniş bir alanda gerçekleştirilen ilk genel jeolojik çalışmaları olup, Yılmaz (1980), Aydın vd. (1986) ise bu bölgede gerçekleştirilen litostratigrafik ve bölgesel jeolojik diğer önemli çalışmalarıdır.

İnceleme alanında ilk detaylı çalışma Tunoğlu, 1991a tarafından gerçekleştirilmiştir. Tunoğlu ve Batman (1991), Sagular vd. (1991), Tunoğlu (1991a, b, 1992a, 1992b, 1993, 1994), Tunoğlu ve Batman (1995), Tunoğlu ve Temel (1996), Bragin vd. (2001), Bardet ve Tunoğlu (2002), Tunoğlu ve Bardet (2002) ve Tunoğlu ve Ertekin (2005) bu yöre ile ilgili litostratigrafik, biyostratigrafik, tektonik ve jeokimyasal konulu diğer çalışmalarıdır,



Şekil 1. Çalışma alanının yer buldum ve basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 1. Location and simplified geological map of the study area.

Bu çalışmanın amacı, bölgede yapılan jeolojik inceleme ve araştırmalar sırasında tesadüfen rastlanılan ve böylece keşfedilmiş olan, Bardet ve Tunçoğlu (2002) tarafından sistematik olarak ilk kez Journal of Vertebrate Paleontology'de uluslar arası bilimsel kamuoyuna duyurulan *Mosasaurus hoffmanni* Mantell 1829'i, sistematik tanımlama dışında detayları ile ülkemizi/bilimsel kamuoyuna duyurmak ve tanıtmaktır.

ÇALIŞMA BÖLGESİNİN JEOLJİK KONUMU VE *MOSASAURUS HOFFMANNI* BULUNDUĞU SEVİYE

Çalışma alanı Orta Pontid'lerin kuzey kesiminde yer almaktadır (Ketin, 1966). İnceleme alanının güneyinde "Daday-Devrekani Masifi" ile "İlgaz-Kargı Masifi" yer almaktadır. Kuzeyde ise Doger yaşlı "Kastamonu Granitoid Kuşağı'nın" sokulum yaptığı, geniş bir alan kaplayan Liyas illisi ve bunları üzerleyen Jurasik yaşlı kireçtaşları yer almaktadır. Bu konumu ile inceleme alanının yer aldığı Mesozoyik-Senozoyik yaşlı "Devrekani Havzası" batıda "Çaycuma-Bartın Havzası" ve doğuda ise "Sinop-Samsun-Boyabat Havzası" ile bağlantılıdır. Özellikle Kampaniyen dönemine kadar süren bu ilişki, Davutlar Fonnasyonu'nun çökelediği dönem de yer alan K/T sınırından itibaren, 65 Milyon Yıl önce korunmalı ve daha sınırlı bir Senozoyik çökelme hav/a oluşumuna dönüşmüştür. Geç Kretase ve Tersiyer yaşlı sedimanter istif Devrekani Havzasında geniş alanlar kaplamakta ve daha yaşlı birimleri büyük oranda örtmektedir. Şekil 2' de verilmiş olan genelleştirilmiş stratigrafik istifle, Devrekani Havzası'nda Kampaniyen-Kuvaaterner dönemi boyunca çökelmiş stratigrafik birimler ve *Mosasaurus hoffmanni* Mantell, 1829'nin keşfedildiği stratigrafik düzey görülmektedir.

Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı sedimanter birimlerden oluşan "Devrekani Havzası", Geç Alpin hareketlere bağlı KB-CİD yönlü yoğun sıkışmalara bağlı olarak gelişen, oldukça büyük KD-GB eksenli kıvrım serileri ve yine yaklaşık bu konumdaki bindirme ve ters faylar ile karakteristiktir (Tunçoğlu, 1991a, b). Bu yapılanmanın doğal bir sonucu olarak, KB-GD uzamını doğrultu atımlı faylar, yırtılma fayları ve yoğun çatlak sistemleri gelişmiştir (Tunçoğlu ve Batman, 1995).

Mosasaurus hoffmanni Devrekani kuzeyinde yer alan Beyler Barajı'nın baraj gövdesi ile üst savak alanı arasında yer alan Üyücek Tepe'nin doğu yamacına yakın (Şekil 3), üst savak alanının batı yamacında kayaçlar ve içlerinde barındırdıkları fosil kalıntılar serbest durumda

iken bulunmuştur. Bu lokalite Davutlar Fonnasyonu'nun sarı renkli, noduler kireçtaşı seviyeleri ile temsil edilmektedir. Üst seviyeleri her yerde izlenmeyen lokal olarak gelişmiş olan pekişmemiş çakıtaşı ve koyu sarı renkli eski toprak ile örtülüdür (Şekil 4). Birinci yazar tarafından keşfedilen söz konusu fosil kalıntılar ile ilgili ilk çalışma ve sistematik tanımlama Bardet ve Tunçoğlu (2002) tarafından gerçekleştirilmiştir. Yaklaşık 17 metre uzunluğa sahip bu canlıya ait bulgular, kafatasına ait sağ ve sol çene kemikleri ile bunlara ait bir dizi dişler ve sol jugal parçaya ait bir kemik kalıntılarıdır (Şekil 5A-D).

MOSASAURUS HOFFMANNI MANTELL, 1829 VE MOSASOURLAR HAKKINDA

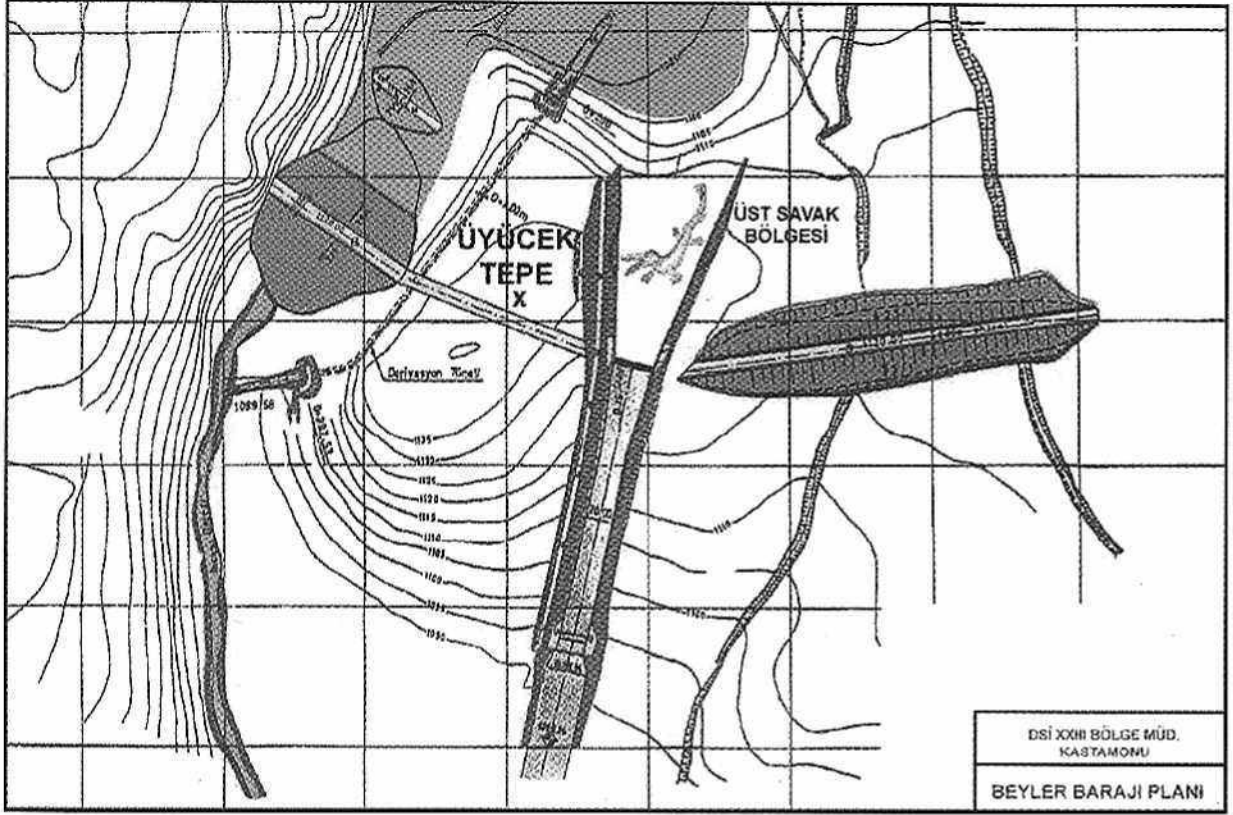
İlk *Mosasaurus* 1780 yılında Hollanda'nın Maastricht yöresinde bulunmuştur (Lingham-Soliar, 1995). "Mosa" kelimesi Maastricht Kasabası yakınlarında Meuse Nehrinin [atılca ismidir. "Saurus" ise Kertenkele'ler (Lizards) için kullanılan genel bir terminolojidir. Bu nedenle "*Mosasaurus*", "*Meuse Kertenkelesi*" anlamını ifade eder. Burada bulunan ilk *Mosasaurus* kalıntılarını bulan kişi Dr. C.K. Hoffman'ın isminin verilmesi ile *Mosasaurus hoffmanni* olarak, Mantell, 1829 tarafından binominal olarak ilk kez isimlendirilmiştir. Ayrıntılı sistematik tanımı Bardet ve Tunçoğlu 2002'de verilmiş olan *Mosasaurus hoffmanni* Mantell'in taksonomik/sistematik konumu Şekil 6' de verilmiştir. Ayrıca Şekil 7' de bu fosil grubunun ailesi ve alt ailesi düzeyinde içerdikleri diğer cinsler ve bunların karakterize ettikleri stratigrafik düzeyler de okuyucuyu bilgilendirmek amacı ile verilmektedir.

Mosasaur'lar dinazorlar döneminde denizlerde ve okyanuslarda yaşamış bir çeşit deniz sürüngenidir. Santoniyen-Mestrihtiyen (95-65 Milyon Yıl) boyunca yaklaşık 30 Milyon Yıl Dünya deniz ve okyanuslarında hüküm sürmüşlerdir. Mestrihtiyen sonunda (65 Milyon Yıl) yok olmuşlardır. Günümüze kadar dünya çapında 40-50 *Mosasaurus* türü saptanmıştır. En küçük *Mosasaurus* boyutsal olarak 3.5 metre iken, en irisi ülkemizde de saptanan *Mosasaurus hoffmanni* 17.5 metre boyunda olup (Bardet and Jagt, 1996), yaklaşık olarak meşhur dinozorlardan *Tyrannosaurus rex* ile eşit boyuttadır. Bu gruba ait fosil bulgular günümüze kadar Kanada, ABD, Hollanda, İsveç, Afrika, Avustralya, Yeni Zelanda, Romanya, Polonya, Belçika, Bulgaristan, Fransa, Vega Adaları (Antartika) ve en son Türkiye'de saptanmıştır (Bardet and Tunçoğlu, 2002).

MESOZOYİK		S E N O Z O Y İ K		K		ÜST SİSTEM	
K R E T A S E		T E R S İ Y E R		K U V A T E R N E R		SİSTEM	
S E N O N İ Y E N		P A L E O J E N		E R E N		SERİ	
KAMPANİYEN		P A L E O S E N		E R E N		KAT	
KAMPANİYEN		P A L E O S E N		E R E N		FORMASYON	
KAMPANİYEN		P A L E O S E N		E R E N		KALINLIK (m)	
KAMPANİYEN		P A L E O S E N		E R E N		LİTOLOJİ	
KAMPANİYEN		P A L E O S E N		E R E N		AÇIKLAMALAR	
10-175	TOM- ALT	DAVUTLAR	20 - 400	GÜRLEYİKDERE	200 - 400	~	Akarsu yatakları yeni alüvyon.
	ALT	ORTA	ÜST	İPRESİYEN	LÜTESİYEN	BARTONİYEN	Bol mikrofosilli gri - sarı renkli marnlar.
	MAASTRİHTİYEN						Hardground yüzeyi
							Çörtlü kireçtaşı - marn ardalanması, bol bentik foraminifera.
							Kireçtaşı.
							Kumlu kireçtaşı.
							Volkanik katkılı kumlu - siltli kireçtaşı.
							Kumlu kireçtaşı - marn ardalanması.
							Polijenik konglomera.
							Mosasaurus seviyesi
							Ammonitesli kumlu kireçtaşı - marn ardalanması.
							Kumlu kireçtaşı.
							Inoceramitesli ve Ammonitesli mavi - yeşil marnlar
							Mikritik pelajik kireçtaşı.

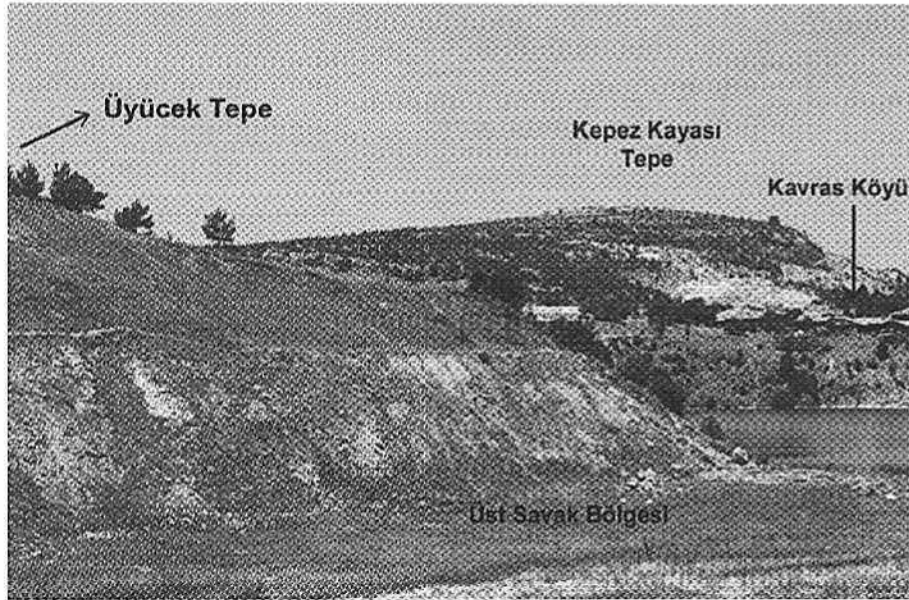
Şekil 2. Mosasaurus fosil kalıntılarının bulunduğu düzeyi gösteren genelleştirilmiş stratigrafik istif (Tunoğlu ve Erlekin 2005'den alınmıştır).

Figure 2. Generalized stratigraphic section of the study area and level of the Mosasaurus fossil material (after Tunoğlu and Erlekin, 2005).



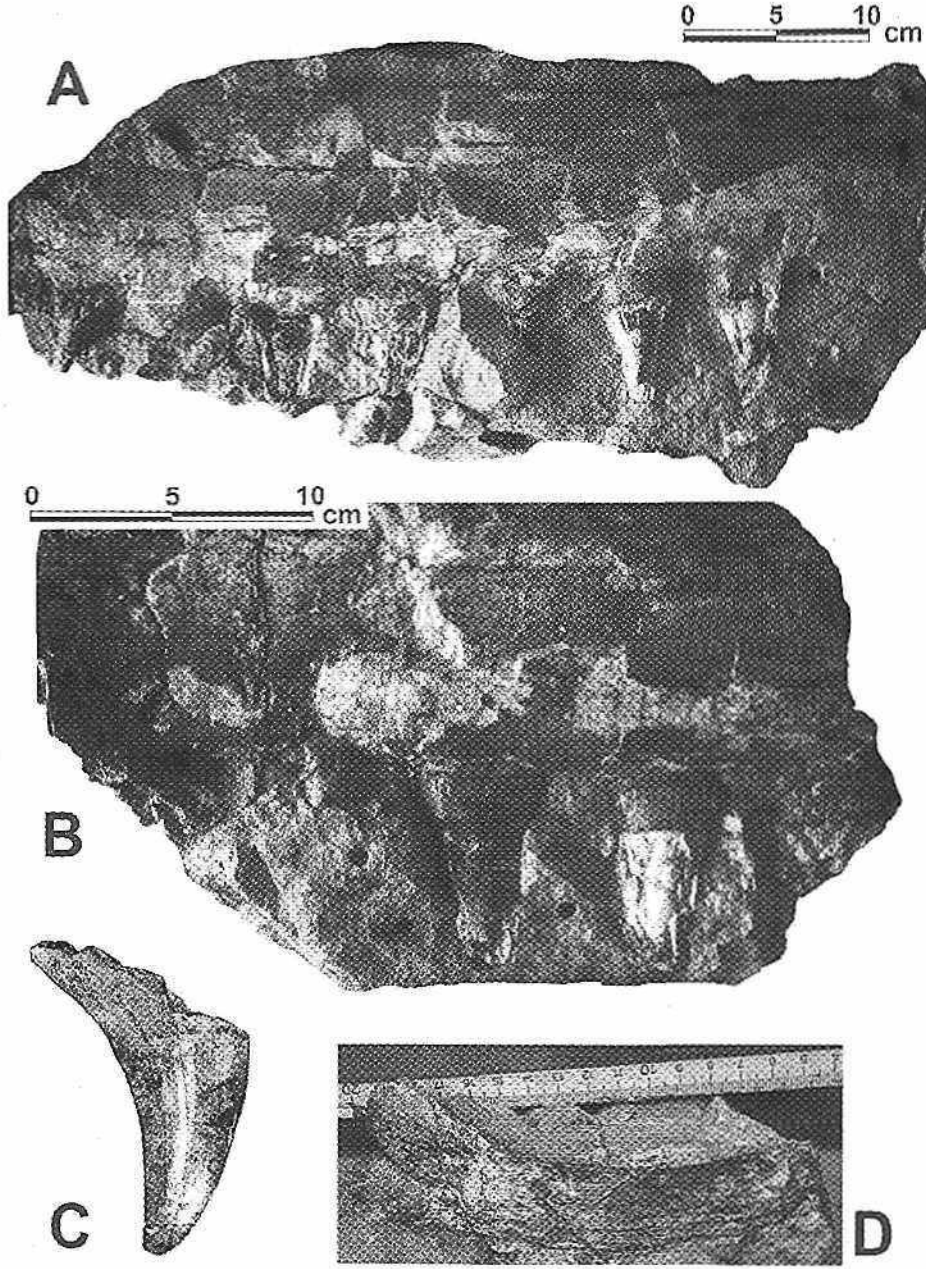
Şekil 3. Üst Savak Bölgesini gösteren Beyler Barajının genel vaziyet planı (Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, 23. Bölge Müdürlüğü'nden alınmıştır).

Figure 3. Sketch map of the upper spillway area of Beyler Dam (taken from 23. Regional Directorate of General Directorate of State Hydraulic Works).



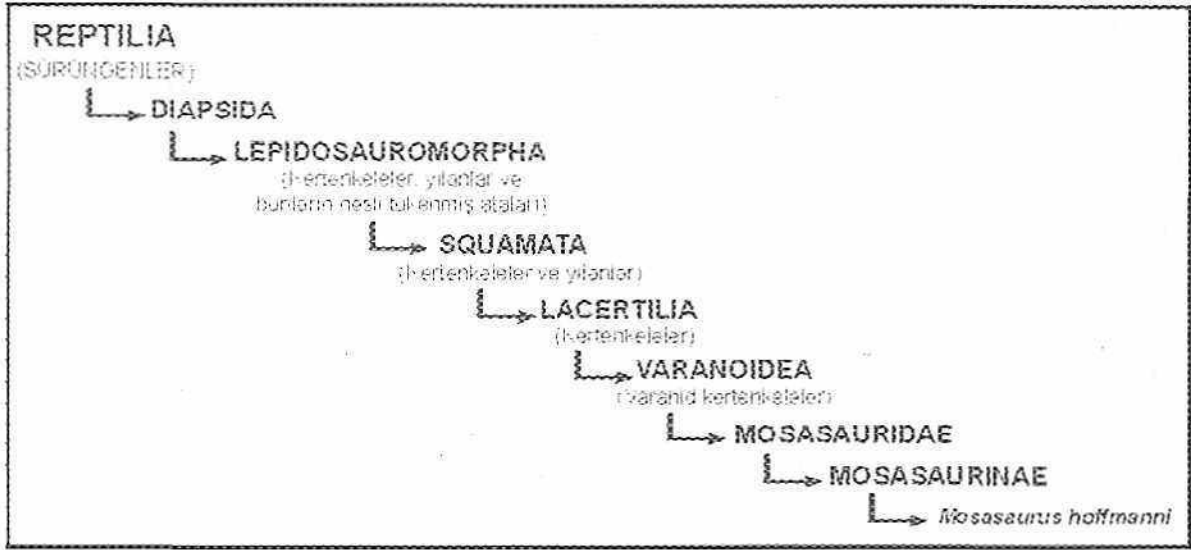
Şekil 4. Mosasaurus hoffmanni Mantell, 1829 fosil kalıntılarının bulunduğu lokasyon (Beyler Barajı, Kavras Köyü ve üst savak alanı, kuzeybatıya bakış).

Figure 4. Location of Mosasaurus hoffmanni Mantell 1829 fossil remains (Dam of Beyler, Kavras Village and upper spillway area, view to northwest).



Şekil 5. Mosasaurus hoffmanni Mantell, 1829 fosil kalıntıları:
 Koleksiyon numarası: H.Ü, JMB-0057-99 (H.Ü. Jeoloji Müh. Böl.)
 A. Sağ çene parçasının yan görünümü.
 B. Sol çene parçasının yan görünümü.
 C. Tek bir dişin labial görünümü
 D. Sol jugal parça orta görünüm.

Figure 5. Mosasaurus hoffmanni Mantell, 1829 fossil material.
 Collection number: H.Ü, JMB-0057-99 (H.U. Geological Eng. Dept)
 A. Right maxilla fragment in lateral view.
 B. Left maxilla fragment in lateral view.
 C. Marginal tooth in labial view
 D. Left jugal fragment in medial view.



Şekil 6'. *Mosasaurus hyffinarti* Mantell, 1829'ın taksonomik yeri.
 Figure 6. Classification of *Mosasaurus hoffmanni* Mantell, 1829 among Reptiles.

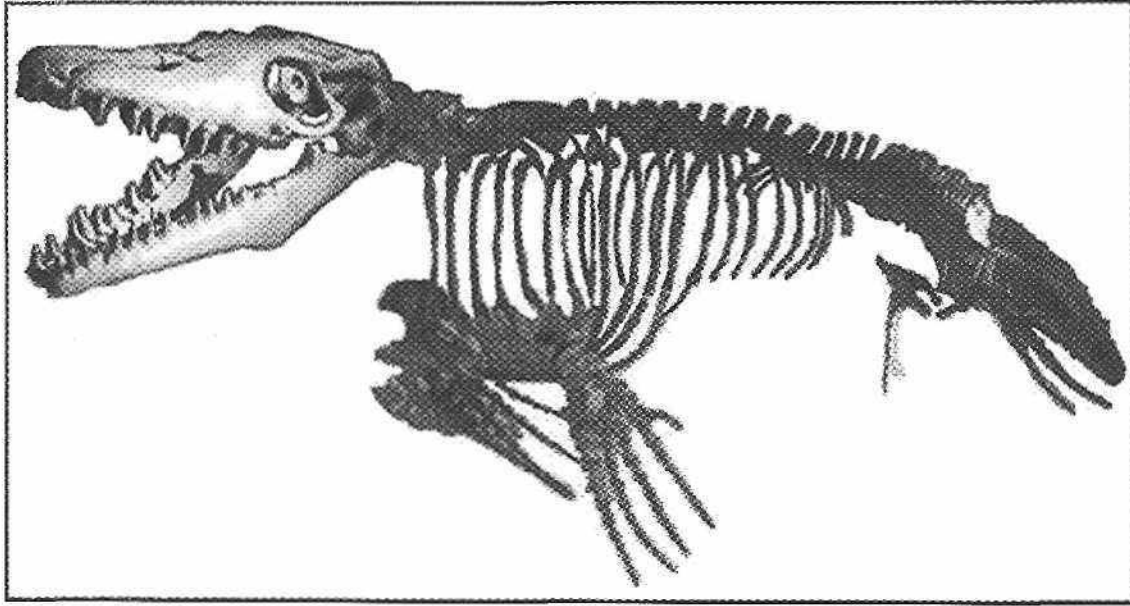
MOSASAURIDAE	
Incertae sedis	
<i>Halisaurus</i>	Santoniyen-Maastrichtiyen
<i>Gronyosaurus</i>	Maastrichtiyen
Mosasaurinae	
<i>Clidastes</i>	Konasiyen-Kampaniyen
<i>Carinodens</i>	Kampaniyen-Maastrichtiyen
<i>Globidens</i>	Kampaniyen-Maastrichtiyen
<i>Leiodon</i>	Kampaniyen-Maastrichtiyen
<i>Mosasaurus</i>	Santoniyen-Maastrichtiyen
<i>Plotosaurus</i>	Maastrichtiyen
<i>Rikisaurus</i>	Kampaniyen-Maastrichtiyen
<i>Tanihasaurus</i>	Kampaniyen-Maastrichtiyen
Plioplatecarpinae	
<i>Ectenosaurus</i>	Santoniyen-Maastrichtiyen
<i>Igdamenosaurus</i>	Kampaniyen-Maastrichtiyen
<i>Platecarpus</i>	Turoniyen-Maastrichtiyen
<i>Plasiotylosaurus</i>	Maastrichtiyen
<i>Plioplatecarpus</i>	Kampaniyen-Maastrichtiyen
<i>Prognathodon</i>	Kampaniyen-Maastrichtiyen
<i>Selmasaurus</i>	Kampaniyen
<i>Yaguarasaurus</i>	Turoniyen
Tylosaurinae	
<i>Tylosaurus</i>	Konasiyen-Maastrichtiyen
<i>Hainosaurus</i>	Santoniyen-Maastrichtiyen

Şekil 7. Mosasaur cinslerinin stratigrafik dağılımı.
 Figure 7. Stratigraphical distribution of Mosasaur genera.

Mosasaur'lar yatay hareketlerini yılan ve balık gibi yüzerek gerçekleştirirler, dikey hareketlerini ise balinalar gibi sağlıyorlardı. Bunlar hava solunumu (trake solunumu) yapan çok iri bir iskelet yapısına sahip reptillerdi ve periyodik olarak yüzeye ulanıp ya da sığ sularda dolaşıp bu gereksinimlerini karşılıyorlardı. Mosasaur'lar karnivor canlılar olup, başlıca balıklar, ammonitler ve yengeçlerle beslenirdi ve bu amaçla özellikle sığ sularda dolaşıyorlardı. Bu çalışma kapsamında Mosasaur kalıntılarının bulunduğu alan ve özellikle Davutlar Formasyonu'nun Kampaniyen-Mestrihtiyen yaşlı bazı seviyeleri iri Ammonitler ve yengeç fosilleri açısından oldukça zengindir (Bardet, sözlü görüşme, 2001),.

Yeniden yapılandırılmış bire bir iskelet modelinden ve anatomik yapısından da görüldüğü gibi (Şekil 8) *Mosasaurus hoffmanni* Mantell son derece iri

bir iskelet yapısına sahiptir. Özellikle 1,5 metre uzunluğundaki kafatası, iskelet yapısı içinde önemli görüntü ve boyuta sahiptir. Genci olarak Mosasaur'lar diğer reptiller (sürüngenler) gibi yumurta yaparak uluyorlardı. Ancak onlar tamamen denizel, okyanusa 1 canlılar oldukları için bugünkü deniz kaplumbağaları gibi yumurtalarını kıyıya alanlara ya da karaya bırakmıyorlardı. Yumurtalar dışı Mosasaurun gövdesinde tutuluyor ve olgunlaşan yumurta içindeki yavru, çatlayan yumurtadan çıkarak doğrudan denize bırakılıyorlardı. Canlılardaki bu tür üreme şekline "ovoviviparity" adı verilir. Bu tür üreme günümüzde özellikle bazı yılanlarda (vipers) ve köpekbalıklarında mevcuttur. "Oviparity" tür üreme çeşidi sürüngenlere (reptiller) ve kuşlara (ki bunlar yumurtalarını dışarı bırakırlar), "viviparity" üreme tarzı ise memelilere özgü olmaktadır (Bardet, sözlü görüşme, 2001),



Şekil 8, Hollanda, Maastricht kenti Doğa Tarihi Müzesi'nde Mosasaurus hoffmanni Mantell, 1829'un gerçek boyutla yeniden yapılandırılmış iskelet modeli.

Figure 5. in actual size skeletal reconstruction model of the Mosasaurus Hoffmanni Mantell 1829 in the Natural History Museum of Maastricht, the Netherlands.

DAVUTLAR FO34MASYONU'NUN KAMPANIYEN - MESTRIHTIYF N SEVİYELERİNE AİT DİĞER PALEONTOLOJİK BULGULAR

Davutlar Formasyonu'ndaki *Mosasaurus hoffmanni* Mantell 1829'un yanı sıra, özellikle Kampaniyen ve Mestrihtiyen seviyelerinde bol miktarda makro ve mikro fosil de saptanmıştır (Tunoğlu 1991a, Tunoğlu ve Ertekin, 2005). Bu makro ve mikro formlara ait gruplar ve saptanmış türler şunlardır;

Peicypoda ve İnoceramitesler: Davutlar Formasyonu'nun alı ve orta seviyelerinde rastlanan *Gryphae vesicularis Lamarck*, *Exogyra overvegi* de Buclı türleri Geç Kretase yaşını vermektedir (Tülin Alemdaroğlu, MTA tarafından tanımlanmıştır (Tunoğlu, 1991), İnceleme alanında üç ayrı lokalitede ve iki ayrı stratigrafik seviyede belirlenen İnoceramites Örnekleri ise Dr. İreneusz Walaszczyk (Varşova Üniversitesi) tarafından tanımlanmış ve aşağıdaki türler saptanmıştır: *Cataceramus subeompessus* (Meek), *Cataceramus pteroides* (Giers), "*Inoceramus*" sp., (*Iataca amus goldfussianus* (d'Orbigny), "*Inoceramus*" *borHem'is* Jolkieev, *Cordiceramus* sp. (cf. *Cordiceramus heberti* Fallot), "*Inoceramus*" sp. cf. *Inoceramus inkermauensis* Dobrov ve Pavlova, *Platyceramus* sp., "*Inoceramus*" sp. cf. *I. halcini*. *Inocermites* topluluğu Orta, Geç Kampaniyen yaşını karakterize etine içtedir.

Ammonitesler: Davutlar-Formasyonu'nun bazı seviyelerinde özellikle İnoceramiteslerin bulunduğu düzeylerde bol ve çeşitli Ammonites grubuna ait türler saptanmıştır. Tanımlanan türlerden bazıları şunlardır: *Pseudophyllites in dra* (Forbes), *Pachydiscus (Pachydiscus) haldensis* (ScMüter), *Pachydiscus (Pachydiscus) o idham i* (Sharpe), *Didymoceras binodosum* (Kennedy'and Cobban), *Bostrychoceras polyplacum* (Roemer), *Baculites alavensis* Samamaria Zabala. Dr. Tim Kennedy (Oxford, Natural Muscum) tarafından tanımlanan yukarıdaki Ammonites topluluğuna ait türlerle Orta-üç Kampaniyen yaşını vermektedir.

Echinodermata topluluğu: *Macropneustes* cf. *brissoides* Doser, *Micraster* cf. *coranquinum* (Leske), *Hemidiadema* cf. *inermidum* Cotteau ve *Hemister* cf. *laymeriei* Agasisız (tanımlama: Yüksel Se/ginman, MTA) türleri ile Geç Kretase yaşını vermiştir. (Tunoğlu, 1991).

Mercanlar: *Cycloties* sp. ve *Cyclolitopsis* sp.

Türleri ile geç Kretase yaşını vermiştir (Sevim Tuzcu-MTA tarafından tanımlanmıştır. Tunoğlu, 1991).

Planktonik foraminiferler: Stratigrafik olarak İnoceramitesli düzeylerin üstünde yer alan bazı seviyelerde yapılan çalışmalar sonucu, toplam 10 ayrı planktonik foraminifera cinsine ait 16 tür saptanmış ve bu türlerin 3 ayrı biyozonu temsil ettiği belirlenmiştir (fosil ve zon tanımlamaları Doç. Dr. Ayşegül Yıldız-Niğde Üniversitesi-tarafından gerçekleştirilmiştir). Bn topluluk, *Abathomphalus mayaroensis* (Bolü), *Contusotruncana corttusa* (Cushman), *C. fornicata* Plummer, (*jamserina gattsseri* (Bollı), *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, *G. lapparenii* Brotzen, *G. Unneiana* (d'Orbigny), *G. arca* (Cushman), *G. bulloides* Vogler, *G. faïstostuarü*, *Globotruncanella havanensis* Voonvijk, *Globotruncanella stuartiformis* (Dalbicz), *G. stuarti* (de Lapparent), *G. conica* (White), *White' meUa baliica* Douglas and Rankin, *Rugoglobigerina* sp. ve *Heierohelix* sp.'den oluşmaktadır. Bu topluluk içinde, Robaszynski ve Caron, 1995'İn Avrupa-Akdeniz Planktonik foraminifera Zonlarına göre Geç Kampaniyen dönemine ait (74-72.8 Milyon yıl) *Globotruncana aegyptiaca* Zonu, Geç Kampaniyen-Erken Maaş Ehtiyen dönemine karşılık gelen (72.8-68,6 Milyon yıl) *Gansserina gansseri* Zonu ve Geç Maastrichtiyen dönemine karşılık gelen (68.6-65 Milyon yıl) *Abathomphalus mayaroensis* Zonu saptanmıştır. Bu zon tanımlamaları Hardenbol vd. (1998)'nin Avrupa-Akdeniz zonları ile de uyum içindedir.

Bentik Foraminiferler: Davutlar Formasyonu'nda saptanan aşağıdaki bentik foraminiferalar Kampaniyen-Paleosen yaşını vermektedir (tanımlamalar Doç. Dr. Nazire ÖZGEN-Cumhuriyet Üniversitesi-Iarat'ından gerçekleştirilmiştir): *Amphestina* sp., *Nodosaria* sp., *Siphonodosaria* sp., *Anamalina* sp., *Gyroidina* sp., *Marsonella oxycana* (Reuss), *Frondicularia archiaclana* d'Orbigny, *Frondicularia* sp., *Vagunüma* sp., *Cibicides* sp., *Rulimina* sp., *Dorothia* sp., *Dentalina* sp., *Bathysiphon* sp., *Hyperammina* sp., *Flabellina* sp., *Vemeuilina* sp., *Pseudolextularia* sp., *Lenticulina* sp., ve *Boivina* sp.

Ostrakodlar: Davutlar Formasyonu'nda 22 cinse ait 92 ostrakod türü tanımlanmıştır (Tunoğlu ve Ertekin, 2005a, b). Bunlar İçinde 14 yeni tür mevcuttur. 53 tür ise terminolojiye açık olarak bırakılmıştır. Geri kalan 23 tür ise bilinen türlerdir. *Bairdla*, *Cytherella*, *Brachycythere*, *Krithe*, *Paracypris* ve *Xesioleberis* cinsleri topluluk içinde baskındır. *Macrocypris*,

Pterigocythereis, *Hazelina*, *Favoieberis*, *Rificy there*, *Pontocyprilla*, *Acanthocythereis*. *Loxoconcha*, *Limburgina*, *Centrocythere*, *Veeniocythere*, *Nucleoïinave Dordoniella* ise az sayıda saptanmış türler. Bu formasyonda saptanmış bilinen türler ise şunlardır: *Cylherella panülela* (Reuss), *Cytherella meijeri* Fsker, *Cylherella* cf. *eosuhata* Colin, *Cytherella ovata* (Roemer), *Buirâia crassitesta* van Veen, *Bairdia anguîata* van Veen, *Bairdia creîacea* van Veen, *Bairdia decumana* van Veen, *Bairdia bihcûata* van Veen, *Bairdia Umburgenensis* van Veen, *Bairdiapseudocretacea* van Veen, *Bairdia starringi* van Veen, *Bairdia septentrionalis* Bonnema, *Bairdoppilala pondera* Jennings, *Kriihe swaini* Benson ve Tatro, *Kriihe echölsae* Esker, *Brachycythere anguîata* Grek o İT, *Mauritsina provincialis* Babinot, *Centrocytherejuliettae* Babinot, *Acanthocythereis salehi* Al-Furaih, *Cythereiszoumoffeni zoumoffeni* Bischoff, *Pterygocythere pennata* Viviere, *Dordoniella strangulata* Apostolescu. Tanımlanan ostrakod faunası Kampaniyen-Mestrihtiyen yaş aralığını ve sığ denizel bir ortamı temsil etmektedir (Tunoğlu ve Erickin, 2005).

Dinoflaglatlar: Dinoflagelat, spor ve pollen tayinleri, bunlara ait topluluklar ve ortamsal yorumlama ve yaşlan Kaya Rfığ (TPAO, Araştırma Vvertezi) tarafından gerçekleştirilmiştir. Dinoflagellat türleri olarak, *Cyclonephea distinetum* Deflandre ve Cookson, *Cleistosphaeridium* sp., *Odoniochiüna sriatoperjbrata* Cookson ve Eisenack, *Senonlasphaera* sp., *Cannîngia* sp., *Tanyosphaeriditm xantiopyxides* Wetzel, *Apteodinium* sp., *Dapsilidium* sp., *Criproperidium* sp., *Spiniferites* spp., *Dinogymnium* sp., *Ptcrdinium cingulatus* Şarjant; *Spiniferites ramosus* Loeblich ve Loeblich. *Dinogymnium aeuminatum* Evitt, Clarke ve Verdier, *Dinogymnium dîgitus* Evitt, Clarke ve Verdier, *Dinogymnium* sp., *Hystrichosphaeridium recurvatum* Davcy ve Williams, *Hystrichosphaeridium* sp., *Areoligera senonensis* Lcicune ve Carpentier, *OHgosphaeridium complex* Davcy ve Williams, spor: *Cicatricosisporites* sp. ve pollen: *Normopollis* spp. *Classopollis* spp., Bu topluluğa bağlı olarak, Kampaniyen-Mestrihtiyen dönemine ait. yoğun karadan taşınmanın olduğu, kıyıya yakın bir denizel ortamın varlığı ortaya konu İm ustur.

Nannoplanktonlar: Nannoplanktonlara bağlı olarak gerçekleştirilen kronostratigrafik ve biyostriatigrafik çözümlenmeler ise Yrd.Doç.Dr. Enis Kemal Sagular (SDÜ) tarafından gerçekleştirilmiştir. Sinsedİmanter nanofosil topluluklarının yamsıra yoğun bir Santoniyen, Kampaniyen ve Maastrichtiyen

taşınımş/allokton narmofosii topluluğu ve bunlara ait zonlar da saptanmıştır. NT2 *Cruciplacolithus tenuis* Zomi-Erken Daniyen) ve NT1B *Cruciplacolithus primus* AUzomi-Erken Daniyen) ve bu zon ile ilgili zengin bir nannoplankton topluluğu ortaya konulmuş ve söz konusu düzeylerin ve bunlara ait örnekleriü Erken Daniyen yaşında olabileceği belirtilmiştir. Ancak aynı seviyedeki örneklerde taşınımş/allokton CC16 (*Lucianorhabdus cayeuxü* Zonu-Geç Santoniyen), CC17 (*Calculites obscurus* Zonu- Geç Santoniyen-Erken Kampaniyen), CC18 (*Aspidolithus parvus* Zonu- Erken Kampaniyen), CC20 (*Ceratolithoides aculeus* Zonu-Geç Kampaniyen üstü), CC21 (*Quadrum sissinghii* Zonu-Geç Kampaniyen), CC22 (*Quadrum trifidum* Zonu-Geç Kampaniyen üstü), CC23 (*Tranolithusphacelosus* Zonu-Geç Kampaniyen üstü-Erken Maastrichtiyen), CC26 (*Nephrolithus frequens* Zonu (Geç Maastrichtiyen üstü), CC25 (*Arkhangelkiele cymbiformh* Zonu-Geç Maastrichtiyen), CC25b (*Lilhraphidites quadratus* altzonu-Geç Maastrichtiyen), CC25c (*Miatla rmera* Zonu-Geç Maastrichtiyen) pseudozonları tanımlanmıştır. Bu sonuca göre ise Nannoplanktonlar diğer fosil gruplarının tersine Davutlar formasyonu'nun yaşım erken Daniyen olarak ortaya koymaktadır.

Yukarıda fosil gruplarına bağlı olarak ayrı ayrı verilmiş olan paleontolojik ve kronostratigrafik veriler, Nannofosiller dışında ortak bir sonuçta bulunmaktadır. Davutlar formasyonunun özellikle K/T sınırının altında yer alan ve bol makro ve mikro fosil içeriği ile karakteristik düzeyleri nannofosiller hariç, Orta Kampaniyen-Mestrihtiyen yaşını vermektedir. Paleontolojik açıdan son derece sınırlı ve batta bazı seviyelerinin steril olduğu en Üst Mestrihtiyen üstünde yer alan düzeylerin ise stratigrafik olarak orta-üst Paleosen yaşında olabileceği söylenebilir. *Mosmaurus hoffmanni* Mantell, 1829'nin bulunduğu düzeyler Geç Mestrihtiyen dönemine karşılık gelen (68.6-65 Milyon yıl) *Abathomphalus mayaroensis* planktik foraminifera zonu'nun üst seviyelerine denk düşmektedir.

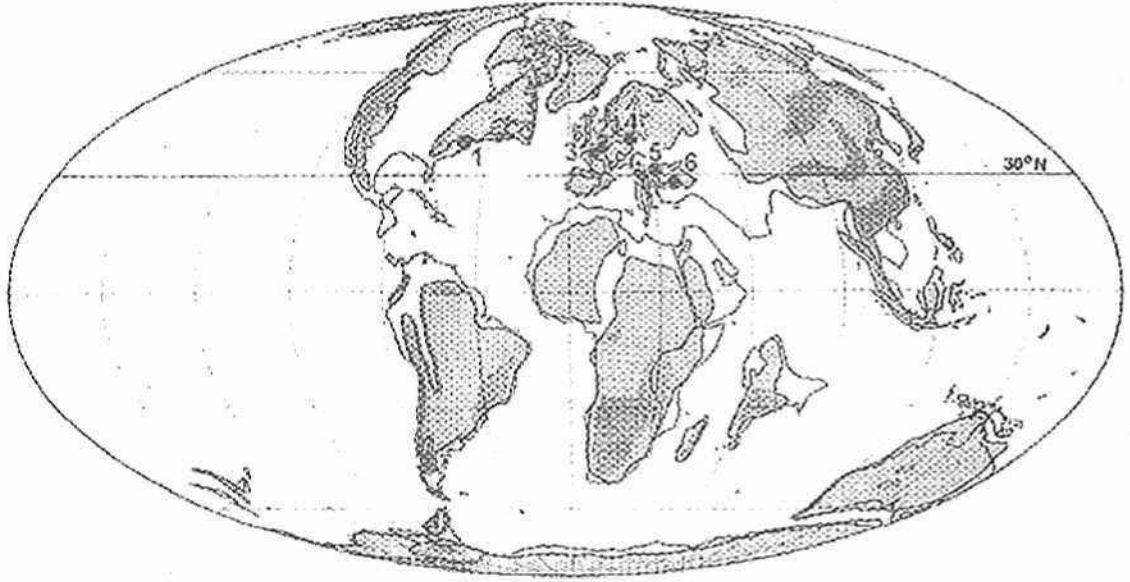
ORTAMSAL YORUM VE PALEOCOĞRAFYA

Birimin gerek litolojisi ve gerekse makro ve mikro fauna ve flora içeriği, Davutlar Formasyonu'nun sığ litoral, kıyıya yakın şelf ortamında, yer yer netirlik bir ortamda çökeldiğini kanıtlar. Fauna ve floradaki tür sayısındaki ve fert sayısındaki bolluk ise bu dönemdeki fiziko-kimyasal koşulların uygunluğunun yamsıra, iklim koşullarının da uygun olduğunu göstermektedir. Bu

şartlar özellikle en Geç Mestrihtiyen dönemi için geçerli olmalıdır. Davullar Formasyonu içindeki zengin faunah ve flora!ı düzeylerden sonra, üstteki Gürleyikdere formasyonu ile arada yer alan, fosil açısından son derece steril, ancak seviye seviye Mestrihtiyen birimlerine ait taşınmış fosil kavkaları ile bunlara ait parçalar içeren kesimler geçilmektedir. Bu seviyeler volkanik katkısı fazla olan siltli kireçtaşı özelliğinde olan oldukça ince detritik malzeme içermektedir. Bu seviyelerin, Krcasc/Paleoscın sınırını da içeren ve anı olarak fauna ve flora yokolmasının da anahtarı sayılabilecek düzeyler olarak değerlendirilmesi gerektiği düşünülmektedir (Tunoğlu, 1991a, Tunoğlu ve Ertekin, 2005). Nitekim *Mosasaurus hoffmanni* bu sınırın ifade eden paleoioprak (paleosoil) seviyesinin hemen altındaki düzeylerde saptanmıştır (Bardet ve Tunoğlu, 2002; Tunoğlu ve

Bardet, 2002).

Mosasaurus hoffmanni Mantell, 1829 günümüze değin ABD (Ne\-,Tersey)'dc (Gallagher, 1993), Hollanda'da (Jagt et al., 1995), Belçika'da (Robaszynski and Christiansen, 1989), Polonya'da (Sulimski, 1968) ve Bulgaristan'da (Tzankov, 1939) bulunmuş olup, tüm bulgular Mestrihtiyen yaşlı birimler i? ¹¹¹de saptanmıştır. Aynı zamanda Türkiye'de dahil olmak ü ^ c M «™ ^ keşif noktası enlemsel olarak k ^ e y 3Ü" enlemi çevresinde yer almaktadır (Şekil 9). Bu dunun Geç Kretase Mosasaırlanran palcocnlmscl dağılımları hakkındaki hipotezi destekler niteliktedir (Bardel audPereda Suberbiola, 1998).



Şekil 9. *Mosasaurus hoffmanni* Manteli, 1829'utı 70 milyon yıl öncesine ait paleobiyoğrafik yayılımı (1. New Jersey, ABI) 2. Hollanda, 3. Belçika, 4. Polonya, 5. Bulgaristan, ve 6. Türkiye, Smith vd., 1994'den).

Figüre 9. Paleobiogeographical map showing the d'mribution of *Mosasaurus hoffmanni* Manteli, 1829, 70 Mition years ago (1. New Jersey-USA, 2. The Nelherlcmds, 3. Beigium, 4. Pnhmd, 5. Buğaria, and 6. Turkey- Map. After Smith et al, 1994),

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Devrekani kuzeyinde bulunan *Mosasaurts hoffmanni* Mantell, 1829 bulgular, Türkiye Geç Kretase dönemine ait ilk deniz sürüngenini keşif olup, tüm Dünya'da başta Dinozorlar olmak üzere büyük bir canlı grubunun yok olduğu dönem olan en Geç Mestrihtiyen katına ait stratigrafik düzeylerde bulunmuştur. Bu keşif, benzer ortamlarda ve yaş dönemlerinde çalışan tüm araştırmacıları bu konuda oldukça dikkatli olmaları gerektiğini ve bu gruba ait fosillerin Türkiye'de de bulunabileceğini göstermektedir. Ayrıca, o dönemlere ait kara alanlarının dar ve sınırlı da olsa Anadolu'da da temsil edilebileceğini ve son derece düşük olasılıkta olmasına rağmen, Dinozorların da Mesozoyik dönem boyunca çökelmiş karasal birimlerde bulunabileceğinin göz ardı edilmemesi gerektiği ortaya koymaktadır.

Daha önce farklı lokalitelerde bulunan ve "mosasaur faunası genci olarak 30°K enlemi çevresinde yer almaktadır" hipotezi (Bardet ve Pereda Suberbiola, 1996; Bardet et al., 2000, bkz. Şekil 9), Türkiye'de geç Mestrihtiyen'inde bulunan bu yeni mosasaur bulgusu ile bir kez daha desteklenmektedir (Bardet and Pereda Superbiola, 1998).

Bir diğer önemli nokta ise tesadüfen bulunan bu materyalin 17.5 metre uzunluğa ulaşabilen devasa bir canının sadece 1,5 metreye yakın kafa kısmının 70 cm lik çene ve dişleri içeren kesimi olmasıdır. Bu materyal, tüm fosil malzemenin uzunluk olarak yaklaşık 1/20'dir ve fosil materyalin %97'si bulunamamıştır. Bulunduğu kesimin Baraj ve gölet alanlarında üst savak bölgesi olarak da bilinen bir alan olması ve bu alanın hafriyat çalışmaları ile açılıp, şekillendirildiği düşünüldüğünde, geriye kalan bulunamayan gövde, kuyruk ve yüzme yarayan kola benzer uzuvların bu çalışmalar sırasında dikkat edilmeyerek gözden kaçtığı düşünülmektedir. Bu tür çalışmalarda ve özellikle inşaat amaçlı kazı ve hafriyat çalışmalarında, jeolojik, paleontoloji, arkeolojik ve antropolojik olası değerlerin korunması ve yitirilmemesi için, öncelikli olarak o alanda çalışan tüm teknik personele, yerel yönetimlere ve Özellikle bu tür konular ile ilgili bakanlıklar ile kamu kurumlarına büyük görevler düşmektedir.

KATİBELİRTME

Yazarlar, farklı fosil gruplarla ilgili tanımlamalar, biyo ve kronostratigrafik çözümlenmelerdeki katkıları nedeni ile, Pelecypodlarla ilgili olarak Tülin Alemdaroğlu (MTA), İnoceramites örnekleri için Dr. Irencusz Walaszezyk (Varşova

Üniversitesi, Polonya), Ammonites örnekleri için Dr. Jim Kennedy (Oxford, Natural Museum, İngiltere), planktonik foraminifera fosil ve zon tanımlamaları için Doç. Dr. Ayşegül Yıldız (Niğde Üniversitesi), Bentik foraminifer tanımlamaları için Doç. Dr. Nazire Özgen (Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas), Dinoflagellat, spor ve pollen tayinleri ve ortamsal yorumlama ve yaşları için Kaya Ertuğ (TPAO, Araştırma Merkezi) Nannoplanktonlara bağlı olarak gerçekleştirilen tanımlamalar, kronostratigrafik ve biyostratigrafik çözümlenmeler için ise Yrd. Doç. Dr. T. Kemal Sagular (SDÜ)'a ve *Momsaums hoffmanni* Mantell yemden yapılandırılan iskelet resminin sağlanmasındaki katkıları nedeni ile Dr. Anne Schulp (Maastricht)'e içten teşekkürlerini sunarlar.

EXTENDED SUMMARY

Mosasaurids are a group of gigantic sized Late Cretaceous (Senomanian) marine reptiles. They have been found and observed all over the World but especially abundant and dominant from Santonian to Maastrichtian marine and oceanic deposits along the North America and Europe. Most European, Asia Minor and Middle East countries have not Mosasaur remains and they were unknown until now in Turkey. The *Mosasaurus hoffmanni* was found by the first author in the Davutlar Formation, near the Beyler Dam of Devrekani Town of Kastamonu City, Northern Anatolia. This area is known "Pontic tectonic Units" of Turkey. There are many macro and micro paleontological data in the Late Cretaceous units of Turkey. Any vertebrate discovery is unknown since Cretaceous period and especially under the C/T Boundary until today. *Mosasaurus hoffmanni* is the first Reptilia vertebrate discovery in the Latest Cretaceous level in Turkey. *Mosasaurus hoffmanni* is one of the gigantic living animal of marines and oceans of all times and the Cretaceous period. Right and left maxilla fragments and their a dozen tooth with left jugal bone are an important material of this discovery which has been found in the upper sluice of Beyler Dam. These remains have been found in the sandy limestones under the C/T Boundary in the upper most Maastrichtian level in Davutlar Formation. The Campanian-Lower-Middle Paleocene Davutlar Formation lies conformably on the Middle-Upper Maastrichtian Tornalar Formation and is conformably overlain by the Upper Paleocene-Hocene Gürieyikdere Formation. This fossil has been existed before in the USA, Belgium, The Netherlands, Poland and Bulgaria. *Mosasaurus hoffmanni* of Turkey is one of the youngest mosasaur which found in the existence

Mosasaurus fossil record and meanwhtic this is the first discovery in the Western Asia too.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, İ., Öngör, A., Çokuğraş, R. ve Kasar, S., 1986. Bahdağ-Çaugaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi. Türkiye Teoloji Kurumu Bülteni, 29,1-16.
- Bardet, N., Cappetta, H., Pereda Suberbiola, X., Al Malch, -A.K, Ahmad, A.M., Khrata, O. ve Ganuomn, N., 2000. The marine vertebrate faunas from the Late Cretaceous phosphates of Syria. Geological Magazine, 137,269-290.
- Bardet, N., ve Jagt, J.W.M., 1996. *Mosasaurus hoffmanni*, le "Grand Animal Fossile des Carrières de Maestricht". deux siècles d'histoire. Bulletin du Muséum du National d'Histoire Naturelle, sect. C, 18(4), 586-593.
- Bardet, N., ve Pereda Suberbiola, X., 1996. Las faunas de reptiles marinos del Cretácico final de Europa (margen norte del Mar del Tetys mediterraneo). Revista Hspanola de Paleontologia, 11(1), 91-99.
- Bardet, N., ve Pereda Suberbiola, X., 1998. Distribution patterns of late Cretaceous marine reptile faunas from the tethyan margins: palaeobiogeographical implications. Palaeodiversifications, lands and seas compared, 6-8 July, Lyon, 5.
- Bardet, R., Pereda Suberbiola, X. P. ve Mctais, E., 1998. A varanoid lizard (Squamata, Mosasauridea) from the Upper Cretaceous of Touraine. Géologie de la France, 1,69-72.
- Bardet, N. ve Tunoğlu, C., 2002. The First Mosasaurid (Squamata) from Late Cretaceous of Turkey. Journal of Vertebrate Paleontology 22 (3), 712-715.
- Bell, G. L. Jr., 1997. Aphylogenetical revision of North American and Adriatic Mosasauridea, in J.M. Callaway and E.L. Nicholls (eds.), Ancient marine Reptiles. Academic Press, San Diego, 293-332.
- Blumental, M., 1948, Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara B-13.
- Bragin, N., Bragitia, L., Tunoğlu, C. ve Tekin, U.K., 2001. The Cenomanian (Late Cretaceous) radiolarians from the Tornalar Formation. Central Pontides, Northern Turkey. Geologica Carpathica, 52 (6), 349-360.
- Gallagher, W.B., 1993. The Cretaceous/Tertiary mass extinction event in the northern Atlantic coastal plain. The Mosasaur 5,75-154.
- Jagt, W.M., Kuypers, U.M.M. ve Patters H.H.G., 1995. Mosasauriers in het Natuurhistorisch Museum Maastricht opnieuw onder de Loep genomen. Naturhistorisch Maandblad 84(2),47-60.
- Kelin, İ., 1962. 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Sinop paftası ve izah namesi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayın, Ankara, 1-111.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 66,23-34.
- Lingham-Soliar, T., 1995, Anatomy and functional morphology of the largest marine reptile known, *Mosasaurus hoffmanni* (Mosasauridae, Reptilia) from the Upper Cretaceous, Upper Maastrichtian of the Netherlands. Philosophical Transactions of the Royal Society B, 347, 155-180.
- Robszynski, F. ve Christiansen, W.K., 1989. The Upper Campanian-Lower Maastrichtian chalks of the Mons Basin, Belgium. a preliminary study of belemnites and foraminifera in the Harmignies and Ciplu areas, Geologie en Mijnbouw 68,391-408.
- Sagular, F.K., Tunoğlu, C. ve Batman, B., 1991. Orta Pontidler'de Alt Kretase olarak bilinen Çağlayan Formasyonu'nda uamoplanktonlara bağlı yeni biyostratigrafik bulgular. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi. Ankara, 116-128.
- Smith, A.G., Smith, D.G. ve Funnell, B.M., 1994. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. Cambridge University Press, 31 maps, 99 s,
- Sulimski, A., 1968. Remains of Upper Cretaceous Mosasauridae (Reptilia) of Central Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 13(2), 243-250.
- Tunoğlu, C., 1991a. Devrekani Kuzey yöresinin (Kastamonu) Jeolojik İncelenmesi, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 269 s. (yayınlanmamış),
- Tunoğlu, C., 1991b. Orta Pontidler'de Devrekani Havzası'nın (Kastamonu kuzeyi) İtostratigrafi birimleri. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Ankara, 183-191.
- Tunoğlu, C., 1992a. Devrekani Havzası (Kastamonu kuzeyi) Üst Jura-Alt Kretase yaşlı karbonat istifinde mikrofasiyes analizleri. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, Ankara, C 3/1, 75-86.

- Tunoğlu, C., 1992b. Devrekani Havzası'nın (Kastamonu kuzeyi) Maastrichtiyen yaşlı pelajik karbonat istifinde mikrofasiyes analizleri. Türkiye 9. Petrol Kongresi ve Sergisi, Bildiriler Kitabı, 84-91.
- Tunoğlu, C., 1993. Devrekani Havzası'nda (Orta Pontidler) İncigez ve Davutlar Formasyonları kumtaşılarının çökelme koşullarının incelenmesi. Yerbilimleri, (Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni), Ankara, 16, 149-165.
- Tunoğlu, C., 1994. Devrekani Havzası (Kastamonu Kuzeyi) Üst Paleosen-Alt-Orta Eosen yaşlı karbonat istifinde mikrofasiyes analizleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, Ankara, 37(2), 43-51.
- Tunoğlu, C. ve Batman, B., 1991. Devrekani (Kastamonu) Havzası Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı sedimanter istifin kil mineralojisi ve diyajenetik gelişimi, V. Ulusal Kil Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, Anadolu Üniversitesi, Eskişehir, 33-50.
- Tunoğlu, C. ve Batman, B., 1995. Tectonic Evolution of Devrekani Basin (Northern Kastamonu-Türkiye). I.S.G.B., Geology of the Black Sea Region, Proceedingbook, (eds.: Eler A., Ercan T. Bkgöl E., Örcen S.), Ankara, 45-53.
- Tunoğlu, C. ve Bardet, N., 2002. Türkiye Geç Kretase Dönemine ait ilk Mosasaurus (Squamata) fosilinin keşfi. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 274, 275.
- Tunoğlu, C. ve Ertekin, İ.K., 2005. Kretase-Paleosen yaşlı Davutlar Formasyonu'nun (Devrekani/Kastamonu) Ostrakoda biyostratigrafisi ve kronostratigrafisi. Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Yer Deniz ve Atmosfer Bilimleri araştırma Grubu, Proje No: TÜBİTAK-YDABAG-101Y013, 201 s. (yayınlanmamış).
- Tunoğlu, C. ve Temel, A., 1996. Üst Jura, Kretase ve Eosen yaşlı Karbonatlı Birimlerin Jeokimyasal Korelasyonu, Pontidler-Türkiye. Türkiye II. Petrol Kongresi ve Sergisi, Bildiriler Kitabı, 105-110.
- Tzankov, V., 1939. Note sur la presenee dea reptiles fossiles du Cretace superieur de la Bulgarie du Nord. Geologica Balearica, 3(2), 13-20.
- Yılmaz, O., 1980. Daday-Devrekani Masifi kuzeydoğu kesimi litostratigrafi birimleri ve tektoniği. Yerbilimleri, 5-6, 101-135.
- Www.nhmmaastricht.nl/nederlands

Makale Geliş Tarihi : 27 Aralık 2005
Kabul Tarihi : 12 Mart 2006

Received : December 27, 2005
Accepted : March 12, 2006



Doğu Karadeniz Bölgesinde Geç Kretase Yaşlı Kırıntılı Çökelemlerin
Sedimantolojik ve Sedimanter Petrografik Özellikleri

*Sedimentological and Sedimentary Petrographic Properties of Late Cretaceous Aged Clastic
Deposits in Eastern Black Sea Region, NE Turkey*

Çiğdem SAYDAM
Sadettin KORKMAZ

KTÜ GMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 29000 Gümüşhane
KTÜ MF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

Öz

Bu çalışmada, Doğu Karadeniz Bölgesinin güney kesimlerinde geniş yüzeylemeleri bulunan Geç Kretase yaşlı kırıntılı çökeltilerin sedimantolojik ve sedimanter petrografik özellikleri incelenmiştir.

Bölgede yer alan kırıntılı kayalar türbidit akıntılarla taşınarak çöktürülmüş olup, başlıca iraksak türbiditlerden oluşmaktadır. İstifin toplam kalınlığı 96 ile 750 m arasında değişmektedir. Birim genellikle pembe, yeşil, yeşilimsi gri ve gri renkli olup ince, orta, kalın tabakalı marl-şeyl ve yeşil, yeşilimsi gri, gri, kahve renkli, ince, orta, kaim tabakalı ve ince, orta, kaba taneli kumtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Bu ardalanmaya yer yer çakıltası, kireçtaşı, çamurtaşı ve tüfeşlik etmektedir. İstifte yer yer paralel ve konvülüt laminalanma, derecelenme, yük kalıpları ve kaval yapıları gözlenmiştir.

Kumtaşlarının bileşenleri başlıca kuvars, feldispat, kayaç parçası, opak mineral, tali mineral, matriks ve çimentodan ibarettir. Bileşenlerin kayaç içerisindeki oranlarına göre kumtaşları, litarenit-arkoz olarak adlandırılmışlardır.

Kumtaşları mineralojik olarak olgunlaşmamış, dokusal olarak ise orta derecede olgundur. Kayaları oluşturan bileşenler genel olarak mağmatik yay. yeniden işlenen orojen bölgesi ve buna bağlı olarak da yay gerisi bindirme kuşağından türemişlerdir.

Anahtar kelimeler: Doğu Karadeniz, Geç Kretase, Türbidit, Kumtaşı, Sedimantoloji, Sedimanter Petrografi

Abstract

This study aims at determining sedimentological and sedimentary petrographic properties of Late Cretaceous aged clastic deposits that are widespread in the Eastern Black Sea region.

Sedimentary rocks exposed in the region were deposited by turbidite currents and characterized as the distal turbidite. The total thicknesses of the sequence range from 96 to 750m. Lithologies are composed of fine to coarse grained pink, green, greenish gray, gray, brown colored and thin-medium-thick bedded marl and shale; green, greenish gray, gray, brown colored and thin-medium-thick bedded, fine, medium, coarse grained sandstones. The frequently observed locally interbedded with conglomerate, limestones, claystones and volcanic material. Sedimentary structures consist of parallel, convolute lamination, graded bedding, hard mark and flute marks.

Mineralogical composition of sandstones are quartz, feldspars, lithic fragments, opac mineral, accessory mineral matrix and cement. According to mineral ratios in the rock, sandstones are named litharenite-arkose.

They are mineralogically immature and texturally medium mature, The main provenance of sandstones were generally magmatic arc, recycled orogen region and back arc subduction complex source.

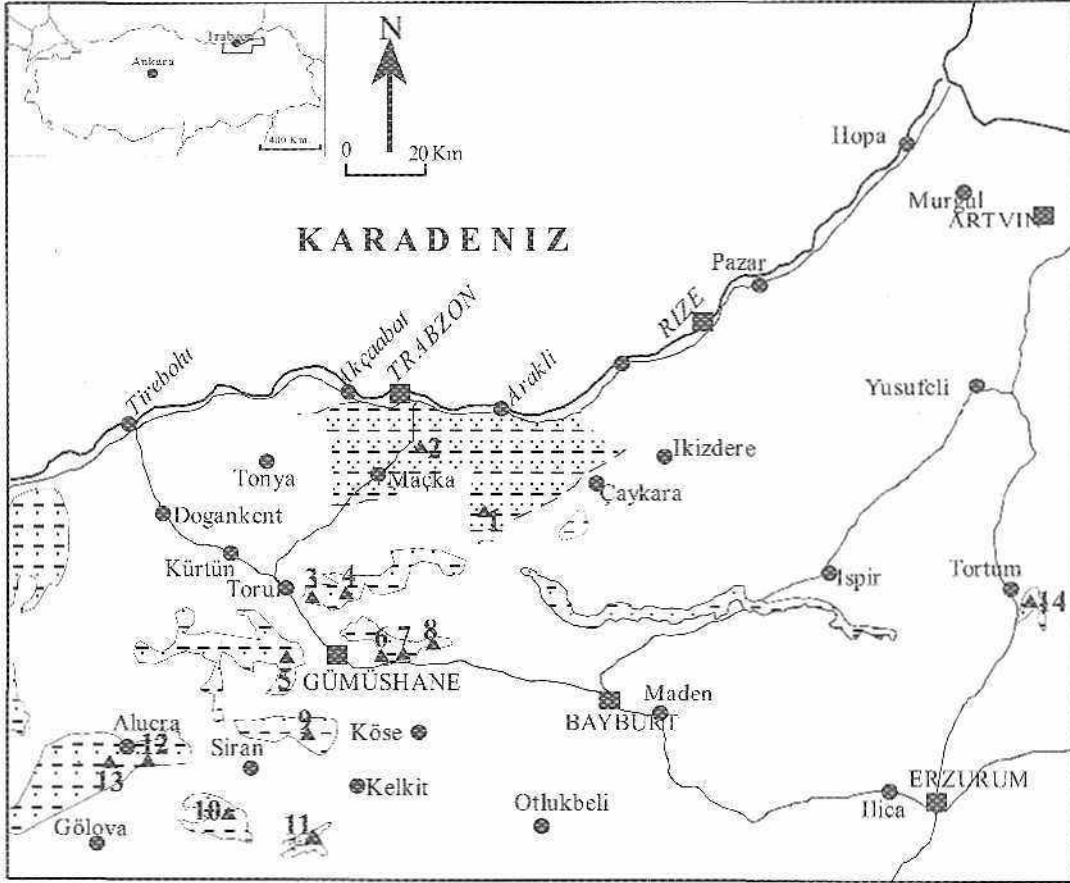
Key-words: Eastern Black Sea region, Late Cretaceous, Turbidite, Sandstone, Sedimentology, Sedimentary Petrography

GİRİŞ

Doğu Karadeniz Bölgesinde başta Trabzon olmak üzere, Gümüşhane, Alucra (Giresun) ve Tortum (Erzurum) dolaylarında çok geniş yayımlı GeçKretase yaşlı kırıntılı çökdler yüzeyler. Başlıca kumtaşı, kütası ve mam ardala imlasından oluşan bu istiflerin 96 ile 75ü m. arasında değişen kalınlıkları vardır. Bu çalışmada, istifin seçilen 14 ayrı yerden ölçülü stratigrafik kesitleri çıkarılmış ve sistematik örnekleme yapılmıştır. Ölçülü stratigrafik kesitler Dağbaşı ve Ilacımehmet (Trabzon), Mescitli, Yağlıdere, Musalla, Pirahmet, Balkaya, Kale, Kelkit, Teline, İnözü (Gümüşhane), Evliyatepesi ve Çamlıyayla (Giresun-Aluera) ve Çağlayan (Erzurum-Tortum) yörelerinden alınmıştır (Şekil 1). Seçilen kumtaşlarının dokusal ve sedimanter petrografik özellikleri belirlenmiş ve ortamsal yorumlamaları yapılmıştır.

GENEL JEOLOJİ

Kuzey Anadolu Bölgesi Ketin (1966) tarafından Pontid Tektonik Birliği olarak adlandırılmış olup, Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından da doğu ve batı Pontidler olarak iki kısma ayrılmıştır. Pontid Tektonik Birliğinin doğusunda yer alan Doğu Karadeniz Bölgesi'nde şimdiye kadar bölgesel ve yersel pek çok jeolojik çalışma yapılmıştır. Doğu Karadeniz Bölgesine ilişkin ilk bölgesel çalışmalar Gattinger (1962) ve Göksu (1962) tarafından yapılan 1/500.000 ölçekli jeoloji haritalardır. Bölgesel jeolojik çalışmaların bazıları; arasında Ordu yöresinde Terlemez ve Yılmaz (1980), Giresun yöresinde Schultze-Westrum (1961) ve Boymıkalin (1990), Trabzon yöresinde Takaslı ve Öner (1975), Gül İbrahimoğlu ve diğ. (1986) ve Korkmaz (1993), Rize ve Artvin yöresinde Korkmaz ve Gedik (1988) ve Nalbantoğlu ve diğ. (1988). Gümüşhane ve Bayburt



Şekil 1: Yer buldu haritası ve Geç Kretase yaşlı kırıntılı kanyonların bölgedeki yaklaşık dağılımları 1-Dağbaşı, 2-Hacımehmet, 3-Mescitli, 4-Yağlıdere, 5- Musalla, 6- Pirahmet, 7- Halkaya, 8-Kale, 9-İnözü, 10-Tetme, 11-Kelkit, 12-Çamlıyayla, 13-Evliyatepesi, 14-Tortum).

Figure 1. Location map and distribution of the Late Cretaceous age faulted rocks in the Karadeniz region. 1-Dağbaşı, 2-Hacımehmet, 3-Mescitli, 4-Yağlıdere, 5-Musalla, 6-Pirahmet, 7-Saikaya, 8-Kale, 9-İnözü, 10-Tetme, 11-Kelkit, 12-Çamlıyayla, 13-Evliyatepesi, 14-Tortum.

yörelerinde Keskin ve diğ. (1989), Pelin. (1977), Ağar (1977), Korkmaz ve Balá (1984), Kahraman ve diğ. (1985), Günerve diğ. (1987), Akdeniz (1988), Bektaş ve diğ., (1999) ve Bektaş ve diğ. (2001)'i yaptığı çalışmalarını sayabiliriz. Bunlardan başka Korkmaz ve diğ. (1995), Gedik ve diğ. (1996) ve Okay ve Şahintürk, (1997) Pontidlerin genel stratigrafik ve jeolojik özelliklerini yorumlamışlardır. Ayrıca Güven (1998) yeniden tüm bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritalarını hazırlamıştır.

Doğu Karadeniz Bölgesinin temel kayaçlarını Paleozoyik yaşlı metamorfizmler ve bunları kesen granitoidler oluşturur. Bu temel "üzerine uyumsuz olarak Liyas yaşlı volkanik ve volkanik-klasik kayaçlar gelir. Bu istif yukarıya doğru Malm-Erken Kretase yaşlı pelajik ve neritik karbonatlara geçer. Geç Kretase yaşlı birimler değişik laseyelerde gelişmiş olup, alttaki birimleri uyumsuz olarak örter. Geç Kretase birimleri Pontidlerin kuzeyinde volkanik ve volkanik-klastik fasiyelerde gelişirken, güneyde daha çok türbiditik çökellerden oluşur. Bölgede Eosen yaşlı birimler geniş alanlarda yayılın gösterirler ve alttaki birimleri uyumsuz olarak üstlerler. Eosen yaşlı birimler başlıca volkanik, volkanik-klastik kayaçlar ve kırıntılı çökellerden meydana gelmişlerdir. Bu birimleri yer yer Geç Kretase-Erken Tersiyer yaşlı granitik ve daha genç volkanik kayaçlar keser. Bölgede Miyosen ve Pliyosen yaşlı istiflerin yersel yüzeylemeleri olup, bunlar daha çok kırıntılı çökellerle temsil edilirler.

Materyal ve Yöntem

Bölgenin 14 farklı yerinde stratigrafik kesitler ölçülmüş ve sedimenter petrografik tayinler için 323 adet kumtaşı örneği alınmıştır. Petrografik özellikleri tespit edilen örneklerden iri taneli olanlar moda! analize tabii tutulmak için seçilmiştir. Buna göre Dağbaşı kesitinden 10, Mescitli kesitinden 9, Yağlıdere kesitinden 9, Musalla kesitinden 10, Pirahmet kesitinden 10, Halkaya kesitinden 6, Kale kesitinden 9, Telme kesitinden 7, İnözü kesitinden 7, Kelkit kesitinden 6, Çamhyayla kesitinden 8, Evliyatepesi kesitinden 10 ve Tortum kesitinden 19 adet kumtaşı örneği seçilmiştir (Şekil 2). Bu örneklerin Gazzi-Dickinson yöntemi kullanılarak modal analizleri yapılmıştır (Stunner ve Basu, 1985), Bu yöntemde ince kesitte görülen büyük bir kayaç parçacığının içermiş olduğu minerallerin boyutu 0.0625 mm den büyük ise o mineral, tane veya kristal olarak sayılmaktadır. Ölçüm esnasında ortaya çıkan sayma hatasını hesaplamak için $V_s = V_i(100 - V_i)/n$ (s: sayma hatası, V_i : kesitteki herhangi bir bileşenin % hacim miktarı, n: nokta ağındaki toplam nokta sayısı) formülü

kullanılmıştır (Erkan, 2001). Bu çalışmada n=1000'dir ve sayma hatasının % 95.4 oranında güvenirliliği belirlenmiştir, öokusal özellikleri belirlemek için ise mikroskopla ölçekli oküler ile Lanunin en uzun eksenine dikkate alınarak tane boyu ölçülmüştür. Milimetre cinsinden olan tane boyunun grafik çizimlerinde herhangi bir karışıklığa yol açmasını önlemek için Krumbein tarafından önerilen $\phi = -\text{Log}2d$ (Tueker, 1991) formülü kullanılarak ϕ cinsine çevrilmiştir (d=mın cinsinden tane çapı),

LİTOLOJİK VE SEDİMANOLOJİK ÖZELLİKLER

Geç Kretase yaşlı türbidit istifi, Dağbaşı ve Hacımehmet (Trabzon) yöresinde Geç Kretase yaşlı, andezit, bazalt ve piroklastik kayaçlardan oluşan istif ir/erine uyumlu olarak oturur. Birimin üzerine uyumsuz olarak Eosen yaşlı volkanoklastik kayaçlar gelir. Mescitli, Yağlıdere, Musalla, Pirahmet, Balkaya, Kale, Telme, İnözü, Kelkit (Gümüşhane), Çamhyayla, Evliyatepesi (Alucra-Giresun) yörelerinde istifin tabanı aynı yaşlı, ince-orta tabakalı, kırmızı renkli miritik kireçtaşları ile uyumlu ve geçişlidir. İstifin üzerine Mescitli, Pirahmet, Balkaya, Kale ve Kelkit (Gümüşhane) yörelerinde Eosen yaşlı volkano-tortui birimler, İnözü (Gümüşhane) civarında ise travertenler uyumsuz olarak oturur.

Bu istifin üzerine Çamhyayla ve Evliyatepesi (Alucra-Giresun) yörelerinde ise Eosen yaşlı, kalın tabakalı, kumlu, sparitik kireçtaşları uyumsuz olarak gelmektedir.

Kumtaşı, marn, yer yer kireçtaşı ve çakıltı ardalanmasından oluşan Geç Kretase yaşlı istifin kalınlığı Dağbaşı'nda 170 m., Hacımehmet'de 96 m., Mescitli'de 304 m., Yağlıdere'de 342 m., Musalla'da 210 m., Pirahmet'de 288 m., Balkaya'da 266 m., Kale'de 180 m., Telme'de 135 m., İnözü'nde 233 m., Kelkit'te 150 m., Çamhyayla'da 315 m., Evliyatepesi'nde 400 m. ve Tortum'da 750 m. olarak ölçülmüştür (Şekil 2).

Arazi gözlemlerinden elde edilen verilere göre; Kelkit yöresi hariç, istif tabanda genellikle marnlar ile başlayıp, yukarıya doğru ince-kaba taneli kumtaşı ardalanması ile devam etmektedir. İstif Kelkit civarında ise yaklaşık 3 m. kalınlıkta, farklı boyutta ve orta yuvarlaklaşmış kireçtaşı çakılları içeren, karbonat çimento konglomera ile başlamaktadır.

Bu ardalanmaya yer yer değişik litoloji ve boyutta, yarı yuvarlak çakıl içeren kum mavriksli konglomera, bej renkli kireçtaşı, andezitik tüf ve yeşil renkli çamurtaşı ve çörtlü kireçtaşı eşlik etmektedir. İstifte süreklilik gösteren marnlar genellikle tabanda pembe renkli, üstlere doğru yeşil, yeşilimsi gri, gri

rejiklidir. Kurutaçları ise yeşil, yeşilimsi gri, kahve ve gri renklerde görülmektedir. İstif genel olarak kıltaşı ve marn arkatmanlı kumtaşı şeklinde devam etmektedir. Birimde yer yer bitki kırıntıları, küresel ayrışma ve ayrıca paralel ve konvülüt laminalanma, derecelenme, yük kalıpları ve kaval yapıları gibi tortul yapılar gözlenmiştir.

Tabakaların yanal yönde devamlı ve düzgün olması, istiflerin ince taneli (marn, kireçtaşı) ve iri taneli (kumtaşı-çakıltaşı) kayaçların ardalanmasından oluşması ve tortul yapıların varlığı bunların türbidit akıntılarla taşınıp çökeldiğini göstermektedir (Bouma, 1962). Havzada yer yer çakıltaşların ve çakıllı kumtaşların mevcudiyeti ve yer yer de laminalanmanın olması akıntının yoğunluğunun zaman zaman yüksek, zaman zaman da düşük olduğunu göstermektedir (Pantin, 1979; Lowe, 1982). Ayrıca konvülüt laminalanmanın görülmesi akıntı yoğunluğundaki heterojeniği belirtmektedir (Faik ve Dorsey, 1998). İstifin bazı seviyelerinde volkanik malzemenin görülmesi tortulaşma süresince zaman zaman volkanizmanın eşlik ettiğini göstermektedir.

Dokusal Özellikler

Kesitlerden seçilen kumtaşı örnekleri üzerinde dokusal çalışmalar yapabilmek için öncelikle tane boyutları ölçülüp, daha sonra her örneğin ayrı ayrı kümülatif % frekans eğrileri çizilmiştir. Bu eğrilerden faydalanarak örneklerin 5., 16., 25., 50., 75., 84. ve 95. yüzdeler karşılık gelen Φ değerleri belirlenmiştir. Daha sonra bu değerler Folk (1974)

$$F_1 = -0.108x_{05} - 0.776x_{Me} + 0.345x_{(}>95} + 0.182x_{Mz} - 0.181x_{01} - 0.431x_{Sk} - 0.115x_{Kg} - 0.531$$

$$F_2 = -1.288x_{(}>5} - 4.376x_{Me} - 0.266x_{(}>95} - 3.042x_{Mz} + 0.532x_{al} + 0.982x_{Sk} - 0.121x_{Kg} - 2.168)$$

formüllerine uygulanarak, tane boyu ortalaması (Mz), grafik standart sapma (al), grafik yamukluk (Sk) gibi tane boyu istatistik parametreleri hesaplanmıştır (Tablo I). Bunun dışında her bir örneğin ayrı ayrı tane boyu ve % frekans değerleri kullanılarak histogramları çizilmiş, medyan ve mod değerleri bulunmuştur.

Kumtaşlarının tane boyu ortalaması {Mz} değerleri -0.53-2.63 Φ arasında değişmektedir. Wentworth tane boyu sınıflamasına göre kumtaşı çok kaba-ince tanelidir (Folk, 1974). Birimin a 1 değerleri 0.25-1.22 Φ arasında değişiklik göstererek (Tablo I) kumtaşlarının çok iyi-kötü boylanmış olduğunu ortaya koymaktadır (Folk, 1974). Örneklerin kümülatif %

frekans eğrileri ve histogramları da bunu destekler niteliktedir (Tucker, 1991) (Şekil 3).

Kumtaşı örneklerinin grafik yamukluk (Sk) değerleri -2.25-6.07 Φ arasında değişiklik göstermektedir (Tablo 1). Bu değerlerden yararlanarak tanelerin kaba taneye çok yamuk (negatif yamuk, Md>Mc>Mz) ince taneye çok yamuk (pozitif yamuk, Mz>Me>Md) olduğu belirlenmektedir (Folk, 1974). İstifin kümülatif % frekans eğrilerinden ve histogramlarından da anlaşıldığı gibi çoğunlukla kaba taneye yamukluk söz konusudur. Dolayısıyla havzaya daha çok uzak kaynaklı malzeme taşınmıştır (McLaren ve Bowles, 1985; Tucker, 1991).

Kayacın taşınma ve çökme mekanizmasını belirlemek için Oökçen ve Özkaya (1981)'in diskriminant analiz yöntemi kullanılmıştır. Tiu yöntemde, F1 ve F2 Φ ve 05'e karşılık gelen tane boyları göz önünde bulundurularak hesaplanmıştır.

$$(F_1 = -0.108x_{05} - 0.776x_{Me} + 0.345x_{(}>95} + 0.182x_{Mz} - 0.181x_{01} - 0.431x_{Sk} - 0.115x_{Kg} - 0.531$$

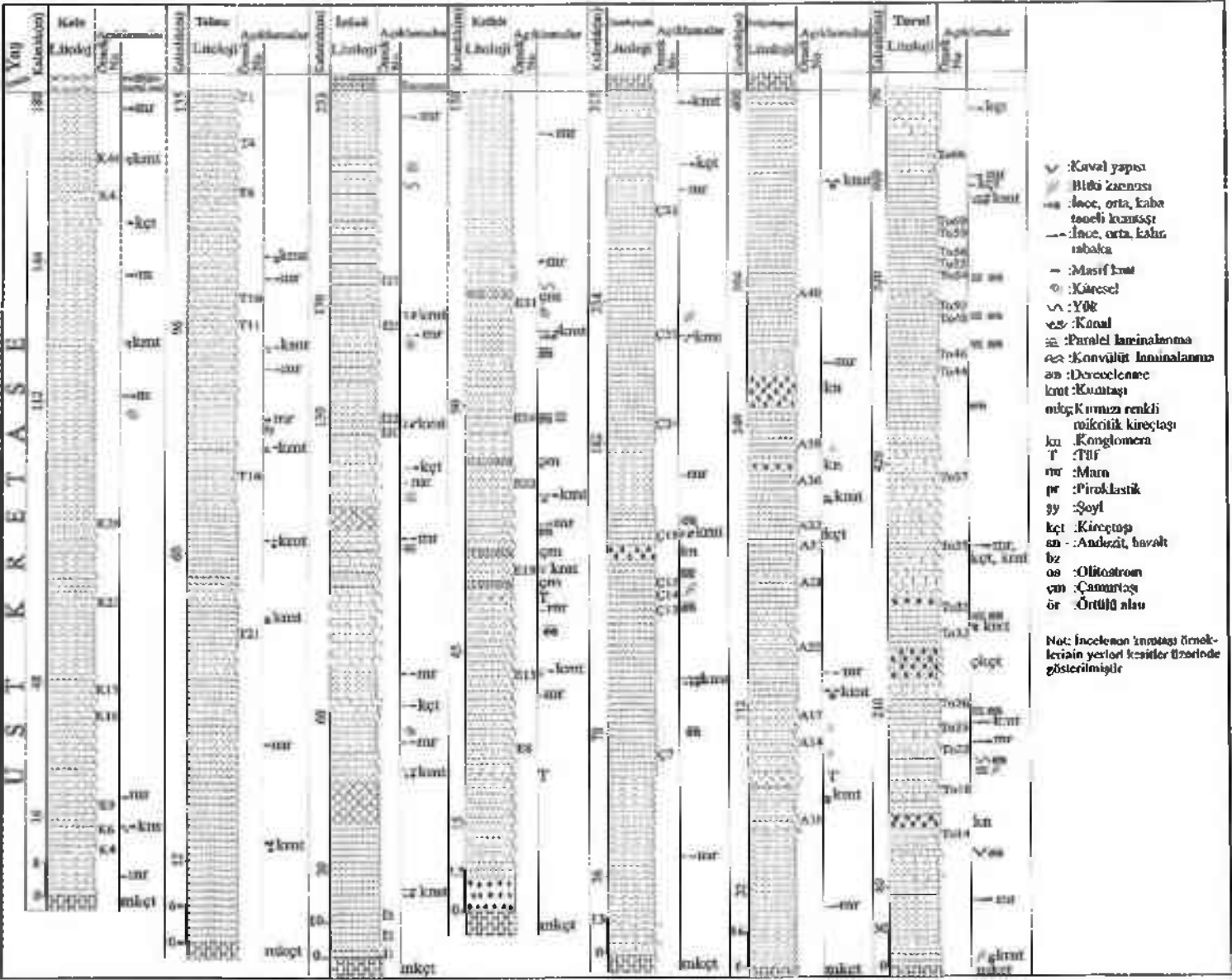
$$F_2 = -1.288x_{(}>5} - 4.376x_{Me} - 0.266x_{(}>95} - 3.042x_{Mz} + 0.532x_{al} + 0.982x_{Sk} - 0.121x_{Kg} - 2.168)$$

Buna göre örnekler türbidit akıntılarla taşınıp çökelmiştir ve iraksak türbidittir (Şekil 4),

SEDİMANTER PETROGRAFI

Ölçülü stratigrafik kesitlere ait kumtaşı örneklerinin modal analizi yapılarak bileşenleri tespit edilmiştir (Tablo 2). Kumtaşları başlıca, kuvars (Qm, Qp), feldispat (alkali feldispat, plajiolaz), kayaç parçacığı (Volkanik kayaç parçası (Lv), Sedimanter kayaç parçası (Ls)), opak mineral, tali mineral (olivin, biyotit, rauskovit, klorit), matriks ve çimento içermektedir (Şekil 5).

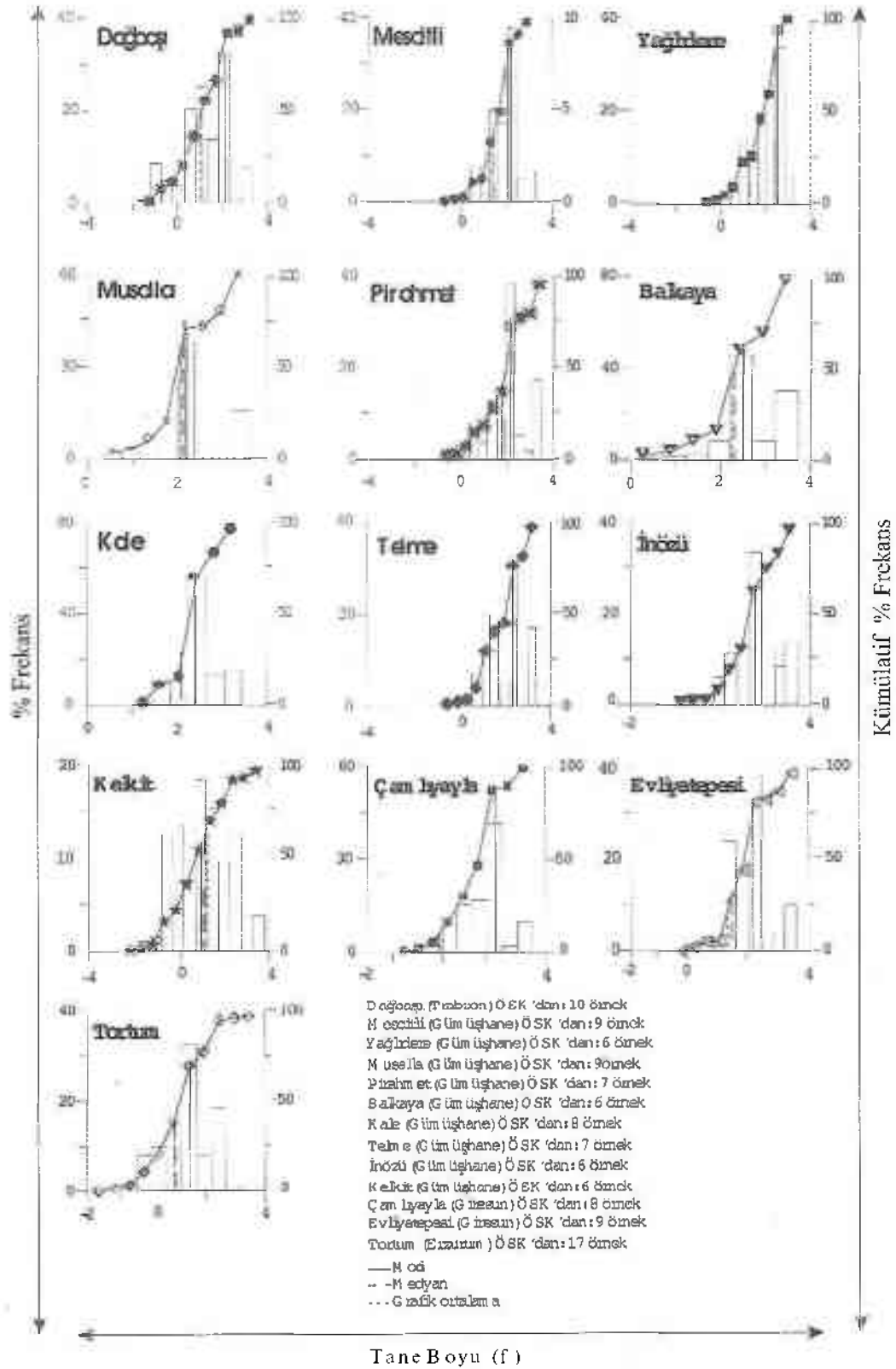
Kuvars: Monokristalin Kuvars (Qm): Kayaç içerisinde % 0.3-36.2±2.8 arasında değişmektedir. Taneler çoğunlukla yarı yuvarlak-yarı köşeli ve genellikle düz sönme, ender olarak da dalgalı sönme gösterirler. Düz sönmeli olanlar volkanik kor kayaç kaynağı (Tucker, 1991), dalgalı sönmeli olanlar ise hem düşük metamorfik kaynağı, hem de plütonik kaynağı göstermektedir (Lewis ve McConchie, 1994). Polikristalin Kuvars (Qp): Kumtaşları % 0.1-52±3 arasında değişen oranda polikristalin kuvars içermektedir. Taneler köşeli, yarı köşeli ve yarı yuvarlak olup, kristal sınırları süturlu ve düzdür.



Sekil 2'in devamı
Continued figure 2

Çizelge Tin devanı
Continued table I

Çalışma Sahası	Örnek No	$\phi 1$	$\phi 5$	$\phi 16$	$\phi 25$	$\phi 50$	$\phi 75$	$\phi 84$	$\phi 95$	Mz	$\sigma 1$	Sk	F1	F2
İnözü (Gümüşhane)	I-1	0	0.4	1	1.2	1.7	2.08	2.5	3	1.7	0.77	0.002	-0.56	-0.92
	I-2	0	-0.25	0.25	0.55	1	1.78	2.05	2.3	1	0.83	0.017	-0.29	-0.81
	I-3	1.5	1.53	1.82	2	2.2	2.6	2.8	2.95	2.3	0.46	0.14	-1.06	-1.85
	I-22	0	1.2	1.45	1.7	2	2.3	2.5	2.53	2	0.46	-0.33	-0.94	-1.38
	I-25	0	0.85	1.32	1.5	1.9	2.2	2.4	2.6	1.9	0.53	-0.18	-0.82	-1.20
	I-26	1.5	1.58	1.7	1.83	2.52	2.8	2.92	3	2.38	0.52	-0.33	-1.02	-1.24
Kelkit (Gümüşhane)	E-8	0	0.5	0.82	1	1.6	2.2	2.4	2.63	1.6	0.72	-0.03	-0.58	-1.04
	E-18	0	0	0.4	0.7	1.6	2.1	2.5	2.9	1.6	0.96	-0.12	-0.37	-0.21
	E-19	0	-1.8	-1.7	-1.3	-0.5	0.1	0.6	0.8	-0.53	0.97	-0.02	0.33	-0.33
	E-22	0	-0.3	0.05	0.45	1	1.9	2.3	2.4	1.1	0.97	0.09	-0.19	-0.94
	E-24	0	0.9	1.8	0	0.8	1.6	2	2.25	1.53	0.25	6.07	-2.80	1.02
	E-31	0	-0.92	-0.65	-0.35	0.5	1	1.8	2.1	0.5	1.07	0.09	0.08	-0.69
Çamlıyayla (Giresun)	Ç-7	0	0.98	1.03	1.25	1.7	2.2	2.4	2.52	1.70	0.57	0.07	-0.76	-1.57
	Ç-13	0	0.98	1.2	1.45	1.8	2.08	2.25	2.68	1.75	0.52	-0.05	-0.8	-1.44
	Ç-14	0	0	1.5	1.58	1.9	2.05	2.5	2.7	1.9	0.66	0.03	-0.81	-0.79
	Ç-15	0.45	0.5	0.92	1.08	1.6	2.2	2.35	2.4	1.59	0.64	0.04	-0.63	-1.32
	Ç-18	-0.7	-0.22	0.35	0.5	1	1.85	2.07	2.25	1.2	0.80	0.03	-0.32	-0.88
	Ç-24	0	0	0	0.6	1.1	1.55	1.75	1.92	0.94	0.73	-0.17	-0.42	-0.73
	Ç-27	0	0	1.03	1.25	1.5	1.85	2.23	2.7	1.5	0.71	0.053	-0.58	-0.94
	Ç-31	0	0	1.45	1.5	1.9	2.4	2.55	2.75	1.9	0.69	-0.04	-0.67	-0.55
Evliyatepesi (Giresun)	A-10	-0.25	-0.1	0.38	0.5	1	1.37	1.7	1.9	1	0.63	-0.02	-0.4	-1.09
	A-14	0.6	1	1.3	1.55	1.9	2.15	2.2	3.1	1.8	0.54	-0.1	-0.7	-1.36
	A-17	1	1.2	1.58	1.8	2	3	3.12	3.2	2	0.68	0.33	-0.8	-1.93
	A-22	0	1	1.2	1.3	1.7	2	2.05	2.2	1.6	0.39	-0.07	-0.8	-1.67
	A-28	1	1.3	1.65	1.7	2	2.3	3.1	3.2	2	0.65	0.39	-0.9	-2.14
	A-31	0	0	0.5	0.95	1.3	1.7	1.9	2.05	1	0.66	-0.21	-0.5	-0.76
	A-32	0	0	0.52	0.97	1.4	1.92	2.07	2.2	1.4	0.72	-0.26	-0.5	-0.49
	A-36	0.2	0.63	1.1	1.22	1.7	2.03	2.15	2.2	1.6	0.5	-0.21	-0.7	-1.24
A-40	0.85	0.9	1.45	1.8	2.2	2.7	3	3.2	2.2	0.73	-0.05	-0.8	-1.02	
Tortum (Erzurum)	To-14	0	0	0.3	0.45	0.9	1.1	1.63	2	0.9	0.64	0.16	-0.43	-1.5
	To-18	0	0.15	0.45	0.8	1.1	1.7	1.97	2.1	1.1	0.67	0.14	-0.47	-1.4
	To-22	0	0.17	0.45	0.9	1.7	2.07	2.12	2.45	1.42	0.76	-0.42	-0.53	0
	To-23	-0.25	-0.25	0.35	0.6	1	1.3	1.8	2.06	1	0.71	0.05	-0.4	-1.1
	To-26	-0.25	-0.26	0.35	0.53	0.95	1.2	1.7	2	1	0.68	0.02	-0.41	-1.1
	To-32	0	0	0	-0.8	1	1.42	1.6	2.1	1	0.72	-0.54	-0.39	0.16
	To-33	-0.22	0.2	0.5	0.88	1.1	1.5	1.8	2.1	1.1	0.61	0.06	-0.54	-1.4
	To-35	0	0.2	0.46	0.6	1	1.9	2	2.1	1	0.67	0.18	-0.45	-1.5
	To-37	-1.1	-0.95	0.45	-0.02	0.7	1.35	1.8	2.02	0.98	0.79	0.26	-0.17	-0.9
	To-44	0.25	0.42	1	1.45	1.6	2	2.12	2.2	1.57	0.55	-0.2	-0.74	-1.1
	To-46	-1.5	-0.93	-0.2	0	0.5	1	1.1	1.2	0.46	0.65	-0.21	-0.21	-0.5
	To-48	-0.95	-0.5	-0.1	0.15	0.95	1.45	1.6	1.92	0.82	0.79	-0.22	-0.25	-0.3
	To-50	-1	-0.9	-0.2	-0.05	0.1	0.88	1.05	1.5	0.32	0.67	0.34	-0.08	-1.4
	To-54	0	-0.5	0.2	0.4	0.8	1.05	1.5	1.8	0.83	0.67	-0.03	-0.36	-0.9
	To-56	0	0	0.53	0.6	1.1	1.35	1.75	1.9	1.1	0.59	0.02	-0.51	-1.2
To-60	-0.2	0.5	1	1.1	1.98	1.98	2.05	2.15	1.67	0.51	-0.83	-0.71	-0.4	
To-66	0	-1.12	-0.5	-0.12	1	1	1.18	1.5	0.56	0.82	-0.7	-0.23	1.11	



Şekil 3. Kum taşlarının kütiülatif % frekans eğrileri ve histogramları
Figure 3. Cumulative perçem curves and histograms of mudstones

Çizelge 2. Kumtaşlarına ait bileşenlerin modal analiz sonuçları
 Table 2. Modal analysis conclusions of compos'Ue of sandstones

Catalans Sahaları	Ornek No	Kvartz %		Feldspat %			Kapatit %			Mat. %	Çimento %	Tali mineral %				Miyokristal %
		Qm	Qp	Ac	Pf	Pl	Al	Il	Olivin			Biot	Mns	Kl		
Trabzon (Trabzon)	D-1	23 ± 0.9	1.5 ± 0.8	3 ± 1	1.4 ± 0.7	22.3 ± 2.6	27 ± 2.8	0	41.6 ± 1	0	0.14	0.6	0	0.7		
	D-5	18.6 ± 2.4	3 ± 1	6 ± 1.5	3 ± 1	22 ± 2.6	17 ± 0.8	0	45 ± 3	0	0	0	0.1	0.8		
	D-12	1.3 ± 0.7	3 ± 1	0.1 ± 0.2	0	43.1 ± 5	16.2 ± 2.2	0	46.2 ± 3	0	0	0.1	0	0		
	D-13	3 ± 1.4	3 ± 1	1 ± 0.6	0.1 ± 0.2	33.5 ± 2.8	11.1 ± 1.9	0	45.1 ± 3	0	0.1	0	0	1.1		
	D-16	3 ± 1	11 ± 1.9	0.3 ± 0.3	0	49 ± 3	2.7 ± 1	0	34 ± 2.9	0	0	0	0	0		
	D-17	10 ± 1.9	8.6 ± 1.8	3 ± 1	1 ± 0.6	40.5 ± 3	10.4 ± 1.8	0	35 ± 3	0	0	0	0	0		
	D-22	2 ± 0.9	7 ± 1.6	0.2 ± 0.3	0	29.6 ± 2.0	35 ± 2.7	0	36.2 ± 3	0	0	0	0	0		
	D-26	3 ± 1	11.4 ± 2	0	1 ± 0.6	23.6 ± 2.7	15 ± 1.2	0	46 ± 3	0	0	0	0	0		
	D-32	5 ± 1.4	19 ± 2.5	1.2 ± 0.7	0.6 ± 0.4	40.3 ± 3	3.1 ± 1	0	29 ± 2.8	0	0	0	0	0.3		
	M-1	26.4 ± 2.8	14 ± 2	3.3 ± 1	0.1	7.2 ± 1.6	1.4 ± 0.7	22.8 ± 2.6	19.3 ± 2.4	1.2	0.4	1	2	0.7		
M-12	10.6 ± 1.9	14.3 ± 2	3.7 ± 1	0.4	5.6 ± 1.4	0.4	23.8 ± 2.6	4.5 ± 1.3	0.37	0.08	0.78	0.72	0.8			
M-13	7.4 ± 1.6	8.2 ± 1.7	4.1 ± 1.3	0	12.3 ± 2	0.3	10.9 ± 1.5	6.5 ± 1.5	0.3	0.1	0.4	0	2.2			
M-14	8.9 ± 1.8	6.8 ± 1.5	3.0 ± 2.8	0.1	12.5 ± 2	0.3	7.8 ± 1.6	30.4 ± 2.9	0.6	0.4	0.7	0.5	1			
M-30	9.8 ± 1.9	9.7 ± 1.8	1.9 ± 1.5	1.7 ± 0.8	10.4 ± 2.4	0.9 ± 0.4	19.9 ± 2.5	17.8 ± 2.4	0	0.1	0.3	1.3	0.3			
M-34	2 ± 0.9	0.1	10.9 ± 1.9	2.2 ± 0.9	31 ± 2.9	0	12 ± 1	40 ± 3	0	0.22	0.38	0	1.2			
M-36	11.3 ± 2	10.5 ± 1.9	30.4 ± 2.9	1 ± 0.5	10 ± 1.8	0	24.4 ± 2.7	11.6	0	0.26	0.62	3.52	1			
M-38	17 ± 2.1	16.2 ± 2.3	1.3 ± 2	0.8 ± 0.4	9.4 ± 1.8	3.4 ± 1.1	12 ± 1	21 ± 2.3	0	2	2.8	2.4	1			
M-40	20.8 ± 2.5	25.6 ± 2.7	4.3 ± 1.2	0.8 ± 0.4	14.3 ± 2.2	2.6 ± 1.1	2.9 ± 1	20.6 ± 2.5	0	2	3	1.3	2			
Y-19	16.6 ± 2.3	30 ± 2.9	2.7 ± 2.6	0.7 ± 0.4	1.4 ± 0.7	0	25.3 ± 2.7	2.6 ± 1	0	0.2	0	1	0.2			
Y-28	20.4 ± 2.8	3.7 ± 1	28.4 ± 3.8	5.3 ± 1.4	1 ± 0.5	0	24.3 ± 2.7	3.6 ± 1.4	0	0.5	0.4	4.1	0.1			
Y-29	26.4 ± 2.8	5.5 ± 1.4	5.5 ± 1.7	4 ± 1.2	1.6 ± 0.7	0	47.9 ± 3	2.4 ± 0.9	0	1.4	0.4	0.4	0.4			
Y-40	11 ± 1.9	3.3 ± 1	1.7 ± 0.8	2.4 ± 2.0	1.4 ± 2	0	4.6 ± 1.7	4.6 ± 1.7	0	0.15	0	0.15	0.3			
Y-48	21.2 ± 2.6	22.5 ± 2.6	5.5 ± 1.4	0.1	3 ± 1	0	28.3 ± 2.8	12.6 ± 1.2	1.5	1	0.7	1.8	1.1			
Y-49	18.3 ± 2.4	35.8 ± 3	5.7 ± 1.4	0	3.4 ± 1	0.3	17.7 ± 2.4	4.8 ± 1.8	2.2	1	1.3	3.3	1.2			
Y-51	13.3 ± 2	17.3 ± 2.4	41.2 ± 3	0.7 ± 0.4	4.7 ± 1.3	1.4 ± 0.7	12 ± 2	6.3 ± 1.5	0.6	1.7	0.6	1.1	0.1			
Y-82	25.3 ± 2.7	24 ± 2.7	9.3 ± 1.8	0.2	3.3 ± 1	1.1 ± 0.6	17 ± 2.3	16.5 ± 2.3	1.5	0.17	0.17	0.26	0.8			
Y-83	6 ± 1.5	15.5 ± 2	44.7 ± 3	3.7 ± 1	6 ± 1.5	3.7 ± 1.2	10.6 ± 1.9	7.8 ± 1.6	0	1.5	0	0.5	0			

Çizelge 1'in devamı
Continued table 1

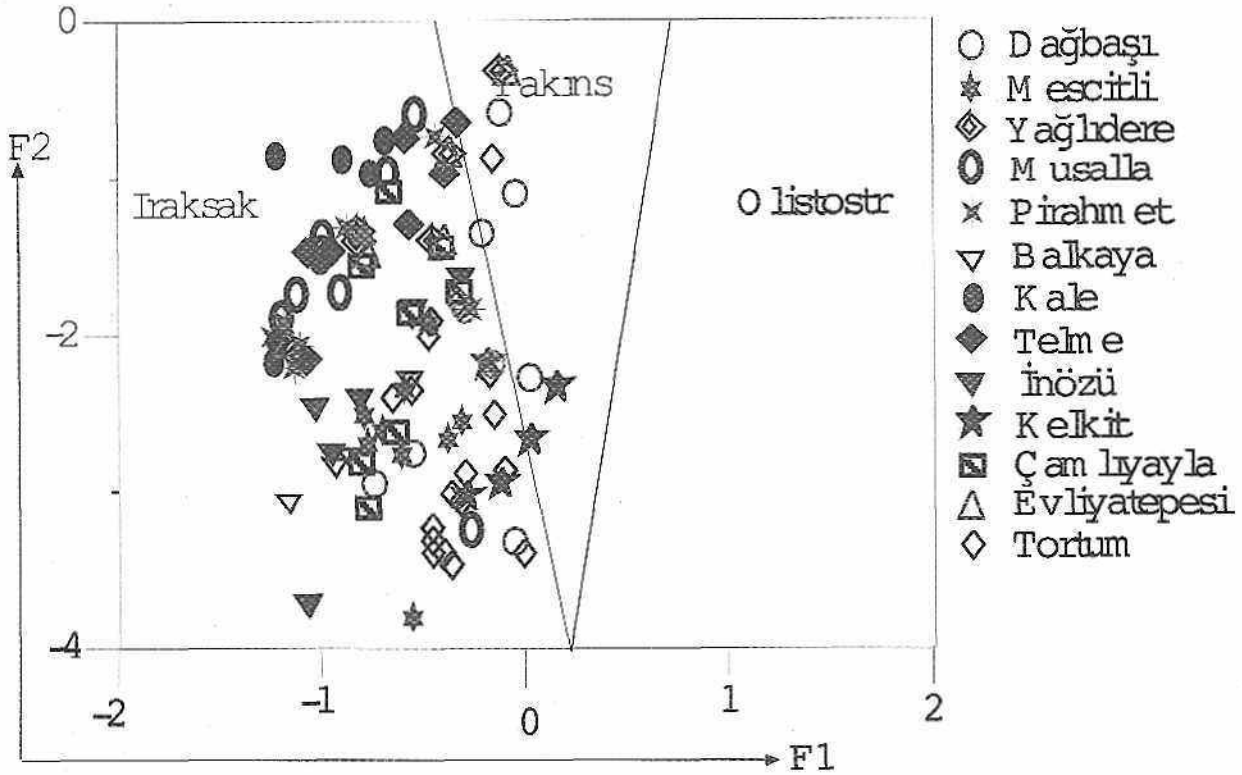
Musalla (Günüşhane)	Örnek No	Kavars %			Feldispat %			Kayaş Parçacığı %			Mikritik %	Çimento %	Tali mineral			Opak atın %
		Qm	Qp	Af	Pf	Ev	Ed	Ed	Albit	Muskovit			Klorit			
Musalla (Günüşhane)	N-23	23,6±2,7	19,2±2,2	8,7±1,3	0,4	19,3±2,4	1±0,5	10,2±1,9	17,5±2,4	1,07	0,49	1,47	1,07	0,4		
	N-34	34,8±1,3	15,6±2,2	4,8±1,3	0,6±0,3	19,9±2	0,2	4,8±1,3	19±2,4	3,05	1,28	1,38	0,59	0		
	N-10	4,5±1,8	1,1±0,1	8,2±1,7	1,8±0,8	5±1,3	2±0,8	16±3	30±7,8	0	0	0	0	6,2		
	N-45	23±2,6	5,4±1,4	1,6±0,6	0,1	11,4±2	5,1±1,3	2,9±1,6	40,5±3	1,3	0,4	1,4	1,9	1		
	N-40	19,7±3,5	7,7±1,6	3,9±1	0,1	8,1±1,3	0,3	30,5±2,9	23,3±2,8	0	0,3	1,2	0	4,4		
	N-80	24,5±2,7	1±0,6	0,7±0,5	8±1,7	12±3	0	31,9±2,9	20,5±2,5	0	0	0,2	1,1	0		
	P-14	22±2,6	3,7±2,0	1,3±0,7	0	14,5±2,2	0,9±0,6	1,1±0,2	3,3±1	0,6	0	0,2	0	3,4		
	P-16	20,1±2,5	12,1±2	0,4±0,4	0	12,7±2	3,6±1,8	0	39,6±3	1,2	1,2	0,6	2	2,5		
	P-21	18,4±2,5	5,7±1,3	3,8±0,8	0,3±0,3	17,1±3	4,9±1,4	3±0,3	15,2±3,3	1,4	0,3	0,5	0	8,4		
	P-22	12,5±2	2±0,9	2±0,9	0	16,3±2	5,3±1,4	2,1±0,3	8,4±1,8	1,1	0	0	0	0		
Pürbiçce (Günüşhane)	P-25	25±2,7	21,2±2,6	2±0,9	0,2±0,3	14,3±2	3,1	0,3±0,1	30,1±3	1,9	0,2	0,5	0,6	0,3		
	P-26	10,3±2	4,6±1	2±0,9	0	14,2	10±1,9	13±0,4	12,4±2	1,9	0,1	0,2	2	0		
	P-27	19±2,8	25,2±2,7	1,3±0,7	0	6±1,5	9±1,9	5±0,5	25,1±2,7	2,7	0	0,7	1,7	4,2		
	P-29	22,5±2,6	2,5±2,6	2±0,9	0,2±0,3	10,2±2	3,5±1,2	1,1±0,2	31,4±2,9	3	0	0,5	1	2		
	P-31	26,3±2,8	18,3±2,4	0,4±0,4	0,2±0,3	5,4±1,4	4±1,9	4,1±0,4	33,3	5	0	1	1	3		
	P-33	21±2,5	18,5±2,3	0,1±0,4	0,1±0,2	7,4±1,6	2,5±1	6,2±0,5	31,4±2,9	1,4	1,3	0,7	7	2		
	B-10	19±2	3,2±1	3±1,2	0	12,1±2	8,6±1,7	2±0,8	21,6±2,6	0,2	2	0,5	0	0,5		
	B-14	20±2,5	13±2	1±0,5	0	11±1,9	15±3	0,2	37,4±3	0,8	0,6	0	0	1		
	B-18	19,5±2,5	3,6±1,3	4,1±2	0,5	19,3±2,4	3,4±1,3	0	19±2	0,5	0,6	0,3	0,3	1		
	B-24	28,3±2,8	2,7±2,8	3,2±1	0	10,5±1,9	4±1,2	0	21,6±2,6	2,4	0,2	0,2	0,6	2		
Balkeya (Günüşhane)	B-27	23±2,6	23±2,6	2±0,8	0	15,4±2,2	5,4±1,4	0,1	25,3±2,7	2	0	2	1,2	0,2		
	B-28	32±2,9	11,7±2	7,1±6	0	6,1±1,5	3,4±1,1	2,1±0,8	27,7±2,8	2	0,4	0,8	0,3	6,7		
	K-4	18±2,4	21,3±2,7	2,1±0,9	0	13±2	6±1,5	-	29,0±2,8	0,9	1,6	0,5	2	3,3		
	K-8	18,5±2,4	1,5±1	1,1±0,6	0	14,4±3	7±1,6	-	40±3	0,7	3,3	-	3	3,3		
	K-9	17,1±2,3	2,4±1,6	0	0	10±1,8	10,1±8	5,6±1,4	39,6±3	1,3	1,4	0,4	1,9	5,4		
	K-16	18±2,4	15,4±2,3	1,4±0,7	0,2	10±1,8	7±1,6	3,5±1,1	35±3	0,5	3,1	1,3	2,3	2,8		
	K-17	17,5±2,4	20,5±2,5	2,4±0,9	0,3	11±1,9	7±1,6	-	30,1±2,4	0,3	3,4	1,4	4,3	2		
	K-23	22,3±2,6	2,1±2,5	4,1±2	0,5	10±1,8	3,9±1,1	2±0,8	20,4±2,8	1,8	1,7	0,8	1,9	1		
	K-28	17±2,3	17,4±2	1±0,5	0,3	13,3±2	5,6±1,4	5,2±1,4	37±3	1,7	1,3	1,1	3,8	3,3		
	K-41	11,2±2,4	22±2,6	2±0,8	-	16,1±2,3	4,1±2	4,1±2	23±2,7	2,3	0,8	1,1	5,2	3,3		

Çizelge 1'in devamı
Continued table 1

Kale (Gümüşhane)	Örnek No	Kuram %		İçerikler %		Kıvamlılık %		Kıvamlılık		Çimento %	İstatistiksel %		Opak oranları %
		Oran	Oran	AF	AF	AF	AF	AF	AF		AF	AF	
Temiç (Gümüşhane)	K-44	17.2 ± 2.4	21.3 ± 2.3	13.6 ± 2.2	8.1 ± 1.7	17 ± 2.3	5.4 ± 1.4	2 ± 0.8	9 ± 1.8	-	1.1	1.1	4.4
	T-1	19.8 ± 2	23.1 ± 2.8	1 ± 0.8	0	21.5 ± 2.6	7.4 ± 1.3	9 ± 0.6	13 ± 2.8	0.8	0.2	-	0.5
	T-4	33.3 ± 2	18.1 ± 2.4	1.8 ± 0.8	0	9 ± 1.8	4.4 ± 1.5	15 ± 0.8	14.7 ± 2.2	0.8	-	3.3	0.3
	T-6	18.4 ± 3	50 ± 1	0.7 ± 0.5	0	14 ± 2	6.4 ± 1.2	4.3 ± 0.4	8 ± 2	1	-	0.6	0
	T-10	30.5 ± 2.3	8 ± 1.7	2.2 ± 0.8	0	4.6 ± 1.3	4.5 ± 1.3	13.2 ± 0.7	26.5 ± 2.8	2	3	1	4
	T-31	15.3 ± 2	23.2 ± 2.8	2 ± 0.8	0	13.3 ± 2	5 ± 1.4	13.8 ± 0.7	18.1 ± 2.4	2.6	1.4	0.3	1.5
	T-16	27 ± 3	0.1 ± 0.2	0.8 ± 1	0	9.5 ± 1.8	7 ± 1.6	11 ± 0.7	2 ± 3 ± 2.8	2	0.5	0.7	2
	T-21	25.1 ± 2.3	11.4 ± 2	1.1 ± 0.7	0	11.0 ± 2	7 ± 1.6	8 ± 0.6	25.0 ± 2.7	1.4	1.4	1	3.6
	T-1	3.2 ± 2.8	8.5 ± 1.7	2.5 ± 1	4.5 ± 1.3	3.5 ± 1	0.2 ± 0.1	16.4 ± 1	3.4 ± 1.4	0.1	0.4	0	0
	T-2	26.3 ± 2.7	7.7 ± 1.8	8 ± 1.4	10.4 ± 1.9	8 ± 1.5	0	36.1 ± 1	6.1 ± 1.5	0.3	0	0	0.1
İnövü (Gümüşhane)	T-3	24.2 ± 2.8	8.4 ± 1.7	3 ± 1.7	3 ± 1	2 ± 0.9	0.2 ± 0.1	45.2 ± 1	12.5 ± 2	0.1	0.1	0	0.2
	T-20	20.4 ± 2.7	5.1 ± 1.4	5.3 ± 1	1.4 ± 0.7	13.0 ± 2	0.3 ± 0.1	2.4 ± 0.1	49.4 ± 3	0	0	0	0.1
	T-23	28.5 ± 3	4 ± 1	25.2 ± 2	3.5 ± 1	12.4 ± 2	0	5.7 ± 0.3	18.7 ± 2.5	0.4	0.3	0.1	0.5
	T-25	14.5 ± 2	28 ± 2.8	0	0	22 ± 2.6	5.3 ± 1.4	0.4 ± 0.1	23.4 ± 2.7	0.3	5	0.4	0.4
	T-27	14.5 ± 2	5 ± 1.4	1 ± 0.8	1 ± 0.6	26.3 ± 2.8	0.5 ± 0.4	2.3 ± 0.1	47.3 ± 3	0	0.38	0.05	0.3
	T-8	3.6 ± 1	1.6 ± 0.8	66 ± 3	0.7 ± 0.3	0	0	1.2 ± 0.2	0.6 ± 0.3	0	0	0	19
	T-13	0.7 ± 0.5	0.2 ± 0.3	0.2 ± 0.3	0.2 ± 0.3	62.4 ± 1	0	0	27.3 ± 2.8	0	0	0	0
	T-19	0.4 ± 0.3	0.5 ± 0.4	4.2 ± 1.3	5 ± 1.4	64 ± 1	0	0	20 ± 2.5	0	0	0	0
	T-22	1.6 ± 0.8	2.5 ± 0.9	2.2 ± 1.6	0	13 ± 1	3 ± 1	3 ± 1	17.6 ± 2.4	0	0	0	1.4
	T-24	2.6 ± 1	3.4 ± 1.4	4.2 ± 1.6	6.1 ± 1.5	9.5 ± 1.8	2.3 ± 0.9	6 ± 0.8	14 ± 2.2	0	0	0	0
Camberg (Görmüş)	T-31	7.1 ± 0.8	0.8 ± 0.5	1.2 ± 0.2	0.7 ± 0.3	8.5 ± 2.8	11 ± 2	0	20 ± 2.8	-	1	0.4	0.6
	C-7	10.2 ± 2.8	19 ± 2.5	1.8 ± 0.8	0	9 ± 1.8	9 ± 1.8	1 ± 0.2	16.0 ± 2.4	3	4	1.4	10
	C-13	20.4 ± 2.5	27.4 ± 2.8	3 ± 1	0.7 ± 0.5	14 ± 2.3	0.4 ± 1.3	0.4 ± 0.1	17.5 ± 2.4	1.5	6.6	0.7	4
	C-14	26.1 ± 8	20 ± 2.3	2 ± 0.5	0.1 ± 0.2	12 ± 2	4.5 ± 1.6	13 ± 0.7	17.2 ± 2.4	2	-	1.5	1.5
	C-15	17 ± 2.8	37 ± 3	1.4 ± 0.7	1 ± 0.6	10 ± 1.9	7.2 ± 1.7	3 ± 0.4	15.0 ± 2.3	2	1	-	4
	C-18	10.3 ± 1.9	30 ± 1	8.5 ± 1.4	0.2 ± 0.3	25 ± 2.7	9 ± 1.4	0	14.1 ± 2.2	0.6	-	-	0
	C-24	14.4 ± 2	29 ± 2.8	3 ± 1.4	0	20 ± 2.7	5.4 ± 1.4	3 ± 0.4	19 ± 2.3	1.5	1.4	1.8	1.7
	C-27	19 ± 2.3	17.2 ± 2.4	2.5 ± 0.8	0.1 ± 0.2	13 ± 2	5.2 ± 1.5	15.2 ± 0.8	10 ± 2.5	1.4	1.8	2	3.4
	C-31	26.4 ± 2.8	17.1 ± 2.4	1.6 ± 0.8	0.3 ± 0.3	8.4 ± 1.7	6.2 ± 1.8	11.3 ± 0.7	20.1 ± 2.3	1	1.6	2	3
	A-10	20 ± 2.3	23 ± 2.6	6 ± 1.5	2.4 ± 0.9	20 ± 2.5	10 ± 1.8	8.5 ± 1.7	0 ± 1.5	0	2.8	0	0
Eylazepesi (Gümüşhane)	A-14	14.5 ± 2	22 ± 2.6	4 ± 1.2	0.1	15 ± 2.2	3 ± 1	1 ± 0.3	28.5 ± 2.8	4.4	0	0.7	3.3
	A-17	18.9 ± 2.4	3.1 ± 2.6	1 ± 0.5	0.3	9 ± 1.8	6 ± 1.3	0.4	24.2 ± 2.7	4.3	1.1	1	6.6
	A-22	19.8 ± 2.3	53 ± 2.9	1.8 ± 0.8	1 ± 0.3	0.4 ± 1.8	3 ± 1.3	0	18.6 ± 2.4	3	2.6	1.3	3.3
	A-28	25 ± 1.7	21 ± 2.8	4.5 ± 0.7	0	11 ± 1.9	6 ± 1.5	0	20.4 ± 2.5	8.8	0.8	1	2.5

Çizelge 1'in devamı
Continued table 1

Örnek No	Kuvvars %			Feldispat %			Kalsiyum Parçacığı %		Matritika %	Çimento %	Tuzlu Mineral %			Opak mineral %
	Qm	Qp	Qb	Af	Pfj	Lv	Lv	Es			Clivin	Biyolit	Muskovit	
Evliyepınarı (Gümüşhane)	A-31	12.2 ± 2	35.8 ± 3	21.0 ± 8	0.1	20 ± 2.5	7.0 ± 1.0	23.1 ± 0.9	13.2 ± 2.1	3.6	1.7	0.7	0.5	1.3
	A-32	11 ± 2	47 ± 3	2 ± 0.8	0	18.6 ± 2.4	5.7 ± 1.4	1 ± 0.5	10 ± 1.0	3.8	0.5	0.4	.6	0.4
	A-36	1.6 ± 1	40.4 ± 3	2 ± 0.8	0	18 ± 2.2	7.6 ± 1.6	1 ± 0.5	12.4 ± 2	2.7	2	0.5	3.8	1
	A-38	18.3 ± 2.4	30 ± 2.9	21 ± 0.8	0.2	10.1 ± 1.9	4 ± 1.2	3.2 ± 1	20.0 ± 2.7	3.2	0.3	1	..1	0
Iğdır (Erzurum)	A-40	30.5 ± 2.5	31 ± 3.0	1.5 ± 0.7	0.4	7 ± 1.6	5 ± 1.3	16.1 ± 2.3	12.2 ± 2	2.2	0.7	0.4	2.8	0.3
	TO-14	10 ± 1.9	9 ± 1.8	39.2 ± 3	1.1 ± 1.7	16 ± 2.3	0.2 ± 0.3	0	0.2 ± 0.3	0.5	0.1	4	5	8
	TO-18	17.6 ± 2.8	17.8 ± 2.4	30.2 ± 2.9	1.8 ± 1	13 ± 2	0	0	0.3 ± 0.3	0.5	0.1	..6	7.7	1.6
	TO-22	3 ± 1.0	25 ± 3.7	41 ± 3	2 ± 0.0	11 ± 2	0	0	0	0	0	1.4	..6	8
	TO-23	12 ± 3	8.1 ± 1.7	11 ± 2	6.5 ± 1.6	33.1 ± 3.0	3.3 ± 1	0	13 ± 2	0.4	0	2.2	0.4	7
	TO-26	32.3 ± 1.4	6.1 ± 1.5	8.3 ± 1.7	6 ± 1.5	40.5 ± 3	3.3 ± 1	0	19.3 ± 2.3	0	0	0.5	0.3	9
	TO-32	6.2 ± 1.5	8 ± 1.7	1.6 ± 0.8	0.6 ± 0.5	26.7 ± 2.8	43.7 ± 3	0	13 ± 2	0	0	0	0	0.2
	TO-33	30 ± 2.9	9.2 ± 1.8	0.3 ± 1.0	16.3 ± 2.3	10.4 ± 2	11 ± 2	0	4 ± 1.2	0	0.3	2.5	3.8	6.4
	TO-35	1.0 ± 0.9	10.3 ± 1.9	4.8 ± 3	5.4 ± 1.4	17 ± 2.3	0.3 ± 0.3	0	18 ± 2.4	0	0	0	0	4.3
	TO-37	9 ± 1.8	4.6 ± 1.3	5 ± 1.4	51.3 ± 3	21 ± 0.9	3.8 ± 1.5	0	14.0 ± 2.2	0	0	4	..5	3.8
	TO-41	8.4 ± 1.7	16.2 ± 2.3	7.0 ± 1.6	20 ± 2.5	20.4 ± 2.5	0	0	0.3 ± 0.4	0	0	3	1.5	2.6
	TO-46	5.7 ± 1.3	16.7 ± 2.3	40.1 ± 3	3.3 ± 1	5 ± 2	0.1 ± 0.2	3.5 ± 1	0.2 ± 0.3	0	0	3	3.2	1.7
TO-48	14.6 ± 2	6 ± 1.5	5.1 ± 1.4	12.4 ± 2	31 ± 1.4	0	8.2 ± 1.7	0.2 ± 0.3	0	0	0	0	1.9	
TO-50	13.4 ± 2	7 ± 1.6	33.3 ± 2.9	24 ± 2.7	5.3 ± 1.4	0.2 ± 0.3	0 ± 1.3	0.3 ± 0.3	0	0	1.3	1.3	1.5	
TO-54	19 ± 2.5	7.3 ± 1.6	30.4 ± 2.9	20 ± 2.5	11.6 ± 2	0	4 ± 1.2	2 ± 0.9	0	0	1.6	1.8	..7	
TO-55	9.7 ± 1.8	9.1 ± 1.8	51.6 ± 1.3	8.1 ± 1.7	13 ± 2	0	2 ± 0.9	1.3 ± 0.7	0	0	1.2	1.5	1.3	
TO-56	4.5 ± 1.3	6.4 ± 1.5	48.3 ± 3	10 ± 1.9	21.3 ± 2.5	0	0.5 ± 0.44	2.4 ± 0.9	0	0	1.4	0.9	1.7	
TO-59	0.7 ± 0.3	1.2 ± 0.7	31 ± 3	7 ± 1	27 ± 2.8	0	0	1.1 ± 1	0	0	0.3	0.6	2.6	
TO-60	0.3 ± 0.3	0.3 ± 0.3	49 ± 3	8.7 ± 1.8	28.2 ± 2.8	0	0	2.5 ± 0.9	0	0	0	0.3	6.7	
TO-66	31 ± 2.9	1 ± 0.4	18.4 ± 3	27.4 ± 2.8	9 ± 1.8	0	0	7.2 ± 1.6	0	0	6	0	0	



Şekil 4. Kumtaşı önelcilerinİB diskriminant analizi
Figure 4. Discriminani analysis of sandstones

Feldispat: Alkali Feldispat (Af): Kayaç içerisinde % 0-66 ± 3 arasında değişmektedir. Taneler yarı köşeli-yarı yuvarlaktır. Bunlar genellikle mikropertitik strüktürde olup, plittonik kaynağı gösterirler. PUjioklaz; Kumtaşları içerisinde % 0- 51.3 ± 3 arasında bulunmaktadır. Plajiolklaz çoğunlukla albit ender olarak da karsbald ikizi gösterirler. (010) yüzeyine dik kesitlerde sönme açılan 40°-70° arasında olup, andezii-labrador özelliğindedirler (Kem 1959; Erkan, 1994). Dolayısıyla bazik kayaçlardan turedikleri anlaşılmaktadır.

Kayaç Parçaları: Volkanik Kayaç Parçası (Lv):
Kayaç içerisinde % 0- 64 ± 3 arasında değişmektedir. Taneler yarı köşeli, yarı yuvarlak ve yuvarlaktır. Üneellikle bazik kayaç parçaları mevcuttur. Sedimanter

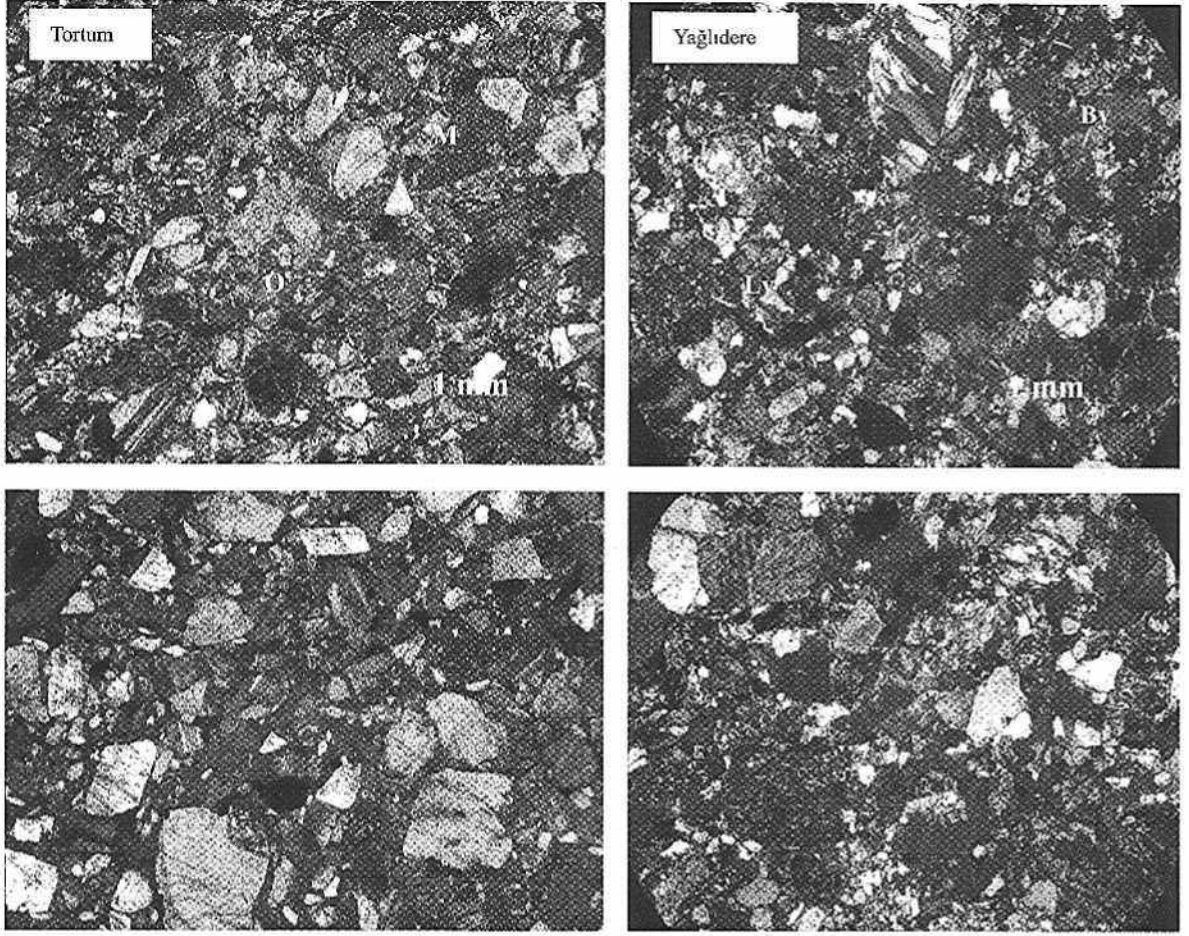
Kayaç Parçası (Ls): Kumtaşları içerisinde % 0-43.7 ± 3 arasında bulunmaktadırlar. Mevcut olan sedimanter kayaç parçalarının tamamını kireçtaşları oluşturmaktadır, ianeler yarı yuvarlak ve yuvarlaktır.

Tali Mineral: Kayaç tali mineral olarak %0-19 oranında olivin, biyotit, muskovit ve kloru içermektedir.

Opak Mineral: Kayaç içinde % 0-11.8 arasında değişmekte olup, geneldi; taneler yuvarlak ve küçük boyutludurlar

Bağlayıcı : Matris: Kumtaşları % 047.91 arasında değişen ovanda kil, kuvars ve feldispat parçacıklarından ibaret olan matris içermektedir.

Çimento: Kayaç içerisinde % 0.2 - 49.4 ± 3 oranında kalsit çimento mevcuttur.



Şekil 5. Seçilen bazı kumtaşı örneklerinin ince kesit görünüşleri (Qm: Monokristalin kuvars, Qp: Polikristalin kuvars, Af: Alkali feldispat, Pj: Plajjoklas, Lv: Volkanik kayaç parçası, Ls: Sedimamer kayaç parçası, M: Matriks., Ç: Çimento, Ol: Olivin, By: Biotit)

Figüre 5. Microscopik vüfa seçiled same samples of sandstones (Qm: Monokristalin kuvars, Qp: Polikristalin kuvars, Af: Alkali feldispat, Pj: Plajjoklas, Lv: Volkanik kayaç parçası, Ls: Sedimamer kayaç parçası, M: Matriks., Ç: Çimento, Ol: Olivin, By: Biotit)

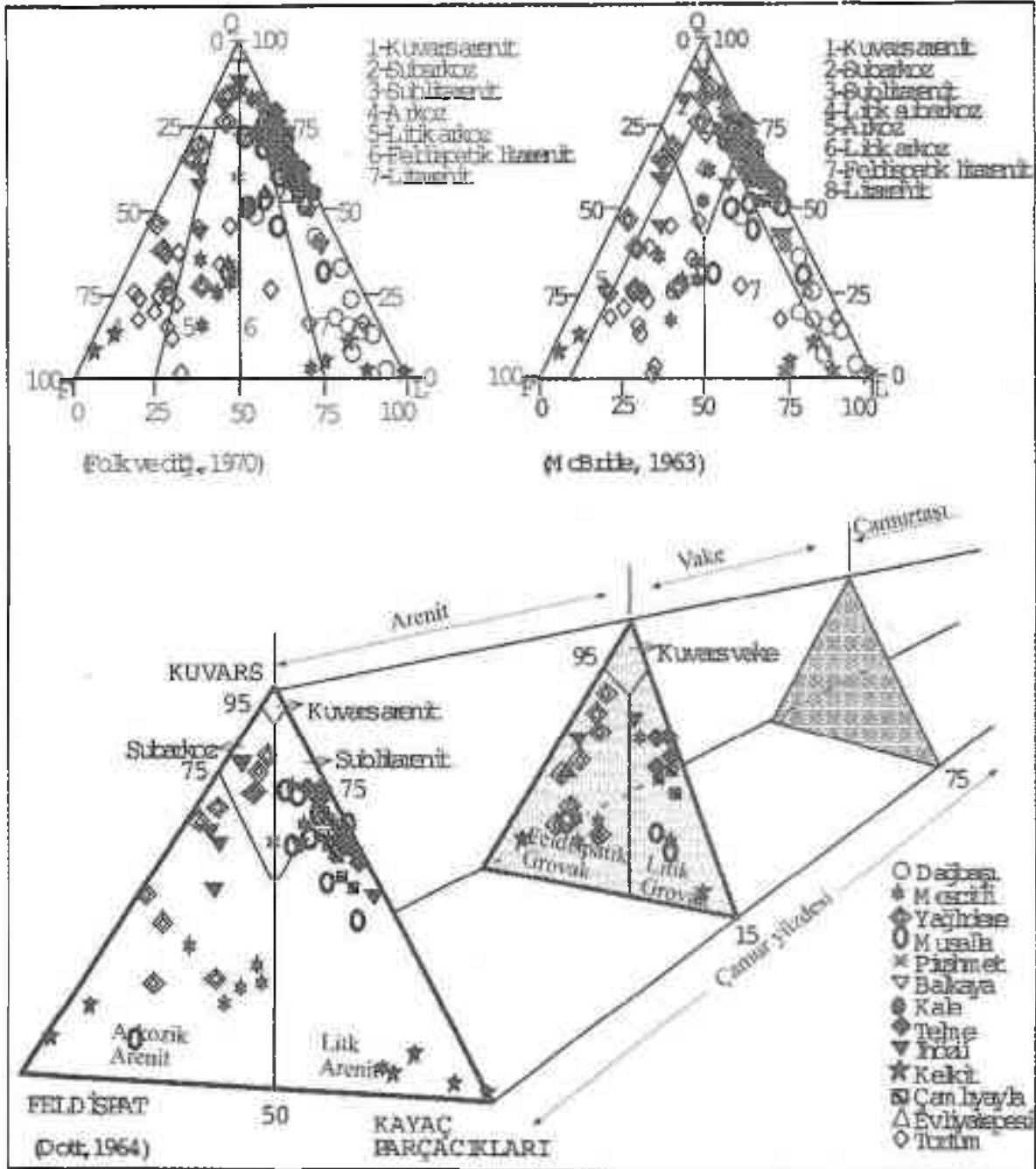
Kumtaşlarının Sınıflaması

Seçilen kumtaşı örneklerinin Folk ve diğ. (1970), McBride (1963) ve Dott (1964)'ün üçgen diyagramları yardımıyla sınıflamaları yapılmıştır. Buna göre; Folk ve diğ. (1970) ve McBride (1963) üçgen diyagramlarında beş kesitin örneklerinin büyük çoğunluğu "litarenit" bölgesinde, az bir kısmı da "arkoz" ve "litik arkoz, feldispatik litarenit" gibi geçiş bölgelerinde yer almaktadır. Dott (1964) üçgen diyagramında, matriks göz önünde bulundurulmadan hesap yapıldığında örneklerin büyük çoğunluğu "litik arenit" bölgesine, diğerleri de "arkozik arenit", "subarkoz" ve "sublitarenit" bölgelerinde bulunmaktadır.

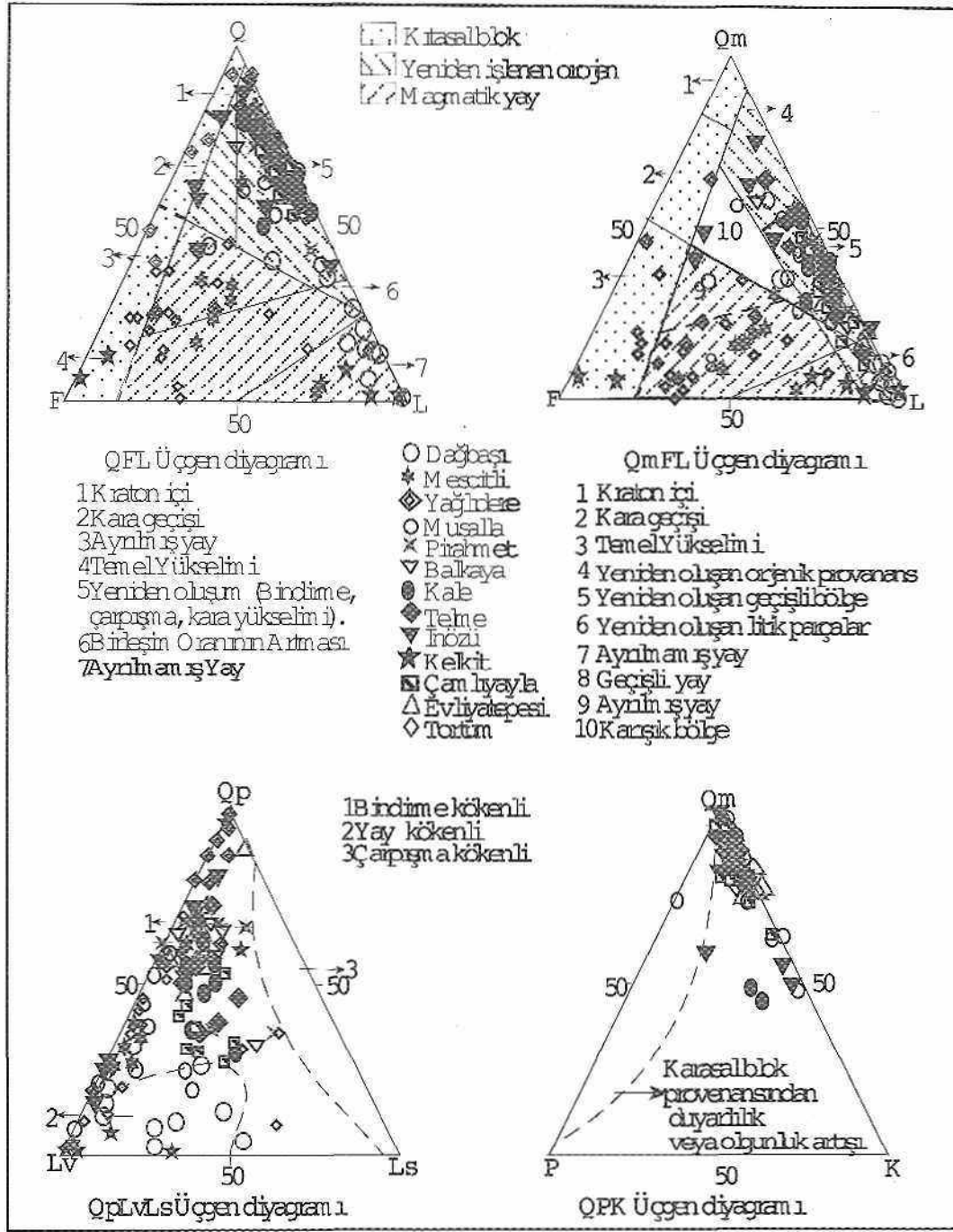
Ancak matriks göz önüne alınarak hesap yapıldığında, Pınahmet, Balkaya, Kale ve Evliyatepesi ölçülü stratigrafik kesitleri hariç, diğer kesitlerin çoğu örneklerin matriks oranı % 15 den fazla olduğu için bu örnekler "litik grovak" ve "feldispatik grovak" bölgelerine düşmektedir (Şekil 6). Bütün bu verilere göre, Geç Kretase yaşlı kumtaşları "litarenit-arkoz" arasında değişmektedir.

Kumtaşlarının Plaka Tektoniği Açısından Yorumu

QFL. QmFLt, QpLvLs, QnPK üçgen diyagramları kullanılarak kumtaşlarının plaka tektoniği açısından yorumu yapılmıştır (Dickinson ve Suczek, 1979; Dickinson, 1982, Dickinson ve diğ., 1983).



Şekil 6: Kumtaşlarının sınıflandırılması
 Figure 6. Classification of sandstones



Şekil 7. Kumları örneklerinin üçgen diyagram larına dağılımları (Dickinson 1985)

Figure 7. Provisional compositional of sandstones derivation from different type of provenance (from Dickinson 1985)

Üçgen diyagramlarda uç değer olarak kullanılan bileşenlerin yüzde oranları Tablo 3'de verilmiştir. QFL üçgen diyagramına göre Kelkit kesitinin kurması örnekleri "ayrılmamış yay" (mağmatik yay bölgesi) ve "temel yük selim bölgeleri"TM (kıtasal blok bölgesi), diğer örnekler iye "yeniden işlenen orojen bölgesi"ni işaret etmektedir (Şekil 7). Hem mağmatik yaydan hem de kıtasal blok (temci yükselim kısmından) bölgesinden feldspatca zengin kumlar (üreyebilir ve bunları ayırt etmek imkansızdır (Dickinson, 1985). Fakat bölgenin tektonik evrimi de (Dewey v. dğ., 1973; Adamia v. dğ., 1977; Şengör ve dğ., 1981; Tokel, 1983; Bektas, 1983 ve 1986; Arslan ve dğ., 1997) göz önünde bulundurularak Kelkit kesitine ait kumtaşılarının "mağmatik yayadan ürediği" söylenebilir.

QnFLt üçgen diyagramına göre, kumlası örneklerinin büyük çoğunluğu "yeniden oluşan geçişli bölge" ve "yeniden oluşan litik parçalar" bölgesine düşmektedir. Daha ayrıntılı kaynak tespiti yapmak için QpLvLs ve QmPK üçgen diyagramları kullanılmıştır. QpLvLs üçgen diyagramında kumtaşılarının kaynağının genellikle "bindirme kökenli" olduğu anlaşılmaktadır. QroPK üçgen diyagramında örneklerin tamamı "karasal blok provenansı"ndan duyarlılık veya olgunluk çizgisinin sağına düşmektedir (Şekil 7). Bu bilgiler ışığında kumtaşılarının "yay gerisi bindirme kuşağı"ndan türediği anlaşılmaktadır (Dickinson, 1985).

MİNERALojİK VE DO KUSAL OLGUNLUK

Örneklerin toplam kuvars oranının düşük, feldspat ve kayaç parçacığı oranlarının yüksek olması

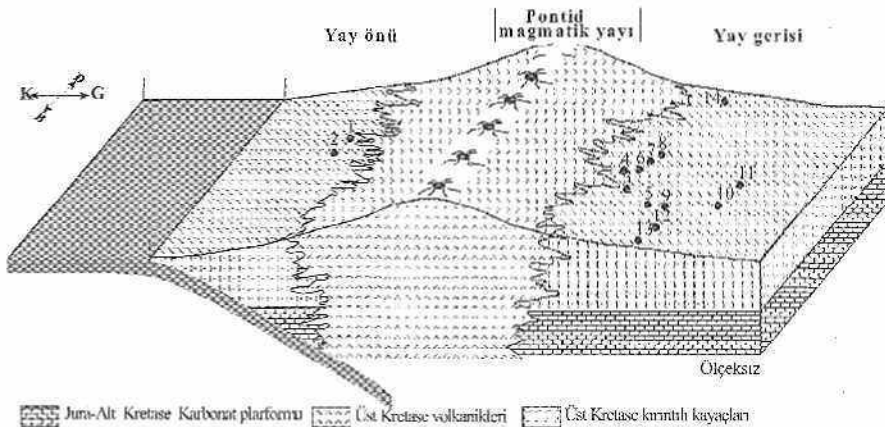
kumtaşılarının mineralojik olarak olgun olmadığını göstermektedir (Vollani, Mezzadri, 1984). Diğer yandan loimtaşı örneklerinde olgunluk göstergesi olan ağır minerallere (mtil, turmalin., zirkon) rastlanmamış olması, söz konusu kayacın mineralojik olarak olgun olmadığını bir kez daha belirtmektedir (Peiüjorm, 1954; Folk, 1950). Ayrıca QFL üçgen diyagramına, bakıldığında, örnekler "yemden işlenen orojen bölgesi"ne düşmektedir. Oysaki mineralojik olgunluğa erişmiş kumtaşıları, adı geçen üçgen diyagramda kraton içi bölgede yer almaktadırlar (Coxve Lowe, 1996).

Tanelerin, köşeli-yarı köşeli, yuvarlak, yan yuvarlak olması ve boylanmanın orta-iyi olması kumtaşılarının dokusa! olarak orta derecede olgun olduğunu göstermektedir.

ÇÖKELİM MODELİ

Geç Kretase yaşlı kırıntılı çökeller, türbidit akıntılarla taşınıp, çökehilmiştir ve çökeltme ortamı çoğunlukla "ıraksak türbidit" bölgesidir. İstif, başlıca kumtaşı ve m<m ardalannasından oluşmaktadır. Bu ardalannaya. yer yer kireçtaşı, konglomera ve tuf eşlik etmektedir. Kumtaşıları, ana bileşenleri olan kuvars, feldspat ve kayaç parçacığı oranlarına göre "arkozlitarenit" arasında değişmektedir, Kumtaşılarının bir kısmı "mağmatik yay"; büyük bir çoğunluğu ise "yeniden işlenen orojen bölgesi" ve buna bağlı olarak "yay gerisi bindirme kuşağı"ndan türemişlerdir.

Bölgenin tektoniği ve elde edilen bilgiler ışığında, Doğu Karadeniz'de yer alan Oeç Kretase yaşlı kırıntılı çökel havzalarının "yay önü" ve "yay gerisi havzaları" olduğu söylenebilir (Şekil 8).



Şekil 8 . Geç Kretase yaşlı kırıntılı kayaçların çökeltme ortamını gösteren şematik kesit (1 -Dağbaşı, 2-Hacimehmet, 3-Mcseitli, 4-Yağhdere, 5-Musalk, 6-Piralimet, 7-Balkaya, 8-Kale, 9-Telme, 10-İnözL, 11- Kelkit 12-Çamlıyayla, 13-Evliya tepesi 14-Tortum Ölçülü Straligrafik Kesitleri)

Figure 8. Deposition environments of Late Cretaceous aged clastic rocks (1-Measured sections of Dagbasi, 2-Hacimehmet, 3-Mescitli, 4-Yaghdere, 5-Musalk, 6-Pirahmet, 7-Balkaya, 8-Kale, 9-Telme, 10-Inözü, 11-Kelkit, 12-Camliyayla, 13-Evliyatepesi, 14-Tortum)

Çizelge 3. Kumtaşlarının üçgen diyagramda kullanılan uç bikşunlerin değerleri
Table 3. Modal compositions of sandstones

Çalışma Sahaları	Örnek No	Q	F	L	Qm	F	Lc	Qp	Lv	Ls	Qm		K
Dağbaşı (Tebrüzon)	D-1	7	7	86	4	7	89	3,4	43,8	52,8	36,4	18,2	45,4
	D-3	40	16	44	34	16	50	12	82	6	68	10	22
	D-12	2,4	0,3	97,3	2	0,3	97,7	0,4	72,7	26,9	87	0	13
	D-13	15	1,3	83,7	9	1,3	89,7	0,7	69,9	23,4	87,4	2,9	9,7
	D-16	20,5	0,5	79	3,5	0,5	90	17,8	78	4,2	87,5	0	12,5
	D-17	17	7	76	2	7	91	16,5	79,1	4,4	22,2	22,2	55,0
	D-22	14	0,4	85,6	3	0,4	96,6	11,4	48,2	40,4	88,2	0	11,8
	D-26	37	0	73	4	0	96	24	46,8	29,2	100	0	0
	D-32	3,5	3	63	9	3	88	29,6	64,7	5,7	75	8,5	16,7
	M-1	76,7	6,9	16,4	50	6,9	43,1	62	31,8	6,2	87,9	1	11,1
Mescidi (Gümüshane)	M-12	36	41	23	15	41	44	47	57	1	27	1	72
	M-13	45	33	11	45	44	27	65	8	19	0	81	
	M-14	28	38	34	16	38	46	26,1	70,6	3,5	29,6	5,5	64,9
	M-30	32,2	35,8	32	18,2	35,8	48	33,5	63,5	3,2	31,1	5,4	63,5
	M-34	4,5	28,5	67	4	28,5	67,5	0,7	99,5	0	12,3	15,4	72,3
	M-36	34	34	32	18	34	48	34	0,6	0	35	62	3
	M-38	56,68	21,32	22	29	21,36	49,64	55,7	32,2	12	57,6	2,7	39,7
	M-39	67	8	25	30,2	8	61,8	59,5	34	6,5	80,4	2,7	16,9
	Y-19	66	32	2	24	32	44	95,5	4,5	0	42,8	1,8	55,4
	Y-28	47	52	1	41	52	7	85,7	14,3	0	44,1	8,6	47,3
Yağlıdere (Gümüshane)	Y-29	69	27,5	3,4	57	27,5	15,5	77,4	22,6	0	67,5	10,6	21,9
	Y-40	27	47	26	21	47	32	18,3	81,2	0	30,9	64,7	4,4
	Y-48	84	10,4	5,6	41	10,4	48,6	88,5	11,5	0	79,8	0,8	19,4
	Y-49	85,5	8,5	6	29	9	62	90,4	8,8	0,8	77,3	0	22,7
	Y-51	39	53,8	7,2	16	53,8	30,2	76,2	19,8	4	22,9	1,3	76
	Y-52	77,5	15,5	7	40	15,5	44,5	84,3	11,2	4,5	72,1	0,9	27
	Y-53	26,5	60,5	13	7	60,5	32,5	60	24,6	15,4	10,4	6,6	83
	N-2	56	4,5	39,5	43	4,5	52,5	24,7	66,7	8,6	90,5	1	8,5
	N-6	49,5	14,5	36	26	14,5	59,5	39,5	36,3	4,2	64,2	1,2	34,6
	N-8	64	7	29	41	7	52	44,2	53,8	5	85,4	2,1	12,5
Musalla (Gümüshane)	N-11	37	8	55	23	8	69	20,3	79,7	0	74,2	6,4	19,4
	N-22	37,5	13,5	29	3,5	13,5	51,5	43,7	54,4	1,9	72,1	1	26,9
	N-24	71,7	8	20,3	49,7	8	42,3	52	47,3	0,7	86,1	1,7	12,2
	N-30	39	36	25	34	36	30	36	60	24	45	8	47
	N-45	61,8	2,2	36	30	2,2	47,8	24,7	52,3	23	95,8	0,4	3,8
	N-46	75	10	15	54	10	36	58,3	38,9	2,8	84,4	0,5	15,2
	N-50	55,5	18,5	26	53	18,5	28,5	9	91	0	74,1	23,8	2,1
	P-14	72	2	26	34	2	63	58,7	38,1	3,2	94,6	0	5,4
	P-16	60	1	39	37	1	62	37,1	37,1	25,8	97,3	0	2,7
	P-21	70,6	2,4	27	23,6	2,4	74	63,5	28,4	8,1	90,7	1,5	7,8
P-22	41	6	53	31	6	63	37	14,8	48,2	83,8	0	16,2	
P-25	70	3,4	26,6	38	3,4	58,6	54,6	37,6	7,8	91,8	1	7,2	
P-26	69	2	29	13	2	85	65,9	20	14,1	86,7	0	13,3	
P-27	73	2	25	31	2	67	62,7	14,9	22,4	94	0	6	
P-29	74	3,5	22,5	37	3,5	59,5	62,2	28,6	9,2	91,3	1,2	7,4	
P-31	81,5	1,5	17	48	1,5	50,5	66,3	19,8	13,8	96,9	1	3	
P-33	78	2	30	41	2	57	64,9	26,3	8,8	95,5	0,9	3,7	
Halıkaya (Gümüshane)	B-10	67	4	29	20	4	76	61,8	22,4	15,8	83	0	16,7
	B-14	54	2	44	33	2	65	32,3	29,2	38,5	94	0	5,7
	B-18	67	6	27	24	6	70	61,3	32,9	5,7	80	3,3	16,7
	B-24	76	1	20	39	1	83	65	31,6	10,4	91	0	9,3
	B-27	65	3	32	31	3	86	51,5	36,1	12,1	91	0	8,8
B-28	72	12	16	52	12	36	55,6	27,8	16,6	81	0	18,7	
Kale (Gümüshane)	K-4	68	3	29	39	3	68	57,4	29,4	13,2	90,6	0	9,4
	K-6	57	2	41	35	2	63	35	44,4	20,6	94,6	0	5,4
	K-9	55	0	45	38	0	62	27,4	37,1	35,3	100	0	0
	K-16	64,5	3,5	32	34,5	3,5	62	48,4	30,6	21	90,8	1,3	7,9
	K-17	63	5	30	30	5	65	53,8	27,7	18,5	85,7	1,7	12,6
	K-23	71	7	22	36	7	57	61,4	28,1	10,5	83,7	2,3	14
	K-28	63	2	35	34	2	64	45,3	36	18,7	94,4	0	5,6
	K-41	64	3	33	28	3	69	52,2	37,7	10,1	90,3	0	9,7
	K-44	47	26	27	21	26	53	49	39	12	44	35	21

Çizelge 3'ün devamı
 Continued table 3

Çalışma Sabitleri	Örnek No	Q	F	L	Qu	F	Lu	Qp	Lv	Ls	Qm		K
Telme (Gümüşhane)	T-1	61	1	38	25	1	74	48,6	37,8	13,6	96,2	0	3,8
	T-4	77	3	20	30	3	41	57,4	27,6	1,3	94,3	0	5,7
	T-6	76	1	23	17	1	82	72	19,5	8,5	94,4	0	5,6
	T-10	78	4	18	62	4	34	47	26,5	26,5	95,9	0	6,1
	T-11	65	3	32	26	3	71	54,9	32,4	12,7	89,6	0	10,4
	T-16	70	1	29	50	1	49	40,8	34,7	24,5	98	0	2
	T-21	65	1	34	45	1	54	37	38,9	24,1	97,8	0	2,2
İnözü (Gümüşhane)	İ-1	86,5	6	7,5	70	6	34	68,7	29,2	2,1	53,8	7,7	38,5
	İ-2	58	32	10	46	32	22	54,5	45,5	0	59	23	18
	İ-3	80	14	6	59	14	27	77,8	18,5	3,7	80,8	9,6	9,6
	İ-20	56	14	30	44	14	42	26,8	73,2	0	73,8	5,2	19
	İ-22	44,3	38,7	17	38,6	38,7	22,7	25,1	74,9	0	50	6	44
	İ-25	61	31	8	20,8	0,4	78,8	50,7	39,3	10	98	0	2
	İ-27	39,8	5,4	54,8	29,7	5,5	64,8	15,5	83	1,5	84,6	4	11,4
Kelkit (Gümüşhane)	E-8	7	93	0	5	93	2	100	0	0	5,1	1	93,9
	E-13	1,5	1	98	1	1	98	0,5	99,5	0	50	25	25
	E-19	2	12	86	1	12	87	1,2	98,8	0	7,8	46,1	46,1
	E-22	9	15	76	3	15	82	7,3	84,2	8,5	16,7	0	83,3
	E-24	13	82	5	4	82	14	64,3	14,3	21,4	4,7	11,6	83,7
	E-31	6	24	70	5	24	71	1,4	70,4	28,2	17,3	3,4	79,3
Çamlıyayla (Giresun)	Ç-7	66	3	31	33	3	64	51,6	25	23,4	91,7	0	8,3
	Ç-13	64	5	31	28	5	67	53,7	32,9	13,4	84,8	3	12,2
	Ç-14	71	4,1	24,9	40	4,1	55,9	55,5	32	12,5	90,5	0,23	9,27
	Ç-15	73	3	24	23	3	74	67,6	18,9	13,5	88,5	3,8	7,7
	Ç-18	54	6,3	39,7	12	6,3	81,7	51,5	36,7	11,8	63,6	1,6	32,8
	Ç-24	59	7	34	20	7	73	53,4	17	9,6	74	0	26
	Ç-27	64	5	31	33	5	62	50	35,5	14,5	86,8	1,4	11,8
	Ç-31	73	3	24	44	3,5	52,5	53,3	26,7	20	92,6	1	6,4
Evlivatepesi (Giresun)	A-10	53	10	37	25	10	65	43	38	19	70	9	21
	A-14	63	7	30	25	7	68	55,9	36,7	7,4	78	3	19
	A-17	71	4	25	32	4	64	61	23,4	15,6	88,9	2,8	8,3
	A-22	75	4,5	20,5	28	4,5	67,5	69,6	20	10,4	86	4,8	9,2
	A-28	72	2	26	38	2	60	56,7	28,3	15	95	0	5
	A-31	63	2	35	16	2	82	57,3	31,7	11	88,9	0	11,1
	A-32	68	2	30	16	2	82	63,5	28	8,5	88,9	0	11,1
	A-36	68	3	29	15	3	82	64,6	23,2	12,2	83,3	0	16,7
	A-38	74,6	3,4	22	28,6	3,4	68	67,6	23,8	8,9	89,4	1,2	9,4
	A-40	79	3	18	32	3	65	85,5	0,9	13,6	91,4	2,9	5,7
Tortum (Erzurum)	TO-14	23	57,7	19,3	12	57,7	30,3	36,3	62,7	1	17,2	14,3	68,5
	TO-18	44	40	16	22	40	38	57,9	42,1	0	35,5	4,8	59,7
	TO-22	37	50	13	8	50	42	69	31	0	13,8	3,5	82,7
	TO-23	26	27	47	16	27	57	17,5	75,5	7	37,3	19,7	43
	TO-26	16	20	64	7	20	75	12,4	80,8	6,8	26	29,6	44,4
	TO-32	16	3	81	7	3	90	10	34,4	55,6	70	10	20
	TO-33	45	30	25	34	30	56	30,6	33,3	36,1	53,1	29,7	17,2
	TO-35	15	64	21	2	64	34	38,2	60,9	0,9	3	9,1	87,9
	TO-37	17	72	11	11	72	17	35,3	17,7	47	13,5	74,5	7
	TO-44	34	38	28	12	38	50	44	56	0	24	54	22
	TO-46	24,8	58	17,2	6	58	36	52,2	47,2	0,6	9,4	6,3	84,3
	TO-48	25	69	6	18	69	13	53,8	46,2	0	20,7	17,2	62,1
	TO-50	24	69	7	16	69	15	53,3	44,7	2	18,8	34,1	47,1
	TO-54	25	61	14	16	61	23	39,2	60,8	0	20,8	31,2	48
	TO-55	20	66	14	10	66	24	41,7	58,3	0	13,2	11,8	75
	TO-56	12	65	25	5	65	30	23,3	76,7	0	7,1	15,7	77,2
	TO-59	2	66	32	1	66	33	3	97	0	1,5	4,5	94
	TO-60	0,8	67	32,2	0,4	67	32,6	1,2	98,8	0	0,6	14,8	85,6
TO-66	37	53	10	36	53	11	9	91	0	40,5	35,9	23,6	
TO-59	2	66	32	1	66	33	3	97	0	1,5	4,5	94	
TO-60	0,8	67	32,2	0,4	67	32,6	1,2	98,8	0	0,6	14,8	85,6	
TO-66	37	53	10	36	53	11	9	91	0	40,5	35,9	23,6	

SONUÇLAR

Doğu Karadeniz Bölgesinde Geç Krcrtase yaşlı kırıntılı kayaçların toplam kalınlığı 96 metre ile 750 metre arasında değişmekte olup, bunlar genellikle kumlası ve mam ardafarınasından oluşmuşlardır. Bu ardalana yere yer çakıltaşı, kireçtaşı, çamurtaşı ve tuf eşlik etmektedir. İstife bitki kırıntıları, küresel ayrışma, laminalanma, derecelenme ve yük kalıpları görülmektedir. Kumtaşları inec-çok kaba taneli ve iyi-kötü boy [artmalıdır. İstife daha çok ince taneli kumtaşları egeinendir. Bu özellikler birimin bulantı akıntıları ile oluşmuş iraksak türbidit fasiyesini göstermektedir.

Kumlasının bileşenleri, kuvars, feldispat, kayaç parçası, opak mineral, tali mineral, inatriks ve çimentodur. Ana bileşenlerinin oranlarına göre kumtaşları çoğunlukla litarenit olup, arkoza doğru geçiş göstermektedir.

Mineralojik olarak olgunlaşmamış olan kumtaşları, dokusal olarak orta derecede olgundur. Plaka tektoniğine göre kumtaşları, raağmatik yay, yeniden işlenen orojen bölgesi ve buna bağlı olarak da yay gerisi bindirme kuşağından türemişlerdir.

Ru Ö7Cilikler ve bölgesel jeolojik veriler Geç Krcrtase yaşlı kırıntılı istiflerin muhtemelen yay önü ve yay gerisi havzalarda çökeltmiş olabileceklerini göstermektedir.

UEĞİ NİLEN BELGELER

- Adamia, S. H., Lordkipanidze, M., Zakariadze, G., 1977. Evolution of Active Continental Margin as Exemplified by the Alpine History of the Caucasus. *Amsterdam Tectonophysics* 40, 183-199.
- Ağar, Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İ.Ü.Fen Fakültesi, İstanbul.
- Akdeniz, N., 1988, Demirözü Penno-Karbonifer ve bölgesel yapı içindeki yeri: Türkiye Jeoloji Bülteni, 31,1,71-80.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S., Kurt, H., 1997. Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide volcanic Rocks, NE Turkey, *Chemie der Erde, Geochemistry* 57,157-187.

Bektaş, O., 1983. Kuzeydoğu Pontid Magmatik Yayındaki I tipi Granitler ve Jeotektonik Konumları, Türkiye Jeoloji Kurultayı, 37., Bil. ve Tek. Kurultayı Bildiri özleri, Ankara, 49-50. Bektaş, O., 1986. Doğu Pontid Ark Gerisi Bölgelerinde Paleostres dağılımı ve Çok Safhalı Riftleşme, Maden Tetkik Arama Bülteni, Ankara, 103/104,24-40.

Bektaş, O., 1986, Doğu Pontid Ark Gerisi Bölgelerinde Paleostres dağılımı ve Çok Safhalı Riftleşme, Maden Tetkik Arama Bülteni, Ankara, 103/104,24-40.

Bektaş, O., Şen, C, Atıcı, Y., Köprübaşı, R, 1999, Migration of the Upper Cretaceous subduction-related volcanism toward the back-arc basin of the eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey), *Geological Journal*, 34,95-106.

Bektaş, O., Çapkmoğkı, Ş., Akdağ, K., 2001, Successive extensional tectonic regimes during the Mesozoic as evidenced by neptunian dikes in the Pontide magmatic arc, NE Turkey, *Int. Geological Review*, 43, 9, 840-850.

Bouma, A. H., 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits, Elsevier Publ. Co., Amsterdam.

Boynukalın, S., 1990, Dereli (Giresun) Baraj Yeri ve Göl Alanının Mühendislik Jeolojisi ve Çevre Kayaçlarının Jeomekanik Özellikleri, Doktora Tezi, KTİF Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

Cox, R., Lowe, D. R., 1996. Quantification of the Effects of Secondary Matrix on the Analysis of Sandstone Composition, *Journal of Sedimentary Research*, 66, No.3, 548-558.

Dewey, J. F., Pinnac, W. C, Ryan, W. B. F., Bonni, J., 1973. Plate Tectonics and Evolution of Alpine System, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, 84, 3137- 3180.

Dickinson, W. R., Suczek, C. A., 1979. Plate Tectonics and Sandstone Composition, *The American*

- Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63,2164-2J82.
- Dickinson, W. R., 1982. Composition of sandstones in Circum-Pacific Subduction Complexes and Fore-Arc Basins, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 66,121-137.
- Dickinson, W. R., Beard, L.S., Breakendridge, G. R., Erjavec, L. J., Ferguson, Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. Ryberg, P. T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in Relation to Tectonic Setting, Geological Society of America Bulletin, 94, 222-235.
- Dickinson, W. R., 1985, Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones, In: Provenance of Arcites (Ed. By G.G. Zuffa), 333-361.
- Dott, R. L., 1964. Wacke, Greywacke and Matrix Wacke Approach to Immature Sandstone Classification, J. Sed. Petrol. 34,625-632.
- Erkan, Y., 1994. Kayaç oluşturan önemli Minerallerin Mikroskopta İncelemeleri, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları: 42
- Erkan, Y., 2001. Magmatik Petrografi, Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Yayın no: 40,206.
- Faik, P.D., Dorsey, R. J., 1998. Rapid Development of Gravelly High-Density Turbidity Currents in Marine Gilbert-Type Fan Deltas of the Colorado Basin, Baja California, Mexico, 45,331-349.
- Folk, R. L., 1950, Stages of Textural Maturity in Sedimentary Rocks, Petrology, 21,127-130.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., Lewis, D. W., 1970. Detrital Sedimentary Rock Classification and Nomenclature for Use in New Zealand- New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 13,p.955.
- Folk, R. L., 1974, Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill Publishing Company Austin, Texas 78703. •
- Gattinger, T. E., 1961, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Trabzon paftası ve İzahnamesi, MTA baskısı, Ankara.
- Gedik, L. Kırmacı, M. Z., Çapmoğlu, Ş., Özer, E., Eren, M., 1996, Doğu Pontidlerin Jeolojik Gelişimi, KTÜ Jeoloji Müh. Böl. 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri.
- Gökçen, S. L., Özkaya, İ., 1981. Anadolu ve Trakya Paleojen Misillerinin Sedimentolojik Karakteristikleri ile Kil Mineralleri Arasındaki İlişkiler, Yerbilimleri, 7,1-8.
- Göksu, E. 1962, , 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Samsun paftası ve İzahnamesi, MTA baskısı, Ankara.
- Gülibrahimoğlu, İ., Yazıcı, N., Akıncı, S., Türkmen, İ., Saraloğlu, A., Topçu, T., Yağcı, A., 1986, Arsin-Araklı-Sürmene-Çaykara (Trabzon) Güneyi ile Bayburt (Gümüşhane) Kuzeyi Yörelerindeki Cu-Pb-Zn, Fe ve Mn Cevherleşmelerine Ait Maden Jeolojisi Raporu, Ankara.
- Güller, S., Güç, A. R., Eroğlu, C. I., Kurtoğlu, T., 1987, Giresun- Alucra- Şebinkarahisar, Gümüşhane-Şiran, Erzincan-Refahiye-Gazipınar, Sivas-Suşelviçehri- Ağvanis (Gölova) Yöresinin Jeoloji Raporu, MTA Trabzon
- Güven, İ.H., 1998, 1/100.000 Ölçekli Açınama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları No: 57,58, 59,60, MTA Yayını, Ankara.
- Kahraman, İ., Kansız, H., Dursun, A., Yılmaz, H., Ercin, A. İ., 1985, Gümüşhane Yöresinin Jeolojisine ve Cevherleşmesine ait Jeoloji Raporu, MTA Trabzon, Proje No: 84-89.
- Kerr, P. E., 1959, Optical Mineralogy- McGraw Hill, New York, p.442
- Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö., and Erkal, T. 1989, Bayburt dolayının jeolojisi: MTA Report no: 8995 (unpublished), Ankara.
- Ketin, İ., 1966, Türkiye'nin Tektonik Birlikleri, MTA Yayınları, Ankara, 66.

- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984, Demirözü (Bayburt) güneyinin stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Bülteni 5,107-115.
- Korkmaz, S. ve Gedik, L. 1988, Rize Fındıklı-Çamlıhemşin arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol o kışımı lan: .Teoloji Mühendisliği, 32/33,5-15.
- Korkmaz, S., 1993, Tonya-Düzköy (GB Trabzon) Yöresinin Stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 36,151-158.
- Korkmaz, S., Tüysüz, N., Er, M., Musaoğlu, A. and Keskin, L. 1995. Stratigraphy of the Eastern Pontides N-Turkey, Proceedings of Symposium on the Geology of the Black Sea Region September 7-11, 1992, Ankara, Turkey.
- Lewis, D. M., McConchic, D., 1994. Practical Sedimentology, Chapman and Hall, New York, London, 119-125.
- Lowe, R. D., 1982. Sediment Gravity Flows: II. Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents, Journal of Sedimentary Petrology, 52, No 1, 279-297.
- McBride, E. T., 1963. A Classification of Common Sandstones, Journal of Sedimentary Petrology, 34, p.667.
- McLaren B., Bowles, D., 1985. The Effects of Sediment Transport on Grain Size Distributions, J. Sedm. Petrol 5,457-470.
- Nalbantoğlu, A. K., Çakır, M., Yılmaz, T., Kahraman, İ., Gülibrahimoğlu, İ., Yazıcı, E. N., Musaoğlu, A., Topçu, T., Yılmaz H. ve Çağlar, O., 1988, Artvin-Yusufeli-Pazar-Ardeşen-Çamlıhemşin Yöreleri Maden Jeolojisi Raporu: MTA Report no: 8835 (unpublished), Ankara
- Okay, A.İ., ve Şahintürk, Ö., 1997, Geology of the Eastern Pontides, Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region (Ed. A.G. Robinson), AAP Memoir 68,291-311.
- Pantin, H. M., 1979. Interaction between Velocity and Effective Density in Turbidity Flow: Phase Plane Analysis with Criteria for Auto Suspension, Marine Geology, 31,59-99.
- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, Doçentlik Tezi, KTÜ yayın no: 87, Trabzon.
- Pettijohn, F. i., 1954, Classification of Sandstones, Journal of Geology, 62,360-365.
- Stunner, L.J., Basu, A., 1985. The Effect of Grain Size on detrital Modes: A test of the Gazzi-Dickinson Point-Couting Method, Journal of Sedimentary Petrology, 55, No, 4, 616-627.
- Shultz-Westrum, H. H., 1961, Kuzeydoğu Anadolu'da Doğu Pontus Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları ile ilgili Mütaalalar, MTA Dergisi, sayı 57, s. 63-71.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin İ. Remnants of a pre-Late Jurassic Ocean in North Turkey: Fragments of a Permian-Triassic Paleotethys, Geological Society of American Bulletin 91, 599-609.
- Şengör, A.M.C; Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241, Amsterdam
- Terlemez, T. and Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Koyulhisar- Reşadiye arasında kalan yöresinin stratigrafisi: Geol. Soc. Turkey Bul), 23,2,179-191.
- Takashi, H., and Öner, O., 1975, Trabzon bölgesinin 1/50.000 Ölçekli Jeoloji Haritası-1, MTA arşivi no:30670, Ankara.
- Tokel, S., 1983. Liyas Volkanitlerinin Kuzey Anadolu'daki Dağılımı ve Kuzey Tetis Ada Yayı Sistemi Evriminin Açıklanmasındaki Önemi, Türkiye Jeoloji Kurultayı, Abstracts, Ankara, 42-43.

Tucker, M. E-, 1991, Sedimentary Petrology, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Valloni, R., Mezzadri, G., 1984. Compositional Suites of Terrigenous Deep-Sea Sands of the Present Continental Margins, Sedimentology, 31, 353-364.

Makale Geliş Tarihi : 7 Temmuz 2005

Kabul Tarihi : 22 Ocak 2006

Received : July 7, 2005

Accepted : January 22, 2006



Torul (Gümüşhane) Volkaniklerinin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri (KD Türkiye); Fraksiyonel Kristallenme ve Magma Karışımına İlişkin Bulgular

Petrographical and Petrological Features of Torul (Gümüşhane) Volcanites (NE Turkey); Evidences for Fractional Crystallisation and Magma Mixing/Mingling

Abdullah Kaygıusuz Karadeniz Teknik Üniversitesi, Gümüşhane Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 29000, Gümüşhane (e-posta: abdullah@ktu.edu.tr)
Cüneyt Şen Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080, Trabzon (e-posta: csen@ktu.edu.tr)
Zafer Aslan Karadeniz Teknik Üniversitesi, Gümüşhane Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 29000, Gümüşhane (e-posta: aslan@ktu.edu.tr)

Öz

Doğu Pontid'lerin Kuzey-Güney Zonu geçişinde yer alan Torul ve çevresinde yüzeylenen Liyas, Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanik kayalar mineralojik, petrografik ve kimyasal olarak incelenmiştir.

Liyas volkanitleri başlıca bazalt, bazaltik andezit ve traki-andezitten oluşmaktadır. Bazaltlar labrador (An_{51-63}), olivin ve ojitten; andezitler ise oligoklas (An_{27-28}), hornblend ve annit ($Mg\# 0.58-0.67$) minerallerinden oluşmaktadır. Bu volkanik kayalar orta-yüksek potasyumlu, toleyük-kalk-alkalen karakterli olup, $(La/Lu)_N$ değerleri 16.0-23.8 arasında değişmektedir. SiO_2 'ye karşı ana ve iz elementi değişim diyagramları iyi derecede korelasyon göstererek, kayaların gelişiminde olivin, klinopiroksen, plajiyoklas ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının etkili olduğuna işaret etmektedir. Kayalar yüksek LILE (Ba, Rb, Sr) ve LREE (La, Ce) fakat düşük HFSE (Zr, Y, Ti) içeriklerine sahiptirler. İz element dağılımları N-tipi MORB'a benzerlik sunarlar. Ba/La oranları 3-9 arasındadır ve OIB'lere yakınlık gösterirler. Ba/Nb, Nb/Th, Th/Y ve Nb/Y oranları OIB'lere: K/Rb, K/Ba, Sr/Rb, Zr/Nb, Ba/Th, Ba/La, Zr/Rb ve Y/Nb oranlarında N-tipi MORB'a benzerlik gösterirler.

Bimodal karakterli Üst Kretase volkanitleri andezit, dasit ve riyolit bileşimlidir. Andezitler andezin (An_{41-49}), aktinolitik hornblend ($Mg\# 0.83-0.84$), magnezyo-hornblend ($Mg\# 0.79$) ve biyotitten; dasitler oligoklas, sanidin, kuvars ve annit ($Mg\# 0.58-0.62$)'den; riyolitler ise andezin-oligoklas (An_{27-34}), kuvars, sanidin, biyotit ve hornblend minerallerinden oluşmaktadır. Volkanitler kalk-alkalen karakterli olup, orta-yüksek potasyum içeriğine sahiptirler ve $(La/Lu)_N$ değerleri 3.7-14.7 arasındadır. Artan SiO_2 'ye karşı K_2O , Rb, Th, Ba ve Nb içerikleri pozitif korelasyon göstererek, kayaların gelişiminde plajiyoklas, hornblend ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının etkili olduğuna işaret etmektedir. N-tipi MORB'a göre normalize edilmiş iz element değişim diyagramında LILE elementlerce zenginleşmiş, HFSE elementlerce fakirleşmişlerdir. Negatif Nb ve Ti anomalileri, ana magmanın gelişiminde yitim bileşeninin etkisinin olduğunu göstermektedir. Ba/La oranları 15-46 arasında olup ada yayı bazaltlarına yakınlık gösterirler. La/Nb, Ba/Nb,

Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Ba/La, K/Ba, Nb/Th, Zr/Nb ve Sm/Nd oranları adayı kalk-alkalen bazaltlara benzerlik gösterirler.

Eosen volkanitleri andezit bileşiminde olup başlıca mineralleri andezin ($An_{3.4}$)-oligoklas (An_{2-29}) magnezyo-hastinjitik hornblend ($Mg\# 0.72-0.92$), magnezyo-hastinjit ($Mg\# 0.84-0.91$), şannakitik hornblend ($Mg\# 0.70-0.77$), ojit ($0.43-0.44$), diyopsit (Wo_{46}) ve biyotit oluşturur. Kalk-alkalen karakterli volkanikler orta-yüksek potasyum içeriğine sahiptirler ve $(La/Lu)_N$ değerleri 4.6-6.9 arasındadır. Eosen volkanitlerinin gelişiminde plajiyoklas, piroksen, hornblend ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşması etkili olmuştur. Kayalar yüksek LILE ve LRFIE, düşük HFSE içeriklerine sahiptirler. MORB'a göre iz element dağılımlarındaki negatif Nb ve Ti anomalileri, ana magmanın gelişiminde yitim bileşeninin etkisinin olduğunu göstermektedir. Ba/La oranları 43-80 arasında olup adayı bazaltlarına benzerlik gösterirler. Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Ba/La, K/Rb, Zr/Rb, Sm/Nd ve Zr/Ba oranları TAB'lere benzerlik gösterirler.

Kayaçalarda magma karışımı veya girişimine (magma mixing) işaret eden dengesizlik dokularından bazıları olan plajiyoklas [ardaki salınlı zonlanma, elek dokusu, resorbe plajiyoklas, kemirilmiş kuvars, hornblend ve biyotitlerde gözlenen opaklaşma ve bozunma yapıları yaygın olarak gözlenmiştir. Plajiyoklas fenokristallerinde kenardan merkeze doğru anortit içeriklerinde azalma, hornblend ve piroksen fenokristallerinde kenardan merkeze doğru Mg numaralarının düşmesi şeklinde gözlenen ters zonlanmalar jeokimyasal olarak magma karışımını (magma mixing) desteklemektedir. Ayrıca Üst Kretase yaşlı dasitler içerisinde gözlenen bazik bileşimli anklavlar, Torul volkanitlerinin gelişiminde magmamingleme önemli rol oynadığını göstermektedir.

Fraksiyonel kristallenme ile birlikte asimilasyon da volkaniklerin gelişiminde önemli rol oynamışlardır. Örneklerde gözlenen yüksek SiO_2 , La ve Ce içerikleri, LILE element zenginleşmeleri, yüksek K_2O/Na_2O ve düşük Ti/Yb (491-4280) oranları ve düşük konsantrasyonlarda P_2O_5 (0.02-0.54) içerikleri ana magmanın kabuksal malzeme ile girişim yaptığını işaret etmektedir.

Mineralojik, petrografik ve jeokimyasal veriler Torul volkanik kayaçlarının ana magmasının alt kabuk ve/veya üst mantodan türediğini, kayaçların fraksiyonel kristallenme, magma karışımı ± kontaminasyon/asimilasyon olayları sonucunda geliştiğini ve volkanitlerin kaynağının Lias'ta zenginleşmiş, Üst Kretase ve Eosen'de de yitim sonucu metasomatizmaya uğramış okyanus ortası bazalt mantosu olabileceğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Fraksiyonel Kristallenme, Gümüşhane, Magma Karışımı, Petroloji, Torul volkanitleri

Abstract

Mineralogical, petrographical and geochemical features of Liassic, Upper Cretaceous and Eocene volcanic rocks in the Torul region, which are situated along the transition between the Northern and Southern Zones of Eastern Pontides, are investigated.

Liassic volcanics are mainly basaltic, basaltic andesitic and trachy-andesitic in composition. Basalt contains labrador (An_{51-63}), olivine and augite, while andesite contains oligoclase (An_{27-28}), hornblende and annite ($Mg\# 0.58-0.67$). These volcanics have medium-high K contents, and are tholeiitic to calc-alkaline in nature. $(La/Lu)_N$ values are between 16.0 and 23.8. SiO_2 versus major and trace element variation plots show good correlation, suggesting significant role of olivine, clinopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxide

fractionation during the evolution. The rocks have high LILE (Ba, K_b, Sr) and LREE (La, Ce) but low Hf/SE (Zr, Y, Ti) contents. Trace element distributions show similarities of N-type MORB sources. Ba/La ratios are between 3 and 9, and show similarities of ocean island basalt. Ba/Nb, Nb/Th, Th/Y and Nb/Y ratios show similarities of ocean island basalt, while K/Rb, K/Ba, Sr/Rb, Zr/Nb, Ba/Th, Ba/La, Zr/Rb and Y/Nb ratios show similarities of N-type MORB.

Upper Cretaceous volcanics are bimodal and, are andesite, dacite and rhyolite in composition. Andesite contains andesine (An₄₁₋₄₉), acinoliitic hornblende (Mg# 0.83-0.84), magnesio-hornblende (Mg# 0.79) and biotite; dacite contains oligoclase, sanidine, quartz and annite (Mg# 0.58-0.62); rhyolite contains andesine-oligoclase (An₂₇₋₃₄), quartz, sanidine, biotite and hornblende. (La/Lu)_N values are between 3.7 and 14.7, increasing in SiO₂ versus K₂O, Rb, Th, Ba and Nb contents show positive correlation, suggesting significant plagioclase, hornblende and Fe-Ti oxide fractionation during the evolution of volcanics. These volcanics enriched LILE elements but depleted HFSE elements at the N-type MORB normal distribution element diagrams. Negative Nb and Ti anomalies show influence of subduction component during the evolution of main magmas. Ba/La ratios are between 15 and 40, and show similarities of typical island arc basalt. La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Ba/La, K/Ba, Nb/Th, Zr/Nb and Sm/Nd ratios show similarities of island arc calc-alkaline basalt.

Eocene volcanics are andesite in composition and contain andesine (An₄₁₋₄₄)-oligoclase (An⁴¹⁻⁴⁴), magnesio-hastingsitic hornblende (Mg# 0.72-0.92), magnesio-hastingsitic (Mg# 0.84-0.91), tschermakitic hornblende (Mg# 0.70-0.77), augite (Wo₄₃₋₄₄), diopside (Wo₄₆) and biotite. These volcanics are calc-alkaline in character, and has medium-high K contents. (La/Lu)_N values are between 4.6 and 6.9. Fractionation of plagioclase, pyroxene, hornblende and Fe-Ti oxide played an important role in Eocene volcanic rocks. Rocks have high LILE and LREE contents and low HFSE contents. Negative Nb and Ti anomalies according to the N-type MORB show influence of subduction component during the evolution of main magmas. Ba/La ratios are between 43 and 80, and show similar features of island arc basalt. Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Ba/La, K/Rb, Zr/Rb, Sm/Nd and Zr/Ba ratios show similarities of island arc calc-alkaline basalt.

Disequilibrium textures showing magma mixing such as oscillatory zoning, sieve textured and resorbed plagioclase phenocrysts, embayed quartz, breakdown of hornblende and biotites are commonly observed in these rocks. Reverse zoning such as decreasing of anorthite contents of plagioclase phenocrysts from rim to core, decreasing of Mg number of hornblende and pyroxene phenocrysts from rim to core, suggesting of magma mixing geochemically. In addition, basic enclaves observed in Upper Cretaceous dacites show significant role of magma mingling during the evolution of Torul Volcanics.

Assimilation with together fractional crystallisation has significant role the evolution of volcanics. High SiO₂, La and Ce contents, LILE enrichment, high K₂O/Na₂O ratios and low Ti/Yb ratios, and low P₂O₅ concentrations indicate interference of main magmas with crustal materials.

Mineralogical, Petrographical and geochemical data indicate that the Torul volcanic rocks evolved by the fractional crystallisation and magma mixing ± contamination/assimilation of a parental magma derived from lower crust and/or metasomatized upper mantle, and the sources of these volcanics are enriched-MORB mantle in Liassic, and metasomatized MORB mantle in Upper Cretaceous and Eocene.

Key words: Fractional crystallization, Gümüşhane, Magma mixing/mingling, Petrology, Torul volcanics

GİRİŞ

Fosil ada yayı olan Doğu Pontid'lerde, Liyas'ta, Kretase'de ve Eosen'de (ve sonrasında) olmak üzere üç ana volkanik devir belirlenmiştir (Adamia ve diğ., 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Kazminve diğ., 1986; Korkmaz ve diğ., 1995; Arslan ve diğ., 1997). Çamur ve diğ., (1996) ise Doğu Pontid'lerdeki Üst Kretase volkanik devrini, Üst Kretase Alt Volkanik devri ve Üst Kretase Üst Volkanik devri olmak üzere iki evreye ayırmışlardır. Yeknesak olmayan Doğu Pontid'ler Kretase'nin litolojik olarak kuzey ve güney bölgelerde farklılık göstermesinden dolayı Özsayarve diğ., (1981) tarafından Kuzey Zon ve Güney Zon olarak ikiye ayrılmıştır. Bektaş ve Çapkmöğlü (1997), Doğu Pontid'lerde tektonizmanın Paleozoyik'ten beri yoğun olduğunu ve KD-GR, KR-GD ve D-B yönlü doğrultu anmı faylarla bloklandığını, oluşan blokların jeolojik geçmişlerinin de özellikle Liya'stan sonra farklılık gösterdiğini belirtmişlerdir.

Bölgede volkaniklerin gelişimi ile ilgili yapılan çalışmalarda; Yılma/ (1972) ve Tokel (1983), Doğu Pontidlerin doğu ve güneyindeki Jura yaşlı volkanitlerin toleyitik veya kalk-alkalen geçişli toleyitik özellikte, Bergougnan (1975) ise güney kesimdeki kayaçların alkalen özellikte olduklarını belirtmişlerdir. Bektaş ve diğ., (1987), volkaniklerin kuzeyden güneye doğru artan bir potasyum eğilimi sergilediğini, kuzeyde alkalen geçişli toleyit, ortalarda yüksek potasyumlu kalk-alkalen ve güneyde yüksek potasyumlu kalk-alkalen/alkalen özellikte olduğunu vurgulamışlardır. Güneyde Liyas yaşlı yüksek titanyumlu okyanus ortası sırtı bazaltı benzeri kayaçların varolduğu da belirtilmiştir (Bektaş ve diğ., 1997; Aslan, 2000). Eğin ve diğ., (1979), Harşit civarında Kretase yaşlı volkanitlerin toleyitik. Tersiyer yaşlı kayaçların da kalk-alkalen özellikte olduklarını; buna karşın Manetti ve diğ., (1983) Kretase yaşlı volkanitlerin kalk-alkalen ve şoşonitik özellikte alkalen ürünler içerdiklerini ve Tersiyer yaşlı kayaçların kalk-alkalen özellikte olduklarını belirtmişlerdir. Tokel (1972; 1977), Eosen volkanitlerinin kalk-alkali özellikte ada yayı volkanizmasına ait olduğunu belirtmiştir. Çamur ve diğ., (1996), bölgedeki volkanitlerin yitim esnasında oluşum evrimine giren hareketli elementler bakımından zengin akışkanlarca ikincil bir zenginleşmeye uğrayan MORB benzeri bir mantodan türediklerine işaret etmişlerdir, Arslan ve diğ., (1997), yöredeki volkanik kayaçların ana magmasının alt kabuk ve/veya üst mantodan lüredüğünü belirtmiştir. Aliyazıcıoğlu ve Arslan (1998), Eosen yaşlı volkanitlerin tabanında yer alan mikritik kireçtaşlarında ve aglomeralar içindeki nkririk

kireçtaşlarında bulunan Paleosen fosillerine dayanarak, Eosen volkanizmasının Paleosen döneminde başladığını ve ekstaşiyonel rejimdeki havzada geliştiğini belirtmişlerdir. Bektaş ve diğ., (1984), kuzeyde Senoniyen öncesi veya erken Senoniyen'de başlayan toleyitik-kalU alkalen denizaltı volkanizmasının bimodal (malik ve felsik) nitelikte olduğundan, güneydeki Üst Kretase volkanizmasının, kuzeydeki cevherleşmeye eşlik eden volkanizmadan ve onun örtü çökelleri olan kırmızı kireçtaşlarının çökmesinden sonra etkin duruma geçtiğinden söz etmiştir. Şen ve diğ., (1998), Doğu Pontid Alkale Volkanik Provensi'nde, Eosen yaşlı Trabzon ve Tonya grubu volkanitlerinin, nıctasomatizmaya uğramış bir manto kaynağından türeyen ve sığ derinlikte diferansiasyona uğrayan birincil bir magma ile ilişkili olabileceğini belirtmişlerdir. Arslan ve diğ., (2000), Trabzon ve Gümüşhane yörelerinde yüzeylenen Eosen volkanitlerinde magma karışımı ve kirlenme olaylarının belirleyici rol oynadığını belirtmişlerdir.

Torul (Gümüşhane) ve çevresi hem sözü edilen üç periyoda ait volkanitlerin yüzeylendiği hem de Doğu Pontid Kuzey Zonu ile Güney Zonu arasında geçiş bölgesi olması nedeniyle ilginç bir bölgedir. Bölgedeki volkanitlerin gelişimini anlatan eski çalışmalar petrografi ve jeokimya ile ilgili konularla sınırlıdır. Bu çalışmada Torul ve çevresinde yüzeylenen volkanik kayaçların petrografisi, mineral kimyası, ana, iz ve nadir toprak element jeokimyaları ile elde edilen verilerden volkanizmanın gelişimi ve petrolojisi incelenmiştir.

GENEL TEOLOJİ

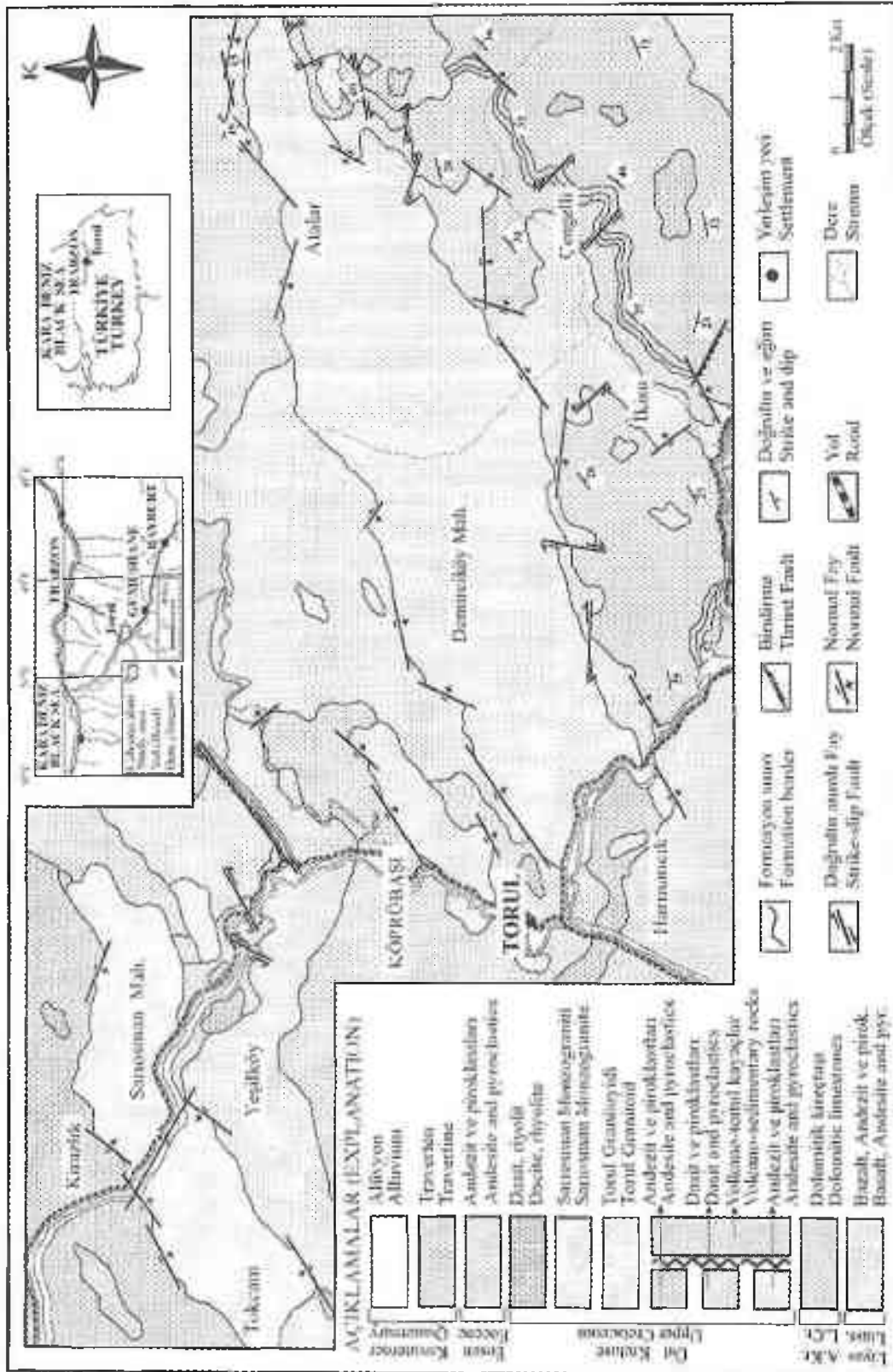
Doğu Pontid'lerde temeli teşkil ettikleri kahl edilgen Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar kristalen şistler ve granitlerden oluşmaktadır ve Liyas öncesinde Paleozoyik yaşlı granitoidik kayaçlar tarafından kesilmiştir (Çoğulu, 1975). Liyas yaşlı volkanit-tortul kayaçlar, Gümüşhane bölgesinde Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Graniti üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelirler ve konglomera, kumtaşı, kalker, manı ve volkaniklerden oluşmaktadır. Liyas yaşlı volkanik kayaçlar üzerine uyumlu olarak gelen Malı-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşları, Doğu Pontid Güney Zonu'nda sürekli bir şekilde görülmelerine rağmen, Kuzey Zon'da mercerler ve olistrostromlar halinde bulunurlar. Doğu Pontid Kuzey Zon'unda pek çok lokasyonda Berdiga kireçtaşları ve bunları üstleyen Jura volkanitlerinden oluşan birimler yoğun Üst Kretase yitim magmatizması ile parçalanmışlardır (Şen ve diğ., 2003). Doğu

Pontidlerdeki granitik kayalar Jura-Alt Kretase, Üst Kretase ve Eosen olmak üzere değişik zamanlarda sokulum yapmışlardır (Yılmaz ve Boztuğ, 1996).

Doğu Pontid'lerde Üst Kretase iki farklı özellikte görülmektedir. Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda magmatik kayalar egemen iken, Doğu Pontid Güney Zonu'nda volkano-tortul özelliğindeki kayalar bulunmaktadır. Üst Kretase'de kılavuz seviye olarak kabul edilen kırmızı kireçtaşları Güney Zon'da tek bir seviye halinde ve Üst Kretase'nin tabanında görülmekte, Kuzey Zon'da ise birkaç seviye halinde volkaniklerle ara katkılı olarak bulunmaktadır (Özsayar ve diğ., 1981). Magmatik aktivite Doğu Pontid Güney Zon'unda kırmızı renkli pelajik biyomikritik kireçtaşlarını çökmesinden sonra veya daha üst seviyelerde etkinlik kazanırken, Kuzey Zon'da Kampaniyen yaşlı kırmızı pelajik kireçtaşlarından önce başlamıştır (Bektaş ve diğ., 1984). Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda Üst Kretase'nin tabanı tartışmalıdır. Schuitze-Westerm (1961)'a göre Alt Kretase'de başlayan "Alt Bazik Seri" Üst Kretase'nin başında devam etmekte ve Üst Kretase'de "Alt Bazik Seri" ye "Hippuritli kalkerler" ve "tüffitik kalker-mam serisi" eşlik etmektedir. Bunun üzerinde dasit ve piroklastları ile inoceramuslu kırmızı kalkerler bulunmakta ve bunların üzerine de mafik volkanikler gelmektedir. Bu mafik volkanik kayalar kısmen Eosen'de de devam ederek "Üst Bazik Seri"yi oluşturmaktadır. Güven (1993), Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda Üst Kretase yaşlı kayaların Alt Kretase yaşlı kayalar üzerine uyumlu olarak geldiğini belirtmektedir. Üst Kretase tabanda Çatak Formasyonu olarak adlandırılan ve kumtaşı, sunası, mam, tuf ara katkılı bazalt-andezit lav ve piroklastları ile başlamakta, bunun üzerine uyumlu olarak riyodasitik-dasitik lav ve piroklastlardan oluşan Kızılkaya Formasyonu gelmektedir. Kumtaşı, mam, killi kireçtaşı ve tuf ara katkılı riyolit-riyodasitik lav ve piroklastlarından oluşan Çayırbağ Formasyonu, Kızılkaya Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmekte olup, kumlu kireçtaşı ve resital kireçtaşından oluşan Ağıllar Formasyonu tarafından uyumlu olarak üstlenmektedir. Üst Kretase istifi. Ağıllar Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen ve kumtaşı, mam, kumlu kireçtaşından oluşan Bakırköy Formasyonu ile son bulmaktadır. Türk-Japon Ekibi (1985), Üst

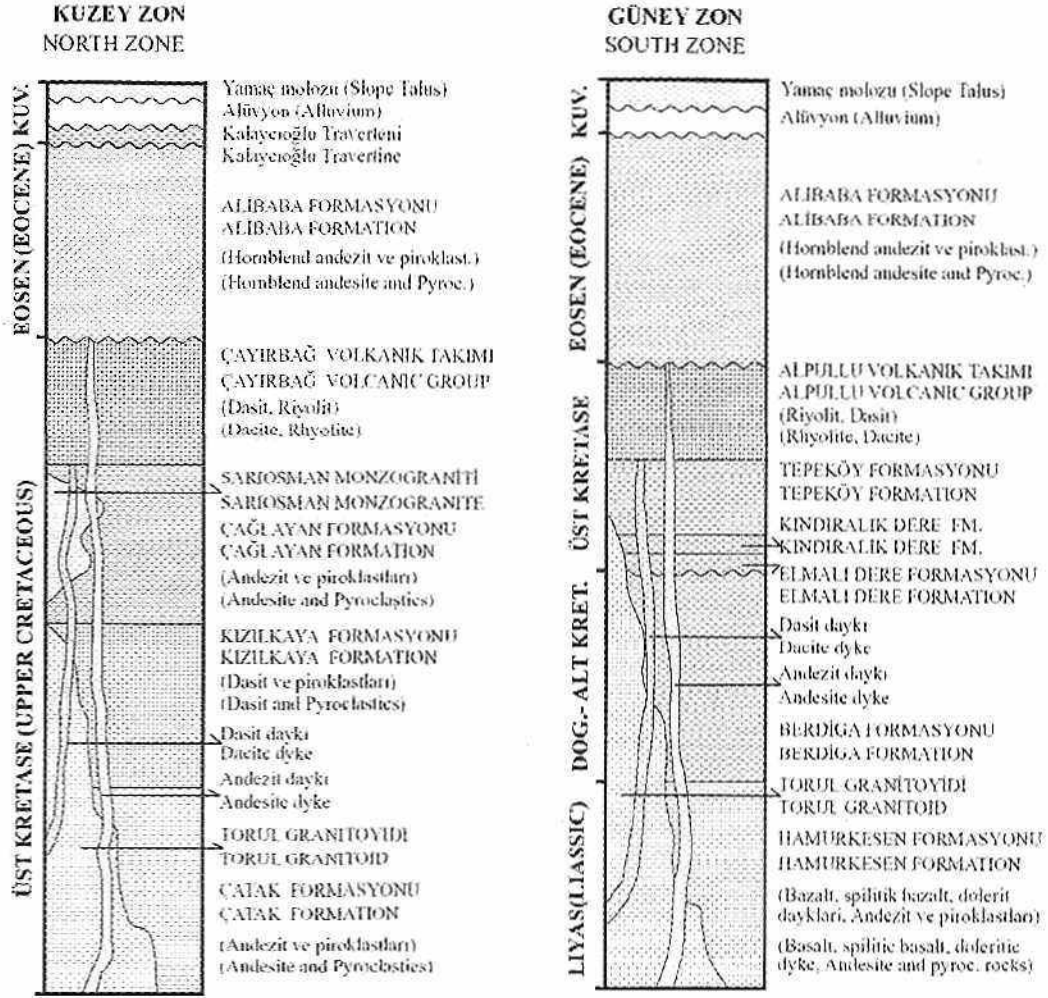
Kretase yaşlı kayaların Zigana Formasyonu olarak isimlendirmiş ve Dogger-Malm yaşlı kireçtaşlarını üstüne uyumsuz olarak geldiğini belirtmişlerdir. Zigana Formasyonunu sırasıyla dış karakterli Kenitdere Üyesi; kireçtaşı, kırmızı kireçtaşı mercikleri içeren bazalt, andezit ve piroklastlarından oluşan A1 Üyesi; dasit ve piroklastlarından oluşan D1 üyesi; kireçtaşı araseviyeli andezit ve piroklastlarından oluşan A2 üyesi ve dasit lavından oluşan D2 üyesi olmak üzere başlıca beş üyeye ayırmışlardır. Yılmaz ve diğ., (2003). Pontid volkanik yayında volkanik etkinliğin özellikle Geç Mesozoyikte sürekli olmadığını, yavaşladığı ve/veya durduğu dönemlerde tektonik açıdan duraysız derin deniz çanaklarında torto-gravite akımlarına bağlı olarak gelişen yay içi çekellerin biriktiğini belirtmişlerdir. Doğu Pontid Güney Zonunda Üst Kretase. Berdiga Formasyonu üzerine aşıl uyumsuzlukla gelen kumlu kireçtaşları ile başlamaktadır. Bu birimi şarap kırmızısı renkli kırmızı kireçtaşları uyumlu olarak üstlenmekte ve Volkano-Turlul Seri La rafından uyumlu olarak üstlenmektedir (Eren, 1983). Üst Kretase-Paleosen geçişi Doğu Pontidler'de yer yer gözlenmektedir. Sarman (1975), Tirebolu'nun güneydoğusunda Üst Kretase kalkerlerinin devamı olarak Paleosen tespit etmiştir. Kale (Gümüşhane) yöresinde Geç Kretase yaşlı fişle başlayan istif uyumsuz olarak konglomera ve mikritik kireçtaşlarından oluşan Paleosen yaşlı Kale Formasyonu'na geçmekte ve Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu ile örtülmektedir (Aliyazıcıoğlu, 1999). Eosen Pontid'lerde genellikle Kretase ve Paleosen yaşlı birimler üzerine taban konglomerası ile gelmekte ve bunları andezitik lav ve piroklastları ile fiş çökellerinden oluşan seriler üstlenmektedir.

Doğu Pontid Kuzey ve Güney Zon'ları arasında yer alan Torul yöresinde uzun eksenli KD-GB yönlü olan Torul Granitoidi volkanik karakterdeki Kuzey Zon kayaları m, tortul kayaların egemen olduğu Güney Zondan ayırır (Şekil 1). Bu karmaşık geçiş ilişkilerini açıklamak için Torul ve çevresi için iki ayrı stratigrafi önerilmiştir. Torul'un kuzeyinde tamamen Üst Kretase volkanitleri ve piroklastları yüzeylenirken, güneyde Lıyas'tan Eosen'e kadar volkanik ve tortul kayalar karmaşık do.kanak ilişkileriyle yüzeylenmektedir (Şekil 2).



Şekil 1. inceleme alanının yer buldum jeolojisi haritası (Kaygusuz, 2000'den değiştirilerek).

Figure 1. Location and geological map of the investigated area (modified from Kaygusuz, 2000).



Şekil 2. Torul yöresi Kuzey ve Güney Zon'ları için stratigrafik kolon kesitleri (Kaygusuz 2000'den değiştirilerek),
Figure 2. Stratigraphic columnar sections of the Northern and Southern Zones of the Torul area (modified from Kaygusuz, 2000),

Güney Zonu, Torul ve yakını yöresinde tabanda Liyas yaşlı volkanitlerle (Hamurkesen Formasyonu) başlar (Şekil 2) ve bu volkanitler Maçka-Çatak ve Espiye güneyinde yüzeylenen volkanitlerle aynı petrografik özelliklere sahiptirler. Liyas volkanitleri alt seviyelerde spilitik bazalt, bazalt ve piroklastları ile dolerit ve diyabazlardan, üst seviyelerde killi kireçtaşı ve kumtaşı mercekleri içeren andezit ve piroklastlarından oluşur. Kalınlıkları yaklaşık 550 metreyi bulan, kalın tabakalı Alt Kretase yaşlı Berdiga Kireçtaşı bu volkanitleri uyumsuz olarak örter (Şekil 2), Alt-Üst Kretase geçişi uyumlu olarak tabanda sarı kumlu kireçtaşlarına (Kındıralık Dere Formasyonu) ve kırmızı kireçtaşlarına (Elmalı Dere Formasyonu) geçerken, üst seviyelerde andezitik tüf ara katlı tortul kayalara (Tepeköy Formasyonu) geçer. Yine Üst Kretase yaşlı riyolit ve dasitler (Alpulu

Volkanik Takımı) bu birimleri uyumlu olarak örterler, Kuzey Zon, Torul ve çevresinde, bimodal karakterli volkanizma özelliğinde olup, içerisinde kireçtaşı, kırmızı kireçtaşı ara seviyeleri içeren Üst Kretase yaşlı mafik ve felsik volkanitlerini de taşıması ile temsil edilir (Şekil 2). Torul'da Üst Kretase'nin tabanını kırmızı kireçtaşı ara seviyeleri içeren andezit ve piroklastları (Çatak Formasyonu) oluşturur. Üst seviyelere doğru felsik karakter kazanan volkanizma kireçtaşı ara seviyeleri içeren dasit ve piroklastlarından (Kızılkaya Formasyonu) oluşur. Ruyuhimin üzerine volkano tortul karakterli andezit ve piroklastları (Çağlayan Formasyonu) gelir ve dasit ve riyolitlerin oluşturduğu asidik volkanikler (Çayırbağ Volkanik Takımı) tarafından üstlenirler. Tüm bu birimler Sarıosman Monzograniti (Kaygusuz, 2001) tarafından kesilir.

Gerek Kuzey zon, gerekse de üney zooda tüm bu birimler Torul Granitoyidi tarafından kesilmiş ve Eosen yaşlı volkanitler tarafından uyumsuz olarak üstlenmişlerdir (Kaygusuz, 2000; Kaygusuz ve diğ., 2004). Eosen volkanitleri tabanda aglomeralarla başlamakta, kireçtaşı ve kumlaşı ara seviyeli andezit ve piroklastları ile son bulmaktadır (Ahbaba Formasyonu). İnceleme alanının en genç birimlerini Kuvaterner yaşlı traverten, yamaç molozu ve alüvyonlar oluştururlar.

PETROGRAFI VE MİNERAL KİMYASI

Torul volkanitlerine ait plajiyoklas, hornblend, biyotit ve piroksen minerallerinin mikroprob analizleri Kanada da. University of New Brunswick Electron Mieroskopy Ünİ'nde, JEOL Superprob 733 kullanılarak yapılmıştır. Parlatılmış ince kesitler karbonla kaplandıktan sonra, 15 Kvolt 1 OmA örnek akımında analiz edilmiştir. Sonuçlar C1TZAF veri işleme programında Si ve Ca için cp511; Al için KKHBD; Fe için GRTGM; Ti için İLM; Mg için OL 1741; Na için CPXjad; K için Or1 ve Mn ve Cr için saf metal standartları kullanılarak oksit olarak hesaplanmıştır.

Çalışmanın ana konusunu oluşturan Torul volkanitlerine ait Liyas, Üst Krelase ve Eosen yaşlı lav akıntılarında alman bazalt, andezit, dasit ve riyolit türü kayakların dokusal özellikleri, mineralojik bileşimleri ve mineral kimyaları incelenmiştir.

Liyas volkanitlerine ait bazaltlar cintersertal, amigdoidal ve kısmen de akıntı dokusu göstermekte olup, başlıca mineralleri labrador, olivin ve ojittir. Andezitlerde ise porfirik kısmen de mikrolitik porfirik doku görülür ve oligoklas, hornblend ve biyotit fenokristalleri oluştururlar. Üst Kretase volkanitlerine ait andezitlerde porfirik, mikrolitik porfirik, hyalo-mikrolitik porfirik dokular görülür. Fenokristaller plajiyoklas, hornblend ve biyotitden oluşur. Dasitler porfirik dokuludurlar ve fenokristaller plajiyoklas, kuvars, sanidin ve biyotitten ibarettir. Riyolitler porfirik, kısmen de sferülitik dokuludurlar. Fenokristaller plajiyoklas, sanidin, kuvars, biyotit ve hornblend minerallerinden oluşur. Eosen volkanitlerine ait andezitlerde porfirik, hyalo-mikrolitik porfirik, kısmen de glomeraporfirik doku gözlenmekte olup, başlıca mineraller plajiyoklas, hornblend, piroksen ve biyotittir. Fe-Ti oksitler tüm örneklerde görülmekte olup, özellikle Liyas yaşlı bazaltlarda çok daha yoğun şekilde bulunurlar. Hamur, genellikle feküspat mikrolitleri, Fe-Ti oksitler ve/veya camdan oluşmakta, bazen altcrasyon ürünleri (kil mineralleri, kalsit, serizit.

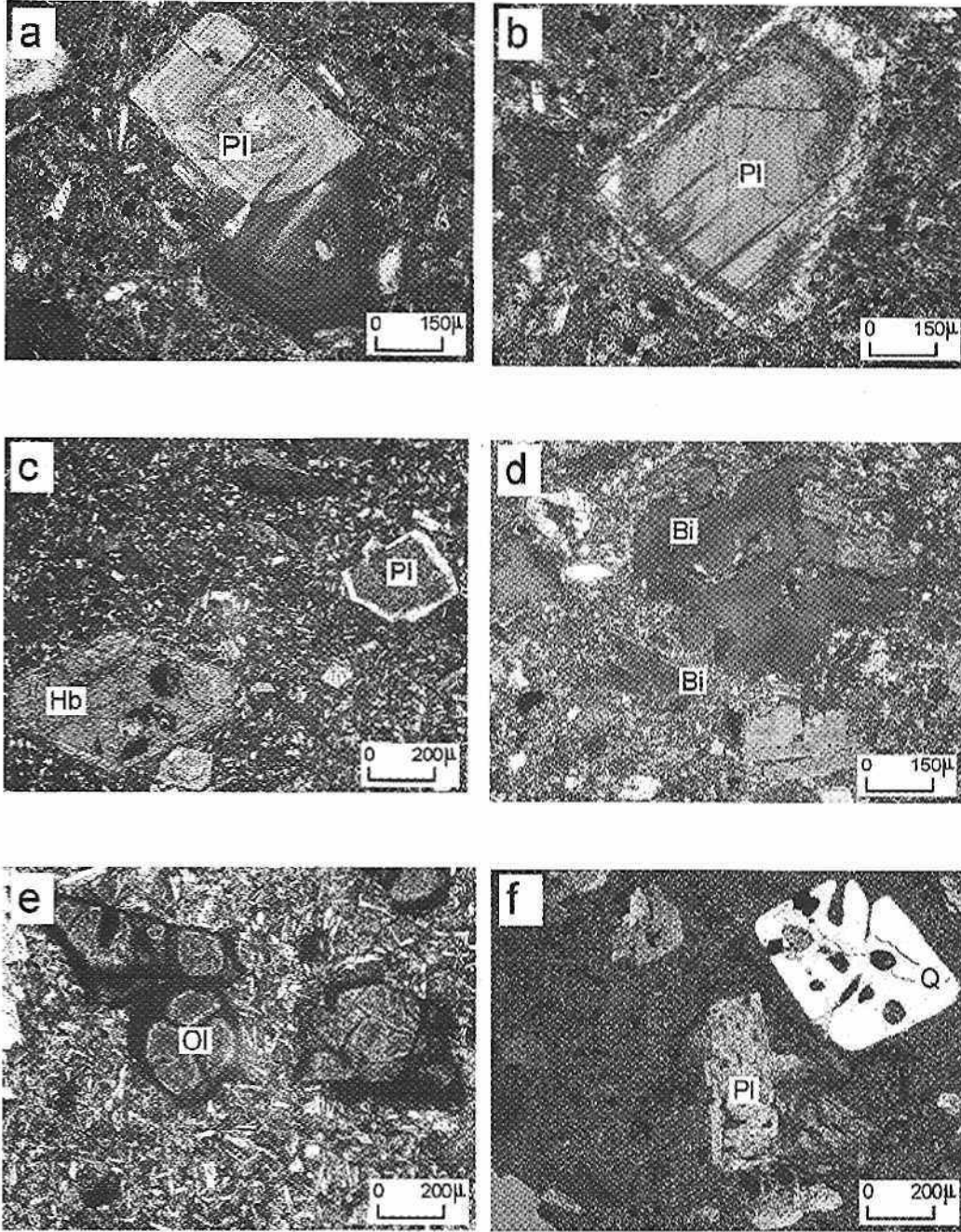
kiorit, epidot, iddingsit ve serpantin) ve aksesuar apatit bunlara eşlik etmektedir. Apatit özellikle Liyas bazaltlarındaki plajiyoklaslarda kapanım şeklinde yaygın olarak gözlenmektedirler.

Plajiyoklaslar, öz ve yarı öz şekilli levhamsı fenokristaller, hamurda da mikrolitler halinde tüm örneklerde yaygın olarak bulunurlar. Fenokristaller albit ve polisenteük ikizlenmesi, küçük kristaller ise albit ikizlenmesi gösterirler. İri plajiyoklaslar ojit, hornblend, opak mineral ve iğnemsli apatit kapanımları içererek poiyikilitik doku oluşturmaktadır. Bazı minerallerde saünlümlü zonlanma (Şekil 3a) gözlenirken, bazıları da elek dokusu göstermektedir (Şekil 3b, 3c). Bir kısım örnekte iri plajiyoklasların kenarları hamur tarafından yenmiş, iç kısımlarında hamur kapanımları gözlenmiştir. Liyas yaşlı bazalt, Üst Kretasc ve Eosen yaşlı andezitlerdeki plajiyoklasların mikroprob analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir. Buna göre, Liyas yaşlı bazaltlardaki plajiyoklas fenokristalleri labrador (An_{7-20}), andezitlerdeki plajiyoklas fenokristalleri ise oligoklas (An_{2-20}) bileşimindedir. Üst Kretasc yaşlı andezitlerdeki fenokristaller andezin ($Aü_{4,4}$), Eosen yaşlı andezitlerdeki fenokristaller andezin ($An_{43,44}$) ve oligoklas (An_{5-20}), hamurdaki latalar ise albit (An_8) bileşimindedir (Şekil 4). Bazı fenokristallerde ters zonlanma gözlenmekte olup, anortit içerikleri kristalin kenarından merkezine doğru azalma göstermektedir, Liyas yaşlı bazaltlardaki bir kısım fenokristallerin merkezi kısımlarında An içerikleri %52, kenar kısımlarında %57-59, Eosen yaşlı bir kısım andezitlerdeki fenokristallerin merkezi kısımlarında An içerikleri %29, kenar kısımlarında ise %43-44'dür.

Hornblendler prizmatik fenokristaller, hamurda da küçük çubuğumsu mikrofeno-kristaller halinde görülür. Liyas yaşlı bazaltlar hariç, tüm kayalarda yaygın olarak gözlenirler. Açık sarımsı yeşilden kahverengiye değişen pleokroizmaya sahiptirler. Bazı kristaller plajiyoklas ve opak mineral inklüzyonları içermektedir (Şekil 3c). Genelde kalsite ayrılmış ve kenar kısımlarda opak mineraller gelişmiştir. Bir kısım örnekte hornblend fenokristalleri içinde ergiyik kapanımları gözlenmiştir. Özellikle Eosen yaşlı andezitlerdeki bazı hornblendlerin kenar kısımları opak minerallerce çevrelenmiş durumdadır. Üst Kretase ve Eosen yaşlı hornblend kristallerinin mikroprob analiz sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir. Analiz sonuçlarına göre, Üst Kretase yaşlı andezitlerdeki hornblendlerin Mg# 0.79-0.84 arasında değişmektedir. Leake (1978) sınıflamasına göre örnekler kalsik amfibol alanında yer alırlar ve aktinolitik hornblend ve magnezyo-hornblend bileşimindedirler.

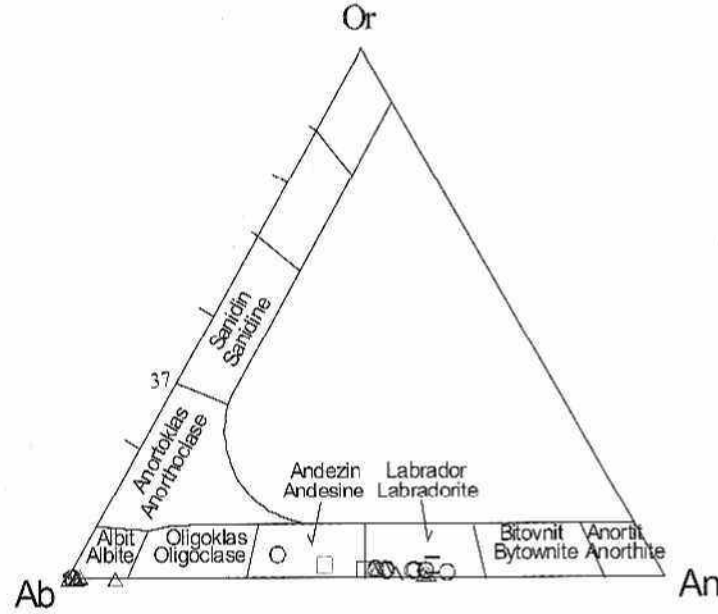
(Şekil 5a). Eosen yaşlı andezitlerdeki hornblend kristallerinin Mg# 0.70-0.92 arasında değişmektedir. Leake (1978)'e göre kaisik amfibol alanında yer alırlar.

Magnezyo-hastinjitik hornblend, magnezyo-hastinjitil ve şarmakitikhornblend bileşimindedirler (Şekil 5a ve 5b).



Şekil 3a. Torul volkanı L1erindeki plajiyoklaslarda gözlenen salmımlı zonlanma; 3b. Torul volkanı'terindeki plajiyoklaslarda gözlenen elek dokusu; 3c. İri hornblend kristallerinde gözlenen plajiyoklas ve opak mineral inklüzyonları; 3d. Biyotit kristallerinde gözlenen bıçağimsı şekiller; 3e. İddiğsitleşmiş ve kenar kısımları opaklaşmış olivin fenokristalleri; 3f. Hamur tarafından yenmiş kuvars kristali (Pl: Plajiyoklas, Q: Kuvars, Hb: Hornblend, Bi: Biyotit, Ol: Olivin).

Figure 3a, Oscillatory zoning in the plagioclase of the Torul volcanites; 3b. Sieve texture in plagioclase of the Torul volcanites; 3c. Plagioclase and opaque oxide inclusions in the large hornblende; 3d. Blade-like figures in biotites; 3e. Idiosyncratic and opaque olivine phenocrysts; 3f. Embayed quartz crystals (Pl: Plagioclase, Q: Quartz, Hb: Hornblende, Bi: Biotite, Ol: Olivine).



Şekil 4. Tnnl v İkanitlerinde ki feldspatların Or-Ab-An üçgen diyagramında sınıflandırılması (O : Liyas volkanitleri, D: Üst Kretase volkanitleri, A: Eosen volkanitleri).

Figure 4. Classification of Or-Ab-An triangular diagrams of the feldspar of the Torul volcanics (O: Liassic volcanites, D: Upper Cretaceous Volcanics, E: Eocene volcanites).

Çizelge 1: Liyas, Üst Kretase ve Eosen volkanitlerine ait plajiyoklasların mikroprob analiz sonuçları (k: mineral kenarı, m: mineral merkezi).

Tabl 1. Results of microprobe analysis of plagioclase from Um, Upper Cretaceous and Eocene volcanics (k: rim of mineral, m: center of mineral).

Örne kno	Liyas volkanitleri										Üst Kret. Volk.			Eosen Volkanitleri							
	47 (k)	47 (m)	47 (k)	47 (k)	70 (k)	70 (m)	70 (k)	70 (k)	217 (k)	217 (m)	117 (m)	117 (m)	117 (k)	G.3 (m)	G.3 (m)	G.3 (k)	T.517 (k)	T.517 (m)	T.501 (m)	T.501 (k)	T.501 (k)
SiO ₂	53.13	52.22	40.75	53.94	52.18	49.62	53.95	52.80	63.89	63.98	55.05	55.80	57.33	62.46	62.97	66.33	67.30	64.43	64.27	52.90	52.78
Al ₂ O ₃	30.50	31.77	25.31	29.50	29.94	27.83	30.31	30.87	21.01	20.66	29.55	32.00	28.26	20.93	21.05	22.39	21.11	21.14	20.60	25.09	24.43
FeO	0.61	0.52	0.64	0.77	0.41	0.39	0.49	0.48	0.00	0.03	0.50	0.35	0.33	0.00	0.03	0.00	0.10	0.02	0.00	0.29	0.31
MgO	0.11	0.11	0.07	0.07	0.12	0.14	0.08	0.09	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
CaO	12.01	13.02	10.52	11.04	11.80	9.90	11.95	12.55	6.18	6.12	10.40	7.65	8.82	7.29	6.34	1.77	0.43	6.36	6.05	6.44	6.49
Na ₂ O	4.73	4.08	5.42	5.28	4.31	4.75	4.79	4.57	8.94	8.84	5.82	4.38	6.51	9.84	10.09	11.11	11.71	9.20	8.22	4.62	4.48
K ₂ O	0.26	0.18	0.30	0.29	0.23	0.22	0.25	0.24	0.04	0.03	0.28	0.41	0.43	0.01	0.00	0.00	0.07	0.01	0.01	0.12	0.12
Toplam	101.4	101.9	83.09	100.9	99.04	92.85	101.8	101.6	101.0	100.6	101.6	101.6	101.7	100.5	101.4	101.6	100.7	102.1	100.1	101.4	101.6
Katyonlar 32 oksijene göre hesaplanmıştır																					
Si	9.52	9.32	9.07	9.70	9.55	9.66	9.61	9.45	11.34	11.40	9.80	9.86	10.14	11.15	11.21	11.48	11.71	11.33	11.46	10.46	10.53
Al	6.44	6.68	6.64	6.25	6.45	6.38	6.36	6.51	4.39	4.33	6.20	6.07	5.89	4.40	4.41	4.56	4.53	4.38	4.33	5.84	5.74
Fe ³⁺	0.09	0.08	0.12	0.12	0.06	0.06	0.07	0.07	0.00	0.00	0.07	0.05	0.05	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.05
Mg	0.03	0.03	0.02	0.02	0.05	0.04	0.02	0.02	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	2.31	2.49	2.51	2.13	2.31	2.07	2.28	2.41	1.18	1.17	1.98	1.45	1.67	1.39	1.21	0.33	0.08	1.20	1.16	1.36	1.38
Na	1.64	1.41	2.34	1.84	1.53	1.79	1.65	1.59	3.08	3.05	2.01	1.50	2.23	3.41	3.48	3.73	3.95	3.14	2.84	1.77	1.73
K	0.06	0.04	0.09	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.01	0.01	0.06	0.09	0.10	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03
Or	1.47	1.04	1.72	1.59	1.39	1.41	1.43	1.36	0.21	0.17	1.58	3.03	2.43	0.04	0.00	0.00	0.50	0.05	0.05	0.95	0.99
Ab	41.01	35.81	47.42	45.66	39.24	45.82	41.44	38.19	72.20	72.21	49.52	49.34	55.80	70.92	74.23	91.91	97.63	72.33	71.06	55.96	55.16
An	57.52	63.15	50.86	52.75	59.36	52.77	57.13	59.45	27.59	27.63	48.90	47.63	41.78	29.04	25.77	8.09	1.98	27.62	28.89	43.10	43.86

Çizelge 2. Üst Kretase ve Eosen andezitilerdeki hornblendlerin mikroprob analiz sonuçları (k: mineral kenarı, m: mineral merkezi),

Table 2. Result of microprobe analysis of hornblende from Upper Cretaceous and Eocene andesites (k: rim of mineral, m: center of mineral).

Örnek no	Üst Kretase andezitleri			Eosen andezitleri								
	117 (m)	117 (m)	117 (k)	G 3 (m)	G 3 (k)	G 3 (k)	G 3 (m)	G 3 (k)	T 501 (k)	T 501 (m)	T 501 (m)	
SiO ₂	52.80	52.75	49.28	44.92	42.11	43.12	44.57	43.52	43.05	44.34	42.51	
TiO ₂	0.38	0.35	0.39	1.05	1.07	1.32	1.09	1.28	1.27	1.23	1.06	
Al ₂ O ₃	3.62	3.43	6.11	10.78	13.06	12.14	11.19	13.23	12.32	12.49	14.14	
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	0.04	0.07	0.08	0.00	0.09	0.02	0.00	0.15	0.04	
FeO	10.24	9.97	12.17	13.73	8.45	9.98	15.14	9.31	14.95	7.63	11.67	
MnO	0.47	0.39	0.38	0.39	0.00	0.10	0.54	0.10	0.51	0.12	0.16	
MgO	17.97	17.85	15.96	14.09	16.75	15.67	12.74	16.51	12.72	17.66	14.76	
CaO	12.14	12.44	12.28	11.26	11.04	11.06	11.22	11.90	11.14	11.74	11.64	
Na ₂ O	0.45	0.39	0.86	1.71	2.41	2.15	1.76	2.36	1.96	2.46	2.35	
K ₂ O	0.22	0.21	0.48	0.39	0.51	0.45	0.52	0.47	0.48	0.40	0.44	
Toplam	98.35	97.82	97.95	98.39	95.48	95.99	98.86	98.70	98.40	98.22	98.77	
Katyonlar 23 oksijene göre hesaplanmıştır												
TSi	7.42	7.46	7.06	6.46	6.12	6.28	6.45	6.16	6.25	6.26	6.06	
TAI	0.57	0.54	0.94	1.54	1.88	1.72	1.56	1.85	1.75	1.75	1.94	
CAI	0.03	0.03	0.09	0.28	0.35	0.36	0.35	0.36	0.36	0.33	0.44	
CCr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	
CFe ³⁺	0.49	0.42	0.55	0.76	0.69	0.68	0.65	0.69	0.76	0.58	0.78	
CTi	0.04	0.04	0.04	0.11	0.12	0.15	0.12	0.14	0.14	0.13	0.11	
CMg	3.76	3.76	3.41	3.02	3.63	3.40	2.75	3.48	2.75	3.71	3.14	
CFe ²⁺	0.64	0.73	0.88	0.80	0.21	0.41	1.10	0.33	0.96	0.22	0.52	
CMn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	
BFe ²⁺	0.05	0.03	0.03	0.10	0.13	0.12	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	
BMn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	
BCa	1.83	1.88	1.89	1.74	1.72	1.73	1.74	1.80	1.73	1.77	1.78	
BNa	0.06	0.05	0.06	0.14	0.15	0.15	0.14	0.11	0.14	0.12	0.12	
ANa	0.06	0.05	0.18	0.34	0.53	0.46	0.36	0.54	0.41	0.55	0.53	
AK	0.04	0.04	0.09	0.07	0.10	0.08	0.10	0.09	0.09	0.07	0.08	
Al ^{VI}	0.03	0.03	0.09	0.28	0.35	0.36	0.35	0.36	0.36	0.33	0.44	
Mg #	0.84	0.83	0.79	0.77	0.91	0.86	0.70	0.89	0.72	0.92	0.84	

Ba/1 hornblent/fe nokristallerinde terszonlanma gözlenmekte olup, Mg numaraları kristalin kenarından merkezine doğru azalma göstermektedir. Eosen yaşlı bir kısım andeziti erdeki fenokristallerin kenar kısımlarında Mg numaraları 0.86-0.91 arasında iken, merkez kısımlarında 0.70-0.77 arasında değişmektedir.

Biyotitler, genelde levhamsı fe nokristaller, hamurda ise küçük prizmatik kristaller halinde bulunur. Bazı örneklerde bıçağımsı şekillerde gözlenmişlerdir (Şekil 3d). Liyas yaşlı bazaltlar hariç, tüm örneklerde hornblende birlikte yaygın olarak bulunurlar. Bazı örneklerde dilinimler boyunca opak mineraller yerleşmiş ve kenarından itibaren kısmen kloritleşmiş ve bükülmüş lameller halindedirler, Liyas yaşlı andezitler ve Üst Kretase yaşlı dasitlere ait biyotit kristallerinin ana element içerikleri ile katyon değerleri Çizelge 3'de verilmiştir. Analiz sonuçlarına göre, TiO₂ değerleri 3,19-

3,28 arasındadır. Fe/Te+Mg oranları 0.33-0.42 arasında olup, Al^{IV} içerikleri 2.26-2.32 arasındadır. Andezit ve dasitlerdeki biyotitler annit (Fl₁₋₂, An₉₈₋₉₉) türindedirler (Şekil 6),

Piroksenler, genellikle yan öz şekilli ve öz şekilsiz ince-uzun prizmatik kristaller, daha az olarak da öz şekilli fenokristaller halinde bulunur. Yalnızca Eosen yaşlı andezitler ve Liyas yaşlı bazaltlarda gözlenirler. Genellikle ayrışma ürünleri klorit ve kalsit olup kenar kısımlarında opak mineraller gelişmiştir. İri kristaller özellikle Eosen yaşlı kayalarda görülür. Liyas yaşlı kayalarda ise genellikle küçük kristaller şekindedirler. Bazı minerallerde zonlanma gözlenip genellikle (100) üzdü belirgindir. İri fenokristallerde plajiyoklas ve opak mineral kapanımları gözlenir. Eosen yaşlı volkanik kayalardaki piroksenlere ait mikroprob analiz sonuçları

Çizelge 4'de verilmiştir. Piroksenler ojit ($Wo_{(M)}En_{(M)}$, $Fs_{13,18}$) ve diyopsit ($Wo_{(M)}$, En^{\wedge} , Fs_m) bileşimindedir (Şekil 7). Bazı fenokristallerde ters zonlanma gözlenmekte olup, Mg numaraları kristalin kenarından merkezine doğru azalma göstermektedir. Eosen yaşlı bir kısım andezitlerdeki fenokristallerin merkezi kısımlarındaki Mg numaraları 0.82 iken, kenar kısımlarında 0.87-0.91 arasında değişmektedir.

Çizelge 3. Liyas andezitleri ve Üst Kretase dasitlerin deki biyotitlerin mikroprob analiz sonuçları (k: mineral kenarı, m: mineral merkezi).

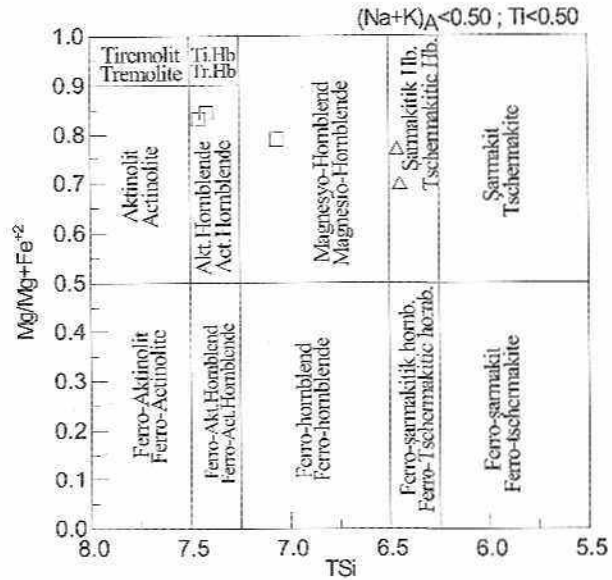
Table 3. Results of microprobe analysis of biotite from lias andesite and Upper Cretaceous dacite (k: rim of mineral, m: emler of mineral).

Örn. no	Liyas andezitleri		Üst Kretase dasitleri		
	217 (k)	217 (m)	BB1 (m)	BB2 (m)	BB3 (m)
SiO ₂	36.68	37.14	36.34	36.93	36.73
TiO ₂	3.28	3.19	4.46	5.17	5.13
Al ₂ O ₃	15.68	16.09	14.78	14.92	15.06
Cr ₂ O ₃	0.07	0.07	0.05	0.04	0.05
FeO	17.57	14.38	16.85	16.26	17.06
MnO	0.29	0.14	0.41	0.33	0.32
MgO	13.42	16.41	15.27	14.97	13.24
CaO	0.01	0.00	0.02	0.04	0.02
Na ₂ O	0.44	0.74	0.32	0.45	0.29
K ₂ O	8.76	8.46	9.12	9.25	9.16
Toplam	96.20	96.62	97.62	98.36	97.06
Katyonlar 24 oksijene göre hesaplanmıştır					
Si	5.74	5.68	5.07	5.12	5.21
Ti	0.39	0.37	0.59	0.67	0.68
Al	2.89	2.90	2.43	2.44	2.52
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.30	1.84	1.97	1.88	2.02
Mn	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04
Mg	3.13	3.74	3.18	3.09	2.80
Na	0.13	0.22	0.09	0.12	0.08
K	1.75	1.65	1.62	1.63	1.66
Al ⁽⁶⁾	0.62	0.58	0.19	0.15	0.11
Al ⁽⁴⁾	2.26	2.32	2.24	2.29	2.41
Mg#	0.58	0.67	0.62	0.62	0.58

Olivinler, öz ve yarı öz şekilli levhamsı iri kristaller, hem de hamurda küçük kristaller halinde görülür. Yalnızca Liyas yaşlı bazaltlarda gözlenir. Genellikle iddingsit ve opak minerallere (Şekil 3e), daha az olarak da serpantin, klorit ve kalsite dönüşmüş olarak görülür. İddingsitlenmiş örneklerde belirgin plörokroizma görülmektedir. İddingsitlenme hemen hemen tüm örneklerde izlenmektedir.

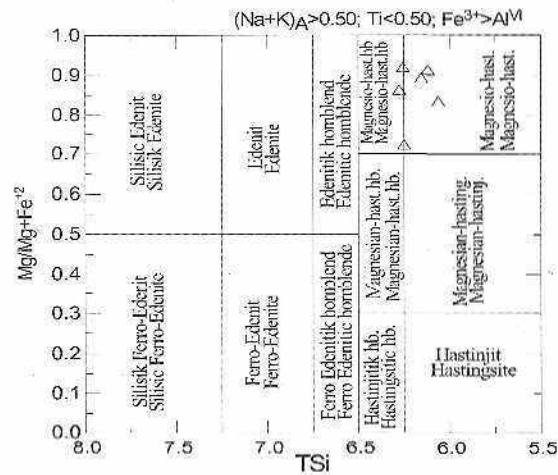
Kuvars, öz ve yarı öz şekilli iri kristaller, hamurda da küçük taneler halinde bulunur. Üst Kretase yaşlı dasit ve riolitlerde gözlenir. Bir kısım fenokristallerin kenarları hamur tarafından kemilmiştir (Şekil 3i). Bazı kristallerde dalgalı sönme belirgindir ve genellikle çatlaklı yapıdadır.

Sanidin, iri levhamsı prizmatik kristaller, hamurda da küçük kristaller halindedir. Dasit ve riolitlerde yaygın olarak gözlenirler. Fenokristaller öz ve yarı öz şekilli olup, Karlsbad ikizi belirgindir. Genelde ayrılmış olup kili esmiştir.



Şekil 5a. Torul volkanitlerindeki hornblendlerin sınıflandırma diyagramı (Leake 1978) (□: Üst Kretase volkanitleri, Δ: Eosen volkanitleri).

Figure 5a. Hornblende classification diagrams (after Leake 1978) of the Torul volcanics (□: Upper Cretaceous Volcanites, Δ: Eocene volcanites).



Şekil 5b. Torul volkanitlerindeki hornblendlerin sınıflandırma diyagramı (Leake 1978) (□: Üst Kretase volkanitleri, Δ: Eosen volkanitleri).

Figure 5b. Hornblende classification diagrams (after Leake 1978) of the Torul volcanics (□: Upper Cretaceous Volcanites, Δ: Eocene volcanites).

Çizelge 4: Eosen andezitlerdeki piroksenlerin mikrapvü analiz sonuçları (k: mineral kenarı, m: mineral merkezi).

Tubk 4. Results of microprobe analysis of pyroxene from Eocene andezite (t rim of mineral, m: center of mineral).

Örnek no	Eosen Andezitleri					
	T 517 (m)	T 517 (k)	T 517 (k)	AA1 (k)	AA2 (m)	AA3 (k)
SiO ₂	50.38	52.16	50.26	51.38	51.16	52.16
TiO ₂	0.58	0.52	0.59	0.42	0.65	0.68
Al ₂ O ₃	3.86	1.41	4.60	2.46	1.82	2.06
CaO	0.16	0.11	0.33	0.13	0.21	0.27
FeO	9.03	7.81	6.34	9.35	8.45	9.43
MnO	0.28	0.46	0.14	0.38	0.26	0.18
MgO	14.52	15.81	15.48	14.05	15.12	13.86
CaO	21.16	21.78	22.79	21.36	22.08	20.15
Na ₂ O	0.38	0.40	0.24	0.42	0.25	0.11
K ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.04	0.02	0.03
Toplam	100.35	100.49	100.77	99.99	100	98.93
Kationlar 6 oksijene göre hesaplanmıştır						
TSI	1.86	1.91	1.83	1.91	1.90	1.97
TAI	0.14	0.06	0.17	0.09	0.08	0.03
TFe ₃	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
M ₁ Al	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.06
M ₁ Ti	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
M ₁ Fe ₃	0.10	0.09	0.11	0.07	0.08	0.00
M ₁ Fe ₂	0.05	0.03	0.00	0.11	0.06	0.13
M ₁ Cr	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
M ₁ Mg	0.80	0.87	0.83	0.78	0.84	0.78
M ₂ Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
M ₂ Fe ₂	0.13	0.10	0.08	0.11	0.10	0.17
M ₂ Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
M ₂ Ca	0.84	0.86	0.89	0.85	0.88	0.82
M ₂ Na	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01
Wo	43.51	43.35	46.15	44.03	44.23	42.93
En	41.54	43.79	43.61	40.30	42.14	41.09
Fs	14.95	12.86	10.24	15.67	13.62	15.99
Mg #	0.82	0.87	0.91	0.78	0.84	0.72

JEOKİMYA

Torul volkanitlerine ait örneklerin ana, iz elementi ve nadir toprak element analizleri Kanada da UNB Jeoloji Bölümü XRF laboratuvarında yapılmıştır. Kanada da UNB Jeoloji Bölümü'ndeki ana elementler ve bazı iz element analizleri (Sr, Ba, Zr,...) JEOL marka otomatik X-ışınları flüoristrens aletiyle, bir kısım nadir toprak element ve iz element analizleri ise ICP-MS yöntemi ile yapılmıştır. Analizler Jenner ve diğerleri (1990)'nm tarif ettiği metod ile University of British Columbia'da yapılmıştır.

Örneklerin ana ve iz element analiz sonuçları ile CIPW normalite bileşimleri Çizelge 5' de, nadir toprak element analiz sonuçlarıysa Çizelge 6' da verilmiştir.

Liyas volkanitleri, kimyasal kayac sınıflamasına göre (Le Maitre ve diğ., 1989) bazalt, bazaltik andezit ve traki-andezit bileşimindedir (Şekil

Sa). Winchester ve Flody (1977) sınıtlamasında ise subalkali bazalt, andezit ve traki-andezit bileşimindedir (Şekil 8b). Bazaltlar normatif olivin, diyopsit ve hipersten, andezitler normatif kuvars ve bipersten içerikli olup, örneklerin Mg-mimaraları (molar olarak 100*(MgO/MgO+Fe₂O₃)) bölgedeki diğer volkanitlere göre daha yüksektir (53-69). Orta-yüksek derecede K₂O içerirler (Şekil 9) ve toleyitik-kalk-alkali geçiş trendinde yer alırlar (Şekil 10). Ana oksitlerin artan Si(X'ye göre değişimleri incelendiğinde (Şekil 11), Al₂O₃, CaO ve TiO₂ oranları azalmaktadır. Artan SiO₂'ye karşı CaO ve MgO azalması, kalsik plajiyoklas ve piroksen fraksiyonlaşmasını; Fe₂O₃ ve TiO₂ azalması Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasını; P₂O₅ azalması ise apatit fraksiyonlaşmasını göstermektedir. Uyumlu ve uyumsuz iz element içeriklerinin artan SiO₂'ye göre değişimleri incelendiğinde (Şekil 12), tüm örneklerde genel olarak SiO₂ arttıkça Ni, Sr, Y ve Zr içerikleri azalmakta; Tb, Rb ve Ba içerikleri ise artmaktadır. N-tipi MORB'a (Sun ve McDonough, 1989) göre normalleştirilmiş örümcek diyagramında (Şekil 13a), genel olarak iri katyonlu litofil (LIL) elementlerce zenginleşmiş olarak görülürken, yüksek değerlikli katyonlar (HFS) N-tipi MORB'a yakın değerler sunarlar. Kondirit'e göre normalleştirilmiş (Taylor ve McLennan, 1985) nadir toprak element diyagramında, gencide yönsemeler birbirine paralel olup (Şekil 14a), aşağıya doğru içbükey şeklindedir. (La/Lu)_N değerleri 15.96-23.75, (La/Sm)_N değerleri 4.93-6.85 ve (Ce/Lu)_N değerleri de 2.19-2.30 arasındadır (Tablo 6). Örnekler genel olarak LRHE'lerce dana çok zenginleşmiş, HREE'ce daha az zenginleşmiş olarak bulunurlar. Genel olarak LREE'ler uniform, HREE'ler ise unilörlü olmayıp hafifçe diferansiye olmuşlardır. Tüm örneklerde (Eu)_N değerleri < 1 (0.63-0.77) olup, negatif Eti (Eu/Eu*) anomalisi gösterirler. Negatif Eti anomalisi feldspat fraksiyonlaşmasını yada kısmi ergime sırasında feldspatın kaynak kayacda tutulmasına işaret eder. İncelenen örneklerdeki negatif Eu anomalisi plajiyoklas fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir. Ba/La oranları 3.42-9.45 arasındadır ve tipik actayayı bazaltlarına oranla çok düşük olup (IAB=30-50), OIB'lere yakınlık gösterirler (OIB=8-13) (Çizelge 5). Ayrıca K/Rb, K/Ba, Sr/Rb, Zr/Nb, Ba/Th, Ba/La, Zr/Rb ve Y/Nb oranları N-tipi MORB'a, Ba/Nb, Nb/Th, Tb/Y ve "Nb/Y oranları da OIB'lere benzerlik gösterirler. Liyas volkanitleri Ti/100-Zr-Sr/2 tektonik ayırtman diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) kalk-alkalen bazalt alanında yer alırlar (Şekil 15).

Üst Kretase Volkanitleri, kimyasal sınıflandırmaya göre andezit, dasit ve riyolit bileşimlidirler (Şekil 8a). Winchester ve Flody (1977) sınıflamasında ise traki-andezit, dasit ve riyolit bileşimindedir (Şekil 8b). Normatif kuvars ve hipersten içerikli örneklerin Mg-mimaralan 20-56 arasındadır. AFM üçgen diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971), örneklerin tümü kalk-alkalen alanda yer alıp, özellikle dasit ve riyolitler alkali uca doğru zenginleşme gösterirler (Şekil 10). SiO_2 -K₂O diyagramında, Le Maitre ve diğ., (1989) ve Rickwood (1989)'a ait yönsemelere göre orta-yüksek potasyumlu alanda yer alırlar (Şekil 9). Ana oksitlerin artan SitVyc göre değişimleri incelendiğinde andezitten riyolite kadar bir seri oluşturdukları görülür (Şekil 11). Bu serinin kayaçlarma bakıldığında, tüm örneklerde genel olarak SiO_2 arttıkça, K₂O hariç, diğer tüm ana element içeriklerinde azalma görülmektedir. K₂O ise SiO_2 ile pozitif korelasyon göstermektedir. Uyumlu ve uyumsuz iz element içeriklerinin artan SiO_2 'ye göre değişimleri incelendiğinde (Şekil 12), tüm örneklerde genel olarak SiO₂ arttıkça Ni, Sr, Y ve Zr içerikleri azalmakta Rb, Th, Ba ve Nb içerikleri artmaktadır. Artan SiO_2 değerlerine karşı Şr azalması plajiyoklas fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir. Bazı elementlerde alterasyon sonucu düzensiz dağılımlar görülmektedir. N-tipi MORB'a (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılım diyagramlarında (Şekil 13b) örneklerin tümü LIL elementlere zenginleşmiş, HFS elementlere fakirleşmiş olarak görülürler. Negatif Nb ve Ti anomalileri kay açlarının ana magmasının gelişiminde yitim bileşeninin varlığına işaret etmektedir (Pearce, 1983). Kondirit normalleştirilmiş (Taylor ve McLennan, 1985) nadir toprak element diyagramında, gencide yönsemeler birbirine paraleldir (Şekil 14b). $(La/Lu)_N$ değerleri 3.70-14.67, $(La/Sm)_K$ değerleri 2.70-6.90 ve $(Gd/Lu)_N$ değerleri de 1.09-2.10 arasındadır (Tablo 6). Örnekler genel olarak LREE'ce daha çok zenginleşmiş, HREE'ce daha az zenginleşmiş olarak bulunurlar. Tüm örneklerde Eu_N değerleri < 1 (0.53-0.87) olup, hafif negatif Eu_N anomalisi gösterirler. Örneklerde

gözlenen konkav nadir toprak element dağılımları hornblend ve plajiyoklas fraksiyonel kristalleşme rolüne işaret etmektedir. Ba/La oranları 14.85-45.86 arasındadır ve tipik ada yayı bazaltlarına yakınlık göstermekte olup (1AB-30-50), OIB'lere oranla çok yüksektir (OIB-8-13) (Çizelge 5). Ayrıca La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Ba/La, K/Ba, Nb/Th, Zr/Nb ve Sm/Nd oranları adayayı kalk-alkalen bazaltlara benzerlik gösterirler. Tektonik ayırtman diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) kalk-alkalen bazalt alanında yer alırlar (Şekil 15).

Kösen Volkanitleri andezit bilejimli (Şekil 8a ve 8b), orta potasyumlu (Şekil 9) ve kalk-alkalen karakterli kayaçlardır (Şekil 10). Normatif kuvars, diyopsit ve hipersten içerikli örneklerin Mg numaraları 37-41 arasındadır. Ana oksitlerin SiO_2 ile olan ilişkileri dikkate alındığında, silika miktarı arttığında Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , içerikleri artmakta ve CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 miktarları azalmaktadır (Şekil 11). İz element içeriği bakımından SiO_2 arttıkça Nb, Rb, Ba içerikleri artmakta, Th, Ni, Sr, Zr ve Y içerikleri azalmaktadır (Şekil 12). N-tipi MORB'a (Sun ve McDonough, 1989) göre LIL elementlerce zenginleşmiş olarak görülürken, HFS elementlerce N tipi MORB'a yakın değerler gösterirler (Şekil 13c). Kondirit'e göre normalize edilmiş (Taylor ve McLennan, 1985) nadir toprak element diyagramında kayaç yönsemeleri genelde aşağıya doğru içbükey şeklindedir (Şekil 14c) ve bu yönelim hornblend ve plajiyoklas fraksiyonel kristalleşme rolüne işaret etmektedir. $(La/Lu)_N$ değerleri 4.57-6.91 arasındadır (Tablo 6). Örnekler genel olarak LREE'ce daha çok zenginleşmiş, HREE'ce daha az zenginleşmiş olarak bulunurlar. $(La/Sm)_N$ oranları 2.59-3.28 arasında, $(Gd/Lu)_N$ oranları 1.50-1.71 arasındadır. Eu_N değeri < 1 (0.77-0.88) olup, hafif negatif Eu_N anomalisi göstermektedir. Volkanitlerdeki Ba/La oranları 42.67-79.80 arasındadır ve tipik ada yayı bazaltlarına yakınlık göstermektedir. Ba/Zr oranları ise 6.44-17.19 arasındadır (Çizelge 5) ve diğer volkanitlerde olduğu gibi kalk-alkalen bazalt alanında yer alırlar (Şekil 15). Ayrıca Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Ba/La, K/Rb, Zr/Rb, Sm/Nd ve Zr/Ba oranları 1AB'lere benzerlik gösterirler.

Çizelge 5. Lias, Üst Kretase ve Eosen volkanitlerinin ana (%) ve iz elementi (ppm) analizleri ile CIPW normları.

Table 5. Major (wt%) and trace element (ppm) analysis, and CIPW norm of the Lias, Upper Cretaceous, and Eocene volcanics.

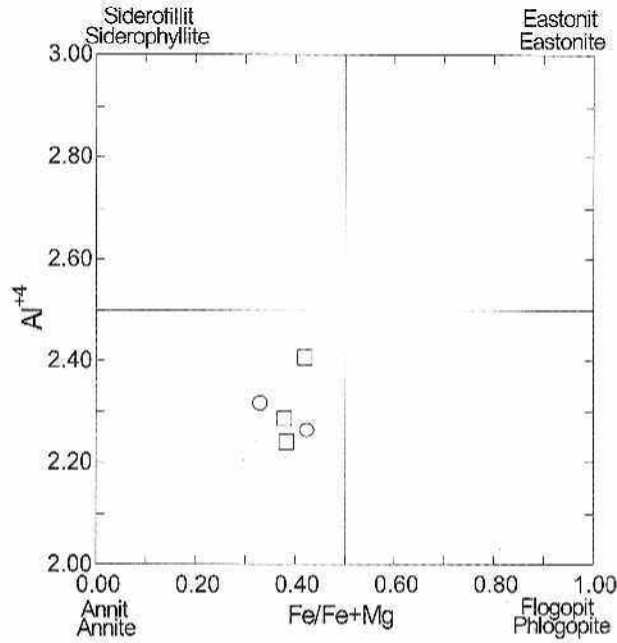
Örn. no	Lias Volkanitleri				Üst Kretase Volkanitleri							
	363	265	70	A8	217 b	m 13	yh 26	z 81 b	T 26 b	T 514a	154a	
SiO ₂	47.59	50.64	51.66	55.88	57.16	57.84	65.40	65.84	66.94	68.05	71.52	
TiO ₂	1.52	0.95	1.20	0.61	0.45	0.56	0.47	0.46	0.27	0.37	0.27	
Al ₂ O ₃	14.96	17.23	17.70	16.28	17.66	17.67	15.18	15.03	14.76	14.95	15.87	
Fe ₂ O ₃	9.51	6.94	7.61	4.13	3.22	5.92	5.71	4.80	2.34	2.88	2.17	
MnO	0.18	0.09	0.07	0.11	0.07	0.00	0.14	a.la	0.09	0.05	0.00	
MgO	10.92	8.82	8.48	7.98	7.05	3.75	3.52	3.17	2.82	1.95	1.95	
CaO	9.90	9.46	8.14	4.63	3.32	5.95	3.97	3.89	1.51	2.06	1.22	
Na ₂ O	2.14	3.14	3.24	3.16	3.33	3.86	2.36	2.53	2.33	2.04	1.06	
K ₂ O	0.55	0.96	1.28	2.24	2.81	0.82	1.19	3.19	4.17	3.10	2.78	
P ₂ O ₅	0.54	0.38	0.21	0.26	0.09	0.18	0.13	0.13	0.15	0.10	0.11	
LOI	2.15	1.32	1.16	3.75	3.91	2.67	2.03	1.45	3.68	3.62	2.85	
Toplam	99.96	99.93	100.75	99.03	99.07	99.22	100.10	100.51	99.06	99.17	99.80	
Cr	200	147	a.c	22	a.c	a.c	a.c	21	a.c	a.c	a.c	
Ni	84	88	54	21	14	78	49	35	26	a.c	a.c	
Cu	16	23	23	96	37	6	33	23	98	a.c	a.c	
Pb	21	193	7	317	432	23	a.c	44	28	a.c	a.c	
Zn	122	793	79	195	369	58	118	57	106	a.c	a.c	
K	4566	7969	10626	18595	23327	6807	9879	26482	34617	25735	23078	
Rb	3	17	20	32	51	29	a.c	85	38	89	147	
Ba	82	184	231	272	377	193	508	667	652	1100	1009	
Sr	547	491	427	366	370	453	260	200	199	143	146	
Ta	1	1	1	0	1	0	a.c	a.c	1	a.c	1	
Nb	14	12	10	9	4	6	a.c	6	9	a.c	7	
Hf	4	3	3	3	3	3	a.c	a.c	3	a.c	2	
Zr	228	211	188	141	83	232	182	120	152	128	189	
Hf	9109	5693	7191	3655	2697	3356	2816	2757	1618	2217	1618	
Y	42	31	22	21	17	30	28	22	20	25	23	
Th	2	6	7	5	7	7	a.c	16	22	a.c	a.c	
La	24	37	43	44	53	13	12	19	25	31	22	
Ce	58	68	74	72	80	19	32	43	43	66	26	
Ku	0.00	0.00	0.00	8.72	8.03	14.89	34.34	23.46	31.38	36.74	51.01	
Or	3.03	5.38	7.06	13.92	16.80	5.02	7.18	18.17	25.86	18.63	16.96	
Ab	16.85	25.14	25.54	27.17	28.45	33.79	20.34	20.59	20.65	17.52	9.24	
An	27.54	28.46	27.92	22.54	16.13	29.44	19.32	17.75	6.94	9.79	5.58	
C	0.00	0.00	0.00	0.99	3.31	0.00	3.12	0.62	4.17	4.77	9.41	
Di wo	6.39	5.81	3.60	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Di en	4.57	4.20	2.57	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Di fs	1.24	1.07	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Hy en	13.16	8.27	11.19	20.96	17.82	9.69	8.97	7.63	7.39	4.95	5.03	
Hy fs	3.58	2.10	3.07	0.00	3.68	0.00	0.00	3.93	0.00	2.42	0.00	
Ol fo	5.40	5.90	4.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ol fa	1.62	1.65	1.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mt	12.85	9.53	10.29	0.38	4.72	0.00	0.47	6.70	0.31	4.24	0.00	
He	0.00	0.00	0.00	4.08	0.00	6.13	5.50	0.00	2.24	0.00	2.24	
Il	2.69	1.71	2.13	0.00	0.86	0.00	0.00	0.84	0.00	0.71	0.00	
Ap	1.10	0.79	0.43	0.60	0.20	0.41	0.29	0.32	0.34	0.22	0.25	
DT	19.88	30.52	32.60	49.81	53.28	53.70	61.86	62.22	77.89	72.89	77.21	
SI	47.23	44.41	41.15	45.57	42.96	26.13	27.54	23.16	24.19	19.56	24.50	
K/Na	0.26	0.31	0.40	0.71	0.84	0.21	0.50	1.26	1.79	1.52	2.62	
A/CNK	0.68	0.74	0.82	1.01	1.21	0.98	1.23	1.02	1.33	1.43	2.28	
Ba/La	3.42	4.97	5.40	6.25	7.15	14.85	41.00	35.11	26.25	35.48	45.86	
Ba/Zr	0.36	0.87	1.23	1.93	4.54	0.83	2.79	5.56	4.29	8.59	5.34	
K/Rb	1522	469	531	581	457	235	-	312	911	289	157	
Mg#	53.45	55.96	52.70	65.90	68.65	38.78	38.14	39.77	54.65	40.37	47.33	

Fe₂O₃ : Toplam demir, a.e: Analiz edilmedi, a.la: Analiz limitleri altında

Çizelge 5'in devamı.
Table 5 continued.

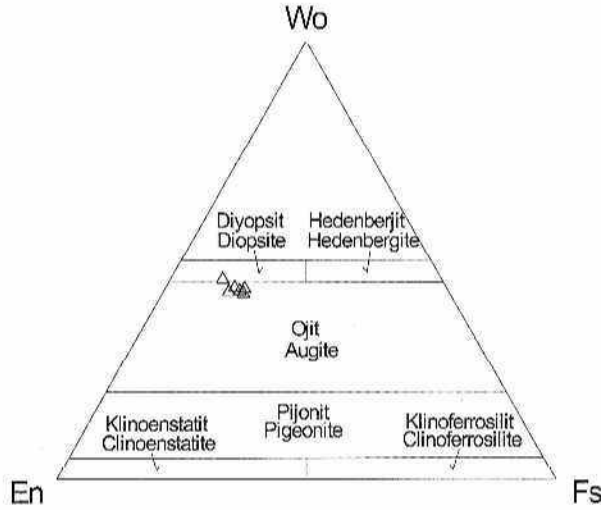
Örn. no	Üst Kretece Volkanitleri						Eosen Volkanitleri			
	T-183	T 81a	c 63	m 61	Z-84	m 58	T-503	A11	A12	T 501
SiO ₂	71.99	73.07	72.32	72.82	73.86	75.03	58.11	58.66	60.42	61.05
TiO ₂	0.24	0.19	0.18	0.26	0.26	0.14	0.63	0.58	0.57	0.49
Al ₂ O ₃	13.75	16.13	14.99	14.84	15.14	14.36	17.02	15.87	16.88	17.89
Fe ₂ O ₃	1.51	1.36	1.23	1.76	1.66	1.13	4.49	4.86	4.01	3.33
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.10	0.05	0.07
MgO	1.57	1.50	1.55	1.58	0.41	1.28	5.60	6.11	5.42	4.69
CaO	2.22	1.25	0.92	1.88	0.17	1.08	6.12	5.96	5.40	5.57
Na ₂ O	2.45	1.55	1.05	1.59	1.84	1.16	3.15	2.86	3.85	4.07
K ₂ O	1.51	1.99	4.34	4.06	3.38	3.96	1.56	1.42	1.97	2.53
P ₂ O ₅	0.06	0.09	0.09	0.11	0.02	0.03	0.14	0.15	0.14	0.13
LOI	3.76	2.45	2.68	1.24	2.56	1.81	2.87	3.16	1.57	1.12
Toplam	99.06	99.58	99.35	100.14	99.30	99.98	99.76	99.73	100.28	100.94
Cr	a.e	a.e	a.e	a.e	28	a.e	13	18	a.e	a.e
Ni	9	a.e	8	a.e	4	a.e	57	62	46	38
Cu	53	a.e	14	a.e	49	a.e	38	52	46	74
Pb	3	a.e	a.e	11	610	9	25	28	30	29
Zn	15	a.e	19	26	1092	29	30	52	92	119
K	12535	16520	36028	33704	28059	32874	12950	11788	16354	21003
Rb	36	73	173	149	148	175	27	32	29	30
Ba	1019	1075	1073	1193	1203	1254	1061	896	1088	1152
Sr	147	123	115	126	68	73	625	685	569	551
Ta	a.e	a.e	a.e	1	a.e	1	a.e	1	1	1
Nb	a.e	a.e	a.e	8	a.e	11	6	8	9	11
Hf	2	a.e	a.e	2	a.e	2	a.e	3	3	3
Zr	137	132	72	68	52	55	99	118	75	67
Ti	1438	1139	1079	1558	1558	839	3775	3476	3416	2936
Y	22	19	16	14	11	9	23	28	24	21
Th	6	a.e	a.e	15	24	28	5	6	2	3
La	27	31	39	35	41	42	15	21	18	19
Ce	25	47	47	60	49	74	27	28	31	34
Ku	46.65	41.04	52.05	46.07	49.53	47.97	13.52	16.15	11.90	8.44
Or	9.27	23.86	11.95	26.22	20.32	23.42	9.52	8.70	11.80	14.51
Ab	21.50	13.35	13.30	9.06	15.80	9.80	27.48	25.03	32.96	33.35
An	11.08	8.63	5.76	4.13	0.74	5.19	28.54	27.16	23.22	22.32
C	4.33	4.60	9.48	7.22	8.31	6.25	0.00	0.00	0.00	0.00
Di wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.82	1.07	1.30	1.56
Di en	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71	0.92	1.12	1.15
Di fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26
Hy en	4.08	3.92	3.81	3.96	1.04	3.20	13.42	14.90	12.61	10.22
Hv fs	0.22	1.34	1.07	0.96	1.27	2.19	2.60	0.00	0.00	0.00
Oi fo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Oi fa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	2.27	2.54	2.00	1.82	2.45	1.64	0.24	0.34	0.17	4.68
Hc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.47	4.80	3.95	0.00
Il	0.47	0.49	0.37	0.35	0.50	0.27	0.00	0.00	0.00	0.90
Ap	0.14	0.24	0.20	0.20	0.04	0.07	0.32	0.34	0.31	0.28
DI	77.42	78.25	77.30	81.35	85.65	81.19	50.52	49.88	56.66	56.30
SI	22.30	23.44	18.97	17.58	5.62	17.00	37.84	40.07	35.54	32.08
K/Na	0.62	1.28	4.13	2.55	1.84	3.41	0.50	0.50	0.51	0.62
A/CNK	1.42	2.31	1.85	1.42	2.16	1.76	2.48	2.54	1.99	1.90
Ba/La	37.74	34.68	27.81	33.67	29.34	29.68	70.73	42.67	60.44	59.69
Ba/Zr	7.44	8.14	14.90	17.54	23.13	22.80	10.72	7.59	14.51	17.19
K/Rb	348	226	208	226	189	188	479	368	564	700
Mg#	50.97	52.45	55.76	47.31	19.81	53.11	55.50	55.70	57.48	58.48

Fe₂O₃ : Toplam demir, a.e: Analiz edilmedi, a.l.a: Analiz limitleri altında



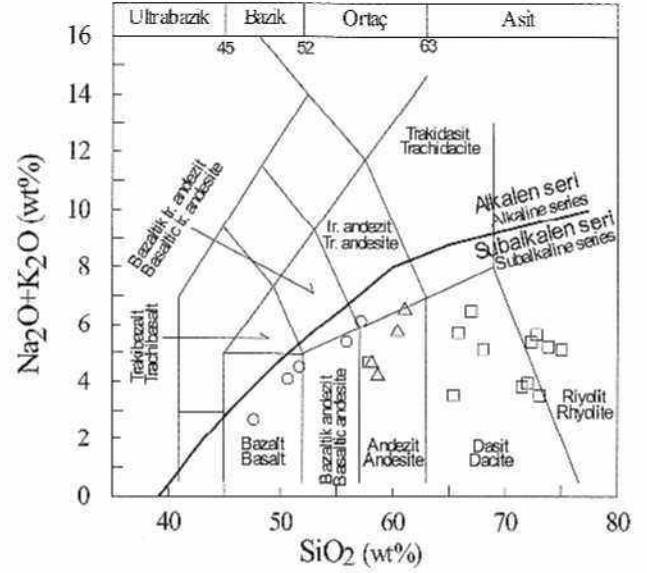
Şekil 6. Torul volkanitlerindeki biyotitlerin sınıflandırma diyagramı (Leake ve Said, 1994) (O: Lias volkanitleri, •: Üst Kretasc volkanitleri).

Figure 6. Biotite classification diagrams (after Leake and Said, 1994) of the Torul volcanics (O: Liasic volcanics, •: Upper Cretaceous Volcanites).



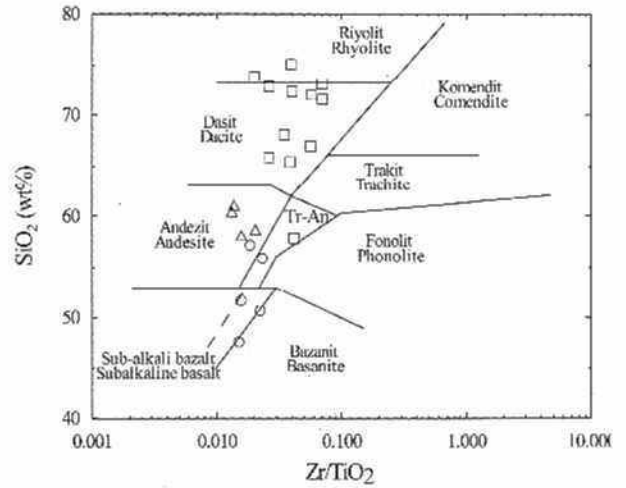
Şekil 7. Torul volkanitlerindeki piroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramında sınıflandırılmaları (Morimoto, 1998) (A : Eosen volkanitleri).

Figure 7. Classification of Wo-En-Fs triangular diagrams of the pyroxene (after Morimoto, 1998) of the Torul volcanics (A : Eocene volcanites).



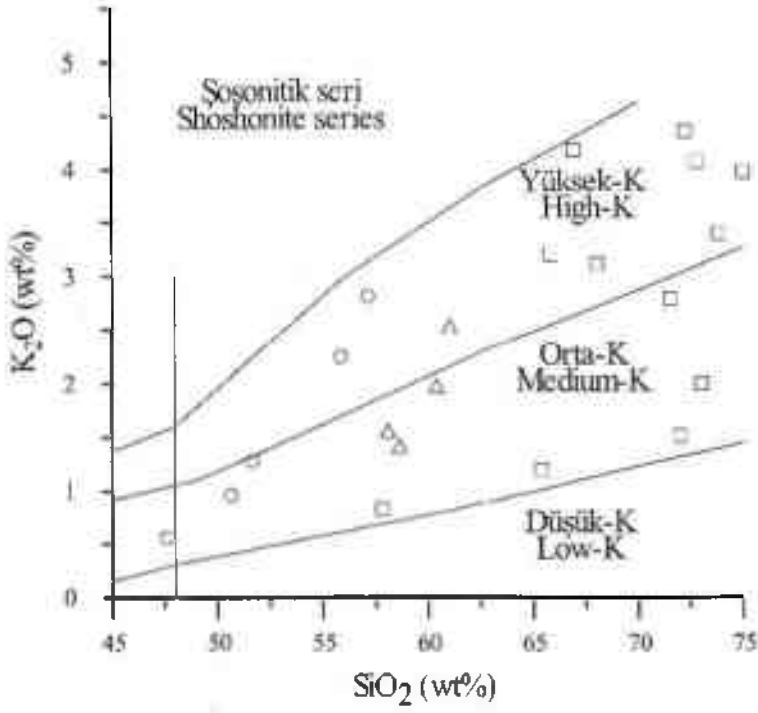
Şekil 8a. Torul volkanitlerinin SiO₂'e karşı Na₂O+K₂O diyagramı (Le Maitre ve riğ., 1989) (O: Lias volkanitleri, D : Üst Kretasc volkanitleri, A: Eosen volkanitleri).

Figure 8a. SiO₂ vs. Na₂O+K₂O diagram (after Le Maitre et al, 1989) of the Torul volcanics (O: Liasic volcanics, D : Upper Cretaceous Volcanites, A : Eocene volcanites).



Şekil 8b. Torul volkanitlerinin SiO₂'c karşı Zr/TiO₂ diyagramı (Winchester ve Flody, 1977) (O: Lias volkanitleri, D: Üst Kretasevolkanitleri, A: Eosen volkanitleri).

Figure 8b. SiO₂ vs. Zr/TiO₂ diagram (after Winchester ve Flody, 1977) of the Torul volcanics (O: Liasic volcanics, •: Upper Cretaceous Volcanites, A : Eocene volcanites).

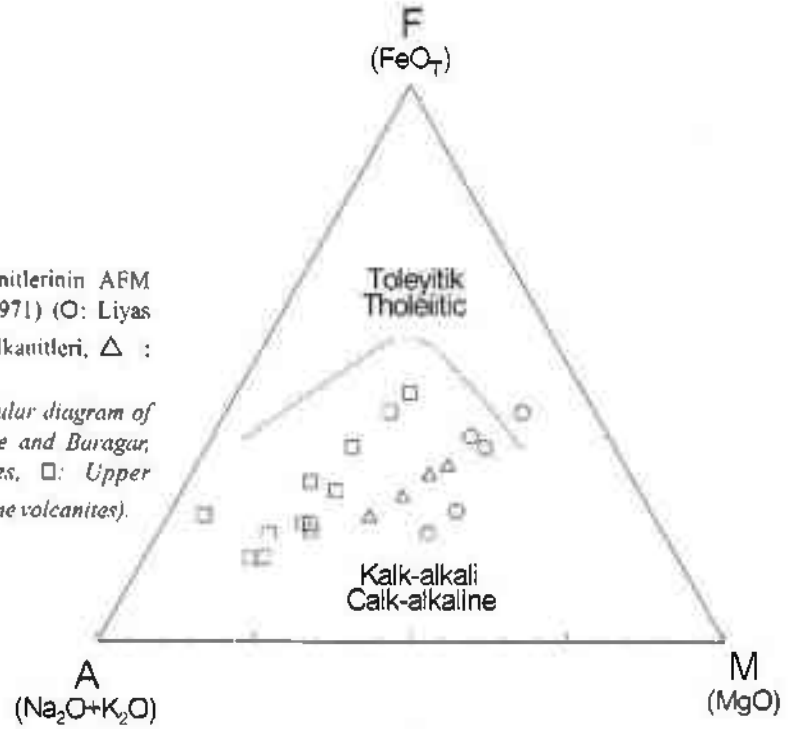


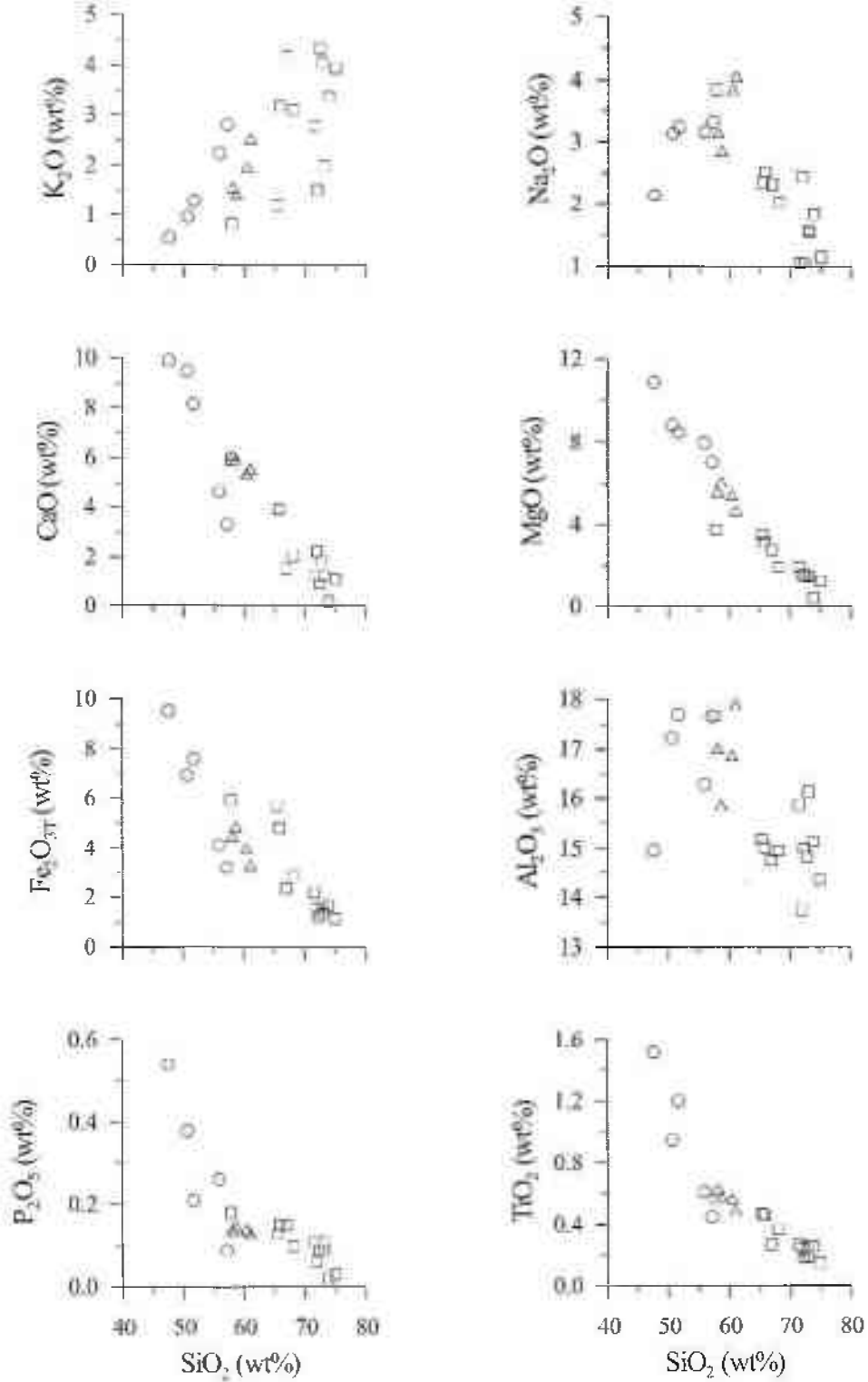
Şekil 9. Torul volkanitlerinin SiO₂ (ve karşı K₂O) diyagramı (Le Maitre ve diğ., 1989) (O: Liyas volkanitleri, □: Üst Kretase volkanitleri, Δ: Eosen volkanitleri).

Figure 9. SiO₂ vs. K₂O diagram (after Le Maitre et al, 1989) of the Torul volcanics (O: Liassic volcanites, □: Upper Cretaceous Volcanites, Δ: Eocene volcanites).

Şekil 10. Torul volkanitlerinin AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971) (O: Liyas volkanitleri, □: Üst Kretase volkanitleri, Δ: Eosen volkanitleri).

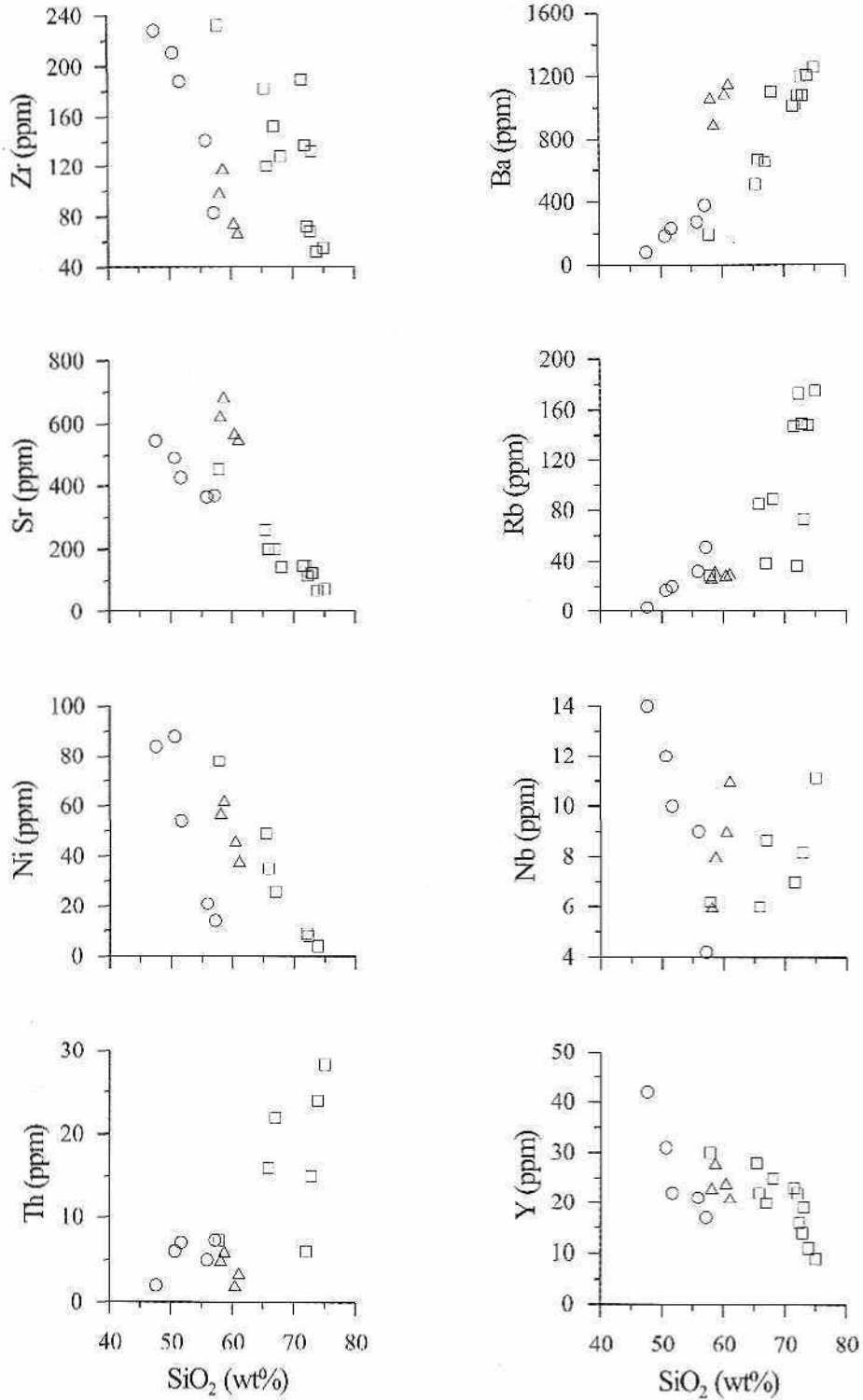
Figure 10. AFM triangular diagram of the Torul volcanics (after Irvine and Baragar, 1971) (O: Liassic volcanites, □: Upper Cretaceous Volcanites, Δ: Eocene volcanites).





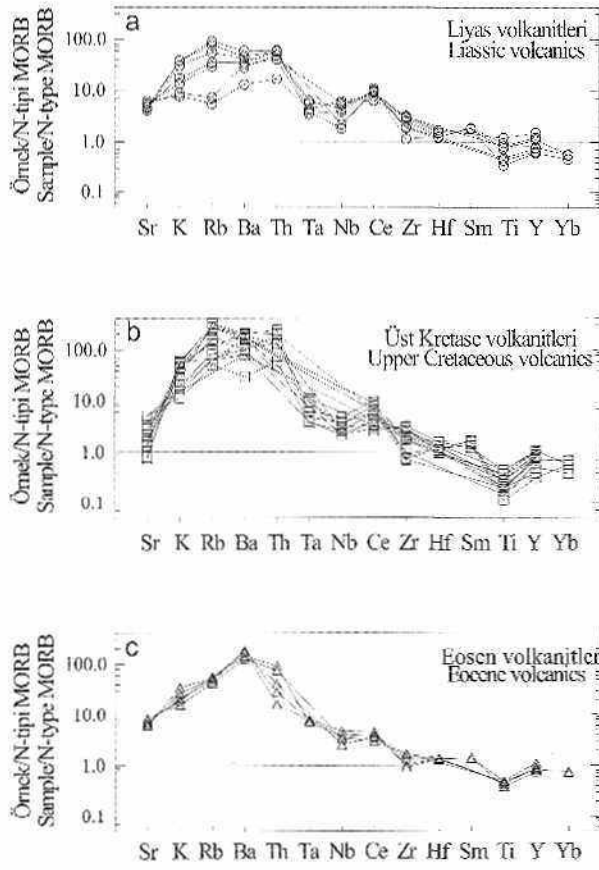
Şekil 11. Torul volkanitlerinin SiO_2 ye (wt%) karşı ana element oksit (ağırlık%) değişim diyagramları (O: Lias volkanitleri, •: ÜstKretase viil kanitleri, ZI: Eosen volkanitleri).

Figure 11. SiO_2 (wt%) vs, major oxide (weight%) variation plots of the Torul volcanites (O: Liasic volcanites, •: Upper Cretaceous Volcanites, A: Eocene volcanites).



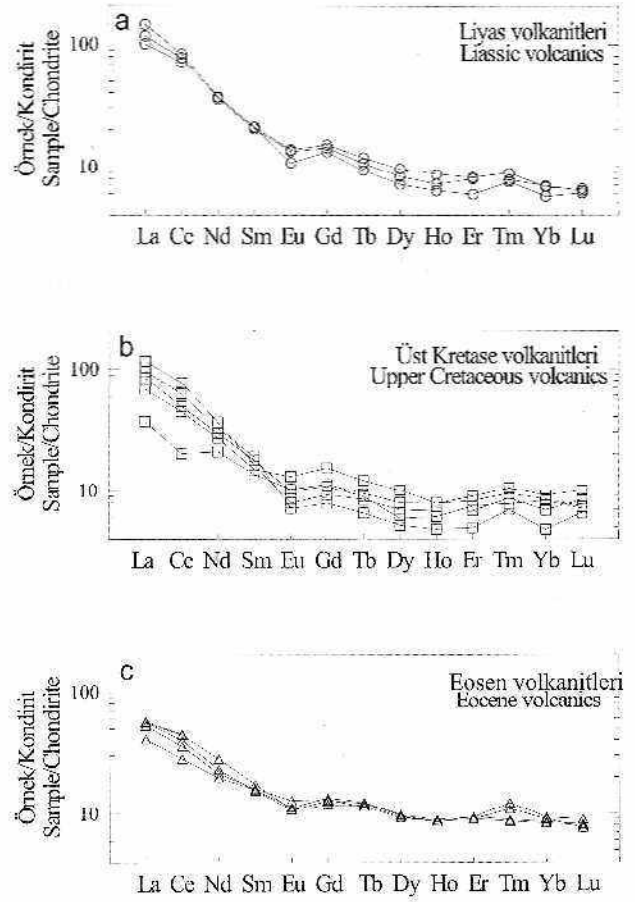
Şekil 12. Torul volkanitlerinin SiO_2 'ye (wt%) karşı iz element (ppm) değişim diyagramları (O: Liyas volkanitleri, D: Üst Kretase volkanitleri, A: Eosen volkanitleri).

Figüre 12. SiO_2 (w%) vs. trace element (ppm) variation plots of the Torul volcanics (O: Liassic volcanites, D: Upper Cretaceous Volcanites, A: Eocene volcanites).



Şekil 13. Torul volkanitlerinin N-tipi MÖRB'a göre (Sun ve McDonough, 1984) normalize edilmiş iz element dağılım diyagramları (O: Liyasvolkanitleri, •: Üst Kretase volkanitleri, A: Eosen volkanitleri),

Figure 13. N-MORB normalised (after Sun and McDonough, 1984) trace element diagrams of the Torul volcanics (O: Liassic volcanics, U: Upper Cretaceous volcanics, A: Eocene volcanics).



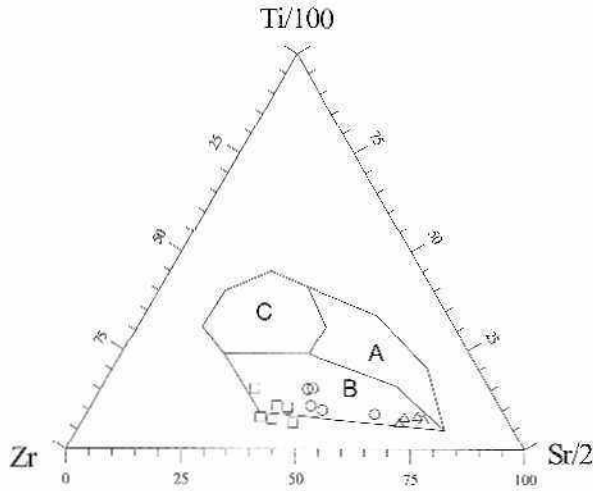
Şekil 14. Torul volkanitlerinin kondirite göre (Taylor ve McLennan, 1985) normalize edilmiş nadir toprak element diyagramları (O: Liyas volkanitleri, D: Üst Kretase volkanitleri, A: Eosen volkanitleri).

Figure 14. Chondrite normalised (Taylor and McLennan, 1985) REE patterns of the Torul volcanics (O: Liassic volcanics, U: Upper Cretaceous volcanics, A: Eocene volcanics).

Çizelge 6: Liyas, Üst Kretase ve Eosen volkanitlerinin, nadir toprak element (ppm) iinalizieri.
 Table 6. Rare earth element analyses (ppm) of the Liyas, Upper Creaceous and Eocene volcanics.

Örnek no	Liyas volkanitleri			Üst Kretase volkanitleri					Eosen volkanitleri	
	70	265	217 b	m 13	T 26 b	T81	m 61	m 58	T 501	T 503
La	42.74	37.00	52.76	13.58	24.84	31.00	35.43	42.25	19.36	15.00
Ce	74.44	68.00	80.06	19.38	42.57	47.00	59.64	73.99	34.21	27.00
Nd	25.97	25.07	26.28	14.95	19.35	21.18	23.13	25.88	15.25	14.12
Sm	4.89	4.72	4.85	3.16	3.48	4.13	4.43	3.82	3.72	3.65
Eu	1.20	1.16	0.94	0.90	1.15	0.87	0.62	0.69	1.12	0.98
Gd	4.63	4.38	4.06	3.47	4.74	3.35	2.41	2.81	3.99	4.12
Tb	0.69	0.62	0.54	0.55	0.71	0.52	0.38	0.49	0.66	0.72
Dy	3.67	3.17	2.72	3.03	3.85	2.25	1.98	2.66	3.52	3.73
Ho	0.74	0.61	0.54	0.67	0.67	0.52	0.41	0.58	0.73	0.76
Er	2.03	1.97	1.47	2.23	2.05	1.86	1.23	1.70	2.25	2.33
Tm	0.32	0.28	0.27	0.38	0.34	0.28	0.25	0.31	0.39	0.44
Yb	1.68	1.72	1.41	2.26	2.10	2.05	1.18	1.71	2.23	2.30
Lu	0.25	0.24	0.23	0.38	0.28	0.27	0.25	0.32	0.29	0.34
(La/Alu) _N	17.70	15.96	23.75	3.70	9.19	11.89	14.67	13.67	6.91	4.57
(La/Sm) _N	5.50	4.93	6.85	2.70	4.49	4.72	5.03	6.96	3.28	2.59
(Gd/Alu) _N	2.30	2.27	2.19	1.13	2.10	1.54	1.20	1.09	1.71	1.50
(Sm-Gd) _N	36.30	34.75	34.26	25.02	30.56	28.83	27.05	25.72	29.14	29.26
Eu*	18.15	17.37	17.13	12.51	15.28	14.41	13.53	12.86	14.57	14.63
(Eu) _N	13.79	13.33	10.80	10.34	13.22	10.00	7.13	7.93	12.87	11.26
Eu	0.76	0.77	0.63	0.83	0.87	0.69	0.53	0.62	0.88	0.77

$$Eu^* = (Sm-Gd)_N / 2, Eu = (Eu)_N / Eu^*$$

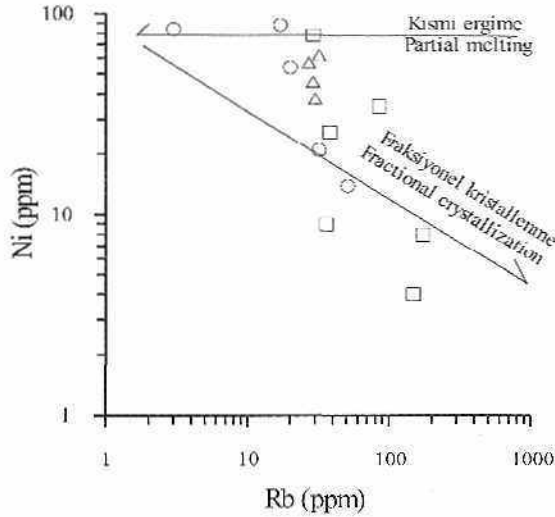


Şekil 15. Torul volkanitlerinin Ti/100-Zr-Sr/2 üçgen diyagramı (Pearee ve Cann, 1973) (A: Adayayı toleyiük bazalt, B: Kalk-alkali bazalt; C: Okyanus tabanı bazaltı) (O: Liyas volkanitleri; L: Üst Kretase volkanitleri, A: Eosen volkanitleri).

Figure 15. Ti/100-Zr-Sr/2 Triangular diagrams of the Torul volcanics (A: Is/and arc tholeiitic basalts, B: Calc-alkaline basalt, C: Oceanplate basalt) (from Pearee and Cann, 1973) (O: Liassic volcanites, L: upper Cretaceous Volcanites, A: Eocene volcanites).

PETROJENEZ

Volkanik kayaların oluşumunda fraksiyonel kristallenme, kısmi ergime, magma karışımı ve konlaminasyon gibi süreçler etkili olmaktadır ve bu süreçler değişim diyagramlarında gözlenen trendler ve



Şekil 16a. Torul volkanitlerinin Ni'a karşılık Rb diyagramı (O: Liyas volkanitleri, L: Üst Kretase volkanitleri, S: Eosen volkanitleri).

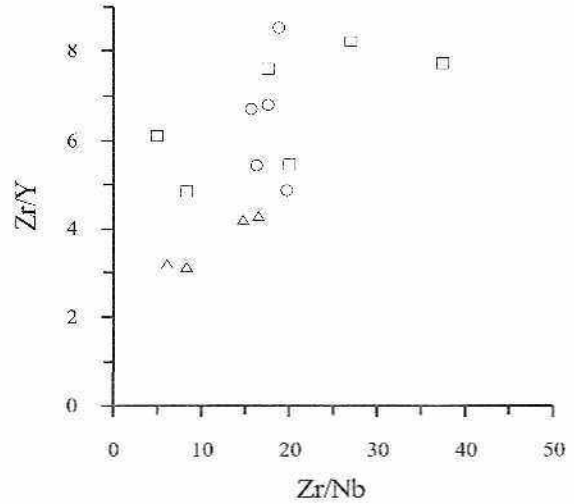
Figure 16a. Ni vs. Rb diagram of the Torul volcanics (O: Liassic volcanites, L: Upper Cretaceous Volcanites, S: Eocene volcanites).

minerallere ait dokusal özelliklerle belirlenmiştir. İncelenen Torul volkanitleri tideki mineralojik, petrografik ve jeokimyasal değişimler, bunların aynı kökenden tüediklerini ve gelişme sürecinde fraksiyonel kristallenme, asimilasyon ve magma karışımı olaylarının etkin olduğunu göstermektedir.

Kısmi Ergime

Kısmi ergime, herhangi bir katı kayanın çeşitli nedenlerden dolayı (sıcaklık yükselmesi, uçucu bileşen ilavesi, basınç ferahlaması) eriyerek belli bir miktarda sıvı oluşturması olayını ifade eder (Wilson, 1989).

Kısmi ergime ve fraksiyonel kristallenme, yüksek oranda refrakter (Ni ve Cr) ve uyumsuz (Rb) elementlerin karşılaştırılmalarıyla incelenebilir (Maaloe, 1985). Kısmi ergime esas kontrol olduğunda, Ni ve Cr içerikleri hemen hemen sabit kalmalı, Rb içerikleri ise değişmelidir. İncelenen Torul volkanitlerinde Rb artışına karşın Ni içeriklerinde gözlenen azalma (Şekil 16a), volkaniklerin oluşumunda kısmi ergimeden ziyade fraksiyonel kristallenmenin etkili olduğunu göstermektedir. Düşük dereceli kısmi ergimede yüksek Zr/Y'a karşı düşük Zr/Nb oranları gözlenirken, yüksek dereceli kısmi ergimede yüksek Zr/Nb'a karşı düşük Zr/Y oranları gözlenir (Menzies ve Kyle, 1990). Torul volkanitlerinde gözlenen yüksek (La/Lu)_N oranları ve Zr/Y-Zr/Nb diyagramında (Şekil 16b) gözlenen yüksek Zr/Y'a karşı düşük Zr/Nb değerleri, volkanitlerin zenginleşmiş bir kaynaktan, düşük dereceli bir kısmi ergimeyle oluşabileceğini göstermektedir.



Şekil 16b. Torul volkanitlerinin Zr/Nb'a karşılık Zr/Y diyagramı (O: Liyas volkanitleri, L: Üst Kretase volkanitleri, S: Eosen volkanitleri).

Figure 16b. Zr/Nb vs. Zr/Y diagram of the Torul volcanics (O: Liassic volcanites, L: Upper Cretaceous Volcanites, S: Eocene volcanites).

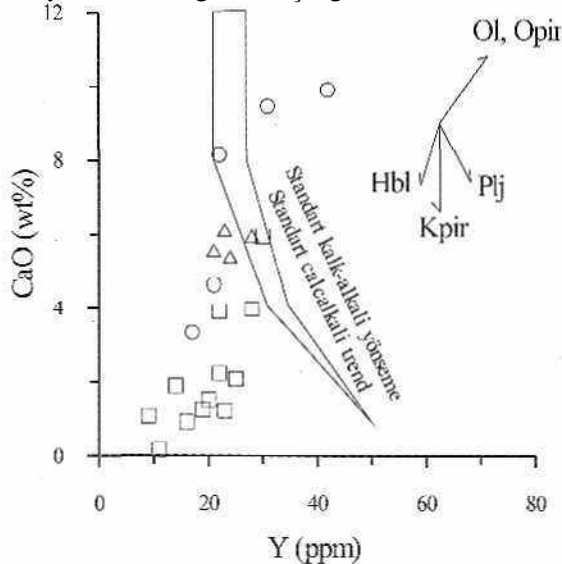
IVaksiyonelKristallerime

Fraksiyonel kristallerime, magmatik kayaların belirli ve tek bir sıcaklık derecesinde kristalleşmediğini, kristalleşmenin bir sıcaklık aralığında geliştiğini, oluşan mineral çeşitlerinin ve kimyasal bileşimlerin sıcaklığın azalmasıyla sürekli değiştiğini ifade eder (Bowen, 1956).

Bazaltik bir magmanın kabuk içinde soğumasında plajiyoklas, klinopiroksen ve olivin mineralleri önemli kristallerime fazlarını oluştururlar. Magmada kristallenme basıncının artışı ile birlikte klinopiroksen/plajiyoklas oranı (Gustve Perfit, 1987), su içeriğinin artışı ile birlikte de plajiyoklas oranı düşmektedir (Egler, 1972; Baker ve Egler, 1983). Fraksiyonlaşmada, kristallenen minerallerin magmadan devamlı ayrılması ile magmanın bileşimi sürekli değişmektedir. Klinopiroksen fraksiyonlaşması ile CaO, plajiyoklas fraksiyonlaşması ile de AUX ve Sr içeriklerinde azalma olur. İncelenen Liyas ve Eosen örneklerinde, T-larker diyagramlarında, CaO düşüşü gözlenirken, Üst Kretase örneklerinde Al₂O₃ ve Sr düşüşü görülür. Bu durum, Liyas ve Eosen örneklerinde pirosken, Üst Kretase örneklerinde ise plajiyoklas fraksiyonlaşmasını gösterir.

Lambert ve Holland (1974): kalk-alkalen kayaların

»uruplarında CaO e karşı Y diyagramında standart kalk-alkalen yönsemesine göre Y içeriğindeki tüketilme ve

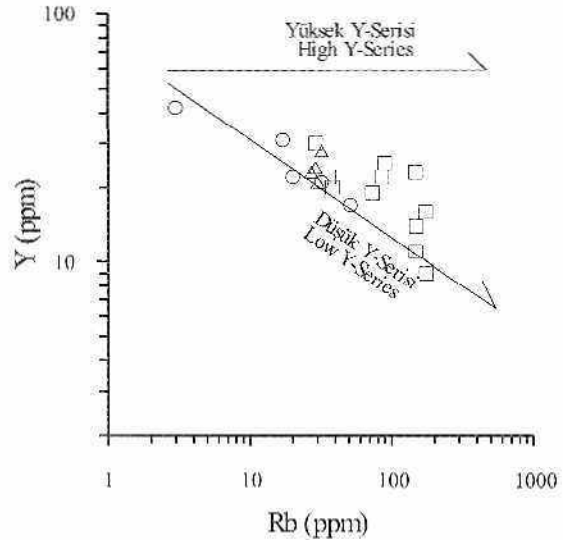


Şekil 17. Torul volkanitlerinin CaO'ca karşılık Y diyagramı (O: Liyas volkanitleri, P: Üst Kretase volkanitleri, A: Eosen volkanitleri)

Figure 17. CaO vs. Y diagram of the Torul volcanics (O: Liassic volcanites, D: Upper Cretaceous Volcanites, A: Eocene volcanites).

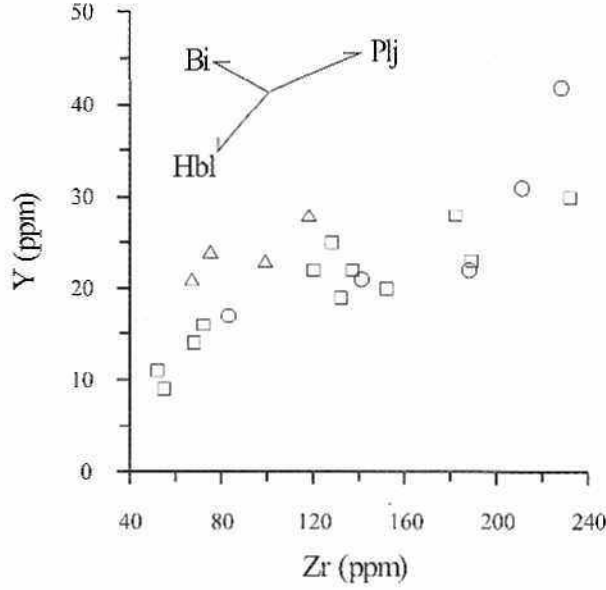
zenginleşmeyi esas alarak, L ve J tipi yönsemeler tanımlanmıştır (Şekil 17). Bu yönsemelerden L-tipi olanlar klinopiroksen ve plajiyoklas denetimli ayrılma ya da kaynak kayada tutulmasına, J-tipi olanlar da hornblend (igrenat) ve apatit kontrollü ayrılma ya da kaynak kayada tutulmasına işaret etmektedir. Torul yöresindeki Üst Kretase volkanitleri standart kalk-alkalen yönsemesine göre Y'ce tüketilmiş olmaktadır (Şekil 17) ve volkanitlerin gelişiminde hornblend ± granat denetimli bir fraksiyonlaşmanın varlığını onaya koymaktadır. Aneok kayalardaki düşük Y (Şekil 18) ve yüksek La/Y oranları fraksiyonlaşmada granatın önemli olmadığını göstermektedir. Yine Y-Zr diyagramında (Şekil 19) gözlenen yönelim hornblend fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir.

CaO/Na₂O artışına karşı Al₂O₃ düşüşü (Şekil 20) Liyas volkanitlerinde pirosken fraksiyonlaşmasını; Üst Kretase örneklerinde ise CaO/Na₂O artışına karşı Al₂O₃ artışı plajiyoklas ve Eosen örneklerinde CaO/Na₂O artışı pirosken fraksiyonlaşmasını göstermektedir. Yine CaO/Al₂O₃-Fe₂O₃/MgO diyagramında Liyas volkanitlerinin göstermiş oldukları (Şekil 21) fraksiyonlaşmada olivinin devamlı olduğunu göstermektedir. Keza Liyas volkanitlerindeki inahk mineraller olivin ve pirosken; Üst Kretase volkanitlerinde hornblend ± biyotit ve Eosen volkanitlerinde de pirosken ± hornblend'dir.



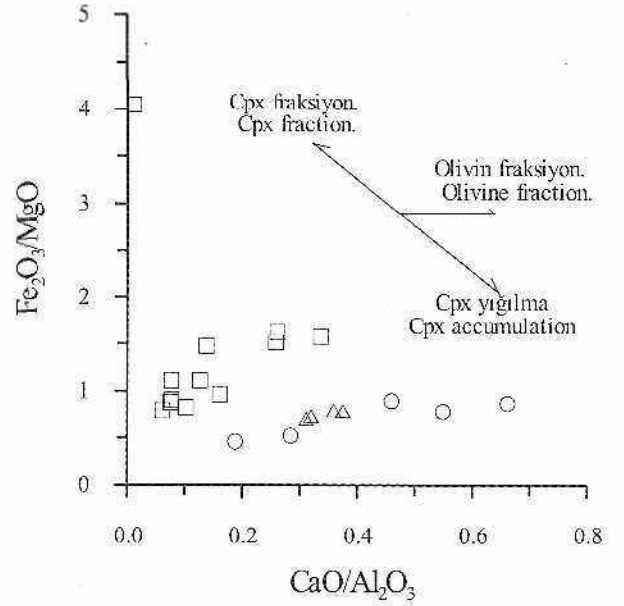
Şekil 18. Torul volkanitlerinin Y'ca karşılık Rb diyagramı (O: Liassic volkanitleri, •: Üst Kretase volkanitleri, A: Eosen volkanitleri).

Figure 18. Y vs. Rb diagram of the Torul volcanics (O: Liassic volcanites, D: Upper Cretaceous Volcanites, A: Eocene volcanites).



Şekil 19. Torul volkanitlerinin Y'c karşılık Zr diyagramı (O: Liyas volkanitleri, D : Üst Kretase volkanitleri, A : Eosen volkanitleri)

Figure 19. Y vs. Zr diagram of the Torul volcanics (O; Liassic volcanites, D: Upper Cretaceous Volcanites, A: Eocene volcanites).



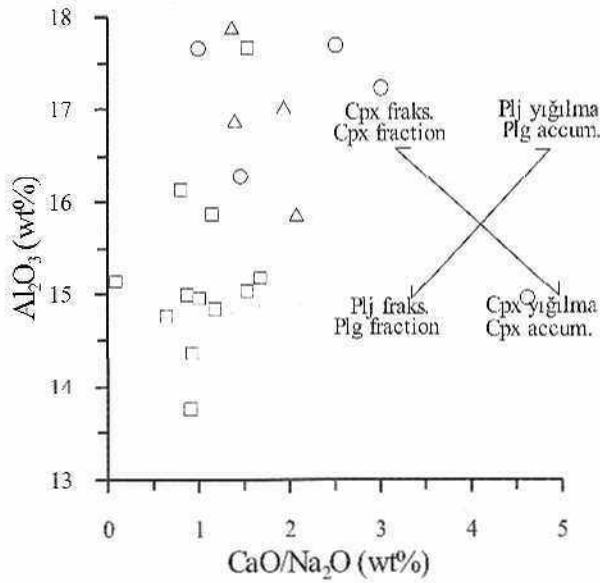
Şekil 21. Torul volkanitlerinin Fe²⁺/MgO'e karşılık CaO/Al₂O₃ diyagramı (O: Liyas volkanitleri, D: Üst Kretase volkanitleri, A : Eosen volkanitleri).

Figure 21. Fe²⁺/MgO vs. CaO/Al₂O₃ diagram of the Torul volcanics (O: Liassic volcanites, D: Upper Cretaceous Volcanites, A: Eocene volcanites).

Magma Karışımı

Magma karışımı kalk-alkalen kayaların gelişimle önemli rol oynamaktadır (Eiuhelberger, 1978; Gerlach ve Grove, 1982). Torul volkanitlerinde de magmalanışımına ait petrografik veriler gözlemlenmiştir.

Magma karışımı, birbirinden farklı bileşimdeki magmaların (mafik ve felsik) fiziksel ve kimyasal karışımı şeklinde tanımlanır. Farklı bileşimdeki iki magmanın homojen karışımı sonucu hibrid magmalar oluşur. Mafik magma mantodan, felsik magma ise kabuk kirlenmesi ve/veya fraksiyonel kristallerinle ile türeyebilir (Grove ve Donnelly, 1986). Magmaların homojen karışımını (mixing) belirten petrografik ve dokusal veriler incelenen Torul volkanitlerinde de gözlemlenmiştir. Plajiyoklas fenokristallerinde gözlenen tekrarlanmalı zonlanma, elek dokusu, plajiyoklaslarda gözlenen ojit, hornblend ve opak mineral inklüzyonları, plajiyoklaslarda hamur tarafından kemirilme, kenar ve iç kısımlarda hamur kapanmaları, hornblendlerin opak mineraller tarafından kuşatılması ve bozunma yapıları, iri ojit kristallerinde gözlenen plajiyoklas ve opak mineral inklüzyonları, biyotitlerde kloritleşme ve opak mineral dizilimi, iri kuvars kristallerinin hamur tarafından kemirilmesi, ojitte eriyikle reaksiyon sonucu

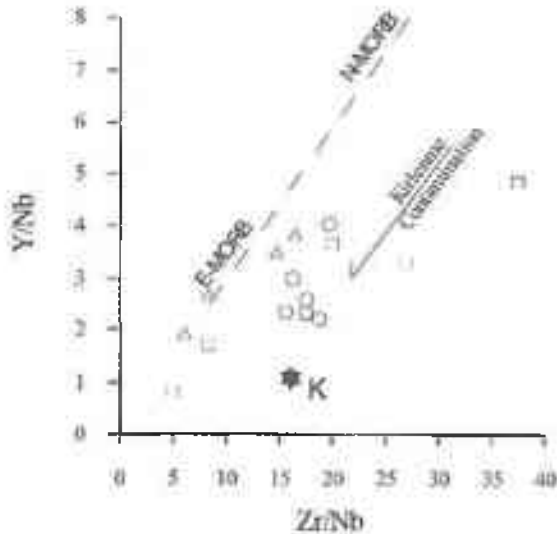


Şekil 20. Torul volkanitlerinin Al₂O₃'e karşılık CaO/Na₂O diyagramı (O: Liyas volkanitleri, D: Üst Kretase volkanitleri, A : Eosen volkanitleri).

Figure 20. Al₂O₃ vs. CaO/Na₂O diagram of the Torul volcanics (O: Liassic volcanites, D: Upper Cretaceous Volcanites, A : Eocene volcanites).

oluşan değişimler ve zonlu yapılar, iskeletimsi plajiyoklas gelişimi, bıçağımsı şekilli biyotit kristalleri, hornblend içinde ergiyik kapanımı gibi dokusal veriler (Eichelberger, 1975; 1978; Anderson, 1976; Dungan ve Rhodes, 1978; Rhodes ve diğ., 1979; Luhr ve Carmichael, 1980; Sakuyama, 1981; 1984; Huppert ve diğ., 1982; Koyaguchi, 1986; 1987; Robert ve Foden, 1993; Kurt, 1996; Keskin ve diğ., 1998; Aliyazıcıoğlu ve Arslan, 1998; Arslan ve diğ., 1998a; Kurt ve Arslan, 2001; Cole ve diğ., 2001; Troll ve Schmincke, 2002; Reubi ve diğ., 2002; Troll ve diğ., 2004; Kawabata ve Shuto, 2005) Torul volkanitlerinde magma karışımına (magma mixing) işaret etmektedir. Ayrıca, plajiyoklas, piroksen ve amfibollerde gözlenen kimyasal ters zonlanmalar (Plajiyoklas fenokristallerini merkezi kısımlarındaki anortit içeriklerinin, kenar kısımlara nazaran düşük değerde olması; hornblend ve piroksen fenokristallerinde Mg numaralarının mineralin merkezinden kenarına doğru yükselmesi) magma karışımını (magma mixing) jeokimyasal olarak desteklemektedir.

Magmaların heterojen karışımında (magma mingling) silisik kayac içerisinde mafik kayac anklavları fiziksel karışımın kamını oluştururlar (Koyaguchi, 1986, 1991; Blake ve Fink, 2000). Magmaların heterojen karışımını belirten anklavlar Torul volkanitlerinde de gözlenmiştir. Üst Kretase yaşlı dasitler içerisinde gözlenen bazik bileşimli anklavlar, 6 cm çapından daha küçük olup, kısmen elipsoidal şekillidirler ve uzun



Şekil 22. Torul volkanitlerinin Y/Nb'e karşılık Zr/Nb diyagramı (○: Liyas volkanitleri, □: Üst Kretase volkanitleri, △: Eosen volkanitleri).

Figure 22. Y/Nb vs. Zr/Nb diagram of the Torul volcanics (○: Liassic volcanites, □: Upper Cretaceous Volcanites, △: Eocene volcanites).

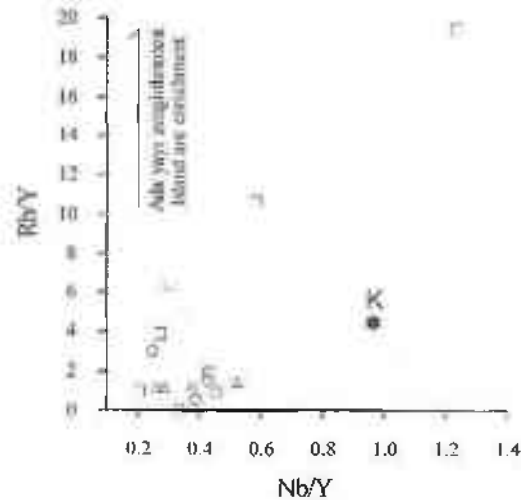
eksenleri magmanın akış yönüne paralel şekilde dizilim gösterirler.

Asimilasyon

Asimilasyon, herhangi bir magmanın katılma sırasında, yan kayacı eriterek bünyesine katması ve bunun sonucu ilksel bileşiminin kısmen ya da büyük ölçüde değişmesidir. Asimilasyon olayında fraksiyonel kristallenme süreci de devam etmektedir (DePaolo, 1981; Grove ve diğ., 1982).

İncelenen örneklerde gözlenen yüksek SiO₂, La ve Ce içerikleri, LILE element zenginleşmeleri, ana magmanın kabuksal malzeme ile girişim yaptığına işaret etmektedir. Bu zenginleşme muhtemelen magmanın yükselimi sırasındaki kıtasal kabuk asimilasyonu veya fraksiyonel kristallenme ile birlikte gelişen asimilasyon (AFC) (DePaolo, 1981; Grove ve diğ., 1982) ile açıklanabilir. Ayrıca az belirgin negatif Nb anomalisi, yitim bileşeni ve/veya kabuk kirlenmesinden kaynaklanabilir.

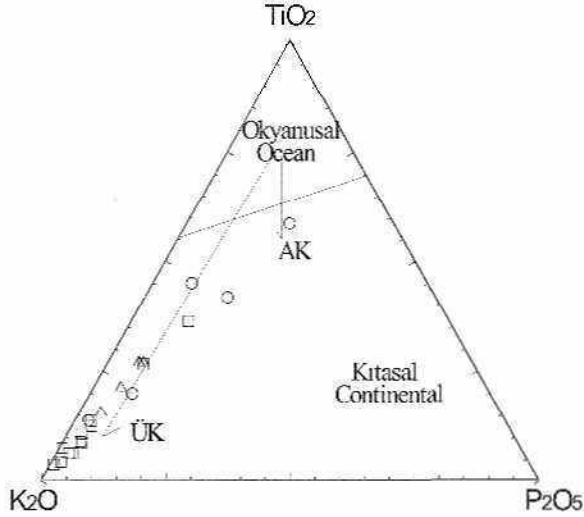
Kalıcılığı yüksek elementler bakımından gözlemlenen tüketilmede, Torul volkanitlerini oluşturan magmanın kıtasal kabuktan geçerken kabuksal kirlenmeye uğramasıyla açıklanabilir. Y/Nb-Zr/Nb (Şekil 22) ve Rb/Y-Nb/Y (Şekil 23) diyagramlarında gözlenen yönelimler, volkanitleri oluşturan magmanın evriminde kirlenme süreçlerinin de var olduğunu göstermektedir.



Şekil 23. Torul volkanitlerinin Rb/Y'e karşılık Nb/Y diyagramı (○: Liyas volkanitleri, □: Üst Kretase volkanitleri, △: Eosen volkanitleri).

Figure 23. Rb/Y vs. Nb/Y diagram of the Torul volcanics (○: Liassic volcanites, □: Upper Cretaceous Volcanites, △: Eocene volcanites).

Üst kabukla K₂O' nunu yüksek konsantrasyonlarda (%3-4, Taylor ve McLennan, 1985) olması, K₂O/Na₂O oranı çok yüksek örneklerin üst kabuk kirlenmesine uğradığını gösterebilir. Torul volkanitlerinde K₂O/Na₂O oranı 0.21-4.13 arasında değişmekte olup (Çizelge 1), bazı örneklerde gözlenen yüksek K₂O/Na₂O oranları üst kabuk kirlenmesinden kaynaklanabilir.



Şekil 24. Torul volkanitlerinin TiO₂-K₂O-P₂O₅ üçgen diyagramında gösterimleri (ÜK: Üst kabuk, AK: Alt kabuk) (O: Liyas volkanitleri, D: Üst Kretase volkanitleri, A: Eosen volkanitleri).

Figure 24. Distribution of the Torul volcanics (ÜK: Upper crust, AK: Alt kabuk) on the TiO₂-K₂O-P₂O₅ triangular diagram (O: Liassic volcanites, •: Upper Cretaceous Volcanites, ◼: Eocene volcanites).

Kabuksal kirlenmeye uğramamış ve göreceli olarak az ayrılmış rifillerle ilişkili volkanitlerin TiO₂ içerikleri (2-4 wt %) yüksektir (Hart ve diğ., 1989; Göşl ve Sinton, 1992). Torul volkanitlerinin TiO₂ içerikleri düşük olup 0.14-1.52 arasındadır. Benzer şekilde P₂O₅ içerikleri de kabuksal kirlenme olup olmadığını kontrol etmede kullanılabilir. P₂O₅ alt kabukla yüksek, üst kabukta ise düşük konsantrasyonlardadır (Taylor ve McLennan, 1985). Torul volkanitlerinin düşük konsantrasyonlarda P₂O₅ (0.02-0.54) içeriğine sahip olmaları bunların üst kabuk kirlenmesine maruz kaldıklarını gösterebilir. Farklı tektonik ortamlarda oluşmuş bazaltları birbirinden ayırmak için kullanılan TiO₂-K₂O-PA (Pearce ve Cann, 1973) diyagramı magma oluşumu, kabuksal kirlenme ve diferansiyasyon

olaylarını yorumlamak için kullanılabilir. Torul volkanitleri TiO₂-K₂O-P₂O₅ diyagramında (Şekil 24) okyanusal alandan başlayarak üst kabuk karışımı yönünde bir yönsemeye sahiptirler. Volkanitlerdeki bu yönseme diferansiyasyona bağlı olarak gelişebileceği gibi, kabuksal kirlenme de bu şekilde bir K zenginleşmesine sebebiyet verebilir.

Kıtasal rifillerle ilişkili bazaltlar ve farklılaşmış ürünlerindeki kabuksal kirlenmeler K/P ve Ti/Yb oranları ile test edilmektedir. Üst kabukla K zenginleşmiş, P tüketilmiş olduğundan K/P oranı bazaltik magmalarda kabuksal kirlenmeyi belirlemek için kullanılmıştır (Lecman ve Hawkesworth, 1986; Van Calsteren ve diğ., 1986; Carlson ve Hart, 1987). Torul volkanitleri 1-132 arasında değişen K/P oranlarına sahiptirler. K/P oranı 3' den düşük örneklerde K ve P'nin birlikte zenginleştiği söylenebilir. K/P oranı 3' den çok büyük örneklerde ise üst kabuk kirlenmesi olabilir (Lecman ve diğ., 1989). Malik alt kabuk malzemesinin (mafik graüülit) asimile edilmesi durumunda, bunu K/P oranı ile belirlemek güçtür. Ancak Ti alt kabuk ve üst kabuk malzemelerinde düşük değerlerde olduğundan Ti/Yb oranı kıtasal akıntı bazaltlarında manto ve kabuk etkisini ayırmada kullanılabilir (Hart ve diğ., 1989). Yüksek Ti/Yb oranı (>5000) kabuksal katkıının olmadığını veya çok az olduğunu gösterirken, düşük Ti/Yb oranı (<5000) kesin olmamakla birlikte kabuksal katkıının olabileceğine işaret çimektedir (Lecman ve Hawkesworth, 1986; Van Calsteren ve diğ., 1986). Torul volkanitlerinde Ti/Yb oranları 491-4280 arasında değişmekte olup, düşük Ti/Yb oranları volkanitlerin üst kabuk kirlenmesi olayına maruz kaldıklarını göstermektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Pontidlerin Kuzey ve Güney Zon'ları arasında yer alan çalışma alanındaki volkanitlerin ana ve iz element içerikleri ana hatlarıyla incelenerek bulgular sunulmuştur. Genel olarak, elde edilen bulgular Doğu Pontid'lerde yapılan geniş ölçekte çalışmaların (Çamur, 1995; Çamur ve diğ., 1996; Arslan ve diğ., 1997) bulgularıyla uyumludur.

Liyas volkanitleri bazalt, andezit bileşiminde, normatif olivin, diyopsit ve ilpersten içerikli, orta-yüksek K'lu olup toleyitik-kalk alkalen karakterler gösterirler. Ba/Nb, Nb/Th, Th/Y ve Nb/Y oranları OIB'lere; K/Rb, K/Ba, Sr/Rb, Zr/Nb, Ba/Th, Ba/La, Zr/Rb ve Y/Nb oranları da N-tipi MORB'a benzerlik gösterirler. (La/Lu)_N değerleri 16.0-23.8, (La/Sm)_N değerleri 5.0-6.9 ve (Gd/Lu)_N değerleri de 2.2-2.3

arasındadır. Örneklerin normal okyanus ortası sırtı bazaltlarına (N-MORB) göre yüksek iyon yarıçaplı litofil elementlerce zenginleşmiş olması (Şekil 13a) ve kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element diyagramlarında hafif nadir toprak elementi erce zenginleşmiş olması (Şekil 14a), bu kayaçların uyumsuz elementlerce zenginleşmiş bir kaynaktan oluşabileceğini düşündürmektedir. Ancak, Arslan ve diğ., (1997) Liyas volkanitlerini daha geniş örnek setinde çalışmış ve genel özellikleri bakımından Liyas volkanitlerinin okyanus ortası sırtlarını oluşturan magmaya benzer ancak uyumsuz elementlerce biraz daha zenginleşmiş bir kaynaktan oluşabileceğini öne sürerek, bu kayaçların genleşme rejiminde riftleşme sonucu olabileceğini belirtmiştir. Çamur ve diğ., (1996), Liyas volkanizmasının yay gerisi volkanitler ve E-MORB özellikler taşıdığını, ilksel ve nefelin-nonaktif alkali kayaçların varlığı ve şoşonitik seriye ait kayaçların yokluğunun rift tipi bir gerilim tektoniği ortamına işaret ettiğini ve köken kayaç olarak da zenginleşmiş, manto kaynağının olabileceğini belirtmişlerdir. Üst Kretase volkanitleri andezit, dasit ve riolit bileşiminde, normatif kuvars ve hipersten içerikli, orta-yüksek K'u ve kalk-alkalen karakterlidir. La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Ba/La, K/Ba, Nb/Th, Zr/Nb ve Sm/Nd oranları adayı kalk-alkalen bazaltlara benzerlik gösterirler. $(La/Lu)_N$ değerleri 3.7-14.7, $(La/Sm)_N$ değerleri 2.7-6.9 ve $(Gd/Lu)_N$ değerleri de 1.1-2.1 arasındadır. Üst Kretase volkanitleri normal okyanus ortası sırtı bazaltı nonnaUeştirilmiş diyagramında (Şekil 13b), yüksek iyon yarıçaplı elementlerce zenginleşmiş, yüksek iyon potansiyelli elementlerce fakirleşmiş görülür. Negatif Nb ve Ti anomalileri ve belirgin iz element yansımeleri, yiten plakanın dehidratasyonu ile metasomatize olmuş bir manto kaynağını işaret etmektedir. Eosen volkanizması, Üst Kretase volkanizmasının devamı niteliğindedir. Andezit bileşimli, normatif kuvars, diopsit ve hipersten içerikli volkanitler orta K'lı kalk-alkalen karakter gösterirler. Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Ba/La, K/Rb, Zr/Rb, Sm/Nd ve Zr/Ba oranları IAB'lere benzerlik gösterirler. $(La/Lu)_S$ değerleri 4.6-6.9, $(La/Sm)_K$ oranları 2.6-3.3, $(Gd/Lu)^A$ oranları ise 1.5-1.7 arasındadır. Yüksek LILE (Ba, Sr, Rb) ve LREE (La, Ce), düşük HFSE (Nb, Zr, Y) içeriklerine sahip olan Eosen volkanitleri, tipik yitim ile ilişkili yay gerisinde oluşmuş kalk-alkalen volkanizma özelliği gösterirler.

Jeokimyasal değişimler, Torul volkanitlerinin gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin önemli rol oynadığını göstermektedir. Liyas volkanitlerinin gelişiminde olivin, klinopiroksen, plajiyoklas ve Fe-Ti

oksit; Üst Kretase volkanitlerinin gelişiminde plajiyoklas, hornblend ve Fe-Ti oksit; Eosen volkanitlerinin gelişiminde plajiyoklas, piroksen, hornblend ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşması etkili olmuştur. Örneklerde gözlenen negatif Eu (Eu/Eu^*) anomalisi de plajiyoklas fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir. Ayrıca düşük, dereceli bir kısım ergime de sözkonusudur. Kayaçlarda azalan Y içerikleri, hornblendin fenokristal bileşen olarak ye aldığı da dikkate alınır, magmatik gelişimde önemli bir hornblend fraksiyonlaşmasının olduğuna işaret etmektedir. Ayrıca Gill (1978), önemli bir hornblend fraksiyonlaşmasının beraberinde K/Rb, Ba/Rb ve Ba/La oranlarında da önemli bir azalma meydana getirdiğini belirtmişlerdir.

Plajiyoklaslarda gözlenen tekrarlanmalı zonlanma, elek dokusu, kemirilme; kuvars fenokristallerinde gözlenen kemirilme; hornblend ve biyotitlerde gözlenen bozunma yapıları ve opaklaşma; iri ojit ve hornblend kristallerinde gözlenen plajiyoklas ve opak mineral inklüzyonları, keza iri plajiyoklas fenokristallerinde gözlenen hornblend, ojit ve opak mineral inklüzyonları; bıçak şekilli biyotit kristalleri gibi dokusal özellikler, Torul volkanitlerinin gelişiminde magma karışımının etkili olduğunu göstermektedir. Plajiyoklas fenokristallerinde kenardan merkeze doğru anortit içeriklerinde azalma, hornblend ve piroksen fenokristallerinde kenardan merkeze doğru Mg numaralarının düşmesi şeklinde gözlenen ters zonlanmalar da jeokimyasal olarak magma karışımını (magma mixing) desteklemektedir. Ayrıca Üst Kretase yaşlı dasitler içerisinde gözlenen bazik bileşimli anklavlar, Torul volkanitlerinin gelişiminde magma mi ngli ilginde önemli rol oynadığını göstermektedir.

Fraksiyonel kristalleşme ile birlikte asimilasyon da volkanitlerin gelişiminde önemli rol oynamışlardır. Örneklerde gözlenen yüksek Si(X), La ve Ce içerikleri, LILE element zenginleşmeleri, ana magmanın kabuksal malzeme ile girişim yaptığına işaret etmektedir. Bu zenginleşme muhtemelen magmanın yükselimi sırasındaki kıtasal kabuk asimilasyonu veya fraksiyonel kristalleşme ile birlikte gelişen asimilasyon (DePaolo, 1981; Grove ve diğ., 1982) ile açıklanabilir. Ayrıca az belirgin negatif Nb anomalisi, yitim bileşeni ve/veya kabuk kirlenmesinden kaynaklanabilir. Y/Nb-Zr/Nb (Şekil 22), Rb/Y-Nb/Y (Şekil 23) ve $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ (Şekil 24) diyagramları da kirlenme süreçlerini tanımlamaktadır. Örneklerde gözlenen yüksek K₂O/Na₂O ve düşük Ti/Yb (491-4280) oranları, düşük

konsantrasyonlarda P_2O_5 (0.02-0.54) içeri kîeri volkanitlerin üst kabuk kirlenmesi olayına maruz kalmış olabileceğini göstermektedir.

Sunulan jeokimyasal veriler ve önceki çatışmalardan derlenen bilgiler ışığında Torul volkanik kayaçlarının ana magmasının alt kabuk ve/veya tisi mantodan türediğini, kayaçların fraksiyonel kristallenme, magma karışımı ± kontaminasyon/asimilasyon olayları sonucunda geliştiklerini ve volkanilerin kaynağının Liyas'ta zenginleşmiş, Üst Krete ve Eosen'de de yitimin sonucu metasomatizmaya uğramış okyanus ortası bazalt mantosu olabileceğini göstermektedir. Liyas volkanitleri muhtemelen riftleşme ile ilgili bir gerilme rejimi altında, Üst Kretase volkanitleri tipik yitimle ilişkili bimodal volkanizma ve Eosen volkanitleri de yitim ile ilişkili yay gerisinde oluşmuş kalk-alkalen volkanizma niteliğindedir.

KATKI BELİRTME

Kimyasal analizlerin bir kısmı KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü X-ışınları Laboratuvarında, bir kısmı kimyasal analizler ve mikroprob analizleri University of New Brunswick'te (UNB) yapılmıştır. Her iki üniversiteye de teşekkür ederiz. Bu çalışma KTÜ Araştırma Fonu (96.112.00.5.16) ve T. Duna, UNB, tarafından desteklenmiştir.

EXTENDED SUMMARY

Torul region has occurred with from Lias to Eocene age lava and pyroclastic rocks. Mineralogical, petrographical and geochemical features of Liassic, Upper Cretaceous and Eocene volcanic rocks in the Torul region are investigated in this study.

The Torul Granitoid, which is founded between eastern Pontid northern and southern zones, has separated from volcanic characterising northern zone rocks to sedimentary characterising southern zone rocks (Figure 1). Two different stratigraphy has suggested for explanation complex connection to northern and southern zones. Southern zone is beginning with Liassic basalts, andesite and pyroclastic rocks and Lower Cretaceous Berdiga Limestone unconformably overlies this volcanic. Berdiga limestone is conformably overlain by Upper Cretaceous yellow sandy limestone characteristic Kındırak Dere Formation, red limestone characteristic Elmalı Dere Formation and andesitic tuff characteristic Tepeköy Formation. All these lithologies

overlie Upper Cretaceous Alpu volcanic units consisting of rhyolite and dasite. Northern zone, which is characterised bimodal volcanism, is represented rhythmic of the Upper Cretaceous mafic and felsic volcanic (Figure 2). Bonom level of the Upper Cretaceous is composed of andesite and pyroclastic rocks within red limestone level (Çatak Formation). Upper level has felsic characterising volcanic that is made up of dasite and pyroclastic within limestone level (Kızı İnkaya Formation). These formation overlaid by Çağlayan Formation is consisting of andesite and their pyroclastic rocks and continued acidic characterised Çağırbağ volcanic units. Sarıoşman monzogranite cuts all these lithologies. Nevertheless, Torul Granitoid consists of the northern and southern zones and overlaid unconformably by Eocene volcanic called Alibaba Formation.

Liassic volcanic is mainly basalt, basaltic andesite and trachy-andesite in composition. Basalt contains labrador (An_{30-40}), olivine and augite, while andesite contains oligoclase (An_{20-30}), hornblende and armite ($Mg\# 0.58-0.67$). These volcanic have medium-high K_2O contents and arc tholeiitic to calc-alkaline in nature. Al_2O_3 , K_2O and Na_2O increase whereas P_2O_5 , MgO , Fe_2O_3 , CaO and TiO_2 decrease with increasing SiO_2 content. Decreasing of CaO and MgO is indicated that fractionation of calcic plagioclase and pyroxene, decreasing of CaO and TiO_2 is pointed out fractionation of Fe-Ti oxides and decreasing of P_2O_5 is meaning fractionation of apatite. Th, Rb and Ba are enriched; on the contrary Ni, Sr, Y and Zr are impoverished. These volcanic have a high ratio of enriched LILE comparing to HFSE elements, according to normalized N-type MORB. Chondrite normalized rare patterns of volcanic arc generally enriched LREE element comparing to HREE elements, and the $(La/Lu)^N$ ratio is 15.96-23.75, $(La/Sm)^N$ ratio is 4.93-6.85, $(Gd/Lu)^N$ ratio is varies 2.19-2.30. All samples have $(Eu)^N$ ratio <1 (0.63-0.77) indicate that fractionation of plagioclase. However, volcanic have Ba/Al_2O_3 ratio is 3.42-9.45 and have similarity to OTB (OIB-8-13). Besides ratio of K/Rb, K/Ba, Sr/Rb, Zr/Nb, Ba/Th, Ba/La, Zr/Rb and Y/Nb resembles with N-type MORB, and ratio of Ba/Nb, Nb/Th, Th/Y and Nb/Y resembles with OIB. According to tectonic discrimination $Ti/100-Zr-Sr/2$ diagram, the volcanic is represented by calc-alkaline basalts.

Upper Cretaceous volcanic is bimodal and, is andesite, dasite and rhyolite in composition. Andesite

contains andesine (An_{51-53}), actinolitic hornblende (Mg# 0.83-0.84), magnesio-hornblende (Mg# 0.79) and biotite; dacite contains oligoclase, sanidine, quartz and annite (Mg# 0.58-0.62); rhyolite contains andesine-oligoclase (An_{27-34}), quartz, sanidine, biotite and hornblende. When the volcanic have been classified chemically using AFM triangular diagram, the samples plot in the calc-alkaline field. SiO_2 versus major oxide variation plots of the volcanic show that all elements are decreasing, except for K_2O . Besides Ni, Sr, Y and Zr contents decrease whereas Rb, Th, Ba and Nb contents increase, according to the SiO_2 versus trace element variation diagram. Decreasing of the Sr is indicated that fractionation of plagioclase. All samples enriched about LILE elements but impoverished HFS elements at the MORB normalised trace element diagram. Chondrite normalised rare pattern of samples are enriched LREE element comparing to HREE elements, and the $(La/Lu)_N$ ratio is 3.70-14.67, $(La/Sm)_s$ ratio is 2.70-6.90 and $(Gd/Lu)_s$ ratio is 1.09-2.10. Value of $(Eu/X)_{ch}$ is < 1 (0.53-0.87) in the all samples. Chondrite-normalised REE patterns of the volcanic show concave shape trend indicate fractionation of plagioclase. The volcanic have Ba/La ratio 14.85-45.86 and show similarity typical island arc basalts. Moreover, ratio of La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Ba/La, K/Ba, Nb/Tb, Zr/Nb and Sm/Nd resembles with calc-alkaline basalts. Also, it has calc-alkaline characterising in the tectonic discrimination diagram.

Eocene volcanic is andesite in composition and contain andesine (An_{43-44}), oligoclase (An_{33-34}), magnesio-hastingsitic hornblende (Mg# 0.72-0.92), magnesio-hastingsitic (Mg# 0.84-0.91), tschermakitic hornblende (Mg# 0.70-0.77), augite (Wo_{41-44}), diopside (Wo_{56}) and biotite. These volcanic are calc-alkaline in character. Na_2O , CaO , Al_2O_3 contents increase whereas CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 and P_2O_5 decrease in the SiO_2 versus major element diagram. Nb, Rb, Ba content are enriched, on the contrary Th, Ni, Sr, Zr and Y are impoverished. Although LILE elements are enriched, TFS elements are similar to N-type MORB. Chondrite normalised patterns of volcanic show concave shape trend and it's indicated that fractionation of the hornblende and plagioclase. $(La/Lu)_N$ ratio is 4.55-6.91, $(La/Sm)_N$ ratio is 2.59-3.28 and $(Gd/Lu)_s$ ratio is 1.50-1.71 and $(Eu)_N$ ratio is < 1 (0.77-0.88). Volcanic have Ba/La ratio is 42.67-79.80 and indicated that island arc basalts, and Ba/Zr ratio is 6.44-17.19 shows that calc-alkaline basalts characteristic. Besides, ratio of Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Ba/La, K/Rb, Zr/Nb, Sm/Nd and Zr/Ba resembles with AIB.

Some microscopic features in the rock may indicate magma mixing processes. These are oscillatory zoning in the plagioclase, sieve texture, augite, hornblende and opaque oxides inclusions in the plagioclase, embayed plagioclase crystal, resorbed plagioclase phenocrysts, hornblende surrounded by opaque oxide, plagioclase and opaque oxide inclusions in the large augite, to become the chlorite in the biotite, embayed quartz crystal, oscillatory zoning in the augite, skeletal plagioclase, baddeleyite figures in biotites. Besides, chemical reverse zoning in the plagioclase, pyroxene and amphibole, and some irregular variations in major and trace elements may be result of magma mixing. Also, basic enclaves, which in the Upper Cretaceous dacies, indicate that magma mixing during formation at the Torul volcanites.

Geochemical variation point and fractional crystallisation is very important form of the Torul volcanic. Olivine, clinopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxide fractionation to Tertiary volcanic; plagioclase, hornblende and Fe-Ti oxide fractionation to Upper Cretaceous and plagioclase, pyroxene, hornblende and Fe-Ti fractionation is important form of the Eocene volcanic. Moreover, assimilation is effected form of the volcanic too. Both of fractional crystallisation and assimilation are very important to development in the volcanic. High SiO_2 , La and Ce composition, high LILE elements, ratio of high K_2O/Na_2O and lower Ti/Yb (491-4280) indicate that lower P_2O_5 (0.02-0.54) composition host magma mixed with crust material. Besides, diagram of the Y/Nb-Zr/Nb (Figure 22), Rb/Y-Nb/Y (Figure 23) and $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ (Figure 24) defined to contamination process.

Mineralogical, petrographical and geochemical data indicate that the Torul volcanic rocks evolved by the fractional crystallisation and magma mixing \pm contamination/assimilation of a parental magma derived from lower crust and/or metasomatised upper mantle. Trace element contents of the Torul volcanic show that sources of those volcanic are enriched-MORB mantle in Tertiary and metasomatised MORB mantle in Upper Cretaceous and Eocene.

DEĞİNİLEN BELGELER

Adamia, S., Lordkipanidze, M.B. ve Zakariadze, G.S., 1977. Evolution of an Active Continental Margin as Exemplified by the Alpine History of

- the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183-189.
- Aliyazıcıoğlu, İ. ve Arslan, M., 1998. Gümüşhane Yöresi Volkanik Kayaların Jeokimyasal ve Petrolojik Karakteristikleri; Doğu Pontid Çiiney Zonunda Paleosen-Eosen Volkanizmasının Gelişimi. Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu Bildirileri, 273-287.
- Aliyazıcıoğlu, İ., 1999. Kale (Gümüşhane) Yöresi Volkanik Kayaların Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ FBE, Trabzon, 96s.
- Anderson, A.T.J., 1976. Magma Mixing: Petrologic Process and Volcanological Tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1, 3-33.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, H., 1997. Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northeast Turkey. *Chemie Der Erde, Geochemistry* 57, 157-187.
- Arslan M., Kurt H. ve Kayabalı I., 1998. Evidence on Mixing of Mantle and Crustal Derived Magmas in Bodrum (Muğla) Area Volcanic Rocks, Southwest Turkey. *Mineralogical Magazine*, 62A, 1, 75-76.
- Arslan, M., Şen, C., Aliyazıcıoğlu, İ., Kaygusu, A. ve Arslan Z., 2000. Trabzon ve Gümüşhane Yöresinde (KD, Türkiye) Yüzeyleyen Eosen (?) Volkanitlerinin Karşılaştırılmalı Jeolojisi, Mineralojisi ve Petrolojisi. Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiriler Kitabı, 39-53.
- Arslan, Z., 2000. Rift Related Arc Volcanism During Cretaceous Time in the Southern Zone of Eastern Pontide Arc, NE Turkey. *IOGV-MGoldschmidt Conference*, *Journal of Conference Abstract*, 5(2), 165, Cambridge Publications.
- Baker, B.H. ve Eggler, D.H., 1983. Fractionation Paths of Alkali (Aleutians) High-Alumina Basalts: Constraints from Phase Relations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18, 387-404.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid Yay-Gerisi Havzasında Manto Yükselimi ve Polijenik Ofiyolit Olgusu. *TJK. Ketin Sempozyumu*, 175-188.
- Bektaş, O., Van, A. ve Roynukalm, S., 1987. Doğu Pontid'lerde Jura Volkanizması ve Jeotektoniği. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 9-18.
- Bektaş, O., Arslan, Z., Köprübaşı, N. ve Arslan, M., 1997. Bayburt-Kelkit havzasında Mesozoyik volkanizmasının zaman içindeki evrimi: Doğu Pontid magmatik yayının yay-gerisi magmatizması (KD Türkiye). *Ç.Ü. Jeoloji Müh. Eğt. 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri*, Adana, 123-124.
- Bektaş, O. ve Çapkınoğlu, Ş., 1997. Doğu Pontid Magmatik Arkında (KD Türkiye) Neptuniyen Dayklar ve Blok Tektoniği: Mesozoyik Havzaların Kinematiki ile İlgili Bulgular. *Geosound*,
- Blake, S. ve Pink, J.H., 2000. On the Deformation and Freezing of Enclaves during Magma Mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95, 1-8.
- Bowen, N. L., 1956. *The Evolution of the Igneous Rocks*. Dover Publication, New York, 332.
- Bergougnon, H., 1975. Relations Entre Les Edifices Pontiques at Taurique Dans Les Nord-East De l'Anadolie. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 717, 1045-1057.
- Carlson, R.W. ve Hart, W.K., 1987. Crustal Genesis on the Oregon Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 92, 6191-6206.
- Coish, R.A. ve Sinton, C.W., 1992. Geochemistry of Mafic Dikes in the Adirondack Mountains: Implications for Late Proterozoic Continental Rifting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 500-514.
- Cole, J.W., Gamble, J.A., Burt, R.M., Carroll, L.D., ve Shelly, D., 2001. Mixing and Mingling in the Evolution of Andesite-Dacite Magmas: Evidence from Co-Magmatic Plutonic Enclaves. *Taupo Volcanic Zone, New Zealand, Lithos*, 59, 25-46.
- Çamur, Z., 1995. Doğu Pontid Volkanitlerinin Jeokimyasal Özellikleri. *MTA Proj. No: 95-9*
- Çamur, M. Z., Güven, İ. H. ve Er, M., 1996. Geochemical Characteristics of the Eastern Pontide Volcanics: An Example of Multiple Volcanic Cycles in Arc Evolution. *Turkish Journal of Earth Science*, 5, 123-144.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrografik ve Jeokronolojik Araştırmalar. *İTÜ Kütüphanesi*, 1034, İstanbul.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- Dungan, M. A. ve Rhodes, J. M., 1978. Residual Glasses and Melt Inclusions in Basaltic Prom DSDP Legs 45 and 46: Evidence for Magma Mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 67, 417-431.
- Eggler, D.H., 1972. Amphibole Stability in H₂O-

- Undersaturated Calcalkaline Melts. Earth and Planetary Science Letters, 15,28-34.
- EğİN, D., Hirst, D.M. ve 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.
- Eichelberger, J.C., 1975. Origin of Andesite and Dacite; Evidence of Mixing at Glass Mountain in California and Other Circum-Pacific Volcanoes; Geological Society of American Bulletin, 86, 1381-1391.
- Eichelberger, J.G., 1978. Andesitic Volcanism and Crustal Evolution. Nature, 275,21-27.
- Eren, M., 1983. Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyeli İncelemesi. K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, M.M.S. Tezi, Trabzon (Yayımlanmamış).
- Gerlach, D.C., ve Grove, T.L., 1982. Petrology of Medicine Lake Highland Volcanics: Characterization of Members of Magma Mixing. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80,147-159.
- Grove, T.L., Gerlach, D.C. ve Sando, T.W., 1982. Origin of Calcalkaline Lavaş at Medicine Lake Volcano by Fractionation, Assimilation and Mixing. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80, 160-182.
- Grove, T.L. ve Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The Evolution of Young Silicic Lavaş at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the Origin of Compositional Gaps in Calc-Alkaline Series Lavaş. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92,281-302.
- Gust, Ü.A. and Perfit, M.R., 1987. Phase Relations of a High-Mg Basalt From The Aleutian Island Arc: Implications For Primary Island Arc Basalts and High-Al Basalts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 87,7-18.
- Güven, İ. H., 1993. Doğu Pontidler'in 1/250 000 Ölçekli Kompilasyonu. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Harl, W.K., Wode Gabriel, G., Walter, R.C. ve Mertzman, S.A., 1989. Basaltic Volcanism in Ethiopia: Constraints on Continental Rifting and Mantle Interactions. Journal of Geophysical Research, 94,7731-7748.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.L. ve Turner, I.S., 1982. Effects of Volatiles on Mixing in Calc-Alkaline Magma Systems. Nature, 297,554-557.
- Hvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A Guide to Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8, 523-548.
- Jica., 1985. The Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Phase 1. Japan International Cooperation Agency, Metal Mining Agency of Japan.
- Kavvabala, H. ve Sluto, K., 2005. Magma Mixing Recorder in Intermediate Rocks Associated with High-Mg Andesites from The Setouchi Volcanic Belt, Japan: Implications for Archean TTG Formation. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 140- 241-271.
- Kaygusuz, A., 2000. Torul ve Çevresinde Yüzeylenen Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Kaygusuz, A. ve Şen, C., 2001. Sanosman Plutonu'nun (Gümüşhane) Petrografisi ve Jeokimyasal Özellikleri. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildirileri, Bildiri No: 54-40, Ankara.
- Kaygusuz, A., Şen, C. ve Aydınçakır, E., 2004. Evidences for Coeval Mafic and Felsic Magma Interactions: Torul, Köprübaşı and Sarosman Plutons, NE Turkey. Geochimica et Cosmochimica Acta, Abstracts of Goldschmidt Conference, Copenhagen, Denmark, 673,
- Ka/min, V.G., Sborshikov, I.M., Ricou, L.E., Zonenshain, L.P., Boulin, J. ve Knipper, A.L., 1986. Volcanic Belts as Markers of the Mesozoic-Cenozoic Evolution of Tethys. Tectonophysics, 123,123-152.
- Keskin, M., Pearce, J.A. ve Mitchell, J.G., 1998. Volcano-Stratigraphy and Geochemistry of Collision-Related Volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 355-405.
- Korkmaz, S., Tüysüz, N., Er, M., Mırsaoğlu, A. ve Keskin, I., 1995. Stratigraphy of the Eastern Pontides, NE-Turkey. Geology of the Black Sea Region, MTA, Ankara, 59-68.
- Koyaguchi, T., 1986. Textural and Compositional Evidence for Magma Mixing and Its Mechanism, Abu Volcano Group, Southwestern Japan. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93,33-45.
- Koyaguchi, T., 1987. Magma Mixing in a Squeezed Conduit. Earth and Planet Science Letter, 84, 339-344.
- Koyaguchi, T., 1991. Enclaves in Volcanic rocks from

- Japan. in; Didier, J. and Barbarin, R. (eds). Enclaves and Granite Petrology, Elsevier, 235-252.
- Kurt, H., 1996. Evolution of Kadınhamı (Konya) Dacite Rocks: Petrographical and Geochemical Evidences for Crystal Fractionation and Possible Magma Mixing. *Geosound*, 28,23-34.
- Kurt, H. ve Arslan, M., 2001, Bodrum (GB Anadolu) Volkanik Kayaçlarının Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri: Fraksiyonel Kristalleşme, Magma Karışımı ve Asimilasyona İlişkin Bulgular. *Yerbilimleri*, 23,15-32.
- Lambert, R.S.J. ve Holland, J.G., 1974. Yttrium Geochemistry Applied to Petrogenesis Utilizing Calcium-Yttrium Relationships in Minerals and Rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38,1393-1414.
- Leake, B. E., 1978. Nomenclature of Amphiboles. *American Mineralogist*, 63,1025-1052.
- Le Maitre, R.W., Bateman, R., Dudok, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolcy, A.R. ve Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. *Blackwell, Oxford*, 193s.
- Lecman, W.P. ve Hawkesworth, C.J., 1986. Open Magma Systems: Trace Elements and Isotopic Constraints. *Journal of Geophysical Research*, 91,5901-5912.
- Lulir, J.F. ve Carmichael, I.S.E., 1980. The Coahuila Volcanic Complex, Mexico, I. Post-Catdera Andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71,343-372.
- Walsh, S., 1985. Principles of Igneous Petrology. *Springer Verlag, Berlin*. 374pp.
- Manetti, R., Peccerillo, A., Poli, G. ve Corsini, R., 1983. Petrochemical Constraints on the Models of Cretaceous-Eocene Tectonic Evolution of the Eastern Pontide Chain (Turkey). *Cretaceous Research*, 4,159-172.
- Menzies, M., ve Kyle, P. R., 1990. Continental Volcanism: A Crust-Mantle Probe, In: Continental Mantle (M. A. Mearns ed.). *Clarendon Press, Oxford*, 157-177.
- Morimoto, M., 1998. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 1123-1133.
- Özsayar, T., Pelin S. ve Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler'de Kriyolite. *KTÜ Yer Bilimleri Dergisi*, 1,65-114.
- Pearce, J.A. ve Gamı, J.R., 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth Planetary Science Letters*, 19,290-300.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230-249.
- Reubi, O., Nicholls, L.A. ve Kamencisky, V.S., 2002. Early Mixing and Mingling in the Evolution of Basaltic Magmas: Evidence from Phenocryst Assemblages, Shuntet Volcano, Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119,255-274.
- Rhodes, J.M., Dungan, M.A., Blachard, D.R. ve Long, P.E., 1979. Magma Mixing at Mid-ocean Ridges: Evidence from Basalts Drilled Near 22°N on MAR. *Tectonophysics*, 55,35-62.
- Rickwood, F.C., 1959. Boundary Lines within Petrologic Diagrams Which Use Oxides of Major and Minor Elements. *Lithos*, 22,247-263.
- Rübert, U. ve Foden, J., 1993. Geochemical and Isotopic (SR, Nd) Variations in Magmatic Series from the Bodrum Volcanic Complex (SE Aegean), *Bulletin of Geochemical Society of Greece*, XX VIII/2,275-291.
- Sakuyama, M., 1981. Petrological Study of the Myoko and Korohima Volcanoes, Japan: Crystallization Sequence and Evidence for Magma Mixing. *Journal of Petrology*, 22,553-583.
- Sakuyama, M., 1984. Magma Mixing and Magma Plumbing Systems in Island Arcs. *Bulletin of Volcanology*, 47-4/1,685-703.
- Schultze-Westrum, H.H., 1961. Giresun Civarındaki Aksu Deresi'nin Jeolojik Profili: Kuzeydoğu Anadolu'da Ponlus Cevher ve Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları İle İlgili Mütalalar. *MTA Dergisi*, 57, Ankara.
- Sun, S. ve McDonough, Q.R., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Compositions and Processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (Ed), *Magmatism in The Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42,312-345.
- Sarman, E., 1975. İsrail ve Egeyi Güneyindeki G41-B1, B2, B3, B4, G42-A1, A4 Paftalarına ait Sallanım 1/10.000 Ölçekli Jeolojik Etüd Raporu. M.T.A. Rap. No:1259, Ankara.
- Şen, C., Arslan, M. ve Van, A., 1998, Geochemical and Petrological Characteristics of the Eastern Pontide Eocene (?) Alkaline Volcanic Province, NE Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 231-239.

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Nisan 2006 Cilt 49 Sayı 1
April 2006 Volume 49 Number 1

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- KOCAK, K., ARSLAN, M., KURT, H. , BAŞ, H. AND DÖYEN, A.**
Gümüşler Formasyonundaki Amfibolitlerin Petrokimyası ve Köken Kaya Özellikleri, Niğde Metamorfikleri, Orta Anadolu
Petrochemistry and Parent Rock Characteristics of the Amphibolites In the Gümüşler Formation of the Niğde Metamorphics, Central Turkey..... 1
- TUNOĞLU C., BARDET N.**
Mosasaurus hoffmanni Mantell, 1829: Türkiye'de, Geç Kretase Dönemine Ait İlk Deniz Sürüngeninin Keşfi
Mosasaurus hoffmanni Mantell, 1829: *First marine reptile discovery from Late Cretaceous of Türkiye 11*
- SAYDAM Ç., KORKMAZ S.**
Doğu Karadeniz Bölgesinde Geç Kretase Yaşlı Kırıntılı Çökellerin Sedimentolojik ve Sedimenter Petrografik Özellikleri
Sedimentological and Sedimenter Petrographic Properties of Late Cretaceous Aged Clastic Deposits in Eastern Black Sea Region, NE Turkey.....25
- KAYGUSUZ A., ŞENC. , ASLAN Z.**
Torul (Gümüşhane) Volkanitlerinin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri (KD Türkiye); Fraksiyonel Kristallenme ve Magma Karışımına İlişkin Bulgular
Petrographic and Petrological Features of Torul (Gümüşhane) Volcanites (NE Turkey); Evidences for Fractional Crystallisation and Magma Mixing/Mingling 49

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKNET Veri tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKNET

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenisehir, 06444 Ankara
Tel: (312) 434 36 01
Faks: (312) 434 23 88
E-Posta : jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464 Yenisehir, TR-06444 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Faks: +90 312 434 23 88
E-Mail : jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr