Dr. Üyr. Can ÜNLÜGENÇ

ÖNSÖZ

Yerbilimleri/Geosound'un 39. sayısını da hemen hemen zamanında yayınlayabildiğimiz için mutluyuz. Uzunca bir süredir hemen her sektör mensuplarınca derinden hissedilen ekonomik krize rağmen hiçbir devlet katkısı olmadan yayın hayatına devam edebilmemiz asla küçümsenemez. Bu sayımızla birlikte tüm okuyucularımızla birlikte paylaştığımız bir başka mutluluk da 28.12.1999 tarihinde TÜBİTAK Başkanlığına yaptığımız ve o tarihe kadar yayınlanmış tüm sayılarımızdan birer örnek ekleyerek "Öğretim Üyeliğine Atama İlkelerinde" nasıl bir kategoriye dahil edilmesini istediğimiz Yerbilimleri/Geosound'un incelenmesi tamamlanmış ve B.02.1.BAK.006.00.10/0E -059 sayı ile 03.10.2001 tarihinde editörlüğümüze bildirilen resmi bir yazıyla dergimizin Ulusal Veri Tabanı çalışmalarında izlenmesine karar verilmiş olduğu belirtilmiştir. Bu durum tüm mensuplarımızı memnun ederken, sorumluluğumuzu bir kat daha artırmıştır. Dergimizde yayınlanan makalelerin inceleme formları zaman zaman TÜBİTAK Yer, Deniz ve Atmosfer Bilimleri Araştırma Grubu Yürütme Komitesi tarafından istenmekte ve kontrol edilmektedir. Öte yandan bugüne kadar yazarları açık olarak hakemlere gönderilen makaleler bu sayıdan itibaren kapatılarak gönderilmekte olup, Yazı İnceleme Kurulu'nda yer alan değerli hakemlerimizin daha tarafsız ve objektif olmalarına katkı sağlanmıştır.

Bu dönemde tüm camiamızı derin üzüntüye sevk eden çok önemli bir kayıbımız olmuştur. Yayın hayatına başladığımız günden beri Yazı İnceleme Kurulu üyemiz ve dergimizin bugünkü seviyesine gelmesinde önemli katkısı olan değerli hocamız İ.Ü. Maden Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof.Dr.Bedri İPEKOĞLU'nu 7.9.2001 tarihinde kaybettik. Merhuma tanrıdan rahmet, başta kederli ailesi ve biz yerbilimleri camiasına sabırlar dileriz.

Bu sayımızda toplam 12 makaleye yer verilmiş olup, bunlardan yalnızca bir tanesi Çukurova Üniversitesi'nde görev yapan Öğretim elemanına aittir. Bu açıdan Yerbilimleri/Geosound bölgesel değil, ulusal özellik taşımaktadır. Yerbilimin tüm alanlarına hitap eden dergimize daha çok jeoloji konularında makale gelmektedir. Maden - Jeofizik ve çevre konularında da makale kabul ettiğimiz önceki sayılarımız incelenerek de görülebilir. Bu konularda araştırma yapan bilim adamlarımızdan da makale beklediğimizi belirtir, 40. sayımızı Haziran 2002 olarak yayınlayacağımızı hatırlatırız.

Yaşanan ekonomik krizin 40. sayımızın yayınlanacağı Haziran ayından sonra yavaş yavaş azalarak aşılacağına inancımızı belirtip, tüm bilim adamlarımızın ve genç araştırıcıların daha olanaklı ve geçim sıkıntılarının hissedilmediği ortamlarda uluslararası düzeyde araştırma yapma şanslarına kavuşmalarını diliyoruz.

Saygılarımızla,

Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Baş Editör

GEOSOUND
YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Gürün (Sivas) Volkanitlerinin Petrografi, Jeokimya ve Petrojenez Özellikleri
Petrographic, Geochemical and Petrogenes Features of the Gürün (Sivas) Volcanics
Fuat CEYHAN, Cahit HELVACI, Mehmet ÖNAL 1

Ahiler (Sivrihisar-Eskişehir) Sepiyolitinin Jeokimyasal Özellikleri
Geochemical Characteristics of Ahiler Sepiolite (Sivrihisar-Eskişehir)
Fazlı ÇOBAN 13

Kimyasal Analiz Yönteminin Sonuçlara Etkisine Bir Örnek : Derince (Elazığ) Piritleri
The Effect to the Results of Chemical Analyses Medhod: An Example from Derince (Elazığ) Pyrites
Cemal BÖLÜCEK, Muharrem AKGÜL, Sedat TEMUR 39

Kömürhan Köprüsü (Elazığ) Civarındaki Ofiyolit ve Metaofiyolit ile Bunları Kesen Granitik Damar Kayaçlarının Petrografik ve Petrolojik Özellikleri
Petrographical and Petrological Properties of the Ophiolite and Metaophiolite and Granitic Vein Rocks Cutting These at the Kömürhan Bridge Around
Melahat BEYARSLAN, Emin ERDEM, Bülent KALI 55

Elazığ Volkanitlerinin (Alt Pliyosen) Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri
Petrographical and Geochemical Features of Lower Pliocene Elazığ Volcanics
Bünyamin AKGÜL, Sevcan KÜRÜM, Emin ERDEM 69

Şavak - Ayazpınar (Pertek / Tunceli) Köyleri Arasındaki Magmatik Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri / *Petrographic and Geochemical Features of the Magmatics in the Vicinity of Şavak - Ayazpınar Villages, Pertek / Tunceli*
Sevcan KÜRÜM, Mehmet ALTUNBEY 85

Kuvaterner'de ve Günümüzde Deniz Diplerindeki Yerel Ortam Değişimleri ile Bunların Neden Olduğu Yanlış Yorumlar / *Sea Bottom Local Environmental Changes in Quaternary and Recent and Resulting Mis Interpretations*
Engin MERİÇ 109

Ege Denizi'nin Sualtı Morfolojisi ve Anadolu'nun Doğu Ege Denizi'ndeki Doğal Uzantısı / *Underwater Morphology of the Aegean Sea and Natural Prolongation of the Anatolia in the Eastern Aegean Sea*
Mustafa ERYILMAZ, Fulya YÜCESOY ERYILMAZ 117

İçme (Elazığ) Kaynağı'nin Hidrojeoloji İncelemesi
Hydrogeological Investigation of İçme (Elazığ) Spring
Bahattin ÇETİNDAĞ, Zülfü GÜROCAK 133

Elazığ Çevresinde Harami Formasyonu'nun Foraminifer İçeriği ve Fasiyes Özellikleri
Foraminifera and Facies Features of the Harami Formation Around the Elazığ Region
Meral KAYA, Murat İNCEÖZ 143

Güneybatı Karadeniz (Kilyos-İstanbul Boğazı Kuzeyi-Rıva-Domalı-Kilimli ve Amasra) Güncel Bentik Foraminifer Topluluğu ve Çökel Dağılımı
Recent Benthic Foraminifera and Sediment Distribution of SouthWestern Black Sea (Kilyos-North of Bosphorus-Riva-Domalı-Kilimli-Amasra)
Engin MERİÇ, Niyazi AVŞAR, Mustafa ERYILMAZ, Fulya YÜCESOY-ERYILMAZ 155

Madencilik Sonrası Oluşan Arazilerin Jeoteknik Yönden Rehabilitasyonu
Geotechnical Rehabilitation of the Area Formed after Mining Operations
M. Suat DELİBALTA 185

YERBİLİMLERİ ARALIK 2001 SAYI 39 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

GÜRÜN (SİVAS) VOLKANİTLERİNİN PETROGRAFİ, JEOKİMYA VE PETROJENEZ ÖZELLİKLERİ

Fuat CEYHAN
C.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye
Cahit HELVACI
D.E.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir/Türkiye
Mehmet ÖNAL
İ.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Malatya/Türkiye

ÖZET: *Gürün havzasının doğusunda yer alan volkanitler Orta Miyosen yaşlı gölsel tortulların üst düzeyleri ile giriktir ve tüm birimleri kesmektedir. Bunlar genel olarak Suçatı fayını izler.*

Volkanitler plajiyoklaz, olivin ve klinopiroksen ferokristalleri ve yersel olarak da kuvars ksenokristalleri içerirler.

Kayaç/MORB ve Y/NB-Zr/Nb diyagramları volkanitlerin HFS elementlerce zenginleşmiş bir kökenden, Zr/Y-Zr/Nb diyagramları zenginleşmiş kökenin düşük dereceli bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu belirtmektedir. K/Y-K, Ba/Zr-Ba ve B/Y-Ba diyagramlarında orijinden geçen doğrusal yönelimler volkanitlerde ergimenin esas faktör olduğunu belirtir.

Mineralojik, petrografik ve jeokimyasal veriler volkanitlerin plaka içi bir karakterde olduğu, kıtasal plaka altında yer alan litosfer veya üst manto kökenin düşük dereceli bölümsel ergimesiyle oluştuğu düşünülmektedir.

PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND PETROGENES FEATURES OF THE GÜRÜN (SİVAS) VOLCANICS

ABSTRACT: *Volcanics, located in the eastern part of the basin, interfinger with the upper parts of the Middle Miocene lacustrine sediments and also cut the whole rock units. These generally follow the Suçatı fault.*

Volcanics are composed of plagioclase, olivine and clinopyroxene phenocrystalline and locally quartz xenocrysts.

Rock/MORB and Y/NB-Zr/Nb diagrams show that the volcanics are derived from HFS element-rich in origin. Zr/Y-Zr/Nb diagram indicate that enriched origin results from local melting in low degree. In diagrams of K/Y-K, Ba/Zr-Ba and B/Y-Ba, linear intentions passing from origin indicate that volcanics are basis factor of the melting.

Mineralogic, petrographic and geochemical features point out that the volcanics are within a plate character. It is indicated that lithosphere or upper mantle origin which is found under the plate form by particular melting in low degrees.

1. GİRİŞ

Gürün (Sivas) havzası yaklaşık 367 km^2 bir alanda ve 1200 m kalınlıkta Orta Miyosen yaşlı volkano-sedimanter bir istif içerir.

Kurtman (1978) Neojen tortulları içindeki lav akmalarının bazalt sillerinden oluştuğunu, Atabey ve diğ., (1994) Gürün dolayındaki bazaltların Pliyosen yaşında olabileceğini ileri sürerler. Çalışma alanı ve yakın civarında, temel kaya birimlerine yönelik Aziz ve diğ., (1979, 1980 ve 1982) ve Granit (1990) genel jeoloji ve hidrojeoloji, Erkan ve diğ., (1978) litobiyostratigrafi çalışmaları yapmışlardır.

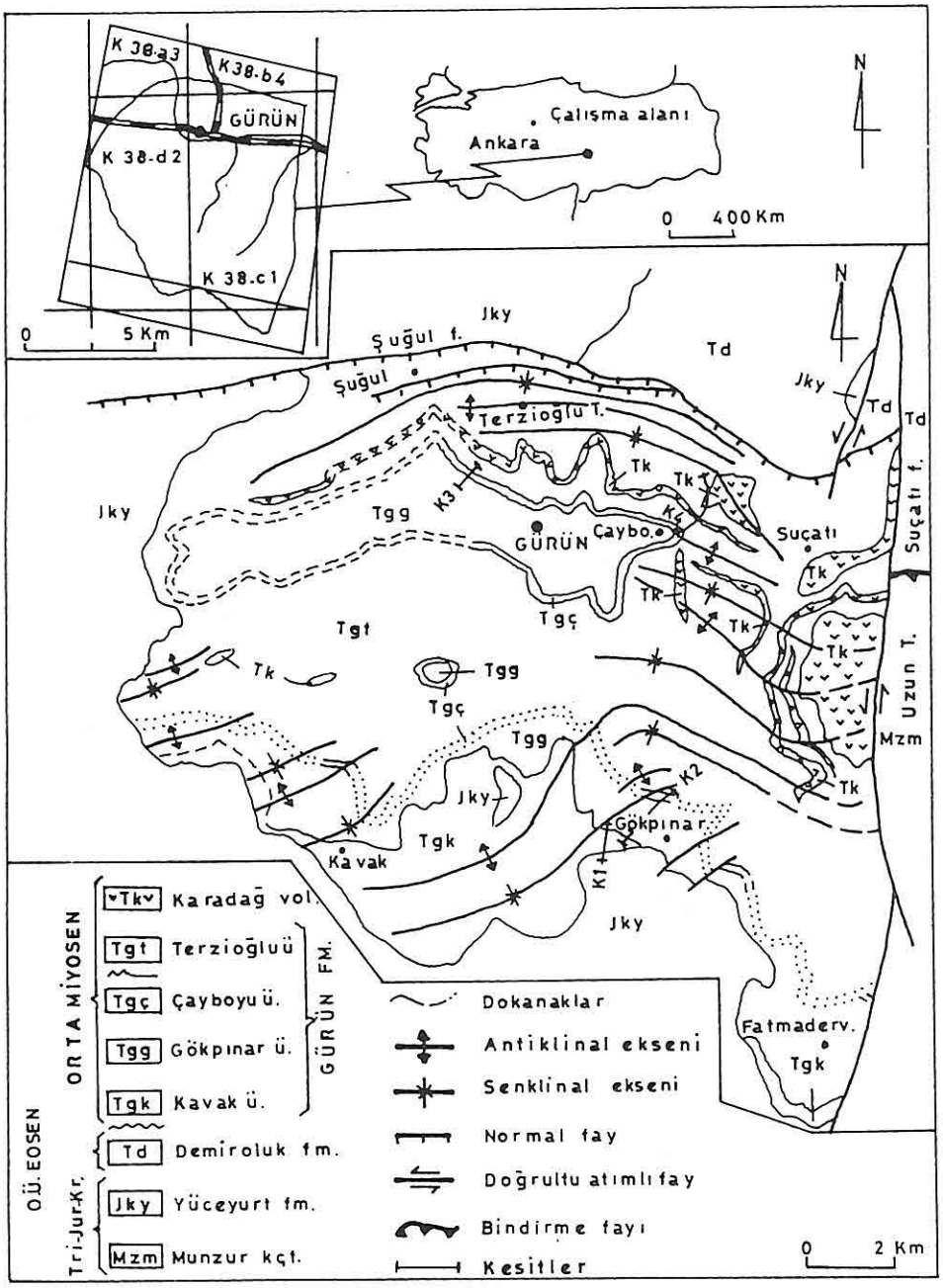
Bu çalışmada, Gürün Orta Miyosen havzası içinde, gölsel tortullarla yaşıt olan Karadağ volkanitlerinin petrografi, jeokimya ve petrojenezinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

2.STRATİGRAFİ

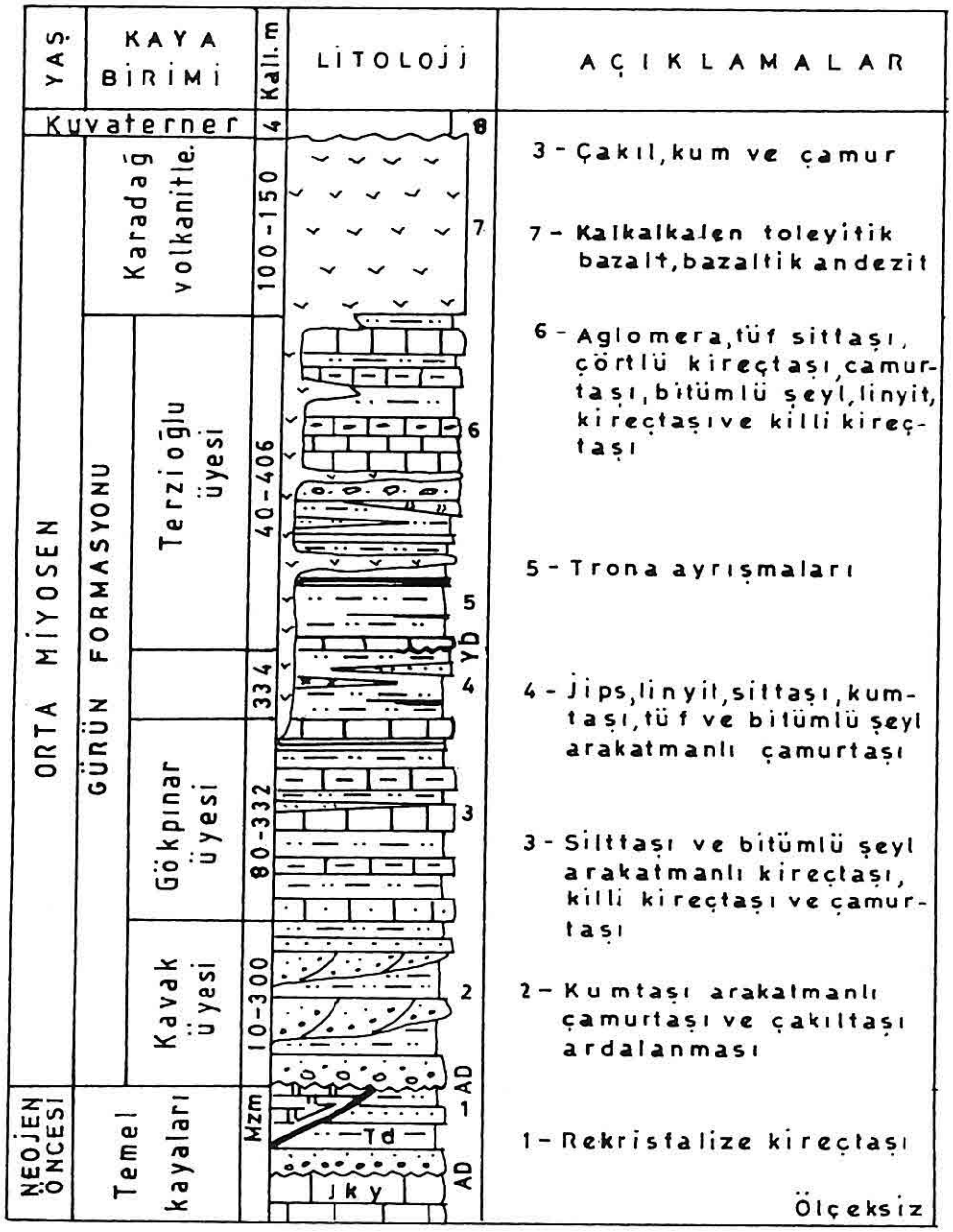
Jura- Kretase yaşlı Yüceyurt formasyonu, Orta- Üst Eosen yaşlı Demiroluk formasyonu ve allokton Triyas-Jura-Kretase yaşlı Munzur kireçtaşları havzanın temelini oluşturur. Orta Miyosen yaşlı Gürün formasyonu ve Karadağ volkanitleri gölsel Gürün havzasının kaya birimleridir (Şek. 1 ve 2).

Gürün formasyonu Kurtman (1978) tarafından ''şeyl, marn, tüf ve konglomeralardan oluşan bir istif'' için adlanmıştır. Başlıca alüvyal ve gölsel tortullardan oluşur. Gürün formasyonu temel kaya birimlerini açılı uyumsuz olarak üzerler. Sedimanter kaya birimlerinin yaşı F. Akgün tarafından tayin edilen spor ve polen fosillerine göre Orta Miyosen'dir (Şek.2). Gürün formasyonu'nun üst düzeyleri Na-carbonat (trona) ayrışmaları içerir (Şek.2). Gürün formasyonu dört üyeye bölünerek incelenmiştir. Bunlar; Kavak, Gökpınar, Çayboyu ve Terzioğlu üyeleridir. Kavak üyesi kumtaşı arakatmanlı çamurtaşı-çakıltaşı ardalanmasından yaplıdır. Alttaki temel kaya birimlerini açılı uyumsuz olarak üzerler. Gökpınar üyesi silttaşı ve bitümlü şeyl arakatmanlı kireçtaşı, killi kireçtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşur. Alttaki Kavak üyesi ile geçişlidir. Çayboyu üyesi jips, linyit, silttaşı tüf ve bitümlü şeyl arakatmanlı çamurtaşından yapılıdır. Alttaki Gökpınar üyesine derecelenir. Terzioğlu üyesi aglomera, tüf, silttaşı çörtlü kireçtaşı, çamurtaşı, bitümlü şeyl, linyit, kireçtaşı ve killi kireçtaşından oluşur. Havza kenarlarında temel kayalarını transgresif olarak, daha yaşlı üyeleri ise kenarsal uyumsuz olarak üzerler.

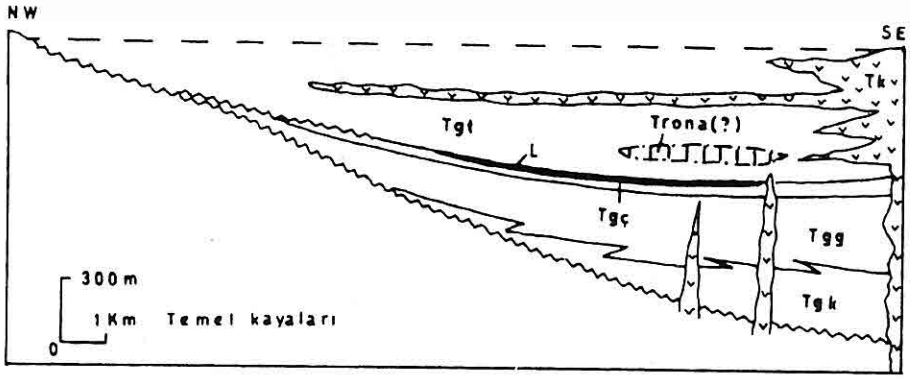
Karadağ volkanitleri Atabey ve diğ. (1994) tarafından ''Gürün formasyonu içinde sedimanter kayalarla arakatkılı ve bunları kesen volkanitler'' Karadağ üyesi olarak adlanmıştır. Volkanitler, bu çalışmada, Karadağ volaknitleri olarak tanımlanmıştır. Başlıca volkanoklastik çakıltaşı, kalkalkalen-toleyitik karakterli bazalt ve bazaltik lav akıntıları ile bunların bacalarından oluşur. Volkanitler Suçatı ve Karahisar köyleri, Karayar Mah. ve Uzuntepe dolaylarında üç farklı düzeyde lav akması ve çok sayıda bacadan (Karahisar Köyü) oluşur. Volkanitler



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası.



Şekil 2. Gürün havzasının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Jky: Yüceyurt fm. ; Td: Demiroluk fm.; Mzm: Munzur kçt.; YD: Yersel uyumsuzluk, AD: Açılı uyumsuzluk, Önal vd., 2001).



Şekil 3. Gürün havzası Orta Miyosen istifinin stratigrafik ilişkilerini gösteren şematik enine kesit (Simgeler için Şek.1'e bakınız., L: linyit ,Önal vd., 2001).

egemen olarak Suçatı fayını izler (Şek.1). Gürün formasyonu'nun Terzioğlu üyesi, ile girik olup tüm birimleri de keser (Şekil 3). Lavlar sedimanter birimlerin arasında 5-18 m. değişen kalınlıklara sahiptir. Karadağ volkanitleri Orta Miyosen yaşlı Gürün formasyonu Terzioğlu üyesi'nin alt düzeylerini kesmesi, üst düzeyleri ile ardalanmalı stratigrafik ilişkili olması nedeniyle Orta Miyosen yaşında olabilir (Şekil 3).

3. PETROGRAFİ

30 örnek üzerinde yapılan incelemede volkanitler olivin, klinopiroksen ve plajiyoklaz fenokristalleri içerirler.

Olivinler özşekilli, yarı özşekilli fenokristaller şeklindedir. Kenarlardan ve çatlaklardan itibaren serpantinleşme ve piritleşme izlenmektedir. Bazı kristallerde idingsitleşme de gözlenir. Yersel olivin fenokristalleri içinde hamur plajiyoklaz kapanımları yer alır. Fenokristallerin kenar kısımları girintili-çıkıntılıdır. Bu özellik olivin fenokistallerinin magma ile termal ve kimyasal olarak dengede bulunmadığını belirtir.

Piroksenler fenokristal ve plajiyoklaz mikrolitlerinin arasını doldurur şekildedir. Genelde ojit bileşimli (Ng=48-52), bazı kesitlerde ise paleokroizma gösteren titanojit bileşimlidirler. Hamuru içine alacak biçimde büyüme göstermektedirler. Bazı örneklerde ise kuvars ksenokristallerinin çevresinde iğnecikler şeklinde gözlenirler.

Plajiyoklazlar fenokristal ve mikrolitler şeklinde izlenir. Fenokristal şeklinde gözlenen plajiyoklazlarda mağma karışımını belirten elek dokulu merkez ve temiz kenarlar, bunun tersine temiz bir iç kısım ve elek dokulu kenar kısımlar bulunur. Plajiyoklaz fenokristallerinin kenarları mağma tarafında kemirilmiş

olarak da izlenir. Mikrolitler halinde gözlenen plajiyoklazlar birbirini keser konumda gelişmiş ve aralarındaki boşluklar palagonitleşmiş volkanik cam ve klinoproksen mineralleri ile doldurulmuştur. Plajiyoklazlar sönme açılarına göre labrador-bitovnit bileşimlidirler. Hamur palagonitleşmiş volkanik cam, plajiyoklaz klinopiroksen mikrolitleri ve opak minerallerden oluşmaktadır. Lavların üst kesimlerinden alınan örneklerin aynı bileşimli olduğu, ancak gözeneklerin çevresinde hematit ve yer yer ikincil kalsit kristal gelişimleri gözlenir. Bazaltlarda alınan örneklerin mikroskop incelemelerinde bileşim genel olarak plajiyoklaz, olivin ve piroksen minerallerinden meydana geldiği tespit edilmiştir.

Volkanitlerin XRD incelemelerinde plajiyoklaz, olivin ve ojit mineralleri saptanmıştır.

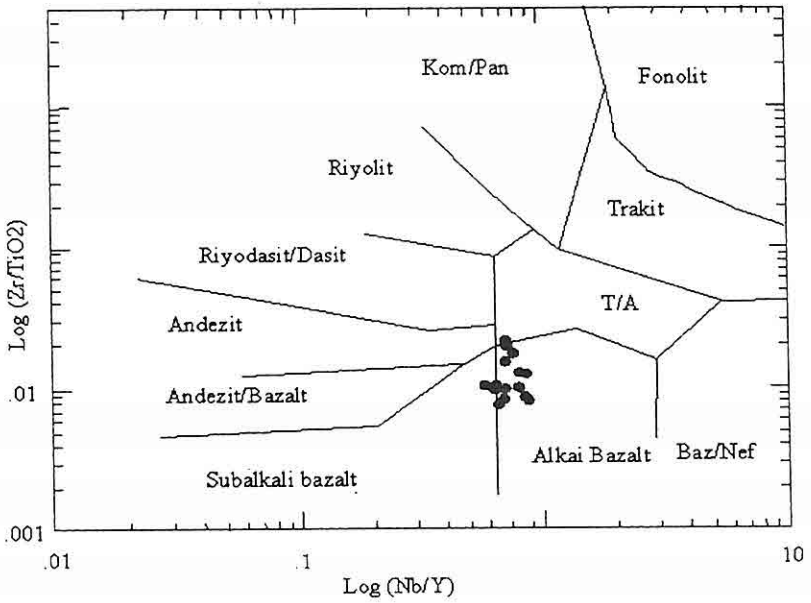
4. JEOKİMYA

Örneklerin ana ve iz element içeriklerinin belirlenmesinde Barselona ve Cumhuriyet Üniversiteleri Jeokimya laboratuvarlarında bulunan EDS- RF spektrometreleri kullanılmıştır. Tüm kayaç ana ve iz element analizleri USGS, CRDG, CCRMP, BCS, IGGE, IWG-GIT, MISC, NIST, NIM ve NRC kayaç starndartları eşliğinde gerçekleştirilmiştir.

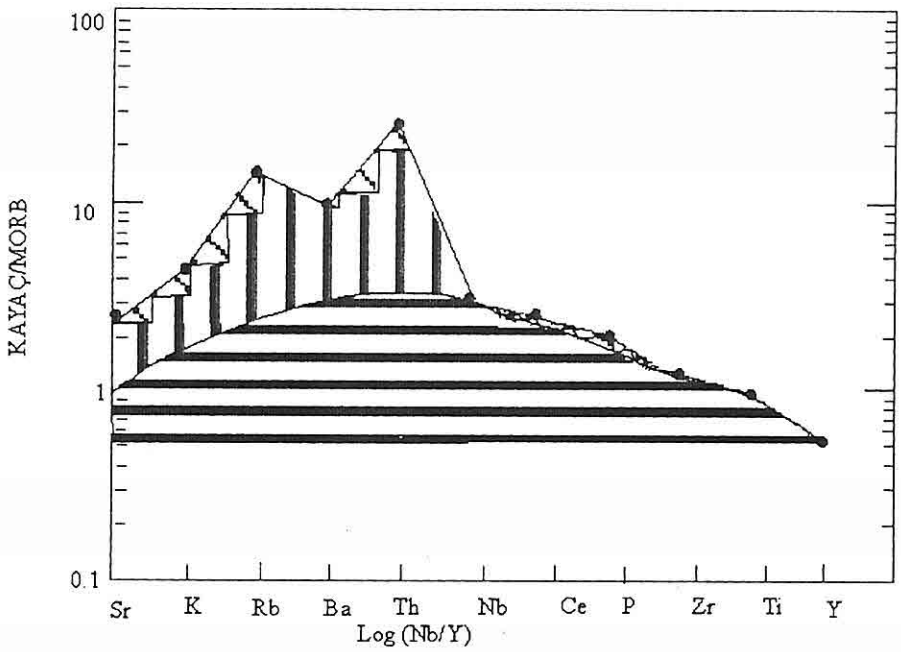
30 örneğin petrografik incelemeleri sonucunda seçilen 14 kayaç örneği analiz edilmiştir (Tablo 1). Alterasyondan etkilenmeyen ve bazaltların oluştuğu olası tektonik ortamı ve kökeni yansıttığı düşünülen duraylı elementlerden (Ti, Zr, Y ve Nb) hazırlanan diyagramlar (Pearce ve diğ., 1973; Winchester ve diğ.,1977; Pearce, 1996; Jenner, 1996) volkanitlerin değerlendirilmesinde kullanılmıştır. Nb/Y-Zr/TiO_2 volkanitlerin genelde alkali bazalt karakterinde olduğunu göstermektedir (Şekil 4).Volkanitlerin MORB 'a göre normalize edilmiş element profili , iyon yarıçaplı elementlerce önemli ölçüde zenginleşmeyi ifade etmektdir (Şek. 5). Kalıcılığı yüksek Nb ve Zr elementlerinde zenginleşme görülürken Y elementi bakımından tüketilme görülmektedir. Yüksek iyonik potansiyele sahip elementlerde gözlenen tüketilme bölümsel ergime derecesinin yüksekliği ve katı manto fazlarının duraylılığından kaynaklanabilmektedir (Wilson, 1989). Uyumsuz element içeriklerinde gözlenen zenginleşmeler, Wilson (1989) tarafından belirtildiği gibi, kıtasal plaka altındaki, litosferden veya üst manto ile kabuksal kökenden türeyen primitif bazaltik eriyiğin kabuksal kirlenmeye uğraması veya bu elementlerce zenginleşmiş bir eriyikle karşılaşmasından da kaynaklanabilir (Co ve diğ., 1979; Wilson, 1989). Kayaç/MORB diyagramında gözlenen zenginleşmeleri tanımlayabilmek için Pearce (1983) tarafından önerilen yöntem kullanılmıştır (Şek. 5).Bilindiği gibi Y elementi, bölümsel ergimenin geniş bir aralığında değişmeden kalmaktadır (Pearce, 1983). Y elementinden MORB'a paralel çizilen çizgi Gürün volkanitlerini oluşturan primitif eriyiğin bileşimini vermektedir (Şekil 5). Volkanitlerin element profili Ti elementi bakımından

Tablo 1. Karadağ volkanitleri ana % ve eser (ppm) element içerikleri.

Ör. No	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MnO	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	L. I.	Toplam	
Ar1	48,20	1,55	14,45	0,15	11,2	9,33	8,17	3,23	1,11	0,3	2,54	100,23	
Ar1-2	48,10	1,59	14,47	0,15	11,08	9,25	8,1	3,2	1,08	0,3	2,2	99,52	
Ar2	49,83	1,3	15,74	0,13	10,04	7,27	7,13	3,95	1,17	0,31	2,31	99,18	
Ar2-2	50,11	1,22	15,81	0,14	10,16	7,23	7,12	3,94	1,17	0,3	2,1	99,3	
Ar3	49,19	1,49	13,99	0,14	11,52	8,54	8,61	2,92	0,51	0,22	2,51	99,64	
Ar3-2	49,27	1,49	14,05	0,14	11,53	8,58	8,67	2,93	0,49	0,21	1,96	99,32	
VII-7a	48,62	1,36	14,12	0,12	11,52	8,07	9,08	2,46	0,32	0,21	4,1	99,98	
VII-7a2	48,51	1,38	14,10	0,12	11,5	8	9,06	2,46	0,32	0,21	3,8	99,46	
II-1a	53,8	1,3	15,66	0,13	9,38	5,65	6,25	3,93	1,38	0,28	1,15	98,91	
II-11	52,49	1,47	14,77	0,11	9,4	4,13	10,15	2,68	0,87	0,15	2,95	99,17	
IV-11	51,78	1,56	14,68	0,13	11,31	6,02	8,27	3,01	0,61	0,15	1,18	98,7	
V-15	50,52	1,45	14,21	0,13	10,65	4,89	9,91	2,61	0,79	0,12	3,32	98,6	
VII-7b	49,88	1,7	14,21	0,16	6,85	1,71	13,48	2,5	0,3	0,19	7,86	98,84	
VII-75	51,56	1,5	14,01	0,11	11,37	6,43	8,69	2,7	0,31	0,15	2,23	99,06	
I-18	59,37	1,13	15,42	0,11	7,27	3,7	6,15	3,18	1,96	0,14	0,83	99,26	
	Ba	Nb	Zr	Sr	Y	Rb	Th	Pb	Ga	Zn	Cu	V	Ce
Ar1	264,9	12,8	118,2	292	15,6	36,6	5,5	6,5	18,6	88,4	39,2	147,4	34,3
Ar1-2	264	12,8	118,2	294	15,4	37	5,4	6,4	18,7	88,3	39,2	147,5	34,2
Ar2	238	12,9	155	280,7	18,4	41,9	6,9	12,1	18,5	70,9	37	120,9	35
Ar2-2	236	12,8	154	280	18,1	42	6,8	12	18,5	70,1	37	120,8	35,2
Ar3	146,8	9,8	86,9	241,5	14,1	33,7	5,5	4,9	18,7	87,6	55,4	135,4	22
Ar3-2	145	9,6	86,9	241	15	33	5,4	4,9	18,7	87,5	55,4	135,4	22,1
VII-7a	151,8	10,4	84,4	388,4	16	6,7	3,3	4,6	19,1	86,5	48,3	128,5	14,9
VII-7a2	149	10	84,4	388	17	6,7	3,3	4,6	19	86,5	48,4	128	14,9
II-1a	118	10	135	261	13	36	1	12	18	93	41	nd	nd
II-11	159	8	87	254	10	28	1	7	17	103	46	nd	nd
IV-11	38	6	70	197	9	26	<1	4	16	93	42	nd	nd
V-15	71	7	71	238	8	25	1	5	16	94	39	nd	nd
VII-7b	115	7	83	328	10	19	1	4	18	59	47	nd	nd
VII-75	49	6	75	321	7	18	<1	3	15	93	38	nd	nd
I-18	351	10	102	229	14	52	3	17	17	92	29	nd	nd



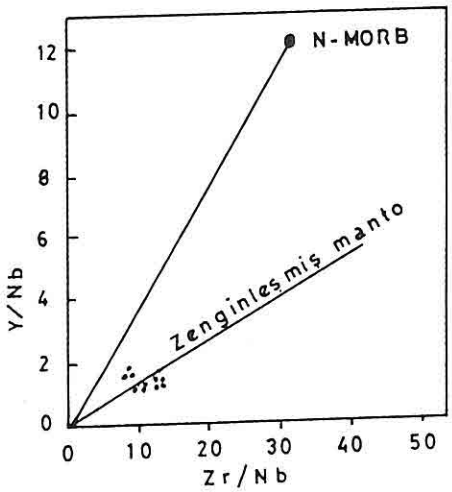
Şekil 4. Karadağ volkanitlerinin jeokimyasal ayırtman Nb/Y - Zr/TiO_2 diyagramı.



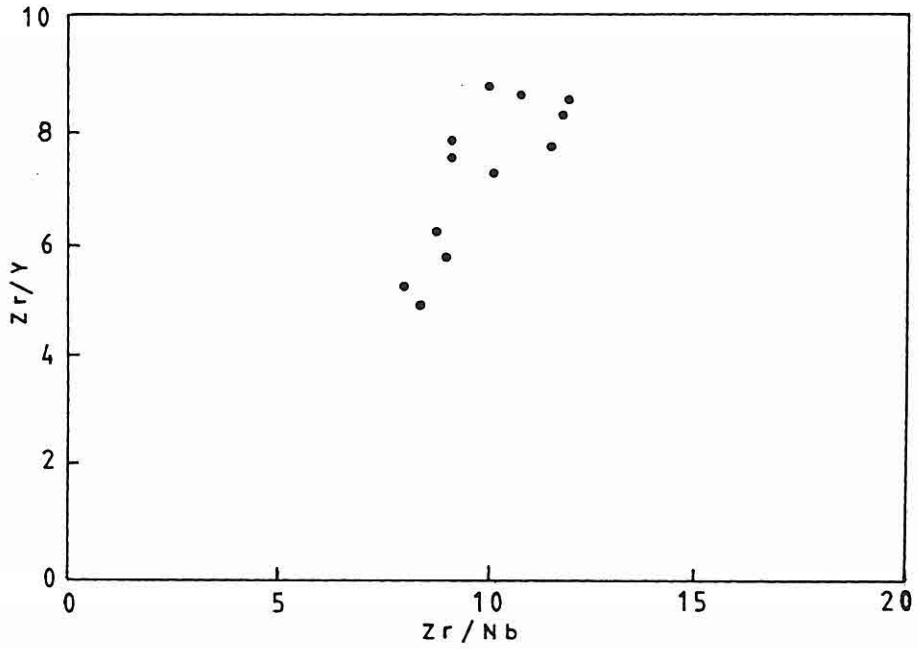
Şekil 5. Karadağ volkanitlerinin MORB'a göre normalize edilmiş element profili (Normalize değerler Pearce, 1983' den alınmıştır.).

MORB'a benzerlik sunarken Nb, Zr, Ce ve P elementleri bakımından ise zenginleştiğini belirtmektedir. Nb-Zr elementlerinde gözlenen bu zenginleşmeler kıtasal levha altındaki litosferin ve/veya üst mantonun bu elementlerce zenginleştiğini göstermektedir (Pearce, 1983; Wilson, 1989).

Y/NB-Zr/Nb diyagramı da bu volkanitlerin zenginleşmiş bir kökenden türediğini belirtmektedir (Şek. 6). Pearce (1983) tarafından önerilen yöntemle Ti elementinden Zr ve Nb elementine, Nb'den de Sr elementi için MORB'a çizilen çizginin altında kalan volkanitin Sr, K, Rb, Ba, Th, Ce ve P elementleri



Şekil 6. Karadağ volkanitlerinin Y/Nb - Zr/Nb diyagramı.



Şekil 7. Karadağ volkanitlerinin Zr/Y - Zr/Nb diyagramı.

bakımından zenginleştiğini göstermektedir. Bu zenginleşme bazaltik eriyiğin yüzeye çıkarken kıtasal kabuk tarafınan kirletildiğini belirtmektedir (Pearce, 1983, 1996 ; Wedepohl, 1985; Wilson, 1989). Petrografik incelemelerde gözlenen magma karışımı dokuları ve ksenokuvarsların varlığı, bu element zenginleşmelerinin kabuksal kökenli olabileceği ile de uyumluluk göstermektedir. Zr/Y-Zr/Nb diyagramı Karadağ volkanitlerinin zenginleşmiş bir kökenin düşük dereceli bölümsel ergimesinden türeyen eriyiklerden kaynaklanmış olabileceğini belirtmektedir (Şek.7). Bölümsel ergimenin düşük derecelerde oluşan eriyik yüksek Zr/Y ve düşük Zr/Nb oranına sahipken, yüksek bölümsel ergime derecesi yüksek Zr/Nb ve düşük Zr/Y içerikli mağmaları oluşturmaktadır (Menzeis ve diğ., 1990). Şek.7'de görüldüğü gibi volkanitlere ait örnekler düşük Zr/Nb ve yüksek Zr/Y oranlarına sahiptirler. Bu durum, volkanitlerin Şekil 6'da görüldüğü gibi, zenginleşmiş kökenin düşük dereceli bölümsel ergimesi sonucu oluşan eriyiğin ürünü olmalıdır.

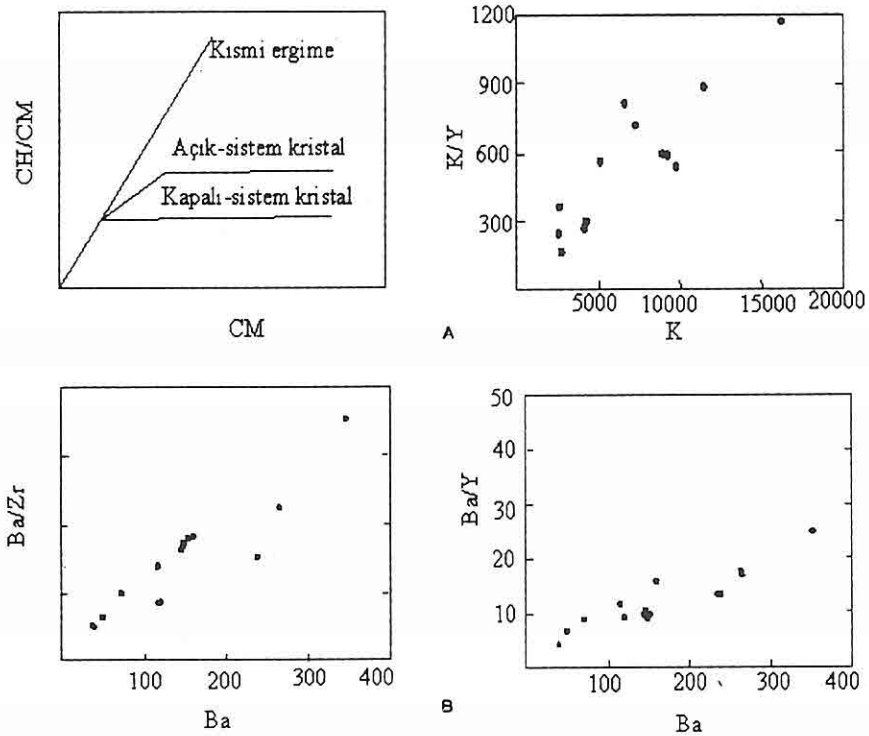
5. PETROJENEZ

Petrografik incelemeler, Karadağ volkanitlerindeki ana kristalizasyon topluluğunun olivin, klinopiroksen ve plajiyoklaz olduğunu göstermektedir.

Ancak elek dokulu plajiyoklaz, hamuru içine alarak büyümüş klinopiroksen fenokristalleri ve ksenokuvarslar gibi dokusal ve mineralojik özellikler, bu volkanitlerin evriminde magma karışımı sürecinin etkili olduğunu göstermektedir. Kayaç/MORB ve Y/Nb-Zr/Nb diyagramları, volkanitlerin HFS elementlerce zenginleşmiş bir kökenden kaynaklandığını belirtirken, Zr/Y-Zr/Nb diyagramı zenginleşmiş kökenin düşük dereceli bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu göstermektedir.

K/Y-K, Ba/Zr-Ba ve Ba/Y-Ba diyagramlarında (Şekil 8), yaklaşık orijinden geçen lineer yönelimler Karadağ volkanitlerinin evriminde fraksiyonel kristalleşmeden ziyade, bölümsel ergimenin esas faktör olduğunu açıklar. Volkanitlerin plaka içi bir karakterde olduğunu, kıtasal plaka altında yer alan litosfer veya üst manto kökeninin düşük dereceli bölümsel ergimesiyle oluştuğu ileri sürülebilir.

Sonuç olarak mineralojik-petrografik kriterler ve jeokimyasal veriler jeolojik



Şekil 8. Karadağ volkanitlerinin A) CH/CM-CM (CH: Yüksek derecede uyumsuz element içeriğinin, CM: Orta derecede uyumsuz element içeriğini tanımlamaktadır) ile K/Y-K diyagramları ve B) Ba-Ba/Zr ile Ba-Ba/Y diyagramları.

konumla birlikte değerlendirildiğinde, Suçatı fayının Orta Miyosen sırasında mantoya kadar inmesi sonucunda basınç serbestleşmesine bağlı olarak, üst mantonun bölümsel ergimeye uğramasıyla oluşan eriyikler Karadağ volkanitlerini oluşturmuş olmalıdır.

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

- Karadağ volkanitleri Orta Miyosen yaşlı Gürün formasyonu'nun üst düzeyleri (Terzioğlu üyesi) ile ardalanmalı stratigrafik ilişkisi nedeniyle Orta Miyosen yaşında olmalıdır.
- Nb/Y-Zr/Ti ayırtman diyagramı volkanitlerin alkali bazalt karakterinde olduğunu belirtir.
- Y/Nb-Zr/Nb diyagramı volkanitlerin zenginleşmiş bir kökenden türediğini gösterebilir.
- Sr, K, Rb, Ba, Th, Ce ve D elementleri bakımından zenginleşmeler görülmektedir. Bu zenginleşmeler bazaltik eriyiğin yüzeye çıkarken kıtasal kabuk tarafından kirletildiğini düşündürür (Pearce, 1983, 1996; Wedepohl, 1985; Wilson, 1989).
- Zr/Y-Zr/Nb diyagramı Karadağ volkanitlerinin bu elementlerce zenginleşmiş bir kökenin düşük dereceli bölümsel ergimesinden türeyen eriyiklerden kaynaklanmış olabileceğini belirtir.
- Gürün volkanitlerine ait örnekler düşük Zr/Nb ve yüksek Zr/Y oranlarına sahiptir. Menzies ve Kyle (1990)bu özelliğin bölümsel ergimenin düşük derecelerde olduğunu belirtmektedir.
- K/Y-K, Ba/Zr-Ba ve Ba/Y-Ba diyagramları Karadağ volkanitlerinin bölümsel ergimenin esas faktör olduğunu tanımlamaktadır.
- Volkanitlerin plaka içi bir karakterde olduğu, kıtasal plaka altında yer alan litosfer veya üst manto kökenin düşük dereceli bölümsel ergimesiyle oluştuğu söylenebilir.
- Suçatı fayının Orta Miyosen sırasında mantoya kadar inmesi sonucunda, basınç serbestlemesi nedeniyle, üst mantonun bölümsel ergimeye uğramasıyla oluşan eriyikler Karadağ volkanitlerini oluşturmuş olmalıdır.
- Karadağ volkanitleri Erciyes Dağı başlangıç volkanizması alkali olivinli bazaltlar (Ayrancı, 1970) ile Malatya kuzeyindeki bazalt, bazaltik andezit bileşimli Yamadağ volkanitleri (Önal, 1998) ile yaş ve kimyasal bileşim bakımından eşleştirilebilir.

7. TEŞEKKÜR

YDABÇAG-565 nolu çalışmayı destekleyen TÜBİTAK'a teşekkürü bir borç biliriz.

8. KAYNAKLAR

Atabey, E., Bağırsakcı, S., Canpolat, M., Gökkaya, K. Y., Günal, S ve Kılıç, N., 1994, Gürün, Kangal (Sivas) - Darende-Hasançelebi (Malatya) arasının jeolojisi: MTA Rap No: 9760

Ayrancı, B., 1970, Orta Anadolu'da Kayseri civarındaki Erciyes volkanik bölgesinin petroloji ve jeolojisi: MTA Der., 74.

Aziz, A., Meşhur, M. ve Serdar, H. S., 1979, Sarız Pınarbaşı-Kaynak dolayının

jeolojisi ve hidrokarbon olanakları : TPAO Rap. No:1357.

Aziz, A. ve Erakman, B., 1980, Tufanbeyli (Adana) Sarız (Kayseri)-Gürün (Sivas) ilçeleri arasında kalan alanın jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: TPAO Rap. No: 1526.

Aziz, A., Erakman, B.,Kurt, G. ve Meşhur, M.,1982, Pınarbaşı-Sarız-Gürün ilçeleri arasında kalan kısmın jeoloji raporu: TPAO Rap. No: 1601

Co, K.G., Bell, J.D. ve Panıchurst, R. J., 1979, The interpretation of igneous rocks: George, Allen and Unwyn, London.

Erkan, E., Özer, S., Sümergen, M. ve Terlemez, İ., 1978, Sarız-Şarkışla-Gemerek Tomarza alanının temel jeolojisi: MTA Rap. No: 6546.

Granit, S., 1990, Darende-Gürün dolayının jeolojisi ve petrol olanakları: MTA derl., Rap. No: 9048.

Irvine, T.N. ve Barager, W.R.A., 1971, Aguide to chemical classification of common volcanic rocks: Earth Sci., 8, 523-547.

Jenner, G. J.,1996, Trace element geochemistry of igneous rocks: Geochemical nomenclature and analytic geochemitry; In: Wyman, D.A.(ed).Trace element geochemistry of volcanic roks: Application for massive sulphide ploration, Geol.Ass of Canada, Short Course Notes, V.12, P.s.1-78.

Kurtman, F., 1978, Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri: MTA Der. 91, 1-12.

Menzies, M. ve Kyle, P.R., 1990. Continrental volcanism: a crust-mantle probe. In: Continrental mantle: Menzies, M.A. (Ed), Clarenden Press, Oxford, 157-177.

Midllemost, E.A.K., 1977, The basalt clan: Earth Sci.Review 1,51-57.

Önal, M., 1998, Malatya baseni doğu kesiminin (Muşardağı dolayı) jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: TPAO Rap. No: 3863.

Önal, M., Helvacı, C., Ceyhan, F., 2001, Gürün (Sivas) Orta Miyosen havzasının jeolojisi : TPDJ (yayında).

Pearce, J.A. ve Carn, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: Earth Planet Sci. Lett., v. 19, P. 290-300.

Pearce, J.A., 1983, Role of the Sub-continental lithosphere in mağma genesis at active continental margins, In: Howkesworth, C. J. and Norry, M., J. (Eds), continental basalts and mant-le enoliths: Shiva, Nantwich, P. 230-249.

Pearce, J. A., 1996, A. user's guide to basalt discrimination diagrams; In: Wyman, D.A.(Ed) Trace element geochemistry of volcanic roks: Application for massive sulphide e ploration, Geol. Ass. Of Canada, Short Course Notes, V.12, P. 79-113.

Wedepohl, K.H., 1985, Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessiaan Depression: Contrib. Mineral. Petrol., 89,122-143.

Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis: Unwin Hyman, London.

Wincherter, J.A. ve Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differantiation product using immobile elements: Chem. Geol., V. 20, P. 325-343.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | ARALIK DECEMBER | 2001 | SAYI NO 39 | ISSN 1019-1003

AHİLER (Sivrihisar-ESKİŞEHİR) SEPİYOLİTİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Fazlı ÇOBAN

Balıkesir Ü., Meslek Yüksekokulu - Maden Programı, Balıkesir/Türkiye

ÖZET: *Sivrihisar göl baseninde alkalin ve tuzlu ortam koşullarında oluşmuş Neojen sepiyolit yatakları bulunmaktadır. Bölgedeki sepiyolitler başlıca üç tiptir, 1) Organik madde yönünden zengin siyah sepiyolitler, 2) Organik madde yönünden fakir kahverengi sepiyolitler, 3) % 20-40 oranlarında dolomit içeren dolomitli sepiyolitler. Sepiyolitlerin oluşum koşullarını açıklayabilmek için, sepiyolit örnekleri üzerinde x-ışınları yansıması (XRD), ana, iz, nadir toprak elementleri (REE) ve karbon izotop ($\delta^{13}C$) analizleri yapılmıştır.*

Sepiyolitler ideal kristal yapıdadır ve etilen glikol ile doyurulduğunda az bir şişme (0.04 °A) gösterir. Sepiyolitin oktaedral yapısındaki esas katyonlar sırasıyla Mg, Al, Fe ve Ti'dur. Kimyasal analizlere göre; Sr, Ba, Mo, Sc, Li, As, Br ve Cl sepiyolitlerde en fazla bulunan eser elementlerdir. Aynı şekilde 3120 ppm ile 5716 ppm arasında değişen yüksek V değerleri çökelme sırasında indirgen koşulların varlığını belirtmektedir. Ayrıca, V içeriğinin alttan üste doğru azalması istifin üst kesimlerine doğru indirgen koşulların değiştiğini ve yükseltgen koşulların hakim olduğunu işaret eder. Sepiyolitlerde REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) miktarı ortalama 13.72 ppm olarak belirlenmiştir. Ahiler sepiyoliti REE değerleri, normalize edilmiş Kuzey Amerikan Şeyl Komposit (NASC) değerlerine göre Hafif Nadir Toprak Element (LREE) içerikleri yönünden bir fakirleşme gösterir.

Sepiyolitlerdeki organik karbon miktarı % 0.38 ile 2.56 arasında değişmektedir. Tüm sepiyolit örneklerinde yüksek olan C/N oranı (ortalama 28.26) ileri derecede bir ayrışmayı gösterir. $\delta^{13}C$ değerleri (ortalama - 26.22 % o) çok düşüktür. Buna göre, organik malzeme, C3 bölgesinde (fazla nemli ve soğuk koşullarda) yaşayan bitkilerden türemiştir.

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF AHİLER SEPIOLITE (Sivrihisar-ESKİŞEHİR)

ABSTRACT: *Sepiolite deposits were formed in Sivrihisar Neogene lacustine basin under alkaline and saline conditions. Three types of sepiolite have been determined in the Neogene basin; 1) Black sepiolite (rich in organic matter), 2) Brown sepiolite (poor in organic matter), 3) Dolomitic sepiolite (dolomite content is 20-40 %). X-ray diffraction (XRD), major, trace, rare earth element (REE) and carbon isotope ($\delta^{13}C$) analyses were performed on the sepiolite samples to explain the conditions of the formation of sepiolites.*

Sepiolites were formed ideal crystal structure and expand slightly (0.04 °A) when the sample is solvated with ethylene-glycol. Mg, Al, Fe and Ti are the main cations in octahedral sites of the sepiolite structure. Chemical analyses showed that Sr, Ba, Mo, Sc, Li, As, Br and Cl are the most abundant trace elements in the sepiolites. It is also found that high V content ranging from 3120 ppm to 5716 ppm suggest the presence of anoxic conditions at the time of deposition. In addition, decreasing in vertical distribution in V content also indicates that anaerobic conditions change to aerobic conditions upward sequence. The amount of total REE's (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) are the average of 13.72 ppm. In comparison with the NASC (North American Shale Composite) pattern, Ahiler sepiolite shows a depletion in Light Rare Earth Elements (LREE).

The organic carbon content ranges from 0.38 to 2.56 wt %. The C/N ratio is high (average of 28.26) in all sepiolite samples suggesting highly advance stage of decomposition. $\delta^{13}C$ values are very low (average - 26.22 % o) in sepiolites, indicating organic material derived from distinct C3 pathway plants (living under cool and high moisture conditions).

1. GİRİŞ

Sivrihisar (Eskişehir) Neojen gölsel baseninde ekonomik sepiyolit yatakları bulunmaktadır. Sepiyolitin, eser element ve nadir toprak element içerikleri ile duraylı izotoplarının ($\delta^{13}C$ ve δ 18O) beraberce değerlendirilip, bu verilerin sepiyolitin oluşum ortamının özelliklerinin belirlenebilmesi amacına yönelik sınırlı sayıda araştırma bulunmaktadır (Savin, 1973; Bonnot-Curtois, 1981; Torres-Ruiz ve diğ.; 1994). Literatürdeki ayrıntılı jeokimyasal incelemeler çoğunlukla paligorskit üzerinde yapılmış olan çalışmalardır (Chahi ve diğ.; 1993; Torres-Ruiz ve diğ.; 1994; Lopez-Galindo ve diğ.; 1996a).

Bu çalışmada gölsel ortamda oluşmuş Ahiler sepiyolitlerinin jeolojik-mineralojik özellikleri incelenmiş; sepiyolitler üzerinde eser element, nadir toprak element ve duraylı izotop ($\delta^{13}C$) analizleri yapılmıştır. Verilere göre, bölgedeki sepiyolitlerin oluşum ortam koşulları hakkında yeni bilgiler elde edilmeye çalışılmıştır.

2. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

İnceleme alanındaki ölçülü stratigrafik kesit boyunca çeşitli sepiyolit ve kaya örnekleri alınmış, bu örnekler üzerinde, optik mikroskop, x-ışınları difraktometresi incelemeleri (tüm kaya ve kil boyutu), kimyasal analizler (ana, eser element ve nadir toprak element) ve karbon izotop ($\delta^{13}C$) tayinleri yapılmıştır.

Farklı özellikteki 6 adet sepiyolit örneği üzerinde gerçekleştirilen tüm kaya ve kil boyutu x-ışınları incelemeleri Sheffield Üniversitesi (İngiltere) Analitik Bilimler Merkezi laboratuarlarında, Phillips PW 1390 model x-ışınları difraktometresi ile yapılmıştır. Kil boyutu ayırımı Jackson (1975)'a göre yapılmış; örneklerin normal, etilen glikollü ve ısıtılmış (550 °C ve 800 °C) difraksiyon

kayıtları alınmıştır. Sepiyolit, paligorskit ve diğer mineral % oranları, Lopez-Galindo ve diğ. (1996b) tarafından önerilen metotlar ile belirlenmiştir.

Sepiyolit örneklerinin tüm kaya ve kil boyutu kimyasal incelemeleri ACME Analytical Laboratories (Kanada) laboratuarlarında yaptırılmıştır. Si, F, Cl ve Nadir Toprak Elementleri (REE) dışındaki tüm kimyasal analizler ICP (Inductively Coupled Plasma) ile, REE içerikleri ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) ile; Si ve Cl içerikleri de Atomik Absorbsiyon yöntemi ile belirlenmiştir. Diğer taraftan, ölçülmüş stratigrafik kesit boyunca alınan 5 adet sepiyolit örneğinin % C, % N ve karbon izotop ($\delta\ ^{13}C$) tayinleri, Hebrew Üniversitesi (İsrail) Ziraat Fakültesi laboratuarlarında yaptırılmıştır.

3. JEOLOJİ

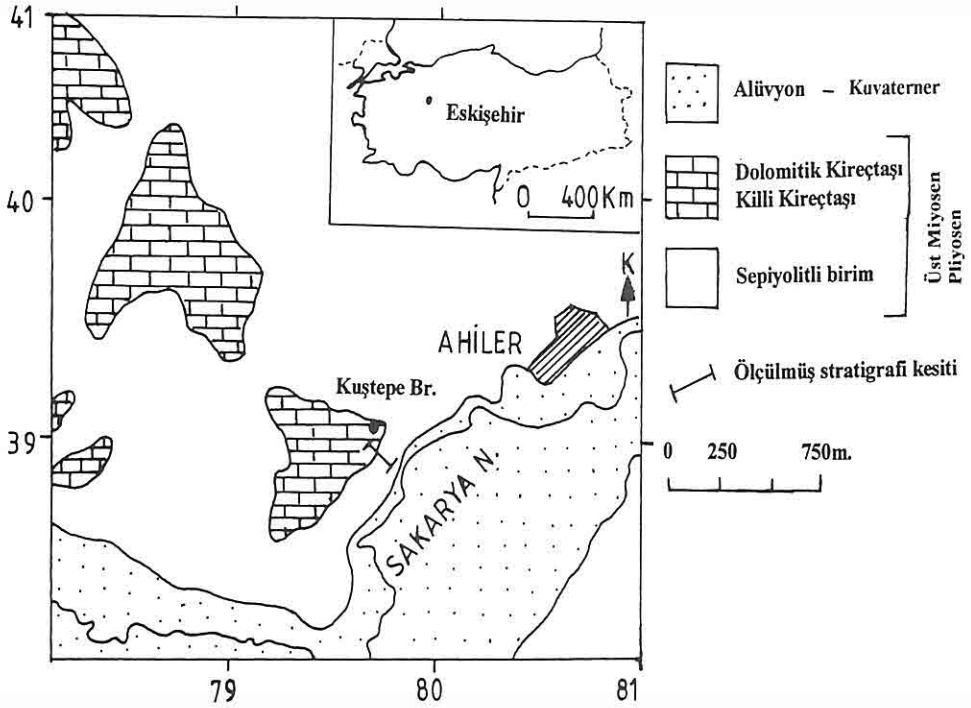
İnceleme bölgesi ve yakın çevresinde Neojen öncesi ve Neojen kayalar bulunmaktadır. Neojen öncesi temeli oluşturan Mesozoyik ve Paleozoyik kayalar çalışma alanının dışında kuzeydoğu'da Kayakent (Holanta) yöresinde yüzlek vermektedir. Bu yörede Paleozoyik metamorfik kayalar başlıca biyotit şist, kuvars şist ve mermerlerden meydana gelmektedir. Neojen'in aşınmasıyla yüzlek veren harzburjit ve serpantinitler ise Mesozoyik (Üst Kretase) yaşlıdır (Ece ve Çoban, 1992; Yeniyol, 1992; Çoban, 1993; Kibici ve diğ., 1993; Ece ve Çoban, 1994).

Neojen birimler, tektonik kontrollü volkanosedimanter bir ortamda çökelmiştir. Tektonizmanın etkin olmadığı Miyosen döneminde kumtaşı, kireçtaşı ve jipslerin çökelimi gerçekleşmiş, kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı-güneydoğu yönlü hareketlerin etkili olduğu Pliyosen'de evaporitik gölsel kayalar ile geçişli, akarsu-göl birliğini temsil eden kırıntılı birimler oluşmuştur. Gölsel Pliyosen istifi bölge genelinde jipsli kil, dolomit + sepiyolit ve fosilli kireçtaşı şeklinde 3 zona ayrılabilmektedir (Gençoğlu, 1994). Diğer taraftan, tüfler değişik zamanlarda çökelmeye eşlik etmiştir (Yeniyol, 1992).

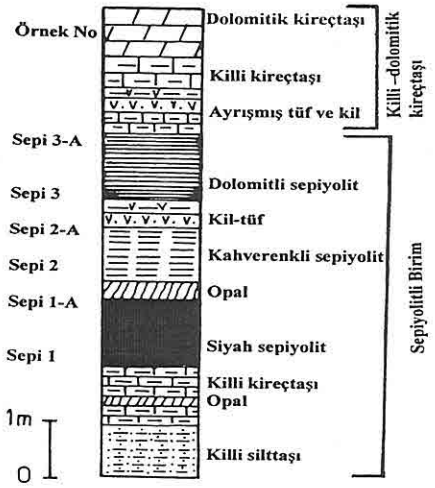
İnceleme alanında Üst Miyosen - Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı kayalar bulunmaktadır. Üst Miyosen-Pliyosen'e ait kayalar başlıca iki kısıma ayrılabilmektedir. 1) Sepiyolitli Birim, 2) Killi-dolomitik kireçtaşları (Şekil 1, 2).

Sepiyolitli Birim: Üç farklı seviyede sepiyolit kapsayan bu litolojik istifin tabanında ince tabakalı sarımsı-boz renkli killi silttaşları bulunmaktadır. Silttaşları ile arakatkılı olan killer illitik karakterlidir. Silttaşları üzerindeki opal ara seviyeli, ince-orta tabakalı killi mikritik kireçtaşları 1 metre kalınlıktadır. Killi mikritik kireçtaşları üzerine gelen ve tabanında turba karakteri gösteren 1.2 metre kalınlıktaki ilk sepiyolit seviyesi koyu siyah renkli, organik madde yönünden zengin olup, çok ince karbonat (kalsit, dolomit) damarları kapsar. Siyah sepiyolit üzerindeki opal düzeyi, koyu siyah renkli ve çok serttir.

Bir metre kalınlığındaki kahverenkli ikinci sepiyolit seviyesinde organik madde azdır ve alt kesimlerinde 1 ile 5 mm



Şekil 1. İnceleme bölgesinin jeoloji haritası.



Şekil 2. Sepiyolitli birim içinde belirlenmiş ölçülü stratigrafik kesit (Ahiler batısı).

kalınlıkta kükürt içerikli damarlar bulunur. Kahverenkli sepiyolit seviyesi üzerinde bulunan beyazımsı-gri montmorillonitler ve ayrışmış tüfler, yer yer kalsit katkılıdır.

Organik madde içermeyen ve opal mercekleri kapsayan açık kahverengimsi bej renkli üçüncü sepiyolit seviyesi 1.25 metre kalınlıkta olup, dolomitli sepiyolit özelliği gösterir. Sepiyolitli birim ölçülmüş kesit dahilinde toplam 6 metre kalınlıktadır.

Killi-dolomitik kireçtaşı: Dolomitli sepiyolitler üzerine gelen birimin tabanında ince tabakalı killi mikritik kireçtaşları bulunmaktadır. Ayrışmış tüf

ve montmorillonit düzeyleri kapsayan killi kireçtaşları üst kesimlerinde orta-kalın tabakalı, bol ostrakod ve gastropod fosilli killi kireçtaşlarına geçiş gösterir. En üst kesimlerde bulunan kalın tabakalı, dolomitik kireçtaşları çok serttir ve yer yer silisifiye olmuşlardır.

4. MİNERALOJİK İNCELEMELER

Ölçülmüş stratigrafik kesit boyunca gözlenen kayalardan ve farklı stratigrafik seviyelerde bulunan sepiyolitlerden alınan örnekler üzerinde tüm kaya ve kil boyutu x-ışınları toz difraksiyonu (XRD) incelemeleri yapılmıştır. Ayrıca sepiyolitlere ait yönlenmiş örneklerden normal, etilen glikollü ve ısıtılmış (550 ve 800 °C) difraksiyon kayıtları alınmıştır.

Litolojik istifin en alt seviyesini oluşturan killi silttaşlarında illit + kuvars + feldspat + kalsit parajenezi egemendir. Bu mineral parajenezine bazı kesimlerde maksimum % 5 oranlarında opak mineral ve volkanik cam eşlik edebilmektedir. Sepiyolit düzeylerinden derlenen örneklerin kil boyutu x-ışınları incelemelerinde sepiyolite eşlik eden başlıca mineral olarak dolomit ve paligorskit saptanmıştır. "Dolomitli sepiyolit" seviyesinde belirlenen dolomit oranı %20 ile %40 arasında değişmektedir. Paligorskit ise "siyah sepiyolit" ve "kahverenkli sepiyolit" seviyelerinde saptanmış, heriki seviyede de maksimum % 10 oranında paligorskit bulunmaktadır. "Dolomitli sepiyolit" seviyesinde sepiyolit ve dolomit dışında maksimum % 5 oranlarında kuvars ve illit bileşime giren diğer mineralleri oluşturmaktadır. Özellikle "kahverenkli sepiyolit" seviyesi üzerinde ve daha üst kesimlerde yeralan ayrışmış tüf düzeylerindeki montmorillonit, Ca-montmorillonit'tir ve % 60-75 oranlarında bileşime katılmıştır. Gerek sepiyolit seviyeleri ile ilişkili olarak ve gerekse litolojik istifin alt kesimlerinde kireçtaşları arasında gözlenen opal oluşumları, opal-CT karakterlidir. Litolojik istifin en üst kısmını oluşturan dolomitik kireçtaşlarında saptanan dolomit alt kesimlerde % 75, üst kesimlerde ise % 90 oranında bileşime girmiş olup, alt kesimlerde Ca-dolomit, üst kesimlerde ise ideal dolomit özelliği göstermektedir (Graf ve Goldsmith, 1958).

XRD incelemelerinde sepiyolit için karakteristik pikler 12.5 °A, 4.49 °A, 4.30 °A, 3.75 °A, 3.36 °A, 2.56 °A, 2.44 °A ve 2.26 °A olarak verilmektedir (Bailey, 1984). Diğer taraftan yapılan incelemelerde etilen glikolllü XRD kayıtlarında sepiyolit'in (110) yüzeyine ait yansıma değerinin genellikle değişmeyip aynı kaldığı (Nathan, 1970); 500 - 600 °C arasında ısıtılmış XRD kayıtlarında ise (110) yüzeyine ait yansıma değerinin 10.4 °A olduğu (Nathan, 1970), 800 °C ve daha yukarı sıcaklıklarda ise enstatit, forsterit ve plajiyoklas gibi yeni mineral oluşumlarının ortaya çıktığı belirtilmektedir (Echle, 1978).

İnceleme konusu sepiyolitlerden kahverenkli sepiyolit seviyesine ait yönlenmiş örnekler üzerinde yapılan toz difraksiyon çekimlerinde, sepiyolit için karakteristik olan (110) yüzeyine ait yansıma değeri 12.01 °A olarak elde

edilmiştir. Belirlenen diğer pikler de yine sepiyolit'e ait karakteristik piklerdir. Etilen glikollü kayıtlarda (110) yüzeyine ait yansıma değeri 12.05 °A olarak elde edilmiş; 550 °C ısıtma sonucunda (110) pik değerinin 10.42°A olduğu ve pik şiddetinde bir düşme meydana geldiği, 800°C ısıtma sonucunda ise feldspat'a dönüşüm izlenmiştir (Şekil 3). Buna göre incelenen kahverenkli sepiyolit seviyesine ait örneklerde 0.04°A bir şişme görülmektedir. Eskişehir bölgesi sepiyolitleri üzerinde yapılan incelemelerde bölgedeki bazı tabakalı sepiyolitlerin (Kurtşeyh yöresi) 0.036°A ile 0.09°A arasında değişen şişme gösterdikleri ve ortalama 825°C sıcaklıkta sepiyolitin (kimyasal bileşimine bağlı olarak) feldspat ve enstatit'e dönüştüğü belirlenmiştir (Ece ve Çoban, 1992). Şişme ile ilgili benzer sonuçlar Yunak sepiyoliti (Yeniyol ve Öztunalı, 1985) ve Hekimhan yöresi sepiyolit oluşumları (Bozkaya ve Yalçın, 1993) üzerinde yapılan çalışmalarda da elde edilmiştir.

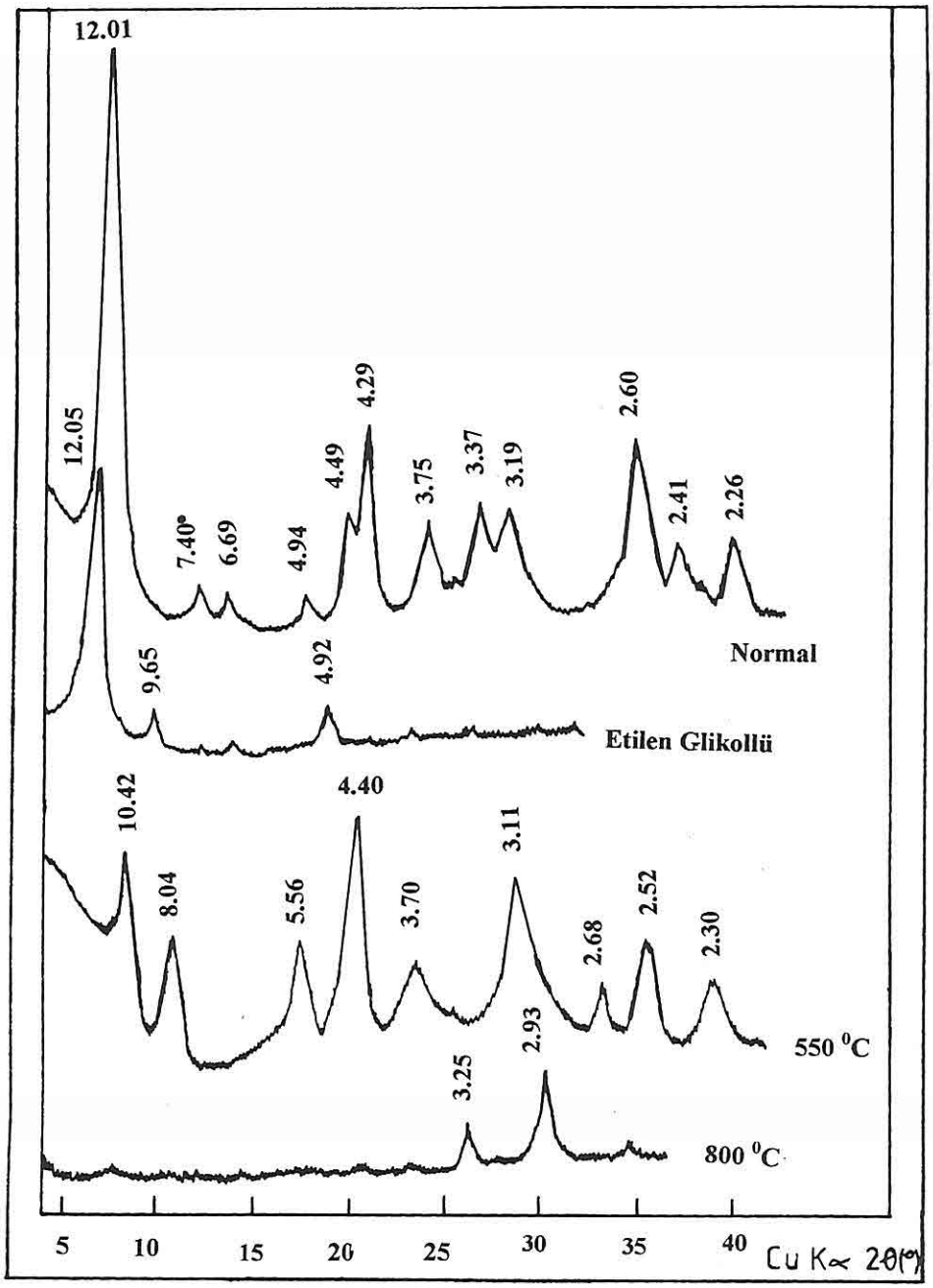
Siyah sepiyolit ve dolomitli sepiyolit örnekleri üzerinde yapılan XRD incelemelerinde de sepiyolite ait karakteristik pikler elde edilmiştir. Siyah sepiyolit seviyesindeki örneklerde organik madde ve paligorskit oranları alttan üste doğru azalmakta, dolomitli sepiyolit seviyesindeki dolomit oranları ise alttan üste doğru artmaktadır. Diğer taraftan, siyah ve kahverenkli sepiyolit seviyelerinde belirlenen paligorskite ait (110) yüzeyi yansıma değeri ise 12.52 °A olarak belirlenmiştir. XRD incelemelerine göre; Ahiler sepiyolitlerinin iyi kristallenmiş özelliklere sahip olduğu, 0.04 °A şişme gösterdikleri, 800 °C ısıtma sonucunda ise bileşimine bağlı olarak feldspat'a dönüşmeye başladıkları belirlenmiştir.

5. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

5.1. Ana, Eser ve Nadir Toprak Element Jeokimyası

İnceleme bölgesindeki farklı 3 sepiyolit seviyesinden derlenen 6 adet karakteristik sepiyolit örneği üzerinde ana, eser ve nadir toprak element incelemeleri yapılmış, sepiyolitlerin 32 oksijen bazına göre (Weaver ve Pollard, 1973) yapısal formülleri hesaplanmıştır (Tablo 1).

Sepiyolitlerin yapısal formülleri incelendiğinde, birim hücrede 0.02-0.33 atom tetraedral yerdeğiştirme olduğu görülmektedir. Bir başka ifadeyle tetraederlerdeki Si ile Al arasındaki yerdeğiştirme (Sepi 2 örneği hariç) çok azdır. Oktaederlerdeki esas katyon olan Mg'a sırasıyla Al, Fe ve Ti eşlik etmektedir. Örneklerdeki toplam oktaedral katyonlar 7.47 ile 7.99 arasında değişmektedir. Yapraklar arası katyonlar ise sırasıyla Ca, K ve Na'dur. İnceleme konusu sepiyolitlerin kimyasal ve oktaedral bileşimleri üçgen diyagramlara aktarılmış ve Si-Mg-(Al+Fe^{3+}) diyagramında sepiyolitlerin, Weaver ve Pollard (1973) tarafından tanımlanan alanda bulunduğu belirlenmiştir (Şekil 4). Benzer olarak analiz sonuçları, oktaedral bileşimi esas alan Al-Mg-Fe^{3+} üçgen diyagramında incelendiğinde sözkonusu



Şekil 3. Sepiyolitlerin Normal, Etilen Glikollü ve ısıtılmış (550 °C ve 800 °C) XRD kayıtları (Örnek No: Sepi 2).

Tablo 1. Sepiyolitlerin ana element kimyasal analiz (% ağırlık) sonuçları ve yapısal formülleri.

	SEPİ 1	SEPİ1-A	SEPİ2	SEPİ 2-A	SEPİ3	SEPİ 3-A
SiO_2	61.48	56.89	57.95	57.04	59.65	60.02
Al_2O_3	1.06	0.75	0.80	0.91	0.88	0.98
Fe_2O_3	1.36	0.48	0.45	1.08	0.42	0.95
MgO	24.86	23.86	25.87	24.15	24.86	24.56
CaO	0.45	0.10	2.42	0.20	1.18	2.08
Na_2O	0.18	0.08	0.03	0.03	0.03	0.10
K_2O	0.45	0.02	0.03	0.09	0.22	0.18
TiO_2	0.05	0.05	0.02	0.05	0.03	0.02
MnO	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
P_2O_5	0.09	0.04	---	0.04	----	----
SO_3	0.68	0.25	0.02	0.38	----	0.01
A.Z.	9.20	16.53	11.91	15.65	11.58	9.96
Toplam	**99.89**	**99.06**	**99.52**	**99.63**	**98.87**	**98.96**
Tetraedra						
Si	11.96	11.93	11.67	11.97	11.93	11.98
Al	0.04	0.07	0.33	0.03	0.07	0.02
T.Y	0.04	0.07	0.33	0.03	0.07	0.02
Oktaedra						
Al	0.24	0.17	0.17	0.20	0.20	0.16
Ti	0.02	0.007	0.004	0.01	0.003	0.003
Fe	0.19	0.07	0.04	0.15	0.06	0.08
Mg	7.21	7.49	7.78	7.51	7.41	7.23
O.Y	0.21	0.27	0.20	0.11	0.39	0.81
O.K	7.85	7.73	7.99	7.87	7.67	7.47
Değişebilir Katyonlar						
Ca	0.09	0.01	0.50	0.01	0.25	0.72
Na	0.06	0.02	0.004	0.01	0.009	0.03
K	0.10	0.005	0.003	0.02	0.05	0.04
Y.Y	0.34	0.045	1.007	0.05	0.55	0.79
T.Y.Y	0.25	0.34	0.53	0.14	0.47	0.83

A.Z: Ateş Zayiatı, T.Y: Tetraedral Yük, O.Y: Oktaedral Yük, O.K: Toplam Oktaedral Katyon, Y.Y: Yapraklararası Yük, T.Y.Y: Toplam Yaprak Yükü.

sepiyolitlerin yine Weaver ve Pollard'ın (1973) tanımladığı sepiyolit bölgesinde yeraldığı görülmektedir (Şekil 5).

Ahiler sepiyolit örneklerinde yapılan eser ve Nadir Toprak Element analiz sonuçları Tablo 2'de, Tablo 3'te ise Nadir Toprak Elementleri (REE), TRTE (Geçiş Serisi Eser Elementler), HREE (Ağır Nadir Toprak Elementleri), LREE (Hafif Nadir Toprak Elementleri) ve bazı eser element (B, Sr, Li) içeriklerinin diğer bazı sepiyolitler ile karşılaştırılması verilmiştir. Tablo 2'den de görüldüğü gibi incelenen örneklerde Mo, Rb, Br, As, Sr, Cl, Ba, V, Sc ve Li içeriklerinin yüksekliği dikkat çekicidir. Bu elementlerden Sr hariç diğerlerinin içerikleri alttaki siyah sepiyolit seviyesinde en fazla üstteki dolomitli sepiyolit seviyesinde ise en azdır. Benzer özellik REE içeriklerinde de gözlenmektedir. Buna göre; alttaki organik madde yönünden zengin siyah sepiyolit örneklerinde ortalama REE: 15.82 ppm, kahverenkli sepiyolitlede 13.87 ppm ve üstteki dolomitli sepiyolitlerde ise ortalama REE: 11.495 ppm olarak belirlenmiştir. Ahiler sepiyolit örnekleri, doğrudan çökelme ile oluşmuş İspanya sepiyoliti (Torres-Ruiz ve diğ., 1994) ve dolomit ornatması/deniz suyundan doğrudan çökelme yolu ile oluşmuş Paleosen yaşlı Hekimhan yöresi sepiyoliti (Yalçın ve Bozkaya, 1995) ile karşılaştırıldığında aralarında bazıfarklılıklar göze çarpmaktadır. Tablo 3'te de görüleceği gibi Ahiler sepiyolitinde Sr, Ba ve Li içerikleri diğerlerine göre daha yüksektir. Benzer olarak TRTE içeriği açısından karşılaştırma yapıldığında Ahiler sepiyoliti, yüksek V içerikleri hariç tutulduğunda İspanya sepiyoliti ile hemen hemen benzer TRTE değerlerine sahiptir. Buna karşın REE içeriği İspanya sepiyolitinden daha düşük olup, Hekimhan sepiyoliti ile benzer değere sahiptir.

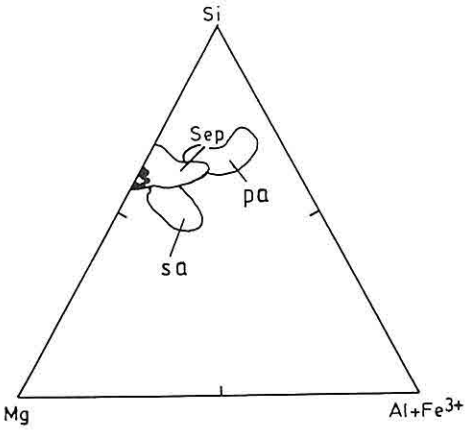
Diğer taraftan, inceleme konusu sepiyolitlerin REE içerikleri ve NASC (North American Shale Composite; Gromet ve diğ., 1984) REE içerikleri kondritler ile karşılaştırılmıştır. Buna göre örnekler normalize kondritlere göre bir zenginleşme gösterir. Benzer olarak örnekler NASC paterni ile karşılaştırıldığında ise, REE yönünden bir tüketilme olduğu görülmüştür. Şekil 6'da da görüleceği gibi bu tüketilme özellikle hafif REE'de daha fazla olarak ortaya çıkmakta olup, özellikle Eu için maksimum tüketilme sözkonusudur. Buna karşın Tb için bağıl bir zenginleşmeden bahsedilebilir. Ağır REE içerikleri yönünden değişiklik gösteren örneklerdeki Tm, NASC'a göre bağıl bir zenginleşme, Er ise bağıl bir fakirleşme göstermektedir. REE incelemelerine göre, Ahiler sepiyolitinde özellikle hafif REE yönünden bir tüketilme olduğu ortaya çıkmaktadır.

5.2 Karbon İzotop İncelemeleri

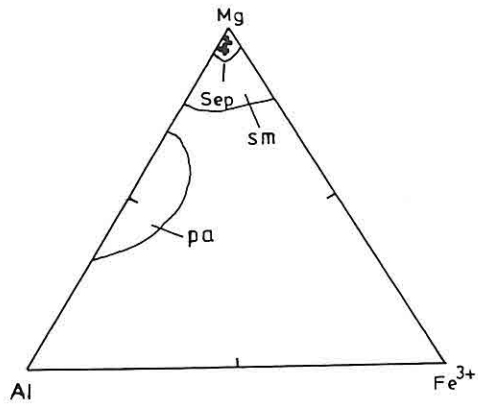
İnceleme bölgesinden alınan karakteristik 5 adet sepiyolit örneği üzerinde % C, % N miktarları ve karbon izotop ($\delta^{13}C$) incelemeleri yapılmıştır (Tablo 4).

Tablo 2. Sepiyolitlerin Eser Element ve Nadir Toprak Element (REE) içerikleri.

	SEPİ 1	SEPİ 1-A	SEPİ 2	SEPİ 2-A	SEPİ 3	SEPİ 3-A
Eser Elementler (ppm)						
Ni	7	6	4	5	8	8
Co	3	2.5	1	1.5	3	3
Sr	40745	48675	8342	8500	58390	50464
Ba	470	468	297	295	143	150
V	5716	5450	4589	4476	3395	3120
Cr	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	<10	<10	<10	10	11	<10
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Li	149	145	146	142	94	86
Y	2	2	<1	2	<1	<2
Rb	254	246	124	74	17	20
Zr	<1	<1	<1	<1	5	5
Nb	5	4	2	2	1	2
Cs	48	48	66	65	1	1
Hf	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	326	300	170	168	<5	<5
U	14	14	13	13	7	5
Be	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	5576	5500	1328	1400	<100	100
Br	593	654	2096	2012	101	123
Mo	15998	15990	41	35	29	30
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1
I	279	258	98	98	31	30
Sb	22	20	17	18	1	0.85
Cl	815600	801425	18892	18650	25728	20468
Nadir Toprak Elementleri (ppm)						
	SEPİ1	SEPİ 1-A	SEPİ 2	SEPİ 2-A	SEPİ 3	SEPİ 3-A
La	2.85	2.90	2.42	2.38	2.22	2.01
Ce	4.85	4.40	3.92	3.96	3.58	3.14
Pr	0.78	0.75	0.65	0.68	0.52	0.55
Nd	3.10	2.98	3.00	2.84	2.25	2.28
Sm	0.75	0.72	0.68	0.65	0.49	0.55
Eu	0.20	0.20	0.15	0.15	0.06	0.10
Gd	1.05	1.02	0.92	0.95	0.90	0.88
Tb	0.18	0.18	0.10	0.10	0.05	0.08
Dy	0.90	0.91	0.85	0.86	0.70	0.70
Ho	0.20	0.15	0.20	0.10	0.10	0.12
Er	0.38	0.40	0.35	0.30	0.30	0.20
Tm	0.15	0.15	0.10	0.08	0.10	0.10
Yb	0.68	0.65	0.60	0.65	0.50	0.41
Lu	0.08	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05



Şekil 4. Sepiyolitlerin kimyasal bileşimi (Weaver ve Pollard, 1973). Sep: Sepiyolit, pa: Paligorskit, sa: Saponit.



Şekil 5. Sepiyolitlerin oktaedral bileşimi (Weaver ve Pollard, 1973). Sep: Sepiyolit, pa: Paligorskit, sm: Smektit.

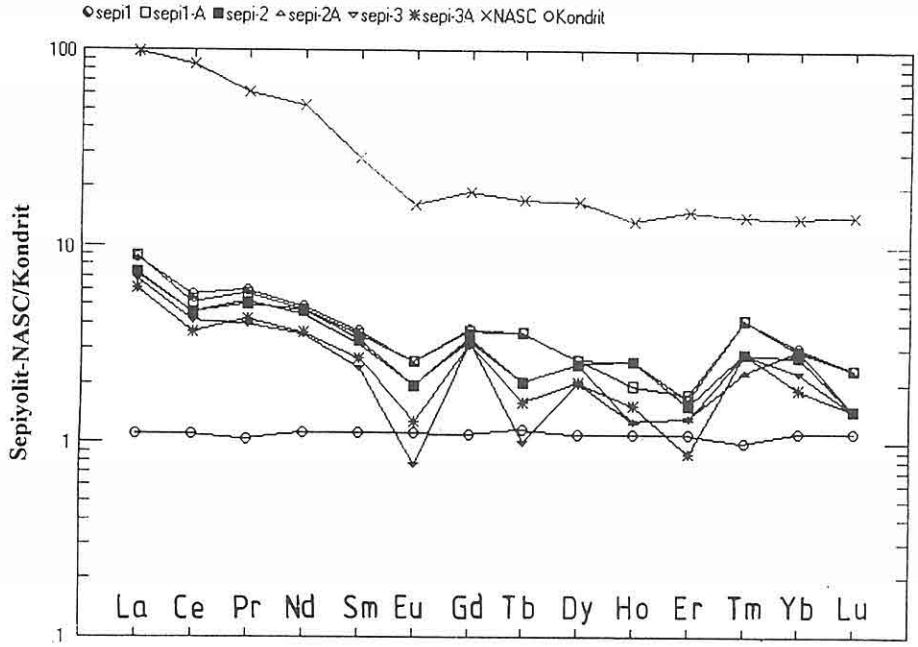
Tablo 4' de görüldüğü gibi incelenen sepiyolit örneklerinde organik karbon (C) miktarı % 0.38 ile % 2.56 arasında değişmektedir. Sepi 1 ve Sepi 1-A örneklerinde % C miktarı en fazla olup, ortalama % 2.525 değerindedir. Bu örnekler siyah sepiyolit olarak tanımlanan ve tabanında turba karakterli olan birinci sepiyolit seviyesinden alınan örneklerdir. Yine bu örneklerde % N miktarı da diğer örneklere göre daha fazla olup, ortalama % 0.09345 değerine sahiptir. Kahverenkli ikinci sepiyolit seviyesinden alınan Sepi 2 ve Sepi 2-A örneklerindeki % C oranı, 1.18 ile 1.766 değerlerindedir. En üstteki "dolomitli sepiyolit" seviyesinden derlenen sepiyolit örneğinde (Sepi 3) ise % C oranı 0.38 olup, en düşük % C değerine sahiptir. Bu değerlere göre % C içeriği tabandaki "siyah sepiyolit" seviyesinden en üstteki "dolomitli sepiyolit" seviyesine doğru gittikçe azalır. Benzer olarak % N içerikleri de alttaki "siyah sepiyolit" seviyesinde en fazla (ortalama: % 0.09345), üstteki "dolomitli sepiyolit" seviyesinde ise en azdır (% 0.0135). Diğer taraftan % C/N oranları her seviyede farklılık göstermekte olup, genel olarak yüksek değerlere sahiptir. Yüksek C/N oranları, sepiyolit oluşumu esnasında ileri derecede bir ayrışmanın varlığını göstermektedir (Singer, A. ile sözlü görüşme, 1993).

Sedimanter ortamlarla ilişkili kayalar için duraylı izotop ($\delta\ ^{13}C$ ve $\delta\ ^{18}O$) araştırmaları; çökelme sırasındaki izotopik bileşim, çökelme suyu sıcaklığı, çökelme ortamının özellikleri, v.b. çeşitli bilgiler vermektedir. Bu konudaki incelemeler özellikle gölsel karbonatlar üzerinde yoğunlaştırılmıştır. Sepiyolit için ise literatürde az izotop verisi vardır (Savin, 1973; Torres-Ruiz ve diğ., 1994). Gölsel karbonatlarda $\delta\ ^{13}C$ değerleri, atmosferik

Tablo 3. Ahiler sepiyolitinin bazı eser element (Ba, Sr, Li), REE, LREE, HREE ve TRTE içeriklerinin diğer sepiyolitler ile karşılaştırılması.

Sepiyolit (ppm)	İspanya (1) (6 örnek ort.)	Hekimhan (2) (2 örnek ort.)	Ahiler sepiyoliti (6 örnek ort.)
Ba	29.625	145	303.83
Sr	17.125	32.3	35852.6
Li	68.62	47.66	127
REE	27.175	<13.719	13.72
LREE	25.49	<13.34	11.68
HREE	1.68	<0.37	2.04
TRTE	80.25	4847	4490.6

(1): Torres-Ruiz ve diğ. (1994), (2): Yalçın ve Bozkaya (1995)'dan alınmıştır. REE: Nadir toprak elementleri, LREE: Hafif nadir toprak elementleri, HREE: Ağır nadir toprak elementleri, TRTE: Geçiş serisi eser elementler.



Şekil 6. Ahiler sepiyolit ve NASC REE değerlerinin kondrit normalize diyagramı (Kondrit: McLennan, 1989; NASC: Gromet ve diğ., 1984).

Tablo 4. Sepiyolitlerin % C, % N, % C/N ve δ ^{13}C değerleri.

Örnek	% C	% N	% C/N	δ13C(%O)
Sepi 1	2.56	0.0897	28.53	(-) 27.2
Sepi 1-A	2.49	0.0972	25.61	(-) 26.8
Sepi 2	1.766	0.0514	34.35	(-) 26.6
Sepi 2-A	1.18	0.0327	36.08	(-) 26.4
Sepi 3	0.38	0.0135	28.14	(-) 24.1

CO_2 katılımı veya bitki dekompozisyonu sonucu oluşuma göre değişik değerler gösterir. Karbon, büyük oranda atmosferik CO_2 katılımısonucu kazanılmış ise, δ ^{13}C değerleri yüksek olarak verilmektedir (Fontes ve diğ., 1970; Sheppard ve Schwarcz, 1970) ve bu yüksek değerler seyrek bitki örtüsünün hakim olduğu bir iklime işaret eder (Berner, 1990; Talbot, 1990). Düşük $\delta^{13}C$ değerleri ise (- 10 ile - 25 % 0 arasında), çökelme ortamının fazla nemli ve soğuk bir bölge (C3 bölgesi) olduğunu ve organik karbonun bu bölgeden türeyen bitkilerin ayrışmasısonucunda meydana geldiğini gösterir (Salomons ve Mook, 1976; Salomons ve diğ., 1978; Deines, 1980; Cerling, 1991). İnceleme konusu sepiyolit örnekleri için tespit edilen δ ^{13}C değerleri - 24.1 ile - 27.2 % o arasında değişmekte olup, ortalama (- 26.22 % o) değerine sahiptir. En düşük değer siyah sepiyolit (Sepi 1) örneğinde, en yüksek değer ise dolomitli sepiyolit (Sepi 3) örneğinde elde edilmiştir.

Diğer taraftan gölsel karbonatlarda yapılan (δ ^{18}O) incelemelerine göre, δ ^{18}O değerleri yüksek ise (+ 6 % 0, + 10 % 0 v.b.) karbonat çökelimi sırasında sıcak iklim hakimdir (Gasse ve diğ., 1987). İnceleme alanıyakın çevresinde sepiyolitler ile ilişkili karbonatlar (dolomit) üzerinde yapılan (δ 18O) incelemelerinde - 6 ile + 4 arasında değişen oksijen izotop değerleri elde edilmiştir (Bellanca ve diğ., 1993).

İnceleme konusu Ahiler sepiyolitleri için ortalama (-) 26.22 % o olarak elde edilen (düşük) δ ^{13}C değerleri ile, Bellanca ve diğ. (1993) tarafından inceleme alanına yakın bölgede dolomitler için elde edilen - 6 % 0 ile + 4 % 0 arasında değişen ve yüksek sayılabilecek $\delta^{18}O$ izotop değerleri dikkate alındığında, Ahiler sepiyolit örneklerindeki organik karbonun büyük oranda nemli ve soğuk ortamda (C3 bölgesi) yaşayan bitkilerin ayrışması sonucunda meydana gelerek çökelme ortamına katıldığı, stratigrafik istif boyunca alttan üste doğru içeriğinin azalması ile de ortam şartlarında değişiklik meydana geldiği ve stratigrafik istifte alttan üste doğru giderek daha sıcak bir ortama geçildiğini söylemek mümkün görülmektedir.

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Sivrihisar Neojen göl havzasındaki sepiyolitlerin oluşumu konusunda yapılan bazı yerel ve bölgesel çalışmalarda, sepiyolitlerin esas olarak Si yönünden doygun alkali göl suyundan doğrudan kristallenme-çökelme yolu ile oluştuğu düşünülmektedir (Ece ve Çoban, 1992; Yeniyol, 1992; Çoban, 1993; Bellanca ve diğ., 1993; Karakaş ve Varol, 1993; Ece ve Çoban, 1994; Gençoğlu, 1994). Diğer

taraftan sepiyolitler ile birlikte bulunan dolomitler üzerinde Bellanca ve diğ. (1993) ile Karakaş ve Varol (1994)'un; jipsler üzerinde ise Karakaş (1997)'ın yaptıkları duraylı izotop ($\delta^{18}O$ ve $\delta^{13}C$) incelemeleri ile dolaylı olarak sepiyolit oluşum ortamı hakkında daha ayrıntılı bilgiler elde edilmiştir. Ancak bölgedeki sepiyolitlerin eser element, nadir toprak elementleri (REE) ve duraylı izotop ($\delta^{18}O$ ve $\delta^{13}C$) incelemelerinin yapılarak elde edilen verilerin, doğrudan sepiyolitin ortam koşullarının belirlenebilmesine yönelik çalışmalar eksiktir.

Ahiler yöresinde Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı sedimanter istif içinde farklı seviyelerde bulunan sepiyolitler alttan üste doğru; 1) Organik madde yönünden zengin siyah sepiyolitler, 2) Az organik madde içeren kahverenkli sepiyolitler, 3) Dolomitli sepiyolitler olmak başlıca üç tiptir ve farklıoluşum ortam koşullarını yansıtırlar. Mineralojik incelemelere göre, sepiyolit seviyelerinde sepiyolit'e eşlik eden diğer mineraller; siyah ve kahverenkli sepiyolitlerde paligorskit (% 10), dolomitli sepiyolitlerde ise dolomit (% 20-40), kuvars ve illit (% 5) şeklindedir. Diğer taraftan özellikle kahverenkli sepiyolitlerin ideal kristal yapıda oldukları ve 0.04°A şişme gösterdikleri belirlenmiştir.

Sedimanter ortamlarda, değişik kaynaklardan taşınarak sedimanlar içinde biriken nadir toprak elementleri (REE) ve bazı iz elementlerin, taşındıkları sedimanlar içindeki konsantrasyonları ve dağılımları kaynak bölgenin özellikleri, ortam koşulları v.b. hakkında önemli ipucu bilgiler verir (McLennan, 1989). Öte yandan Al, Ti, Fe, Mn, K, TRTE (Geçiş Serisi İz Elementler: V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn) ve Nadir Toprak Elementleri (REE), başlıca çökelme havzasına taşınarak gelmiş olan kalıntı killerde, buna karşın Ca, Mg, Li, F ve Cl gibi elementler ise doğrudan çökelme ile oluşan killerde konsantre olur. Si, Na, Sr gibi elementler ise her iki tür kilin (doğrudan çökelmiş ve kalıntı killer) bileşiminde değişik miktarlarda bulunabilmektedir (Lopez-Galindo ve diğ., 1996a).

Göl ortamında doğrudan çökelme ile oluşmuş Pliyosen yaşlı İspanya sepiyoliti için (8 adet örnek ortalaması) REE: 27.175 ppm, TRTE: 80.25 ppm olarak belirlenmiştir. Yine aynı sepiyolitler yüksek Li (68.62 ppm), düşük Ba (29.625 ppm) ve Sr (17.125 ppm) içeriklerine sahiptir (Torres-Ruiz ve diğ., 1994). Ahiler sepiyolitinde (6 örnek ortalaması), REE: 13.72 ppm, TRTE: 4490.6 ppm olarak belirlenmiştir. Ayrıca yine Ahiler sepiyolitinde Mo, As, Cl, Br, Rb, Ba ve Sr element içerikleri çok yüksek değerlere sahiptir. Diğer taraftan yüksek vanadyum içerikleri TRTE değerlerinin yüksek oluşunu sağlamıştır.

Sedimanter ortamlarda yüksek sülfidik (indirgen) koşullarda (V^{+4}), H_2S etkisiyle (V^{+3})'e indirgenerek kil minerallerinin oktaedral yapısına girer ve böylece vanadyum, indirgen koşulları belirten bir ortam göstergesi olarak kullanılabilir (Gehring ve diğ., 1994). Ahiler sepiyolitinde elde edilen vanadyum değerleri, alttaki siyah sepiyolitlerde

ortalama 5583 ppm, üstteki dolomitik sepiyolitlerde ise ortalama 3257.5 ppm'dir. Buna göre Ahiler sepiyolitinin oluşumu sırasında indirgen koşullar hüküm sürmüş, indirgen koşullar alttan (siyah sepiyolit) üste doğru (dolomitli sepiyolit) giderek değişmiş ve yükseltgen koşullara geçilmiş olmalıdır. İncelenen örneklerde Sr içeriklerinin alttan üste doğru artması, Neojen havzası genelinde çökel istifin üst kesimlerine doğru jips ve sölestin gibi sülfat minerallerinin yaygın olarak bulunuşu (Karakaş, 1997; Ece ve Çoban, 1992; Yeniyol, 1992) yükseltgen koşulların varlığını desteklemektedir. Diğer taraftan Mo, As, Ba, Br, Rb, Sr, Cl elementlerinin ortama, bölge genelinde varlığı bilinen volkanik aktivite (Yeniyol, 1992) yoluyla getirilmiş olduğu düşünülmektedir. Ahiler ölçülmüş stratigrafi kesitinde izlenen tüfler ve opal seviyeleri volkanik aktivitenin varlığını desteklemektedir. Doğrudan çökelme ile oluşan sepiyolitlerde LREE (Hafif Nadir Toprak Elementleri) içeriklerinin HREE (Ağır Nadir Toprak Elementleri) içeriklerinden daha fazla olduğu tespit edilmiştir (Torres-Ruiz ve diğ., 1994; Yalçın ve Bozkaya, 1995; Lopez-Galindo ve diğ., 1996a). Ahiler sepiyolitindeki LREE içerikleri ortalama 11.68 ppm, HREE içerikleri ise ortalama 2.04 ppm'dir. LREE içeriklerinin HREE içeriklerinden daha fazla olması ve REE içeriklerinde NASC paterni'ne göre belirgin bir tüketilmenin izlenmesi REE'nin kaynağının kalıntı killer olamayacağını ve Ahiler sepiyolitinin doğrudan çökelme yoluyla oluşumunu işaret etmektedir. Ayrıca, gerek REE ve gerekse TRTE'nin alttaki siyah sepiyolitten üstteki dolomitli sepiyolite doğru değişimleri ortamın fizikokimyasal şartlarındaki değişikliği yansıtmaktadır (Bozkaya ve Yalçın, 1993). Diğer taraftan düşük $\delta^{13}C$ duraylı izotop değerlerine göre, sepiyolitlerdeki (özellikle siyah sepiyolitler) organik karbon fazla nemli ve soğuk bölgede yaşayan bitkilerin çok ileri derecede ayrışması ile sağlanmıştır. C/N oranlarının yüksek oluşu, sepiyolit oluşumu sırasındaki ileri derecedeki ayrışmayı destekler görünmektedir. Dolomitlerden elde edilen yüksek sayılabilecek $\delta^{18}O$ duraylı izotop sonuçları (Karakaş ve Varol, 1994), bölge genelinde Üst Miyosen-Pliyosen dönemindeki dolomit oluşumu sırasında kurak iklimin varlığını ve yüksek buharlaşmayı belirtmektedir.

Elde edilen REE, TRTE ve duraylı izotop ($\delta^{13}C$) sonuçları, Ahiler yöresindeki değişik ortam koşullarını yansıtan ideal yapıdaki sepiyolitlerin doğrudan kristallenme ile oluşumunu desteklemiş ve volkanik aktivite yoluyla sepiyolitlerin Cl, Sr, Ba, As, Li, Mo, Br ve Rb gibi elementler yönünden zenginleştiğini göstermiştir. Sepiyolit oluşumu sırasında ileri derecede bir ayrışma hüküm sürmüş ve indirgen koşullarda siyah sepiyolitler, indirgen koşulların zamanla değişerek yükseltgen koşulları yansıtan bir ortamda ise dolomitli sepiyolitler oluşmuştur.

7. TEŞEKKÜR

Bu çalışma sırasında XRD incelemeleri

ile kimyasal analizlerin bir kısmının Sheffield Üniversitesinde (İngiltere) yapılmasını sağlayan Doç.Dr. G. Döner'e (İTÜ); izotop incelemeleri ile N, C tayinlerinin yapılmasında yardımlarını esirgemeyen Prof.Dr. A. Singer'e (Hebrew Üniversitesi-İsrail); yayın derleme konusunda yardımlarda bulunan Prof. Dr. A.R. Mermut'a (Saskatchewan Üniversitesi - Kanada) teşekkür ederim.

8. KAYNAKLAR

Bailey, S.W., 1984, Structures of layer silicates. In: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification. W.Brindley and G.Brown (Eds.), Mineralogical Society, London, 1, 1-115

Bellanca, A., Karakaş, Z., Neri, R., Varol, B., 1993, Sedimentology and isotope geochemistry of lacustrine dolomite-evaporite deposits and associated clays (Neogene, Turkey): environmental implications. The Mineralogica Petrographica Acta, 36, 245-264.

Berner, R.A., 1990, Atmospheric Carbon Dioxide levels over Phanerozoic time. Science, 249, 1382- 1386.

Bonnot-Curtois, C., 1981, Geochemie des terres rares dans les principaus milieux de formation et de sedimantation des argiles. PhD thesis, Univ. Paris-Sud, France.

Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1993, Hekimhan yöresi sepiyolit-paligorskit grubu kil mineralleri: Mineraloji, jeokimya ve oluşum. VI. Ulusal Kil Sempozyumu, Bildiriler, 8-11 Eylül, 'stanbul, 111-126.

Cerling, T. E., 1991, Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. American Journal Science, 291, 377-400.

Chahi, A., Duplay, J., Lucas, J., 1993, Analyses of palygorskites and associated clays from the Jbel Rhassoul (Morocco): Chemical characteristics and origin of formation. Clays and Clay Minerals, 41, 401-411.

Çoban, F., 1993, Kayakent (Eskişehir) yöresinin jeolojisi ve bölgedeki tabakalı sepiyolitlerin mineralojik incelemesi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler (Ed. N. Kazancı), 2-5 Eylül 1991, Ankara, 283-289.

Deines, P., 1980, The isotopic composition of reduced organic carbon. In: P. Fritz and J. Ch. Fontes (Editors), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Volume 1. The Terrestrial Environment, A. Elsevier, Amsterdam, 329-406.

Ece, Ö. I. ve Çoban, F., 1992, Eskişehir bölgesindeki sepiyolit yataklarının oluşumlarının mineralojik ve kimyasal açıdan incelenmesi. İTÜ, Y.B.Y.K. UYG-AR Merkezi Projesi, No: 199, 124 sayfa.

Ece, Ö. I. ve Çoban, F., 1994, Geology, occurrence, and genesis of Eskişehir sepiolites, Turkey. Clays and Clay Minerals. 42/ 1, 81-92.

Echle, W., 1978, The transformation of sepiolite-loughlinite experiments and field observations. N. Jb. Abh., 133, 303-321.

Fontes, J.Ch, Fritz, P. Ve Letolle, R., 1970, Composition isotopique, mineralogique et genese des dolomites du

Basin de Paris. Geochimica Cosmochim. Acta, 34, 279-294.

Gasse, F., Fontes, J.C., Plaziat, J.C., Carbonel, P., Kacmarska, I., de Deckker, P., Soulie-Marsche, I., Callot, Y., Dupeuble, P. A., 1987, Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol. 60, 1-46.

Gehring, A.U., Fry, I.V., Luster, J., Sposito, G., 1994, Vanadium in sepiolite: A redox-indicator for an ancient closed brine system in the Madrid Basin, central Spain. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58/ 16, 3345-3351.

Gençoğlu, H., 1994, İç Anadolu Neojen baseni yukarı Sakarya kesiminin (Sivrihisar güneyi) stratigrafisi ve ortamsal yorumu. 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara, sayfa: 156-157.

Graf, D.C. ve Goldsmith, J.R., 1958, Relation between lattice constant and composition of the Ca-Mg carbonates. American Mineralogist, 42, 23-29.

Gromet, L.P., Dynek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984, The "North American shale composite" : Its compilation, major and trace element characteristics. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 2469-2482.

Jackson, M.L., 1975, Soil Chemical Analysis. Advanced Course: 2nd edition. Madison, Wisconsin, 895 sayfa.

Karakaş, Z. ve Varol, B., 1993, Sivrihisar-İlyaspaşa civarı sepiyolitlerinin elektron mikroskop incelemesi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu (2-5 Eylül 1991) Bildirileri, Ankara, sayfa: 303-310.

Karakaş, Z. ve Varol, B., 1994, Sivrihisar gölsel Neojen basenindeki dolomit ve sepiyolitli dolomitlerin petrografik ve izotopik özellikleri. 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, Ankara, sayfa: 146.

Karakaş, Z., 1997, Sivrihisar Neojen göl basenindeki farklı jips oluşumlarının duraylı izotoplara ($\delta^{18}O$; $\delta^{13}C$) göre ortamsal yorumları. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yıl Sempozyumu, Geosound/Yerbilimleri Dergisi, 2/30, 743-754.

Kibici, Y., Bozcu, M., Yılmaz, K., Yalçın, A., Kumral, M., 1993, Sivrihisar (Eskişehir)-Günyüzü-Koçaş yöresinin jeolojisi ve petrografisi. Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 7, 45-64.

Lopez-Galindo, A., Ben Aboud, A., Fenol Hach-Ali, P., Casas Ruiz, J., 1996a, Mineralogical and geochemical characterization of palygorskite from Gabasa (NE Spain). Evidence of a detrital precursor. Clay Minerals, 31/1, 33-44.

Lopez-Galindo, A., Torres Ruiz, J., Lopez Gonzales, J. M., 1996 b, Mineral quantification in sepiolite-palygorskite deposits using x-ray diffraction and chemical data. Clay Minerals, 31/2, 217-224.

McLennan, S. M., 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In Geochemistry and Mineralogy of Rare

Earth elements. B.R. Lipin and G.A. McKay, editors, Rev. İn Min., 21, Min. Soc. Amer., 169-200.

Nathan, Y., 1970, An improved x-ray methods for detecting small quantities of palygorskite in clay mineral mixtures. Clays and Clay Minerals, 18, 363-365.

Salomons, W. ve Mook, W.G., 1976, Isotope geochemistry of carbonate dissolution and reprecipitation in soils. Soil. Sci., 122, 15-24.

Salomons, W., Goudie, A., Mook, W.G., 1978, Isotopic composition of calcrete deposits from Europe, Africa and India. Earth Surf. Proc., 3, 43-57.

Savin, S. M., 1973, Oxygen and hydrogen isotope studies of minerals in ocean sediments. Proc. Symp.. Hydrochemistry and Biochemistry. Clarke, Tokyo, sayfa: 372-391.

Sheppard, S. M. F. ve Schwarcz, H. P., 1970, Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting calcite and dolomite. Contrib. Mineral. Petrol., 26, 261-273.

Talbot, M.R., 1990, A review of the paleohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. Chemical Geology (Isot. Geosci. Sec.), 80, 261-279.

Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1985, The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 sayfa.

Torres-Ruiz, J., Lopez-Galindo, A., Gonzalez-Lopez, M.J., Delgado, A., 1994, Geochemistry of Spanish sepiolite-palygorskite deposits: Genetic considerations based on trace elements and isotopes. Chemical Geology, 112, 221-245.

Weaver, C.E. ve Pollard, L.D., 1973, The chemistry of clay minerals. Development in Sedimentology. 15, Amsterdam, 213 sayfa.

Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1995, Sepiolite-Palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). Clays and Clay Minerals, 43/ 6, 705-717.

Yeniyol, M., 1992, Yenidoğan (Sivrihisar) sepiyolit yatağının jeolojisi, mineralojisi ve oluşumu. MTA Dergisi, 114, 71-84.

Yeniyol, M. ve Öztunalı, Ö., 1985, Yunak sepiyolitinin mineralojisi ve oluşumu. II. Ulusal Kil Sempozyumu, Bildiriler (Eds. M.N. Gündoğdu ve H. Aksoy), Hacettepe Üniversitesi Beytepe, 24-27 Eylül 1985, 171-186.

YERBİLİMLERİ ARALIK 2001 SAYI 39 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

KİMYASAL ANALİZ YÖNTEMİNİN SONUÇLARA ETKİSİNE BİR ÖRNEK : DERİNCE (ELAZIĞ) PİRİTLERİ

Cemal BÖLÜCEK, Muharrem AKGÜL
F. Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye
Sedat TEMUR
S. Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye

ÖZET: *Derince (Elazığ) yöresi masif sülfid cevherleşmelerinden derlenen 30 adet cevher numunesinin piritleri saflaştırılarak NAA ve ICP-ES yöntemleri ile kimyasal analizleri yapılmıştır. Piritlerin saflığı bozan elementlerinin toplam konsantrasyonu ile bu elementlerin yaygın mineral bileşimlerine göre hesaplanan toplam konsantrasyonları kabul edilebilir hata payı olan % 5'den daha düşüktür. Dolayısıyla yeterli derecede saflaştırıldığı kabul edilmiştir.*

NAA ve ICP-ES yöntemlerine göre piritlerin Ba, Co, Fe, Sb, Th ve La içerikleri karşılaştırılmıştır. Örnek aritmetik ortalamalarının farkı Ba, Sb ve Th için önemli, Co, Fe ve La için önemsiz çıkmaktadır. Verilere varyans analizi uygulandığı zaman % 95 ihtimalle elementlerden en az biri ICP-ES ile NAA yöntemleri bakımından farklıdır. Korelasyon katsayılarına göre NAA ve ICP-ES ile yapılan aynı elementin analizlerinin arasında Fe, Sb ve Th bakımından ilişki yoktur. Dolayısıyla, piritlerin kimyasal analiz sonuçları birbirleri ile karşılaştırılırken analiz yönteminin çok önemli olduğu, aynı çalışma veya farklı kaynaklara ait kimyasal analiz sonuçları ancak yöntemlerin aynı olması durumunda sağlıklı olarak karşılaştırılabileceği söylenebilir.

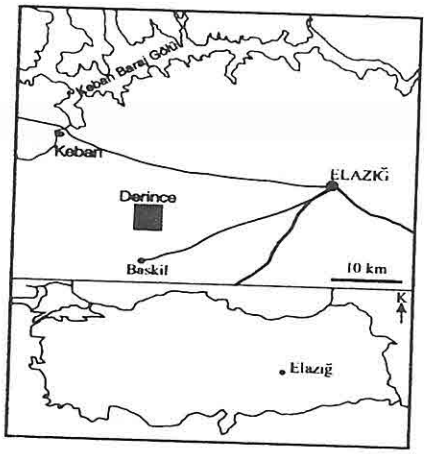
THE EFFECT TO THE RESULTS OF CHEMICAL ANALYSES MEDHOD: AN EXAMPLE FROM DERINCE (ELAZIĞ) PYRITES

ABSTRACT: *30 purified ore sample pyrites from massive sulphide mineralization in the Derince (Elazığ) area were analyzed by the NAA and ICP –ES methods. The concentration of impure elements in pyrites as well as the total concentration of impurities calculated by taken the common mineral of the impure elements into consideration were less than 5 %, which is in an acceptable error range. Therefore samples are assumed to be purified enough.*

The Ba, Co, Fe, Sb, Th and La content of pyrites obtained by the NAA and ICP-ES methods have been compared. When the data obtained from NAA and ICP-ES methods were subjected to the variance analyse. It has been seen that at least one of the element of the above mentioned methods is different with a probability of 95 %. With respect the correlation coefficient, there is no relation between the Fe, Sb, Th of samples analyzed by the NAA and ICP-ES methods. The analytical methods is very important when the result the chemical analysis of pyrites were compared. Therefore the best more reliable results can only be taken when the data for the same study area or different area was obtained with the same methods.

1. GİRİŞ

Derince (Elazığ) yöresi masif sülfid yatakları (Şekil 1) Doğu Toroslar'ın Üst Kretase yaşlı adayayı volkanizması kayaçlarının içinde bulunmaktadır (Bölücek et al., incelemede).



Şekil 1. Derince (Elazığ) yöresi masif sülfid cevherleşmelerinin yerbulduru haritası.

Cevherleşme pirit, kalkopirit, bornit ve sfaleritten ibaret basit bir parajenez sunmaktadır (Bölücek ve Sağıroğlu, 1997).

Özellikle sülfidli cevherleşmelerde yatak tipi ve oluşum sıcaklıklarının belirlenmesinde piritlerin Co, Ni, Mn, Ti gibi iz element konsantrasyonları kriter olarak kullanılabilmektedir (Loftus-Hills and Solomon, 1967; Aslaner 1977; Raiswell and Plant, 1980; Güleç ve Erler, 1983; Udubaşa, 1984; Smith, and Huston, 1992; Temur, 1996). Fakat piritlerin kimyasal analiz yönteminin sonuçlara etkisi dikkate alınmadan yapılan karşılaştırmalar önemli sakıncalara yol açmaktadır (Temur and Kurt, 1998). Bu çalışmada da piritlerin Neutron Activation Analysis (NAA) ve Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry (ICP-ES) yöntemleri ile yapılan Ba, Co, Fe, Sb, Th ve La analiz sonuçları karşılaştırılarak benzer veya farklı özellikleri istatistik metotları ile tartışılmaktadır.

2. METOD

Derlenen piritli cevher numuneleri öğütüldükten sonra binoküler mikroskop altında iri ve temiz pirit kristalleri seçilerek ayıklanmıştır. Bu konsantre piritler NAA ve ICP-ES yöntemleri ile Kanada'da ACME laboratuarında analiz edilmiştir. Her iki yöntemle elde edilen 6 elementin 30'ar adet analiz sonucu istatistik yöntemleri ile karşılaştırılarak benzer olup olmadıkları belirlenmeye çalışılmıştır. Bütün istatistik testlerinde 0.95 anlamlılık düzeyi kabul edilmiştir.

3. DEĞERLENDİRME

3.1. Saflık Testi

Pirit numunelerinin yeterli derecede saflaştırıldığını test etmek için kirletici bileşenlerin ana elementleri olan Al, Ba, Ca, K, Mg, Na ve P analizleri yapılmıştır (Tablo 1).

Pirit numuneleri ortalama % 0.351 Al, % 0.003 Ba, % 0.337 Ca, 0.031 K, 0.226 Mg, 0.014 Na ve 0.006 P içermektedir. Standart sapmaları ve standart hataları bu ortalama değerlere göre çok küçük olduğundan dağılımların düzenli olduğu söylenebilir. Bu elementlerin her bir numune içerisindeki toplamları da düzenli

Tablo 1. Piritler için kirletici olabilecek bazı elementlerin dağılımı ve bu elementlerin yaygın mineral bileşiklerine göre düzeltilmiş değerleri ile bunların ortalama, sapma ve anakitle ortalaması değerleri (Ort.: Ortalama, S: standart sapma, SH: Standart hata, Min: Anakitle aritmetik ortalaması güven aralığının tabanı, Mak : Anakitle aritmetik ortalaması güven aralığının tavanı.

Sıra	% Al	% Ba	% Ca	% K	% Mg	% Na	% P	Top.	Al_2O_3	$BaSO_4$	$CaCO_3$	K_2O	$MgCO_3$	NaO	P_2O5	Top.
1	0,560	0,001	1,710	0,009	0,720	0,054	0,010	3,064	1,058	0,002	4,275	0,011	2,520	0,092	0,023	7,980
2	0,500	0,004	0,420	0,010	0,440	0,015	0,007	1,396	0,944	0,006	1,050	0,012	1,540	0,025	0,016	3,594
3	0,610	0,006	0,300	0,009	0,720	0,016	0,005	1,666	1,152	0,010	0,750	0,011	2,520	0,027	0,011	4,482
4	0,490	0,005	0,260	0,060	0,200	0,012	0,001	1,028	0,926	0,008	0,650	0,072	0,700	0,020	0,002	2,378
5	0,160	0,005	0,170	0,010	0,060	0,015	0,002	0,422	0,302	0,009	0,425	0,012	0,210	0,025	0,005	0,988
6	0,180	0,006	0,150	0,010	0,080	0,008	0,006	0,440	0,340	0,009	0,375	0,012	0,280	0,014	0,014	1,044
7	0,180	0,005	0,230	0,009	0,150	0,012	0,008	0,594	0,340	0,008	0,575	0,011	0,525	0,020	0,018	1,497
8	0,370	0,002	0,320	0,020	0,170	0,010	0,003	0,895	0,699	0,003	0,800	0,024	0,595	0,017	0,007	2,145
9	0,420	0,002	0,270	0,050	0,120	0,013	0,002	0,877	0,793	0,003	0,675	0,060	0,420	0,022	0,005	1,978
10	0,420	0,003	0,140	0,010	0,320	0,008	0,005	0,906	0,793	0,005	0,350	0,012	1,120	0,014	0,011	2,306
11	0,890	0,001	0,160	0,070	0,530	0,016	0,007	1,674	1,681	0,002	0,400	0,084	1,855	0,027	0,016	4,066
12	0,760	0,003	0,420	0,180	0,080	0,025	0,005	1,473	1,436	0,005	1,050	0,217	0,280	0,042	0,011	3,042
13	0,430	0,003	0,190	0,100	0,060	0,023	0,004	0,810	0,812	0,005	0,475	0,121	0,210	0,039	0,009	1,671
14	0,410	0,004	0,180	0,110	0,070	0,021	0,005	0,800	0,774	0,007	0,450	0,133	0,245	0,036	0,011	1,656
15	0,700	0,004	0,250	0,080	0,360	0,022	0,004	1,420	1,322	0,007	0,625	0,096	1,260	0,037	0,009	3,357
16	0,330	0,001	0,340	0,020	0,110	0,010	0,004	0,815	0,623	0,002	0,850	0,024	0,385	0,017	0,009	1,911
17	0,270	0,003	0,150	0,009	0,200	0,010	0,008	0,650	0,510	0,004	0,375	0,011	0,700	0,017	0,018	1,636
18	0,190	0,002	0,380	0,009	0,070	0,008	0,007	0,666	0,359	0,004	0,950	0,011	0,245	0,014	0,016	1,598
19	0,230	0,002	0,090	0,009	0,220	0,011	0,005	0,567	0,434	0,003	0,225	0,011	0,770	0,019	0,011	1,473
20	0,100	0,001	0,150	0,010	0,130	0,005	0,004	0,400	0,189	0,002	0,375	0,012	0,455	0,008	0,009	1,050
21	0,340	0,002	0,400	0,010	0,280	0,010	0,007	1,049	0,642	0,004	1,000	0,012	0,980	0,017	0,016	2,671
22	0,230	0,006	0,180	0,010	0,110	0,016	0,007	0,559	0,434	0,009	0,450	0,012	0,385	0,027	0,016	1,334
23	0,150	0,005	0,760	0,009	0,310	0,009	0,008	1,251	0,283	0,009	1,900	0,011	1,085	0,015	0,018	3,322
24	0,200	0,004	0,210	0,009	0,070	0,010	0,003	0,506	0,378	0,007	0,525	0,011	0,245	0,017	0,007	1,189
25	0,290	0,001	0,920	0,010	0,440	0,010	0,009	1,680	0,548	0,002	2,300	0,012	1,540	0,017	0,021	4,439
26	0,390	0,005	0,520	0,010	0,360	0,007	0,010	1,302	0,737	0,009	1,300	0,012	1,260	0,012	0,023	3,352
27	0,130	0,005	0,180	0,009	0,050	0,009	0,004	0,387	0,246	0,008	0,450	0,011	0,175	0,015	0,009	0,914
28	0,150	0,006	0,030	0,050	0,020	0,011	0,001	0,268	0,283	0,010	0,075	0,060	0,070	0,019	0,002	0,519
29	0,220	0,001	0,430	0,009	0,130	0,011	0,008	0,809	0,416	0,002	1,075	0,011	0,455	0,019	0,018	1,996
30	0,230	0,009	0,200	0,009	0,210	0,008	0,007	0,673	0,434	0,015	0,500	0,011	0,735	0,014	0,016	1,724
Ort.	0,351	0,003	0,337	0,031	0,226	0,014	0,006	0,968	0,663	0,006	0,843	0,037	0,792	0,023	0,013	2,377
S	0,200	0,002	0,321	0,041	0,189	0,009	0,003	0,574	0,378	0,003	0,802	0,049	0,662	0,015	0,006	1,509
S_H	0,037	0,000	0,059	0,007	0,035	0,002	0,000	0,105	0,069	0,001	0,146	0,009	0,121	0,003	0,001	0,276
Min	0,289	0,003	0,237	0,018	0,168	0,011	0,005	0,731	0,546	0,005	0,594	0,022	0,587	0,019	0,011	1,782
Mak	0,413	0,004	0,437	0,044	0,285	0,017	0,006	1,205	0,780	0,007	1,091	0,053	0,998	0,028	0,014	2,972

bir dağılım göstermekte ve ortalama % 0.968 değeri vermektedir. Bu durum piritlerin iyi derecede saflaştırıldığına işaret etmektedir.

Benzer şekilde kirletici bileşen oranı elementlere göre değil de, bu elementlerin yaygın mineralleri esas alınarak bileşiklerine göre yapıldığında da şu sonuçlar çıkmaktadır: Numuneler ortalama % 0.663 Al_2O_3, % 0.006 $BaSO_4$, % 0.843 $CaCO_3$, % 0.037 K_2O, % 792 $MgCO_3$, % 0.023 NaO ve % 0.013 P_2O_5 içermekte, bunlar düşük standart sapma ve standart hata değerleri vermekte, dolayısıyla düzenli dağılımlar sunmakta, ortalama olarak da toplam % 2.372 kadar kirletici bileşen bulundurmaktadır.

İstatistik işlemlerinde % 5 hata payı esas alındığından bu analiz hatası kabullenilebilir hatanın yarısından az kalmaktadır. Saflık testini daha anlamlı hale getirmek için her bir elementin dağılımının ve oluşturabileceği yaygın mineral bileşimine göre dağılımının anakitle aritmetik ortalamalarının güven aralıkları hesaplanarak Tablo 1'de Min. ve Mak. değerleri olarak verilmiştir. Bu hesaplamaya göre de, numuneler % 95 ihtimalle ortalama % 0.7 ile % 1.2 arasında analiz edilen kirletici elementlerden, % 1.7 ile % 3.0 arasında da bunların bileşiklerinden içermektedir. Bunlar da kabul edilebilir hata payı sınırının çok altındadır.

Yukarıdaki işlemlerden piritlerin yeterli derecede saflaştırıldığı, kalan artıkların analiz sonuçlarını ve yorumları etkileyecek boyutlarda olmadığı anlaşılmaktadır.

3.2. Karşılaştırma

Pirit numunelerinin NAA ve ICP-ES kimyasal yöntemleri ile analizi yapılan Ba, Co, Fe, Sb, Th ve La elementlerinin dağılımı Tablo 2'de verilmiştir.

Her bir analiz metodu ayrı bir anakitle olarak kabul edilip, aralarındaki farkın önem kontrolü yapıldığı zaman Ba, Sb ve Th için fark önemli, Co, Fe ve La için fark önemsiz çıkmaktadır. Bu demektir ki, Co, Fe ve La elementleri bu analiz yöntemlerinden hangisi ile elde edilirse edilsin sonuçlar benzer, yani aynı anakitleye ait olacak kadar yakın çıkmaktadır. Burada demir ortalamasının % 45 – 48 gibi yüksek değerler yansıtması, La'nın ise her iki yöntemde de deteksiyon limitine çok yakın konsantrasyonlar vermesi benzerliğin yanıltıcı olabileceğini akla getirmektedir. Ba, Sb ve Th konsantrasyonlarına göre ise iki analiz yönteminin sonuçları farklı anakitleler gibi dağılım göstermekte ve fark % 95 ihtimalle önemli çıkmaktadır.

Tablo 3'de analizi yapılan elementlerin NAA ve ICP-ES metoduna göre sonuçlarının örnek ortalamaları ve bunların tek yönlü varyans analizi hesaplamaları verilmiştir.

Tablo 3'de örnekler arası kareler toplamının (665.5) örnek içi kareler toplamından (21745.1) çok küçük bir değerde çıkması, örnekler arası uyumsuzluğa işaret etmektedir. Zaten H0 hipotezi "Örnekler arasında 0.95 anlamlılık düzeyinde fark yoktur" olarak kurulursa, bu hipotezin kabulü, analiz yöntemlerinin benzer sonuçlar verdiği, iki yöntemden biri ile analiz yapmanın

Tablo 2. NAA ve ICP-ES yöntemleri ile analiz edilen pirit numunelerinin Ba, Co, Fe, Sb, Th ve La konsantrasyonları ile yöntemlerin farklarının anlamlılık testleri (Ort: ortalama, OAKT: ortalamadan ayrılış kareler toplamı, th: hesaplanan t-değeri, tt: tablo t- değeri).

NO	% Ba			ppm Co			% Fe			ppm Sb			ppm Th			ppm La		
	NAA	ICP	Fark	NAA	ICP	Fark	NAA	ICP	Fark	NAA	ICP	Fark	NAA	ICP	Fark	NAA	ICP	Fark
1	40	10	30	33	24	9	40,2	43,6	-3,4	0,1	1,0	-0,9	0,7	3,0	-2,3	9,1	9,0	0,1
2	210	37	173	24	11	13	49,8	46,6	3,2	0,3	0,9	-0,6	0,8	2,0	-1,2	9,7	8,0	1,7
3	220	59	161	53	48	5	41,9	49,0	-7,1	0,3	0,9	-0,6	0,2	4,0	-3,8	8,6	8,0	0,6
4	330	46	284	390	377	13	49,2	48,0	1,2	0,1	0,9	-0,8	0,2	2,0	-1,8	5,2	4,0	1,2
5	40	52	-12	19	10	9	44,5	50,1	-5,6	2,2	2,0	0,2	0,5	4,0	-3,5	7,4	8,0	-0,6
6	240	55	185	9	1	8	41,6	47,1	-5,5	1,3	1,0	0,3	0,2	2,0	-1,8	7,6	7,0	0,6
7	160	45	115	40	32	8	42,4	47,5	-5,1	0,1	0,9	-0,8	0,2	3,0	-2,8	10,7	9,0	1,7
8	40	17	23	250	278	-28	42,1	47,1	-5,0	0,1	1,0	-0,9	0,2	2,0	-1,8	4,3	4,0	0,3
9	200	19	181	170	150	20	54,8	47,4	7,4	0,1	0,9	-0,8	0,2	3,0	-2,8	6,1	4,0	2,1
10	40	30	10	340	321	19	52,3	48,6	3,7	0,4	0,9	-0,5	0,2	3,0	-2,8	8,0	6,0	2,0
11	40	14	26	340	372	-32	35,7	32,0	3,7	0,5	0,9	-0,4	0,2	3,0	-2,8	8,7	8,0	0,7
12	40	31	9	99	78	21	53,4	43,3	10,1	0,1	0,9	-0,8	0,2	2,0	-1,8	8,3	6,0	2,3
13	40	27	13	150	131	19	51,2	47,5	3,7	0,1	1,0	-0,9	0,2	2,0	-1,8	6,1	5,0	1,1
14	250	42	208	140	136	4	46,6	40,3	6,3	0,1	0,9	-0,8	0,2	1,0	-0,8	6,6	6,0	0,6
15	40	38	2	110	100	10	52,9	43,8	9,1	0,1	0,9	-0,8	0,2	1,0	-0,8	4,4	4,0	0,4
16	190	14	176	330	283	47	56,7	44,6	12,1	0,1	0,9	-0,8	0,8	3,0	-2,2	8,5	6,0	2,5
17	40	26	14	2	1	1	40,9	44,7	-3,8	0,1	1,0	-0,9	0,6	1,0	-0,4	11,0	9,0	2,0
18	40	24	16	190	168	22	55,9	45,6	10,3	0,1	0,9	-0,8	0,8	3,0	-2,2	6,8	6,0	0,8
19	79	17	62	4	1	3	55,2	47,0	8,2	0,4	1,0	-0,6	0,2	1,0	-0,8	8,9	6,0	2,9
20	40	9	31	49	31	18	56,3	46,2	10,1	0,4	2,0	-1,6	0,5	1,0	-0,5	6,9	4,0	2,9
21	40	24	16	260	240	20	51,9	44,0	7,9	0,1	0,9	-0,8	0,4	1,0	-0,6	5,9	4,0	1,9
22	40	55	-15	16	2	14	53,9	44,5	9,4	0,1	0,9	-0,8	0,2	1,0	-0,8	7,7	6,0	1,7
23	40	51	-11	9	1	8	41,6	46,6	-5,0	1,3	1,0	0,3	0,2	1,0	-0,8	5,0	4,0	1,0
24	160	38	122	35	28	7	42,6	46,1	-3,5	0,1	0,9	-0,8	0,2	1,0	-0,8	6,6	6,0	0,6
25	40	12	28	52	37	15	55,4	44,9	10,5	0,5	1,0	-0,5	0,2	1,0	-0,8	10,7	9,0	1,7
26	40	50	-10	13	1	12	51,1	42,3	8,8	0,1	0,9	-0,8	0,2	2,0	-1,8	9,5	7,0	2,5
27	40	46	-6	32	22	10	44,8	44,6	0,2	0,3	0,9	-0,6	0,2	2,0	-1,8	4,3	3,0	1,3
28	130	57	73	130	107	23	54,0	44,8	9,2	0,4	1,0	-0,6	0,2	1,0	-0,8	0,8	0,9	-0,1
29	40	14	26	17	7	10	44,4	46,2	-1,8	0,1	1,0	-0,9	0,2	2,0	-1,8	5,5	5,0	0,5
30	540	85	455	7	1	6	43,3	47,5	-4,2	0,1	0,9	-0,8	0,2	2,0	-1,8	8,8	7,0	1,8
Ort.	114	35	80	110	100	10	48,2	45,4	2,8	0,3	1,0	-0,7	0,3	2,0	-1,7	7,3	6,0	1,3
OAKT	0.4E5	0.1E5	26	0.4E5	0.4E5	38	1114	323	2	7	2	0,1	1	27	0,2	155	124	0,7
t-h	Fark önemli		3,01	Fark önemsiz		0,28	Fark önemsiz		1,84	Fark önemli		5,55	Fark Önemli		7,82	Fark önemsiz		1,91
t-t			2,04			2,04			2,04			2,04			2,04			2,04

Tablo 3. Hem NAA hem ICP-ES yöntemi ile analizi yapılan altı elementin örnekler arası ve örnek içi ortalamaları dağılım tablosu ile tek yönlü varyans analizi tablosu (KT: Kareler toplamı, Sd: Serbestlik derecesi, KO: Kareler ortalaması)

	Ba	Co	Fe	Sb	Th	La	Toplam		KT	Sd	KO	F
NAA	114	110	48,2	0,3	0,3	7,3	280	Örnek arası	685,5	1,0	685,5	F_h=0,3
ICP	35	100	45,4	1	2	6	189	Örnek içi	21745,1	10,0	2174,5	F_t=4,8
Topl.	149	210	93,6	1,3	2,3	13,3	470	Genel	22430,7			

diğerinin yerine de kullanılabileceği anlamına gelir. Bu durumda alternatif hipotez olan H1 ise "0.95 ihtimalle örnekler arasında fark vardır" yani "analiz yöntemleri, dolayısıyla analiz sonuçlarından en az bir element diğerlerinden tamamen farklıdır" olur. Hesaplanan F-değeri Fh'nin (0.03) F-tablo değeri Ft'den (4.8) çok küçük çıkması ile H0 hipotezi reddedilir. Yani analizi yapılan elementlerden en az biri iki analiz yönteminde tamamen farklı sonuçlar vermektedir.

Teorik olarak analiz yöntemlerinin birbirine benzer olması durumunda numunelerin element konsantrasyonları aynı olmasa da ölçüm farklılığını ifade eden sistematik hata analiz sonuçlarını tek yönde etkileyeceğinden aralarında çok yüksek korelasyon katsayıları beklemek gerekir. Yapılan analizlerin sonuçlarına korelasyon analizi uygulandığı zaman (Tablo 4) aşağıdaki sonuçlar elde edilmektedir:

a. Ba değerlerinin ICP-ES ve NAA arasındaki korelasyon katsayısı 0.566'dır. Bu durum analiz yöntemlerinin Ba bakımından zayıf da olsa bir benzerlik gösterdiğini ifade etmektedir.

b. Co ve La değerlerinin ICP-ES ve NAA arasındaki korelasyon katsayıları 0.9'un üzerindedir. Bu bakımdan analiz yöntemlerinin Co ve La bakımından fark etmediği, Co için 38 ppm, La için 0.7 ppm olan ortalamalar farkının sistematik hata şeklinde ele alabileceği söylenebilir.

c. Fe, Sb ve Th değerlerinin ICP ve NAA arasındaki korelasyon katsayıları 0.25'den düşüktür. Yani bu elementlerin farklı analiz yöntemleri ile elde edilen sonuçları arasında hiçbir ilişki yoktur.

d. Analiz edilen elementlerin birbirleri ile ilişkileri bakımından, gerek ICP-ES gerekse NAA yöntemlerinde korelasyon katsayıları dağılım benzerliğinin olmadığı görülmektedir. NAA yönteminde sadece La – Th, ICP-ES yönteminde ise sadece Ba – Co, Ba - Fe, Co – Fe, Co – La ve Th – La arasından çok zayıf korelasyon ilişkisi belirlenebilmektedir.

4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Derince (Elazığ) yöresi masif sülfid cevherleşmelerinden derlenen 30 adet tüvenan cevher numunesi öğütüldükten sonra binoküler mikroskopla piritler saflaştırılmıştır. Daha sonra numuneler homojen biçimde karıştırılarak iki kısma ayrılmış ve bir kısmının üzerine ICP-ES yöntemi, diğer kısmının üzerine de NAA

Tablo 4. ICP-ES ve NAA yöntemlerine göre analiz edilen 30 pirit numunesinin element dağılımları arasındaki korelasyon katsayıları.

YÖNTEM		NAA					
	Element	Ba	Co	Fe	Sb	Th	La
ICP-ES	Ba	0,566	0,031	-0,143	-0,112	-0,094	0,075
	Co	-0,317	0,993	0,181	-0,237	0,040	-0,247
	Fe	0,265	-0,279	0,181	-0,241	0,154	-0,129
	Sb	-0,106	-0,146	0,129	-0,097	-0,120	-0,088
	Th	0,018	0,237	0,162	0,093	0,241	0,288
	La	-0,042	-0,257	-0,093	0,000	0,378	0,917

yöntemi uygulanarak her bir pirit numunesinden iki ayrı yöntemle Ba, Co, Fe, Sb, Th ve La analizleri yapılmıştır. Elde edilen 360 veriye istatistik yöntemler uygulanmış ve aşağıdaki yargılara varılmıştır:

Kirletici olabilecek elementlerin toplamının ortalaması % 1'in, bunların yaygın mineral bileşimlerine göre toplamının ortalaması ise % 2.5'in altındadır. Bu dağılımların standart sapmaları da çok düşük olup, buna bağlı olarak değişen anakitle aritmetik ortalamalarının güven aralığı % 1.7 – 3.0 çıkmaktadır. Bu değerlere göre piritlerin en az % 97 oranında saflaştırıldığı % 95 ihtimalle söylenebilir.

Örnek aritmetik ortalamalarının farklarının önem kontrolü yapıldığı zaman Ba, Sb ve Th için fark önemli, Co, Fe ve La için fark önemsiz çıkmaktadır. Yani Co, Fe ve La analizlerinin NAA veya ICP-ES ile yapılmış olmasının sonuçlar üzerindeki etkisi % 95 anlamlılık düzeyinde ihmal edilecek kadar küçüktür. Buna karşılık Ba, Sb ve Th sonuçları analiz yönteminden aynı anakitleye dahil edilemeyecek kadar fazla etkilenmektedir.

Verilere varyans analizi uygulandığı zaman analiz edilen elementlerden en az birinin ICP-ES ile NAA yöntemlerinde farklı olduğunu % 95 ihtimalle gösterdiği sonucu çıkmaktadır.

Korelasyon katsayılarına göre NAA ve ICP-ES ile yapılan aynı elementin analizlerinin arasında Fe, Sb ve Th açısından ilişki olmadığını göstermektedir.

Sonuç olarak, en azından piritlerin kimyasal analiz sonuçları birbirleri ile karşılaştırılırken en azından bazı elementler açısından, analiz yönteminin çok önemli olduğu, aynı çalışma veya farklı kaynaklara ait kimyasal analiz sonuçları ancak yöntemlerin aynı olması durumunda sağlıklı olarak karşılaştırılabileceği anlaşılmaktadır.

5. KAYNAKLAR

Aslaner, M., 1977, Türkiye bakır – çinko – kurşun yataklarının jeolojisi ve bölgesel sınıflamasıyla plaka tektoniği yönünden incelenmesi, Karadeniz Teknik Üniv. Yayl., No 85, 70 s.

Bölücek, C., Akgül, M., Türkmen, İ. and

Sağıroğlu, A., (in rewiew),Volcanism, sedimentation and massive sulphide mineralization in a Late Cretaceous arc – related Basin: Eastern Taurus, Turkey, Mineralium Deposita.

Bölücek, C. ve Sağıroğlu, A., 1997, Hacımustafa (Baskil-Elazığ) cevcherleşmelerinin özellikleri ve kökeni, S.Ü. 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu Bidirileri, Ed., Sedat Temur, 149-157.

Güleç, N. ve Erler, A., 1983, Masif sülfid yataklarındaki piritlerin karakteristik iz element içerikleri, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 2, 145 – 152.

Loftus-Hills, G. and Solomon, M., 1967, Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis, Mineralium Deposita, 2, 228-242.

Raiswell, R. and Plant, J., 1980, The incorporation of trace elements into pyrite during diagenesis of black shales, Yorkshire, England. Econ. Geol., 75, 684 – 699.

Smith, R. N. and Huston, D. L., 1992, Distrubition and association of selected tarace elements at the Rosebery deposits, Tasmania, Economic Geology, 87,706-719.

Temur, S., 1996, Horzum (Kozan – Adana) ve Bolkardağı (Ulukışla – Niğde) yöreleri Zn – Pb yataklarına ait piritlerin iz element konsantrasyonlarının karşılaştırılması, Karadeniz Teknik Üniv. Jeol. Müh. Böl. 30 Yıl Semp., Bildiriler (Ed: S. Korkmaz ve M. Akçay), 67 – 82.

Temur, S. and Kurt, H., 1998, Distinguishing of deposits and analysis methods according to the concentrations of Co, Ni, Mn and Ti in pyrites. Mineralogical Magazine, 62A, 1502-1503.

Udubaşa, G., 1984, Iron sulfides in sedimentary rocks, Some occurances in

Romania; Syngenesis and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits, (Ed: A. Wauschkuhn, C. Kluth and R. A. Zimmermann), Springer Verlag, Berlin, 28 – 35.

YERBİLİMLERİ ARALIK 2001 SAYI 39 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

OYMAAĞAÇ (ELAZIĞ) YÖRESİNDE ELAZIĞ MAGMATİTLERİNİN PETROGRAFİK – PETROLOJİK VE METALOJENİK ÖZELLİKLERİ

Cemal BÖLÜCEK, Mehmet ALTUNBEY
F. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: *İnceleme alanı, Elazığ'ın yaklaşık 20 km kuzeydoğusunda Oymaağaç Köyü çevresinde yeralmaktadır. Cevherleşmeler Elazığ Magmatitleri içerisinde gelişmiştir. Elazığ Magmatitleri, değişik litolojilerde derinlik, yarı derinlik ve yüzey kayaçları ile temsil edilmektedir.*

İnceleme alanında bazaltik bileşimli kayaçlar geniş yüzlekler sunmaktadır. Bunlar granitik kayaçlarla dasitik dayk ve stoklar tarafından kesilmektedir. Granitik – dasitik kayaçlarla bazaltik kayaç dokanaklarında metazomatizma ve yoğun alterasyonlar gelişmiştir. Gözlenen en baskın alterasyon silisleşmedir. Silisleşmeye; karbonatlaşma, serisitleşme, killeşme ve kloritleşme gibi alterasyonlar eşlik etmektedir. Daha az oranda epidotlaşma da izlenmektedir. Granitik ve dasitik kayaçların bazaltik kayaçlarla oluşturdukları dokanaklar boyunca metazomatizma ile iri taneli kuvars, epidot, piroksen, kalsit, granat, klorit, plajiyoklas ve tremolit - aktinolit mineralleri gelişmiştir.

İz element dağılım diyagramları bazaltik kayaçların toleyitik, dasit ve granitik kayaçların ise kalkalkalin karakterli adayayı ürünü olduklarını göstermektedir.

Cevherleşmeler, dasit - bazalt ve granit - bazalt dokanaklarında skarn tipinde, bazalt ve dasitler içerisinde ise daha çok damar tipinde gelişmiştir. Cevherleşmelerin baskın mineralleri, pirit ve manyetittir. Pirit daha çok damar tipi cevherleşmelerde gelişirken, manyetit skarn tipi cevherleşmelerde yoğunlaşmaktadır. Bunlara değişik oranlarda hematit, kalkopirit ve sfalerit eşlik etmektedir. Alterasyon sonucu, kovellin - kalkozin, idait ve limonit gelişmiştir.

PETROGRAPHICAL - PETROLOGICAL AND MEALLOGENIC CHARATERISTICS OF THE ELAZIĞ MAGMATITS IN THE OYMAAĞAÇ (ELAZIĞ) AREA

ABSTRACT: *The study area is 20 kms NE of Elazığ and around Oymaağaç Village. The mineralization occur in Elazığ Magmatic rocks. Elazığ Magmatics are made of various lithologies of plutonic, subvolcanic and volcanic rocks.*

The basaltic rocks are wide – spread in the study area and cut by granitic rocks and dacitic dykes - stocks. Metasomatism between granitic – dacitic rocks and basaltic rocks and intense alterations around dacitic bodies are present. The most common

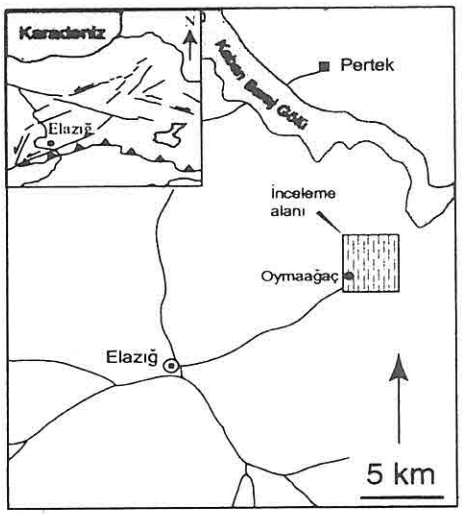
alteration is silicification and carbonitization, sericitization, argillization and chloritization are also observed. Epidote formation is scarce. Along the granite – basalt and dacite - basalt contacts metasomatic formations (skarns); coarse quartz, epidote, pyroxene, calcite, garnet, plagioclase and tremolite-actinolite are present.

Trace element discrimination diagrams indicate that basaltic rocks belong to tholeiitic series but granitic rocks display calc-alkali character, They are product of an island arc.

The mineralizations are skarn type along the dacite-basalt and granite - basalt contacts and vein type in basalts and dacites. Dominant ore minerals of studied mineralizations are pyrite (dominant in veins) and magnetite (dominant in skarn type). Hematite, chalcopyrite and sphalerite are also present in various amounts. Limonite, idaite, covellite-chalcocite are the secondary minerals of oxidized parts.

1. GİRİŞ

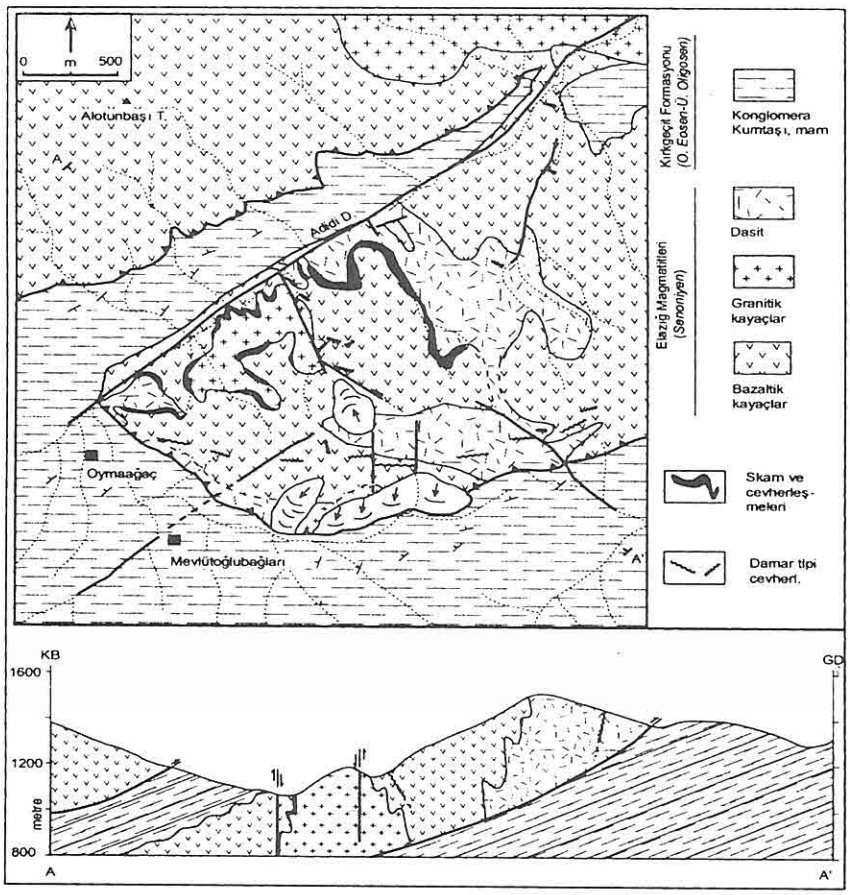
İnceleme alanı, Elazığ'ın yaklaşık 20 km kuzeydoğusunda Oymaağaç Köyü çevresinde yer almaktadır (Şekil 1). Bölgede bazı sedimanter birimler ve Elazığ Magmatitleri'ne ait kayaçlar yüzeylemektedir. İncelemeye konu olan cevherleşmeler, bu magmatik kayaçların dokanaklarında ve içerisinde bulunmaktadır (Şekil 2).



Şekil 1. Yerbulduru haritası

İnceleme alanı ve çevresinde değişik amaçlı çalışmalar yapılmıştır (Bingöl, 1984, 1988; Özkul ve Üşenmez, 1986; Sağıroğlu, 1986; Şaşmaz ve Sağıroğlu, 1990; İnceöz, 1994; Beyarslan, 2000). Ancak çalışmaya konu olan bu ve buna benzer cevherleşmelerle ilgili bölge genelinde herhangi bir çalışma yapılmamıştır.

Çalışmanın amacı, Oymaağaç Köyü ve çevresindeki cevherleşmeleri ve yan kayaçları mineralojik, petrografik ve jeokimyasal açıdan irdeleyerek cevherleşmelerin ve yan kayaçlarının özelliklerini ve kökenini ortaya çıkarmaktır. Bu amaçla bölgenin 1/25 000 ölçekli jeolojik haritası yapılarak cevherleşmelerden ve yan kayaçlardan çok sayıda sistematik örnek alınmıştır. Örnekler, polarizan ve maden mikroskobunda incelenerek yan kayaç ve cevherleşmelerin mineralojik ve dokusal özellikleri belirlenmiştir. Seçilen bazı kayaç ve cevher örneklerinden 17 sinin ana oksit ve eser element analizleri yapılmıştır.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası ve enine jeolojik kesiti

2. GENEL JEOLOJİ VE PETROGRAFİ

Bölgede gözlenen cevherleşmeler Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri içerisinde yeralmaktadır. Orta Eosen – Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu bu magmatitlerle tektonik ve stratigrafik ilişkilidir. Bölgede oldukça geniş alanlarda yüzeylemeler sunan ve konglomera, kumtaşı, kiltaşı, marn ve kireçtaşı gibi kayaçlardan oluşan birim, inceleme alanında genellikle tabanda konglomeralarla başlayıp üste doğru kumtaşı - marn ardalanmasıyla devam etmekte ve marnlarla son bulmaktadır. Bu birime ait yüzeylemeler Adidi Dere boyunca ve Oymaağaç Köyü'nün güney – güneydoğusunda görülmektedir (Şekil 2).

2.1. Elazığ Magmatitleri

Elazığ çevresinde değişik bileşimde derinlik, yarı derinlik ve yüzey kayaçlarıyla temsil olunan magmatik kayaçlar "Elazığ Magmatitleri" olarak

adlandırılmıştır (Turan v.d., 1995).

Bazı bölgelerde bu magmatitlerin stratigrafik olarak en üst seviyelerinde volkano-sedimanter bir istif bulunmaktadır (Akgül, 1993). İnceleme alanında Elazığ Magmatitleri granitik (granit, granodiyorit ve tonalit), bazaltik (bazalt, bazaltik andezit ve andezit) ve dasitik (dasit, riyolit) bileşimli kayaçlarla temsil edilmektedir.

2.1.1. Volkanik Kayaçlar

Volkanik kayaçlar Oymaağaç Köyü'nün kuzeydoğusunda ve kuzeyinde yaygın, olarak yüzeylemektedir. Bu kayaçlar, bazaltik (bazalt, + bazaltik andezit, + spilitik bazalt) ve dasitik (dasit, riyolit) bileşimlidir. Bazaltik kayaçlar, granitik kayaçlar ile dasitik stok ve dayklar tarafından kesilmektedir. Dasit ve granitik kayaç sokulumlarına bağlı olarak dasit - bazalt ve granit - bazalt dokanağında pirometazomatik olaylarla yoğun skarn kayaç ve cevherleşmeleri gelişmiştir. Ayrıca dasit sokulumlarına bağlı olarak bazaltik ve dasitik kayaçlar içinde damar tipi cevherleşmeler oluşmuştur. Volkanik kayaçlar, Oymaağaç'ın kuzeyinde ve güneydoğusunda Kırkgeçit Formasyonu üzerine tektonik dokanakla gelirken, Adidi Dere boyunca Kırkgeçit Formasyonu, bunları uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 2).

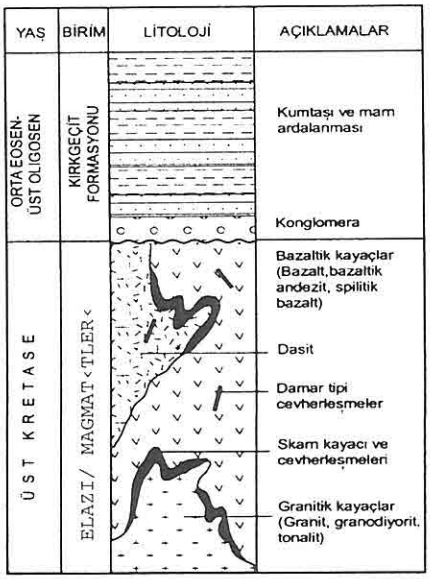
Bazaltik Kayaçlar: Genellikle mikroporfirik, mikrolitik ve intersertal ender olarak da trakitik ve intergranüler doku gösteren bazaltik kayaçlar, esas olarak plajiyoklas ve piroksen (klinopiroksen, ortopiroksen) minerallerinden oluşmaktadır. Kuvars, kalsit, klorit ve epidot ikincil mineral olarak bulunmaktadır. Opak mineraller ise bu kayaçların tali bileşeni olarak bulunur.

Bazaltik kayaçlarda yaygın olarak gözlenen plajiyoklas, hem mikrolitler hem de fenokristal halde bulunmaktadır. Bazaltik kayaçların hamur malzemesini plajiyoklas, piroksen ve opak mineral mikrolitleri ile volkanik cam oluşturmaktadır. Hamur maddesi içinde kloritleşmenin yaygın olarak görülmesi mikrolitlerin bir kısmının piroksen olduğuna işaret etmektedir.

Öz - yarı özşekilli fenokristal ve mikrolitler halindeki plajiyoklaslar, andezin - labrador bileşimindedir. Plajiyoklaslar yoğun karbonatlaşma, serizitleşme ve silisleşme yanında yer yer de kaolenleşme ve sosuritleşme türünde alterasyonlar gösterirler. Spilitik bazaltlarda bazik plajiyoklasların alterasyonu sonucu albit ve kalsit mineralleri oluşmuştur.

Piroksenler öz ve yarı özşekilli fenokristal ve mikrolitler halinde izlenirler. Başlıca ojit ve enstatit bileşimindedir. Çoğunlukla kloritleşme ender olarak da epidotlaşma ve silisleşme türü alterasyon gösterirler. Kuvars, kalsit, klorit ve epidot gibi ikincil minerallere sıkça rastlanmaktadır.

Dasitik Kayaçlar: Bunlar esas olarak mikroporfirik ender olarak da amigdaler dokuludur. Esas bileşenlerini kuvars ve plajiyoklas daha az oranlarda da biyotit oluşturur. İkincil mineral olarak kuvars, klorit ve kalsit yaygındır. Bunlara yer yer



Şekil 3. İnceleme alanının stratigrafik kesiti (ölçeksiz).

epidot da eşlik eder. Opak mineraller kayacın tali bileşeni şeklinde bulunur. Kayacın hamur malzemesini oluşturan kuvars, plajiyoklas, ± biyotit mikrolitleri ve camsı hamur maddesi kayacın % 70 – 75'lik kısmını oluşturmaktadır. Kuvars ve plajiyoklaslar hem mikrolit hem de fenokristal şeklinde bulunmaktadır. Biyotitler ise daha çok mikrofenokristaller halinde izlenirler. Hamur maddesi içerisindeki yoğun kloritleşme biyotitlerin de mikrolitler şeklinde bulunduğunu işaret etmektedir.

Plajiyoklas fenokristalleri genellikle ikizli (albit, albit + Karlspat) yer yer de normal zonlanmalıdır. Plajiyoklaslar An 36–46 'içeriğine sahip andezin bileşimindedir. Plajiyoklaslar yoğun olarak serizitleşme, sosuritleşme, karbonatlaşma, kaolenleşme nadiren de silisleşme türünde alterasyonlar gösterirler. Biyotitler genellikle kloritleşme türünde alterasyon göstermektedir.

2.1.2. Granitik Kayaçlar

Granitik kayaçlar inceleme alanının kuzeydoğusunda ve orta kesimlerinde yeralmaktadır (Şekil 2). Alotunbaşı Tepenin doğusunda başlıca granit ve granodiyorit, Oymaağaç'ın kuzeydoğusunda ise esas olarak tonalit ve granodiyorit bileşimli kayaçlar yüzeylemektedir. Derinlik kayaçları ile bazaltik bileşimli yüzey kayaçları intrüzif dokanaklıdır. İntrüzif dokanaklar boyunca yoğun olarak skarn kayaç ve cevherleşmeleri gelişmiştir. Derinlik kayaçlarının, dokanaklar boyunca ince taneli olması, derinlik kayaçları içerisinde yer yer bazaltik kayaç anklavlarına rastlanılması ve iki kayaç dokanağında pirometazomatik oluşukların meydana gelmesi derinlik kayaçlarının bazaltik bileşimli yüzey kayaçlarından sonra gelişmiş olduğunu göstermektedir. Mevlütoğlubağları'nın kuzeydoğusunda derinlik kayaçları ile Kırkgeçit Formasyonu tektonik dokanaklıdır (Şekil 2).

Granit, granodiyorit ve tonalitlerde esas bileşen olarak, değişik oranlarda kuvars, K – feldispat, plajiyoklas, biyotit ve hornblend bulunur. Tali bileşen olarak opak mineral, sfen ve apatit gözlenir. Epidot, kuvars, klorit ve kalsit gibi mineraller bu kayaçların ikincil bileşenlerini oluştururlar. Plajiyoklaslarda

çoğunlukla albit, albit + Karlspat türü ikizlenmeler ve ender olarak da normal zonlanma gözlenmektedir. Plajiyoklaslar % 34- 42 anortit içeriğine sahip andezin bileşimindedir.

3. SKARN ZONLARININ ÖZELLİKLERİ

Granitik (granodiyorit - tonalit) ve muhtemelen bunların farklılaşma ürünü dasitik kayaçlar (dasit - riyolit) bazaltik kayaçları (bazalt, bazaltik andezit, spilitik bazalt) intrüzif olarak keserek dokanaklarında metazomatizmaya ve cevherleşmelere neden olmuştur. Bölgedeki metazomatizma iki şekilde gelişmiştir:

1 - Granit - bazalt dokanağındaki metazomatizma,

2 - Dasit - bazalt dokanağındaki metazomatizma.

Metazomatizma sonucu çoğunlukla piroksen - epidot skarn ve epidot – piroksen skarn şeklinde bir oluşum sağlanmıştır. Bunlar, sokulum kayacından yan kayaca doğru kabaca zonlu bir yapı oluştururlar:

Granit - bazalt dokanağındaki skarn zonlanmaları granitik intrüzif kütleden bazaltik yan kayaca doğru; granit, piroksen – epidotlu granit, piroksen – epidot skarn, epidot –piroksen skarn ve epidot – piroksenli bazalt ve bazalt şeklinde değişmektedir.

Benzer şekilde dasit – bazalt dokanağındaki skarn zonlanması ise dasitten bazalta doğru aşağıdaki şekillerde gelişmiştir:

a - Dasit, epidotlu dasit, epidot - piroksen skarn, piroksen - epidot skarn, piroksenli bazalt ve bazalt,

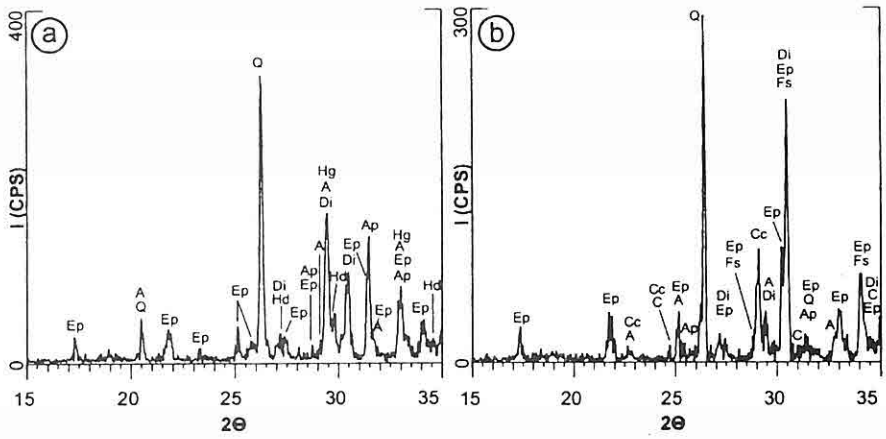
b - Dasit, epidot - piroksenli dasit, epidot – piroksen skarn, piroksen – epidot skarn, piroksen - epidotlu bazalt ve bazalt,

c - Dasit, piroksen – epidotlu dasit, piroksen – epidot skarn, piroksen – epidotlu bazalt ve bazalt.

Mikroskopik incelemeler, skarn minerallerinin intrüzif kütleye ve yan kayaca doğru giderek azaldığını göstermektedir. Skarnlaşmanın mineral parajenezi; piroksen, epidot, granat, kuvars, kalsit, klorit, tremolit / aktinolit, apatit ve opak mineraller şeklindedir. Bu minerallerin varlığı X- ışınları difraktometre (XRD) yöntemiyle de belirlenmiştir (Şekil 4).

Piroksenler, çoğunlukla öz - yarı özşekilli ve tek yönlü kristaller halinde izlenir. Ancak yer yer yığışım halindeki şekilsiz kristallere de rastlanmaktadır. Piroksen türünün esas olarak diyopsit – hedenberjit serisine ait diyopsit, ferrosalit ve hedenberjit bileşimli olduğu belirlenmiştir (Şekil 4a, b). Piroksenler genellikle uralitleşerek tremolit / aktinolite dönüşmüşlerdir. Bunların bir kısmı ise, kloritleşme ve silisleşme türünde alterasyon gösterir. Çoğu zaman piroksenler alterasyon ürünleri içinde kalıntı anhedral kristaller şeklinde izlenmektedir. Piroksenler içerisinde yer yer opak mineral kapanımlarına rastlamak mümkündür.

Turuncu, mavi, yeşil, pembe gibi canlı renklerle tanınan epidot, genellikle şekilsiz yığışımlar halinde izlenmektedir. Bunun yanında öz - yarı özşekilli allıgen



Şekil 4. Skarn kayaçlarına ait XRD diyagramları (a: P 34 nolu örnek, b: P 3 nolu örnek). A: Andradit, Ap: Apatit, C: Klorit, Cc: Kalsit, Di: Diyopsit, Ep: Epidot, Fs: Ferrosalit, Hg: Hidrogrossular, Hd: Hedenberjit, Q: Kuvars.

ve ışınsal yelpaze görünümlü kristaller de görülmektedir. Epidot yer yer kloritleşme türü alterasyon göstermektedir. Kristallerinin bir kısmında ikizlenmelere rastlanmaktadır. Epidotlu intrüzif kütle ve yan kayaçta epidot, genellikle piroksen gibi, kayacın kırık ve gözenekleriyle mineral sınırları arasındaki boşlukları dolduracak şekilde yerleşmiştir. Bu zayıf zonlarda piroksen ve epidota yaygın olarak kuvars ve kalsit eşlik etmektedir.

Kuvars, klorit ve kalsit tamamen ikincil olarak gelişmiştir. Bu ikincil minerallere yer yer epidot da eşlik etmektedir. İkincil mineraller genellikle skarn kayaçlarında piroksen ve epidotların arasını dolduracak şekilde gelişmiştir. Bu mineraller ayrıca kayaçların kırık ve boşluklarına yerleşmiş şekilde de izlenmektedir. İkincil minerallerin bir kısmı alterasyon ürünleri şeklinde ortaya çıkmıştır.

Granatlar, piroksen ve epidot kadar yaygın olmamakla beraber piroksen – epidot skarn kayaçlarında yer yer gözlenebilmektedir. Granat kristalleri genellikle zonlanmalı ve tek nikolde açık kahverengimsi renklidir. Çoğunlukla karbonatlaşma daha az oranlarda ise silisleşme türünde alterasyonlar gösterir. XRD incelemeleri sonucunda granatların hidrogrossular - andradit bileşimli olduğu belirlenmiştir (Şekil 4). Oldukça kırıklı ve çatlaklı olan granatların zayıf zonları tamamen kuvars tarafından doldurulmuştur.

Temolit / aktinolit esas olarak piroksenlerin uralitleşmesi sonucu açığa çıkmıştır. Ancak, yer yer birincil olanlara da rastlanmaktadır. Bunlar, şekil olarak lifsi ışınsal yelpazeler şeklindedir. Tremolit / aktinolite genellikle kuvars eşlik etmektedir ve kuvars kristalleri

üzerinde iğnemsi lifler şeklinde uzanırlar.

Skarn kayaçlarında yer yer apatite de rastlanmaktadır (Şekil 4). Bunlar genellikle epidot ve piroksenlerle birlikte renksiz, ince prizmatik kristaller halinde izlenmektedir.

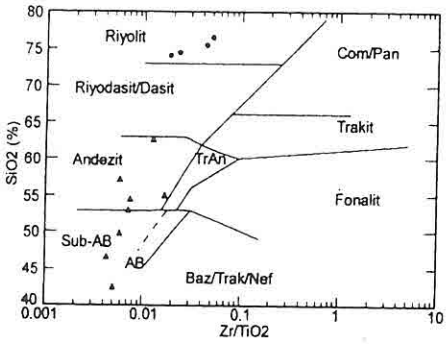
Skarn minerallerine eşlik eden en yaygın opak mineraller; manyetit, hematit, limonit, pirit ve kalkopirittir. Opak minerallerin özellikleri cevherleşmeler bölümünde ayrıntılı olarak verilecektir.

4. JEOKİMYA

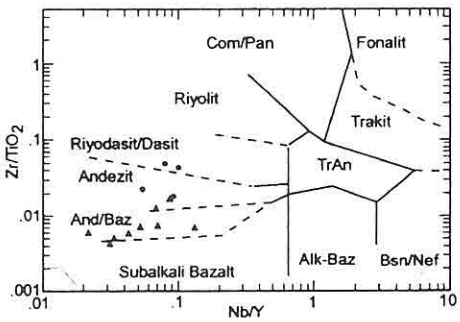
İnceleme alanındaki magmatik kayaçlardan alınan örneklerden ince kesitler yapılarak incelenmiş ve petrografik olarak isimlendirilmişlerdir. Bu örneklerden 9 bazalt-andezit, 5 dasit ve 3 granitik kayaç örneği analiz edilmiştir. Bu örneklere ait ana oksit ve bazı iz element analizleri Kanada ACME laboratuvarlarında ICP-ES ve NAA ile yapılmıştır. Tablo 1'de bazaltik kayaç analiz sonuçları, Tablo 2' de ise dasitik ve granitik kayaçlara ait analiz sonuçları verilmiştir.

Volkanik kayaç isimlendirme diyagramları (Şekil 5 ve 6) ve petrografik olarak belirlenen isimlendirme arasında iyi bir uyum bulunmaktadır. Ancak Şekil 5 de hidrotermal alterasyon nedeniyle iki dasit örneği riyolit alanında yeralmıştır. Bu örnekler Şekil 6' da andezit alanında bulunmaktadırlar.

Özellikle volkanik kayaçların ısı kaybı (LOI) alterasyon nedeniyle önemli miktarlara ulaşmaktadır (Tablo 1, 2). Bölgede hidrotermal alterasyon oldukça etkindir. Bu nedenle Ti, Zr, Y, Nb, V gibi



Şekil 5. Elazığ Magmatitleri volkanik kayaçlarının $Zr/TiO_2 - SiO_2$ diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) dağılımları. Bazalt-andezit (▲), Dasit (●).



Şekil 6. Elazığ Magmatitleri volkanik kayaçlarının $Nb/Y - Zr/TiO_2$ diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) dağılımları. Bazalt-andezit (▲), Dasit (●)

hidrotermal şartlar altında, deniz tabanındaki bozuşmada ve orta derecede metamorfik şartlar altında duraylı olan yüksek değerlikli elementlerin yer aldığı diyagramlar kullanılmıştır.

Ti/100-V diyagramında (Shervais, 1982) bazaltik kayaçlar daha çok toleyitik,

Tablo 1. İnceleme alanındaki bazaltik kayaçların ana oksit ve bazı iz element içerikleri

(%)	Örnek Numaraları								
	P1	P2	P3	P13	P14	P34	P37	P39	P61
SiO_2	54,44	10,73	42,44	55,02	46,58	49,71	62,71	57,15	52,92
Al_2O_3	15,8	3,59	16,69	10,59	13,83	10,76	15,99	12,69	15,28
Fe_2O_3	10,21	82,76	10,07	16,84	10,44	13,26	7,18	12,74	13,43
MgO	4,06	1,83	2,53	6,62	12,85	4,38	2,84	0,75	7,75
CaO	4,55	0,31	22,16	1,65	8,22	18,19	5,49	11,43	0,47
Na_2O	5,64	0,52	0,08	0,48	0,4	0,13	2,75	0,04	2,09
K_2O	0,21	0,1	<.04	<.04	<.04	<.04	0,2	<.04	0,26
MnO	0,15	0,04	0,14	0,14	0,37	0,26	0,15	0,17	0,34
TiO_2	1,02	0,13	0,59	0,5	0,54	0,65	0,72	0,63	0,89
P_2O_5	0,16	0,07	0,07	< .01	0,05	0,08	0,08	0,01	0,16
LOI	3,6	<.1	5	8,1	6,4	2,4	2	4,2	6,6
Toplam	99,85	100,1	99,82	100,02	99,84	99,86	100,12	99,86	100,21
(ppm)									
Ba	55	17	< 5	6	7	6	36	7	17
Hf	2,5	< .5	1,1	2,9	0,9	1,1	3,1	1,1	2,1
Nb	1,7	< .5	0,5	1,3	< .5	0,6	1,5	0,6	1,4
Rb	2,3	1,5	< .5	0,7	1,1	0,6	2,4	0,9	2,9
Sr	229,5	13,7	482	47	162,1	280,8	229,8	340,7	36,3
Th	0,7	0,1	0,1	0,6	0,1	0,1	1	0,1	0,4
V	345	164	414	152	257	198	195	236	265
Zr	76,2	8,8	29,8	83,5	22,6	37,7	92,4	37,4	62,7
Y	24,3	2,5	15,4	15,1	12,6	14,1	22,2	28,4	27,2
La	6,7	1	2,6	3,8	1,3	< .5	8	7,2	6,6
Ce	16,1	1,4	6,8	9,4	3,8	0,9	18,5	16,1	15,6
Nd	11,4	1	5,9	6,5	3,6	2,3	11,5	12,2	10,9

Tablo 2. İnceleme alanındaki granitik ve dasitik kayaçların ana oksit ve bazı iz element içerikleri

(%)	Granitik Kayaçlar			Dasitik Kayaçlar				
	P7	P26	P12	P5	P20	P23	P40	P51
SiO_2	73,87	74,02	58,23	80,08	74,56	76,53	74,31	75,53
Al_2O_3	13,14	13,09	15,78	3,24	3,83	12,59	13,38	13,16
Fe_2O_3	2,4	2,61	7,17	9,33	12,21	1,71	2,54	1,88
MgO	1,28	1,08	3,94	1,9	1,39	1,26	0,96	1,13
CaO	1,98	1,27	5,85	0,7	1,6	0,66	2,72	0,31
Na_2O	5,3	5,79	3,69	0,02	0,07	4,8	3,44	4,85
K_2O	0,3	0,44	0,22	0,09	0,1	0,48	0,59	0,22
MnO	0,04	0,03	0,13	0,07	0,1	0,07	0,1	0,02
TiO_2	0,46	0,46	1,1	0,08	0,18	0,16	0,33	0,27
P_2O_5	< .01	0,06	0,2	< .01	< .01	< .01	0,11	0,07
LOI	1,3	1,2	3,6	4,6	5,8	1,8	1,8	2,5
Toplam	100,1	100,1	99,92	100,12	99,85	100,1	100,29	99,95
(ppm)								
Ba	37	48	18	9	11	85	78	37
Hf	4,9	5,1	2,9	< .5	0,8	3,2	3,4	3,6
Nb	2,5	2,6	2,1	< .5	0,7	2	2,1	2
Rb	3,2	3,4	5	1,7	3,3	5,4	7,9	2,6
Sr	123,9	96	165,4	22,3	52,7	91,3	193,8	85,3
Th	0,8	1,1	0,7	< .1	0,5	2,1	1,2	1,4
V	28	20	208	38	46	12	13	27
Zr	148,7	155,2	88,3	8	40,8	80,1	107,6	118,1
Y	39,2	32,8	30	2,3	12,9	24,7	22,7	19,6
La	9,7	9,9	8,5	0,9	4,5	13,7	10,5	6,3
Ce	25,2	21,8	20,5	2,4	9,2	29,2	23,8	14,3
Nd	17,7	14,2	13,6	1,4	5,7	17,2	14,2	7,6

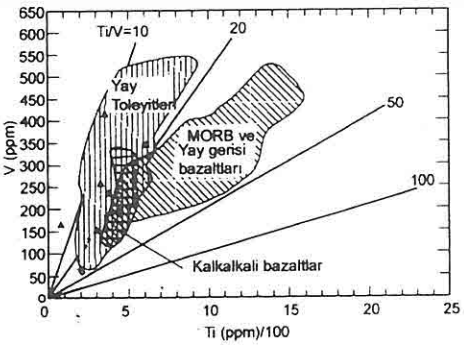
bazı örnekler ise kalkalkali özellik gösteren yay ve kısmen MORB bazaltları alanında yer almaktadırlar (Şekil7).

Benzer olarak Nbx2-Zr/4-Y diyagramında (Meschede, 1986) bazaltlar N tipi MORB ve volkanik yay alanında dağılmaktadırlar (Şekil 8).

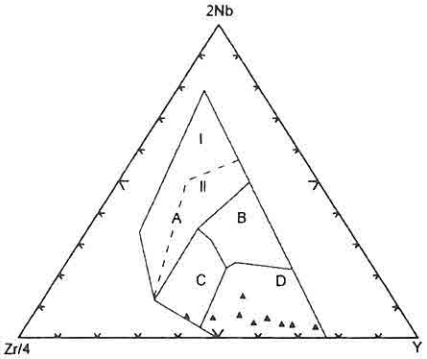
Wood (1980)'in Zr/117-Th-Nb/16 diyagramında örnekler yaklaşan levha sınırları bölgesindeki bazaltlar olarak değerlendirilebilir (Şekil 9).

İnceleme alanının yakın çevresindeki (Beyarslan, 2000) ve inceleme alanındaki granitik kayaç örnekleri Rb-Y+Nb diyagramında (Pearce ve diğ., 1984) volkanik yay granitleri (VAG) alanında bulunmaktadırlar (Şekil 10).

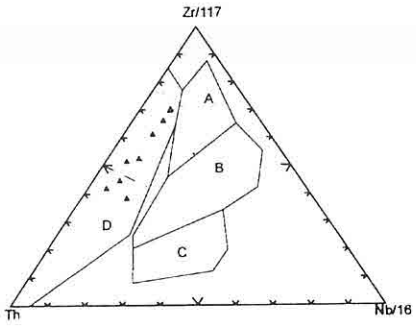
Elazığ çevresinde aynı magmatik kayaçların dasitik volkanitleri ile granitik kayaçları kalkalkalen karakterli volkanik yay ürünü olarak belirlenmiştir (Bingöl ve Beyarslan, 1996; Beyarslan, 2000).



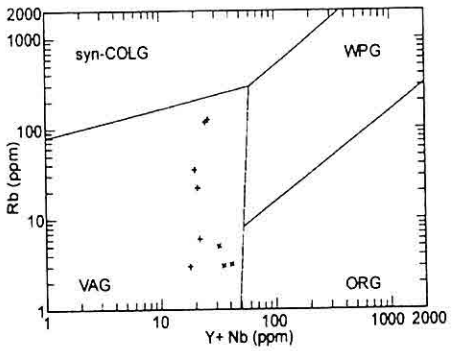
Şekil 7. Elazığ Magmatitleri bazaltik kayaçlarının Ti/100 – V diyagramındaki (Shervais, 1982) dağılımları.



Şekil 8. Elazığ Magmatitleri bazaltik kayaçlarının Zr/4 – 2Nb - Y diyagramındaki (Meschede, 1986) dağılımları. (A-I: Levha içi alkali bazaltlar , A-II: Levha içi alkali bazaltlar ve toleyitler, B: E tipi MORB, C: Levha içi toleyitler ve volkanik yay bazaltları, D: N tipi MORB ve volkanik yay bazaltları).



Şekil 9. Elazığ Magmatitleri bazaltik kayaçlarının Th – Zr/117 – Nb/16 diyagramındaki (Wood, 1980) dağılımları. (A: N tipi MORB, B: E tipi MORB ve levha içi toleyitleri, C: Levha içi alkali bazaltları, D: Volkanik yay bazaltları).



Şekil 10. Elazığ Magmatitleri granitik kayaçlarının Rb – Y + Nb diyagramındaki (Pearce ve diğ., 1984) dağılımları. (+) Beyarslan, (2000)' den değiştirilerek alınan veriler, (X) Bu çalışmaya ait veriler (syn-COLG: Çarpışmayla eş yaşlı granitler, WPG: Levha içi granitler, ORG: Okyanusal rift granitleri, VAG: Volkanik yay granitleri)

Jeokimyasal verilerin değerlendirilmesiyle, inceleme alanı ve yakın çevresindeki magmatitlere ait bazaltik kayaçların toleyitik; dasitik ve granitik kayaçların ise kalkalkalen karakterli yay magmatizması ürünü oldukları söylenebir.

5. CEVHERLEŞMELER

Oymaağaç yöresinde iki tip cevherleşme görülmektedir:

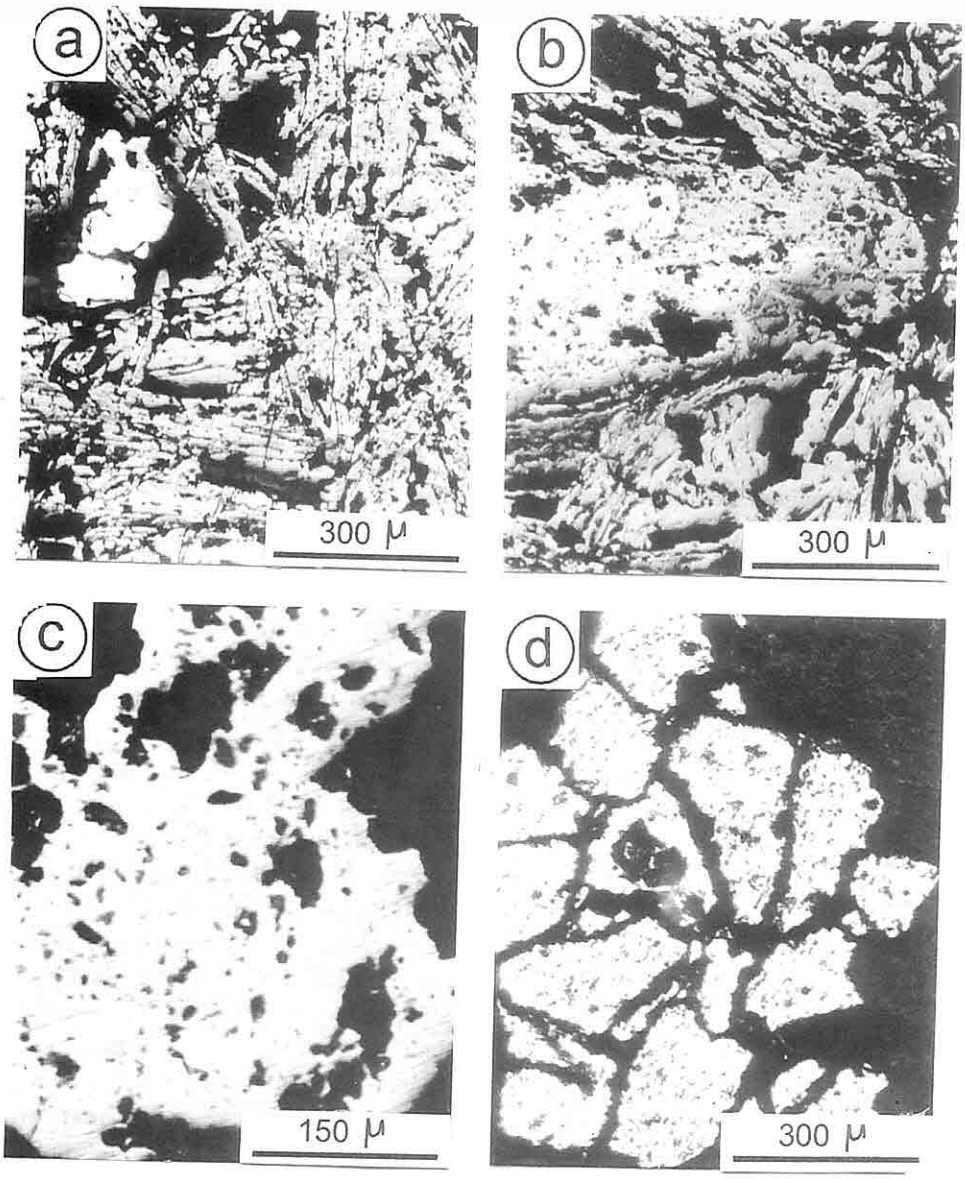
1 - Skarn tipi cevherleşmeler,
2 - Damar tipi cevherleşmeler.

5.1. Skarn Tipi Cevherleşmeler

Bu tür cevherleşmeler, skarnlaşmada olduğu gibi Elazığ Magmatitleri'nin granitik kayaçları (granodiyorit, tonalit) ile bazaltik kayaçlarının (bazalt, bazaltik andezit, spilitik bazalt) dokanağında ve dasitik kayaçlarla (dasit, riyolit) bazaltik kayaçların dokanağında yer yer gelişmiştir. Cevherleşmeler, Oymaağaç Köyü'nden başlayarak kuzeydoğuya doğru uzanmaktadır (Şekil 2). Bunlar, kabaca intrüzif kütle ile bazaltik yan kayaç dokanağına parelel konumludur. Bu cevherleşmeler skarn kayaçlarıyla iç içe saçınımlı olarak gelişmiştir. Saçınımlı cevher, dokanaklardaki piroksen – epidot skarn ve epidot – piroksen skarn kayaçlarında yaklaşık % 40 oranında gözlenirken bu oran, intrüzif kütle ve yan kayaçlara doğru giderek düşmektedir. Skarn zonlarının kalınlığı birkaç cm'den 5- 6 m'ye kadar çıkmaktadır.

5.2. Damar Tipi Cevherleşmeler

Damar tipi cevherleşmeler, bazaltik kayaçları kesen dasitik kayaçlarla bazaltik kayaçlar içerisinde çatlak dolgusu şeklinde gelişmiştir. Bu tip cevherleşmeler yaygın olarak Oymaağaç Köyü'nün doğusunda yaklaşık bindirmeye parelel olarak gelişmiştir. Daha az oranlarda ise Oymaağaç Köyü'nün kuzeydoğusunda gözlenirler (Şekil 2). Damar tipi cevherleşmeler, bazaltik ve dasitik kayaçlarda gelişen aşırı silisleşmiş kırık ve çatlak zonlarında bulunmaktadır. Cevherli zonlar silisifiye olduklarından içinde bulundukları kayaçlara göre erozyona daha dayanaklıdırlar ve arazide



Şekil 11. Cevher minerallerinin mikroskopik görünümü. a: Işınsal manyetit ve kalkopirit (sol üst alanda) X 100, b: Işınsal manyetit ve martitleşme (orta-sol bölümde) X 100, c: Silikatler tarafından kemirilmiş pirit X 200, d: Kataklastik dokulu pirit X 100.

kolayca tanınabilmektedirler. Damarlar çoğunlukla kuzeybatı – güneydoğu uzanımlıdırlar. Yer yer kuzeydoğu – güneybatı konumlu olanlara da rastlanmaktadır. Bu tip cevherleşmeler, olasılıkla dasitik sokulumlara bağlı olarak gelişmiştir. Cevherli damarların kalınlıkları oldukça değişkendir. Kalınlıkları birkaç cm'den birkaç metreye kadar değişmektedir. Damar tipi cevherleşmeler de skarn tipi cevherleşmeler gibi saçınımlı olarak gelişmiştir. Cevherli damarlar genellikle faylarla ötelenmiştir (Şekil 2).

5.3. Cevher Mineralojisi

Skarn ve damar tipi cevherleşmeler, gerek cevher parajenezi gerekse mineralojik özellikleri bakımından benzer özellikler göstermektedir. Cevherleşmelerin baskın mineralleri, manyetit ve pirit şeklindedir. Manyetit daha çok skarn tipi cevherleşmelerde gelişirken, pirit damar tipi cevherleşmelerde yoğunlaşmaktadır. Her iki cevherleşme türünde bu minerallere değişik oranlarda hematit, kalkopirit, ve sfalerit eşlik etmektedir. Alterasyon sonucu, kovellin – kalkozin, idait ve limonit gelişmiştir. Skarn cevherleşmelerinde cevher mineralleriyle birlikte çoğunlukla iri taneli kuvars, epidot, piroksen, kalsit, granat, klorit ve tremolit / aktinolit gibi skarn mineralleri bulunmaktadır. İntrüzif kütle ve yan kayaçlara doğru skarn minerallerine ek olarak plajiyoklas ve biyotit görülür.

Cevherleşmelerin içerisinde geliştiği kayaçlarda gözlenen en baskın alterasyon silisleşmedir. Silisleşmeye; karbonatlaşma, serizitleşme, kaolenleşme ve kloritleşme gibi alterasyonlar eşlik etmektedir. Daha az oranda epidotlaşma da izlenmektedir.

Manyetit, skarn tipi cevherleşmelerin baskın mineralidir. Kristalleri, öz ve yarı özşekillidir. 1000 mikrona varan tane boylarında ve saçınımlı olarak bulunmaktadır. Manyetit kristalleri gelişi güzel yönlerde gelişen kırıklar tarafından kesilmektedir. Manyetit kristalleri kenar ve çatlakları boyunca hematite dönüşmüştür. Manyetitlerde yaygın olarak sfalerit kapanımlarına ve hematit ayrılımlarına rastlanmaktadır (Şekil 11 a,b).

Pirit, damar tipinde baskın olmak üzere her iki cevherleşmelerde de izlenmektedir. Genellikle öz ve yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Tane boyları çok küçükten 5 mm'ye kadar çıkmaktadır. Pirit kristalleri, kayaç içinde hem saçınımlı hem de kırık ve çatlak dolgusu şeklinde bulunmaktadır. Kayacın kırık ve çatlak sistemlerinde gelişen piritlere genellikle kuvars eşlik etmektedir. Saçınımlı piritlerin kenarları silikatler tarafından yenmiş ve yuvarlaklaştırılmıştır (Şekil 11 c). Bazı pirit kristallerinde kataklastik doku gelişmiştir (Şekil 11 d). Piritlerin bir kısmı kenarları boyunca limonite dönüşmüştür. Pirit kristalleri, sıkça sfalerit ve silikat (kuvars) kapanımları içermektedir.

Hematit, birincil ve ikincil olmak üzere iki şekilde gelişmiştir. Birincil hematitler, öz şekilli ince – iğnemsi saçınımlı çubuklar şeklindedir. Tane boyları 300

mikrona kadar çıkmaktadır. İkincil hematitler, çoğunlukla çatlaklarda gelişmiş olup özşekilsizdir. Hematit, bazı örneklerde mafik minerallerin (piroksenlerin) ayrılımları şeklinde ortaya çıkmaktadır. Ayrılım halindeki hematitler piroksenlerin psödomorfları şeklinde de izlenmektedir.

Kalkopirit, çoğunlukla yarı özşekillidir. Tane boyları 500 mikrona kadar çıkmaktadır. Kalkopirit kristallerinin bir kısmı kayaçta saçınımlı halde bir kısmı ise kırık ve çatlak dolgusu şeklinde bulunmaktadır. Manyetit içeren örneklerde çoğunlukla kalkopirit de yer almaktadır (Şekil 11 a). Kalkopirit yüzeysel alterasyonla kristal kenarları boyunca yer yer limonite nadiren de kovellin – kalkozine ve idaite dönüşmüştür. Alterasyon ürünleri içinde kalıntı kristaller halinde de izlenmektedir. Kalkopiritlerin çoğu piritler gibi kenarları boyunca silikatler tarafından yenmiştir.

Sfalerit, manyetit ve piritlerin kapanımları şeklinde izlenmektedir. Ayrıca bağımsız saçınımlı kristaller şeklinde de gözlenebilmektedir. Sfalerit, öz ve yarı özşekilli olup tane boyları 20 mikron - 1mm arasında değişmektedir.

Limonit, çoğunlukla pirit ve kalkopiritlerin bozunmasıyla oluşmuştur ve genellikle kayacın kırık ve çatlaklarında gelişmiştir. Çatlaklarda çoğunlukla jel şeklinde gözlenir.

6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Elazığ çevresinde geniş yayılım sunan Senoniyen yaşlı magmatik kayaçlar gabro, diyabaz, bazaltik volkanitler, volkano-sedimanterler ve bunları kesen granitik ve dasitik kayaçlardan oluşmaktadır.

Jeotektonik konum belirleyen diyagramlar, bazaltik kayaçların toleyitik; granitik ve dasitik kayaçların ise kalkalkali karakterli yay magmatizması ürünü olduklarını işaret etmektedir. Bingöl ve Beyarslan (1996), bu kayaçların değişik yüzeylemelerine ait verilere göre benzer sonuçlar elde etmişler ve gabro - diyabazların da toleyitik özellik gösterdiğini belirtmişlerdir.

Bölgede çalışma yapan çoğu araştırmacılar (Şengör ve Yılmaz, 1981; Bingöl, 1984; Akgül, 1993; Yılmaz ve diğ., 1993) bu magmatik kayaçların yay magmatizması ürünü olduğunu ve kuzeye dalımlı bir okyanus kabuğu üzerinde geliştiğini belirtmişlerdir.

Son yıllarda yapılan çalışmalarda (Beyarslan, 1996; Bingöl ve Beyarslan, 1996; Beyarslan, 2000) Üst Kretase'de üstteki levhada bir açılmanın olduğu (supra-subduction) ve buna bağlı olarak Kömürhan Ofiyolitleri ve gabro-diyabazların oluştuğu, kuzey – güney sıkışmasının devam etmesi sonucu supra-subduction zonu üzerinde ada yayının gelişmeye başladığı ve Elazığ Magmatitleri'nin diyorit-tonalit grubu derinlik kayaçları ve yüzey kayaçlarının oluştuğu savunulmaktadır. Bingöl ve Beyarslan (1996)'ya göre, Kömürhan ofiyolitlerinin gabro ve piroksenitlerinin kısmi ergimeye uğramaları ile oluşan granitik magma, daha önce oluşan tüm yay magmatizması ürünlerini kesmektedir. Akgül (1993), dasitik kayaçların granitik kayaçların farklılaşmasının son ürünü

olduğunu belirtmektedir.

Sonuç olarak bölgedeki en yaşlı bazaltik kayaçlar granitik ve dasitik kayaçlar tarafından kesilmişlerdir. Granitik kayaçların bazaltik kayaçları kesmesi sürecinde hem pirometazomatik oluşumlar hem de hidrotermal faaliyeler sonucu damar tipi cevherleşmeler oluşmuştur.

Yüzeyleyen kısmı itibariyle ekonomik olmayan bu cevherleşmelerde başlıca pirit, manyetit ve az oranlarda kalkopirit ve sfalerit gözlenmektedir. Bu magmatik kayaçlar Doğu Toroslarda oldukça geniş alanlarda yüzeylemektedirler ve granitik-bazaltik kayaç dokanağı gözlenen değişik yüzeylemelerde bu tür cevherleşmeler gözlenebilir ve farklı alanlarda farklı derinliklerde cevher minerali ve tenöründe bir zenginleşme beklenebilir.

7. KAYNAKLAR

Akgül, B., 1993, Piran Köyü (Keban-Elazığ) çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri, Doktora Tezi, F.Ü Fen Bilimleri Enst., 118 s (yayınlanmamış).

Beyarslan, M., 1996, Kömürhan Ofiyolit Birimi'nin petrografik ve petrolojik incelenmesi. Doktora Tezi, F.Ü Fen Bilimleri Enst., 103 s (yayınlanmamış).

Beyarslan, M., 2000, Serince-Harput-(Elazığ) çevresindeki granitik kayaçlar ve kökeni, Geosound, 37, 105-115.

Bingöl, A.F., 1984, Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus Region. In: The geology of the Taurus Belt, International Symposium Proceedings, O. Tekeli and M. C. Göncüoğlu (eds.), Ankara, 209-216.

Bingöl, A.F., 1988, Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ Region (Eastern Taurus, Turkey). Journal of Fırat University, Science and Technology, 3 (2), 1-17.

Bingöl, A.F. ve Beyarslan, M., 1996, Elazığ Magmatitlerinin jeokimyası ve petrolojisi. KTÜ. Müh.-Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, 30. Yıl Sempozyumu, Bildiriler, c.1, 208-224.

İnceöz, M., 1994, Harput (Elazığ) yakın kuzeyi ve doğusunun jeolojik özellikleri, Doktora Tezi, F.Ü Fen Bilimleri Enst., 112 s (yayınlanmamış).

Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, Chemical Geology, 56, 207-218.

Özkul, M.ve Üşenmez, Ş.,1986, Elazığ kuzeydoğusunda Eosen derin deniz konglomeralrının sedimantolojik incelenmesi.G.Ü.Müh.Mim.Fak.Dergisi, 1/2, 53-73.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology, 25, 956-983.

Sağıroğlu, A., 1986, Kızıldağ (Elazığ) cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni, Jeoloji Mühendisliği, 29, 13-20.

Shervais, J.W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, Earth and Planetary Science Letters, 59, 101-118.

Şaşmaz, A. ve Sağıroğlu, A., 1990, Billurik dere cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni. MTA Dergisi, 110, 45-54.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethiyan evolution of Turkey: A plate tectonic approch. Tectonophysics, 75, 181-241.

Turan, M., Aksoy, E. and Bingöl, A.F., 1995, Doğu Toroslar'ın jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri, F. Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi, 7/2, 177 - 199.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chemical Geology, .20, 325-343.

Wood, D.A., 1980; The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, Earth and Planetary Science Letters, 50, 11-30.

Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. and Genç, Ş.C., 1993, Ophiolitic and metamorphic assemblages of Southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. Tectonics, 12/5, 1280-1297.

YERBİLİMLERİ ARALIK 2001 SAYI 39 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

KÖMÜRHAN KÖPRÜSÜ (ELAZIĞ) CİVARINDAKİ OFİYOLİT VE METAOFİYOLİT İLE BUNLARI KESEN GRANİTİK DAMAR KAYAÇLARININ PETROGRAFİK VE PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Melahat BEYARSLAN, Emin ERDEM, Bülent KALI
F.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: *İnceleme alanında esas olarak Üst Kretase yaşlı Kömürhan Ofiyoliti ve Metaofiyoliti ile birlikte, ayrıca, Üst Kretase yaşlı Elazığ Mağmatitleri ve Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı Seske Formasyonu yüzeylenmektedir.*

Çalışmanın asıl amacını oluşturan, petrografik-petrolojik ve jeokimyasal özellikleri incelenen Kömürhan Ofiyolit ve Metaofiyoliti geniş bir alanda yüzeylenme sunmakta ve harita alanının kuzeyinde Elazığ Magmatitleri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Ayrıca, Elazığ Mağmatitlerine ait tonalitik-diyoritik kayaçlar, Kömürhan Ofiyoliti ve Metaofiyolitini kesmektedir. İnceleme alanının kuzeyinde, Elazığ Magmatitleri tektonik olarak Seske Formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmektedir.

Kömürhan Ofiyolit ve Metaofiyolitik kayaçları, Neotetis'in güney kolunun Üst Kretase'den itibaren kuzeye doğru dalması ve dalan levhanın üzerinde kalan okyanusal levhada oluşan açılma (Supra-subduction Zone) ile oluşmuşlardır.

PETROGRAPHICAL AND PETROLOGICAL PROPERTIES OF THE OPHIOLITE AND METAOPHIOLITE AND GRANITIC VEIN ROCKS CUTTING THESE AT THE KÖMÜRHAN BRIDGE AROUND

ABSTRACT: *The Upper Cretaceous Kömürhan Ophiolite and Metaophiolite cover large area in the study area In addition, the Upper Cretaceous Elazıg Magmatics, the Upper Paleocene-Middle Eocene Seske Formation outcrop in the study area.*

The Kömürhan Ophiolite and Metaophiolite of which petrographic-petrological and geochemical properties are subject of this study. In the northern part of the map area, the Kömürhan Ophiolite and Metaophiolites are being thrusted by the Elazığ Magmatics. Seperately,the Kömürhan Metaophiolites are cut by the tonalitic-dioritic rocks of the Elazığ Magmatic suite. In the northern part of the study area, the Seske Formation covers the Elazığ Magmatics with an angular unconformity.

The Kömürhan Ophiolite and Metaophiolite formed in a supra-subduction spreading zone during the Cretaceous, related to this event is the north-dipping subduction of the southern branch of Neo-Tethys ocean.

1.GİRİŞ

İnceleme alanı Elazığ-Malatya arasında bulunan Kömürhan Köprüsü'nün doğusunda yeralmaktadır (Şekil 1). İnceleme alanında yüzeyleyen ofiyolitik kayaçlar, Elazığ'ın güneybatısında Sivrice ilçesi ile Kömürhan Köprüsü arasında yüzeyleyen ve ilk defa Yazgan (1984) tarafından Kömürhan Ofiyoliti ve Metaofiyoliti olarak tanımlanan birime aittir.Yaklaşık 40 km uzunluğunda ve 10 km genişliğinde kuzeyde ve güneyde bindirme fayları ve Doğu Anadolu Fay Zonu ile sınırlıdır. Bazı araştırmacılar (Yazgan, 1983; Bingöl, 1986) Kömürhan Ofiyoliti'nin, Guleman Ofiyoliti'nin batı, İspendere Ofiyoliti'nin ise doğu uzantısı olduğunu kabul etmektedirler. Pearce vd. (1984), Lytwyn ve Casey (1993). Doğu Toros Kuşağındaki ofiyolitik masiflerin yitim zonu üzerinde yay öncesi açılma rejimleri ile oluştuğunu kabul etmektedirler. Bu ofiyolitler harzburjitik manto kalıntısı, levha dayklar, ada yayı toleyitik volkanitler ve yay tipi volkanoklastik kayaçlardan oluşmuş tam bir ofiyolit istifidir.

Kömürhan Ofiyoliti; ofiyolit, metaofiyolit ve bunlarla birarada bulunan kalk-alkali magmatik topluluklarla karekterize edilir (Beyarslan,1996; Beyarslan ve Bingöl, 2000).

Bu makalenin amacı, Kömürhan Köprüsü civarında yüzeyleyen ve Kömürhan Ofiyolit ve Metaofiyolit birimine ait kayaçlarla, bunları kesen granitik damar kayaçlarının petrografik ve petrolojik özelliklerini incelemektir.

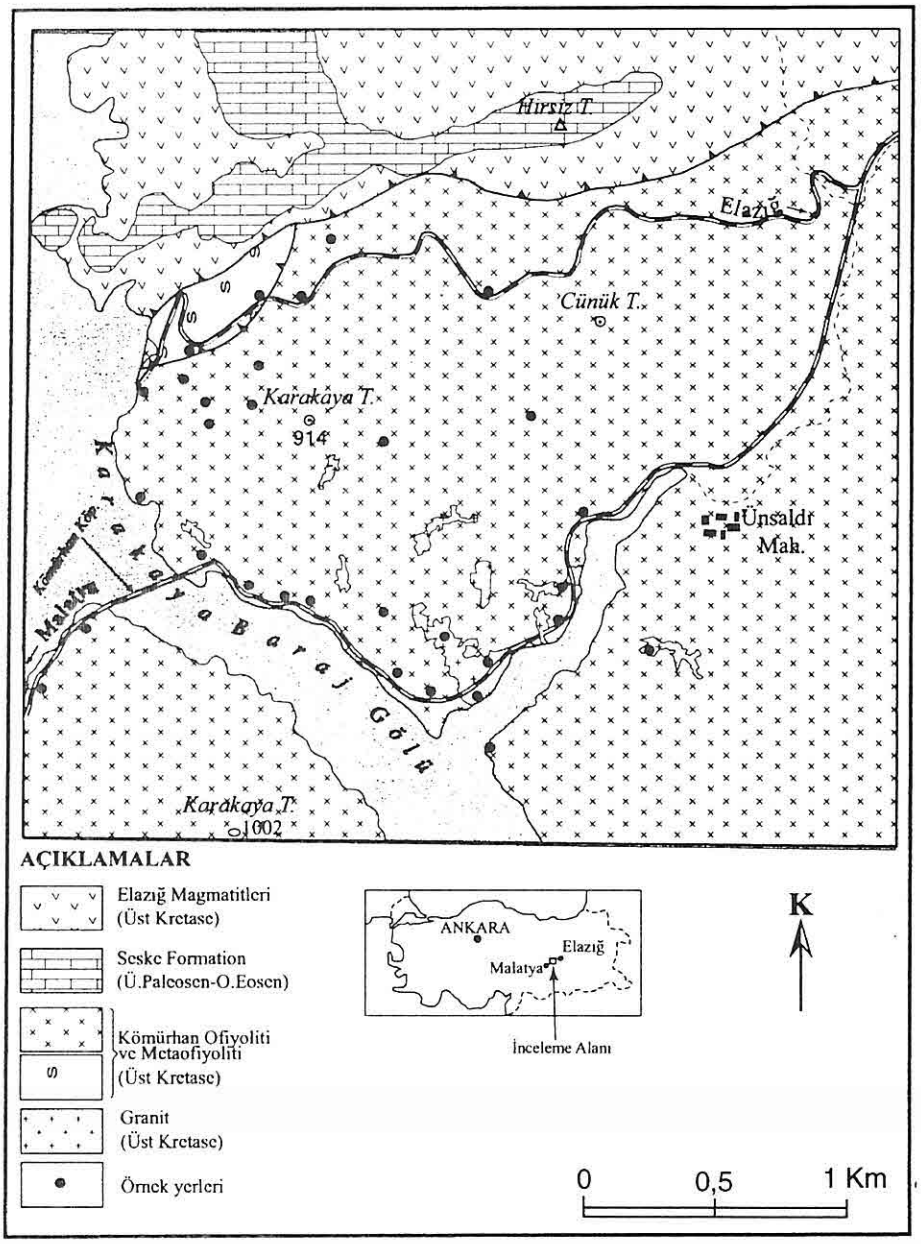
2. JEOLOJİK KONUM

İnceleme alanında Üst Kretase yaşlı Kömürhan Ofiyoliti ve Metaofiyoliti, Üst Kretase yaşlı Elazığ Magmatitleri ve Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı Seske Formasyonu yüzeylemektedir.

Kömürhan Ofiyoliti ve Metaofiyoliti inceleme alanının büyük bir kesiminde yüzeylemektedir (Şekil 1). Harita alanının kuzeyinde, Elazığ Magmatitleri Kömürhan Ofiyolit ve Metaofiyoliti'ni tektonik olarak üzerlemektedir. Beyarslan (1997)'a göre çalışma alanı dışında Kömürhan Ofiyolitine ait volkanitler ile Elazığ Magmatitleri'nin volkanitleri arasında tedrici bir geçiş izlenmektedir. Ayrıca, Elazığ Magmatitleri'ne ait tonalitik-diyoritik kayaçlar, Kömürhan Metaofiyoliti'ni kesmektedir. Çalışma alanının kuzeyinde Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı Seske Formasyonu Elazığ Magmatitleri'ni uyumsuz olarak örtmektedir. Kömürhan Ofiyoliti birimleri çalışma alanı dışında yer yer Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırgeçit Formasyonu tarafından da üzerlenir.

Çalışma alanında ofiyolitlerle metaofiyolitler arasında tektonik bir ilişki izlenmektedir. Karakaya Baraj Gölü civarıda, çok düşük derecede metamorfize olmuş ofiyolit dilimi amfibolit fasiyesinde metamorfize olmuş metaofiyolitlerle, Elazığ Magmatitleri arasında çok küçük bir dilim halinde yeralmaktadır (Şekil 1).

Elazığ çevresinde yayılım gösteren Kömürhan Ofiyoliti ve Metaofiyoliti esas olarak tabakalı kümülat, izotrop gabro, dayk kompleksi ve volkanik kayaçlardan oluşmuştur. İnceleme alanında ofiyolitler,



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası (granitik damarlar abartılmıştır).

çok dar bir alanda tektonik bir dilim halinde yüzeylemekte ve sadece serpantinit, tabakalı kümülatlara ait piroksenit, gabrolar ve bunları kesen tekil diyabaz dayklarından oluşmaktadır. Ancak, litolojik birimler çoğu yerde dm. veya m. büyüklüğünde olup, haritalanamamaktadır. Metaofiyolitler ise amfibolitlerden oluşmuştur. Elazığ Magmatitlerine ait tonalitik-diyoritik kayaçlar metaofiyolitleri kesmektedir. Gabrolar, içermiş oldukları mafik minerallere göre koyu gri, siyahımsı gri, koyu yeşil ve lökokratik bileşenlerin baskın olduğu türler şeklindedir. Altere olduklarında açık yeşilimsi gri veya daha açık renklerde görülürler. İnce, orta taneli ve pegmatitik gabrolara rastlanmaktadır. Foliasyonlu, bantlı gabrolar, olivinleri serpantinleşmiş gabroları görmek mümkündür.

Elazığ Magmatitleri'ne ait tonalitik-diyoritik kayaçlarının fraksiyonel kristalleşmesi ile oluşun oldukça asidik damar kayaçları, hem Kömürhan Metaofiyolitlerini hemde tonalit-diyoritleri kesmektedir. İntrüzyonların çevresinde amfibolitler bulunmaktadır. Kontağın çevresinden uzaklaştıkça metamorfizmanın derecesi azalmaktadır.

3.PETROGRAFİ

3.1.Kömürhan Ofiyoliti:

Kömürhan Ofiyoliti piroksenit, gabro, diyabaz ve serpantinitlerden oluşmuştur.

Piroksenitler; makroskobik olarak koyu yeşil ve yeşilimsi siyah renkte olup, serpantinleşen yüzeyleri kaygan bir görünüm sunmaktadır. Bu kayaçlar, ortalama %25-30 olivin, %55-60 klinopiroksen (ojit), %1 ortopiroksen ve %1 diğer minerallerden oluşmaktadır.

Olivinler şekilsiz olup, kısmen yer yer de tamamen serpantinleşmişlerdir.

Ojitler, renksiz ve açık yeşil renkte olup, 40°'lik sönme açısına sahiptirler. Ortopiroksenler, kayaç içerisinde oldukça az oranda bulunmaktadır. Çok küçük kristaller halinde oldukları için türleri tayin edilememektedir.

Gabrolar inceleme alanında metre ölçeğinde bileşimsel değişiklikler göstermektedirler. Klinopiroksenli gabrolar, olivinli gabrolar ve amfibollü gabrolardan oluşmuştur.

Klinopiroksenli gabrolar; makroskobik olarak açık gri ve siyahımsı gri renklere kadar değişmektedir. Orta ve iri taneli olan bu kayaçlar modal olarak % 65-70 plajiyoklas, %25-30 klinopiroksen ve az oranda sfen kristallerinden oluşmuştur. Plajiyoklaslar, öz, yarı öz şekilli kristaller halinde olup, albit ve karlsbad ikizleri karekteristiktir. Albit ikizine göre yapılan sönme açısı ölçümlerinde plajiyoklas türü labradordur (An_{55-60}). Plajiyoklaslar içerisinde bazen piroksen kristallerine de rastlanabilmektedir. Piroksenler 33-44° lik sönme açıları ile ojittir. Piroksenler, yer yer kenarları boyunca tremolit ve aktinolitlere dönüşmüşlerdir. Bu kayaçlarda genel olarak adkümülat doku görülmekle birlikte mezokümülat dokuyada rastlanmaktadır.

Olivinli gabrolar; makroskobik olarak mafik minerallerin alterasyon derecesine göre değişebilen gri ve siyahımsı gri renklerde izlenmektedirler. Bu kayaçlar

genellikle orta tanelidirler. Kayaç içerisinde modal olarak ortalama %70 plajiyoklas, %10 olivin, %15 klinopiroksen, %5 opak mineraller tesbit edilmiştir. Plajiyoklaslar öz, yarıöz şekilli kristaller halinde olup, albit, albit-karlsbad ikizleri karekteristiktir. Albit ikizine göre yapılan sönme açısı tayinlerinde plajiyoklas türü labrador (An_{55-58}) olarak bulunmuştur. Olivinler şekilsiz kristaller halinde olup, çoğunlukla serpantinleşmişlerdir. Bu kayaçlarda genel olarak adkümülat ve mezokümülat dokular izlenmektedir.

Amfibollü gabrolar; makro örneklerde, içinde bulunan mafik minerallerin miktarı ile orantılı olarak değişen açık gri, gri, siyahımsı renklerde izlenebilen amfibollü gabrolarda modal olarak %30-35 amfibol, %55-60 labrador (An_{55-57}), %5-10 arasında opak mineraller bulunmaktadır. Amfiboller, gabrolar içerisinde birincil ve ikincil amfiboller şeklinde bulunurlar. İkincil amfiboller piroksenlerin tremolit ve aktinolitlere dönüşümü sonucu oluşmuşlardır.

Diyabazlar; gabroları kesen tekil dayklar halinde bulunup, makroskobik olarak gri ve boz renkli olan kayaçlardır. Bu dayklar, genellikle çok altere olmakla birlikte, içlerinde esas olarak plajiyoklas, amfibol, piroksen, klorit gibi mineraller bulunur. Plajiyoklaslar, bazen iri kristaller halinde olup, serizitleşme ve karbonatlaşma yaygın olarak izlenmektedir. Bu nedenle sönme açıları tayin edilememektedir. Amfiboller, öz yarı özşekilli olup, oldukça küçük kristallerden oluşmuşlardır. Yer yer kloritleşmelerde izleniyor.

Serpantinitler; tamamen serpantinleşmiş kayaçlardır. Kayaç içerisinde opak mineraller (kromitler) de izlenebiliyor. Serpantinleşmeden dolayı olivin ve ortopiroksenlerin birincil dokusu izlenemiyor. Bazı örneklerde ortopiroksen kristalleri ayırtedilebildiği halde, bazılarında hiç görülmemektedir. Serpantinler, ağ dokusu gösterirler. Ağ dokusu gösteren serpantinitlerde kalıntı olivin kristalleri merkezi kısımda bulunmakta ve bu kristallerin çevresinde ise lifli serpantin mineralleri görülmektedir. Serpantinleşmenin yaygın olduğu örneklerde merkezi kısımda masif halde lizarditler gelişmişken, lifli olarakta krizotiller gelişmiştir.

3.2.Kömürhan Metaofiyoliti

Kömürhan Metaofiyoliti, esas olarak amfibolitlerden oluşmuştur. Bunlar Elazığ Magmatitleri'ne ait tonalitik-diyoritik kayaçlarla kesilmiştir.

Amfibolitler; arazide makroskobik olarak yeşil, gri, yeşilimsi siyah renklerde görülüp, belirgin bir yönlenme göstermektedirler.

Amfibolitler, granonematoblastik bir doku gösterirler. Esas olarak hornblend ve plajiyoklas, opak mineraller ve sfen içermektedirler. Hornblendler yeşil, yeşilimsi kahverengi renklerde olup, bazen ikizli kristallerine rastlanmaktadır. Sfenler, yarı özşekilli ve şekilsiz kristaller halinde olup, kahverenginin tonlarında izlenmektedirler.

Amfibolitler içerisinde magmatik doku özelliğini koruyan metamorfize olmuş

gabrolarda vardır. Bu kayaçlar içerisinde bol miktarda amfibol, plajiyoklas, klorit, epidot ve opak mineraller izlenmektedir.

Amfiboller, yeşil, yeşilimsi kahverengi renklerde belirgin bir pleokroizma gösterirler. Amfiboller, hornblend, tremolit ve aktinolitler şeklindedir. Ayrıca, kloritleşme ve epidotlaşmalarda izlenmektedir. Amfiboller ,kayacın ortalama %25-30' unu oluşturur.

Metamorfize olmuş gabrolarda görülen piroksenler, uralitleşmiş ve yer yer kloritlere dönüşmüşlerdir. Piroksen kalıntılarına amfibollerin merkezi kısımlarında rastlanmaktadır. %4-5 oranında piroksen kristalleri izlenmektedir.

Magmatik doku özelliğini koruyan gabrolarda plajiyoklasların türü labrador (An_{55-58}) olup, öz, yarı öz şekilli kristaller halinde ve modal olarak kayaç içerisinde %60-65 arasında bulunmaktadırlar. Metamorfize olmuş gabrolarda bozuşmadan dolayı plajiyoklasların türü tam olarak tayin edilememektedir.

3.3.Elazığ Magmatitleri

Elazığ Magmatitleri, Kömürhan Metaofiyolitleri'ni kesen intrüzyon ve dayklar ile inceleme alanının kuzeyinde Ofiyolitler ve Metaofiyolitler ile tektonik ilişkili lav akıntıları ve piroklastik kayaçlardan oluşmaktadır.

Kömürhan Metaofiyolitleri'ni kesen granitik kayaçları tonalit, diyorit ve kuvars diyorit bileşimine sahiplerdir.

Tonalitler; arazide kirli beyaz, gri renkleri ile karekterize edilirler. Mikroskopik olarak plajiyoklas, kuvars, alkali feldspat, epidot, klorit ve opak minerallerden oluşmuşlardır. Modal olarak kayacın %50-55'ini oligoklas (An_{18-21}), %20-25 kuvars, %5-10 alkali feldspat, %10 mafik mineraller ve % 5 opak minerallerden oluşmuşlardır.

Dalgalı sönme gösteren kuvarslar, bütün örneklerde şekilsiz olup, diğer minerallerin ara boşluklarını doldurmuştur.

Alkali feldspatlar, genellikle şekilsiz kristaller halindedirler. Kayaç içerisinde % 5-10 oranında bulunmaktadırlar.

Plajiyoklaslar öz, yarıöz şekilli ve albit ikizlenmesi yaygındır. Az oranda albit-karlsbad ikizlenmesi görülmektedir. Albit ikizine göre yapılan sönme açısı tayinlerinde, plajiyoklas bileşiminin oligoklas olduğu görülmektedir. Plajiyoklas kristalleri içerisinde epidot ve kuvars kristalleride bulunabiliyor.

Bu kayaçlarda taneli doku türlerinden subhedral granüler dokular izlenmektedir.

Diyoritler; makroskobik olarak gri tonlarda, siyahımsı gri renklerde izlenirler. Mikroskopik olarak plajiyoklas, alkali feldspat, hornblend, az oranda kuvars ve opak mineraller içerirler.

Plajiyoklaslar öz, yarı özşekilli kristaller halinde olup, albit ve albit-karlsbad ikizlenmeleri karekteristiktir. Albit ikizine göre yapılan sönme açısı tayininde plajiyoklas türü andezin (An_{35-47}) dir. Plajiyoklaslar kayacın ortalama %60 ını oluşturmaktadır. Bazen diyoritler %10 civarında kuvars içerir ve kuvars diyoritlere geçerler, hatta bazende granodiyoritlere geçiş izlenebilmektedir.

4. JEOKİMYA

İncelemenin konusunu oluşturan Kömürhan Ofiyolit ve Metaofiyolitik kayaçların jeokimyasal olarak adlandırılması, magma serilerinin ayrılması ile kayaçların jeotektonik ortamlarını açıklamak amacıyla, inceleme alanındaki farklı birimlerden 12 adet örneğin ana element içerikleri ICP, bazı iz element ve Nadir Toprak Element içerikleri ise ICP/MS yöntemiyle belirlenmiştir. Analizler Canada'da Acme Analytical Laboratuarında yaptırılmıştır.

Analizleri yapılan örneklerin 6 adedi amfibolit-gabro grubuna, 2 adedi diyorit, 4 adedi tonalitlere aittir. Analiz sonuçları Tablo 1 de verilmiştir. ICP ile yapılan bu analizlerde Fe_2O_3 ve FeO değerleri birlikte toplam demir (Fe_2O_3*) olarak verilmiştir.

İnceleme alanındaki kayaçların seri karekterlerinin tayininde toplam alkaliler (Na_2O+K_2O) ve SiO_2 diyagramı esas alınmıştır (Irwin ve Baragar, 1971) (Şekil 2). Diyagramda da görüldüğü gibi, inceleme alanına ait tüm örnekler subalkalen alanda yer almaktadır. Artan SiO_2 miktarıyla orantılı olarak toplam alkali oranında bir zenginleşme olmaktadır. Ancak, Elazığ magmatitlerine ait tonalitik-diyoritik kayaçların fraksiyonel kristalleşmesi ile oluşan oldukça asidik damar kayaçları diğer kayaçlara göre silisce daha zenginleşmiş alanlarda yer almaktadır.

Kayaçların toplam alkali (Na_2O+K_2O), toplam demir ($FeO^*=FeO+Fe_2O_3$) ve Magnezyum (MgO) oranları kullanılarak, geliştirilen üçgen diyagramda (Irvine ve Baragar, 1971) toleyitik ve kalkalkalen bölge sınırları ayrılmıştır. Örneklerin bu diyagram üzerindeki dağılımı (Şekil 3) incelendiğinde, metaofiyoliti oluşturan bir kısım amfibolitler ve gabronun Fe' ce zenginleşme, MgO miktarında ise azalma gösterdikleri ve toleyitik alana düştüklerini vermektedir.

Buna karşılık Elazığ Magmatitlerine ait tonalit-kuvars diyorit gibi kayaçların ise kalkalkalen bölgeye düştükleri izlenmektedir.

Le Maitre (1989)'un SiO_2-Na_2O+K_2O diyagramında örneklerin dağılımları incelendiğinde, gabro ve amfibolitlerin genellikle bazalt/gabro alanına diyorit ile bir amfibolit örneğinin bazaltik andezit, kuvars diyorit ve tonalitik kayaçlar ise andezit/diyorit alanına düştükleri izlenmektedir (Şekil 4).

Winchester ve Floyd (1977)'un Zr/TiO_2-Nb/4 diyagramında örneklerin dağılımları incelendiğinde, daha çok andezit/bazalt ve andezit alanına düştükleri, diyorit-tonalit örneklerinin ise dasit ve riyolit alanlarına düştükleri izlenmektedir (Şekil 5).

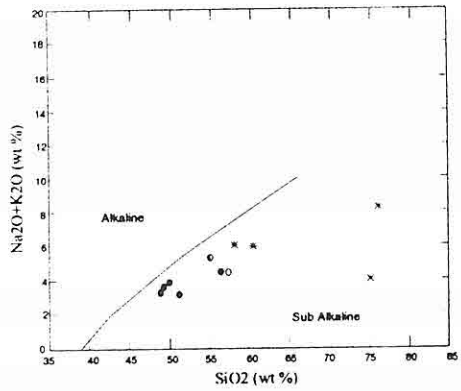
Örneklerin Ti/100-Zr-Sr/2 diyagramındaki (Pearce ve Cann, 1973) dağılımları incelendiğinde, Sr'da oluşan değişimler nedeniyle, çoğunluğun ada yayı bazaltları alanına, iki örneğin kalkalkali bazaltları bölgesine ve bir örneğin okyanus tabanı bazaltları alanına düştükleri izleniyor (Şekil 6).

MORB'a göre normalleştirilmiş iz element değişim (Kayaç/MORB) diyagramında (Pearce, 1983)

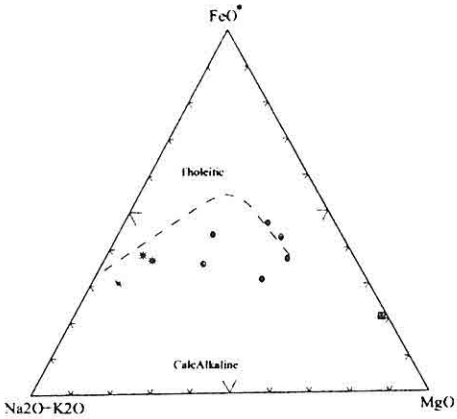
Tablo 1. İnceleme alanındaki kayaçların ana oksit ve iz element analizleri.

Ornek N	KM1A *	KM1B **	KM7B ***	KM8C *	KM9A *	KM 11 ****	KM22B *	KM22C *	KM 31 *****	KM 32 *****	KM 33 *****	KM 34 *****
SiO2	49.31	55.05	57.30	56.32	51.24	41.19	48.98	49.99	60.45	75.11	75.91	57.68
Al2O3	14.80	18.34	21.82	17.48	15.58	8.12	15.39	19.37	18.78	13.25	13.42	21.38
TiO2	0.85	0.88	0.35	0.64	1.18	0.09	0.99	0.34	0.31	0.17	0.02	0.45
Fe2O3	8.62	5.50	3.69	6.79	9.74	7.78	9.93	5.18	4.65	2.21	0.75	4.71
MnO	0.20	0.12	0.07	0.15	0.15	0.12	0.39	0.09	0.08	0.03	0.12	0.09
MgO	9.71	3.56	0.75	3.31	6.80	26.22	8.56	6.28	1.41	0.43	0.07	1.02
CaO	9.50	8.72	6.99	7.59	10.32	9.17	10.73	12	6.62	3.59	1.01	7.09
Na2O	2.35	4.14	5.67	3.28	2.86	0.48	2.95	2.84	4.75	3.66	5.28	5.19
K2O	1.22	1.19	0.46	1.20	0.26	0	0.27	1.02	1.10	0.38	2.98	0.62
P2O5	0.16	0.22	0.11	0.15	0.14	0.09	0.11	0.07	0.12	0.05	0	0.18
LOI	2.7	2.1	2.1	2.6	1.4	6.1	1.4	2.5	1.4	0.6	0.5	0.9
Toplam	99.42	99.82	99.31	99.51	99.67	99.36	99.70	99.68	99.67	99.48	100.06	99.31
Iz el.												
Rb	28.8	26.9	10.3	29	6.4	1.3	1.7	32.6	31.1	10.9	208.4	14.9
Sr	212	298.3	714.5	516.5	167.5	37.9	313.7	220.1	1203.5	435.3	54.5	669.4
Ba	340	188	225	920	45	30	61	165	966	249	136	428
Y	17.4	22.7	12.2	20.8	25.5	2.5	29.9	19.9	16.4	2.4	41.7	16.7
Nb	1.7	3	1	3.9	0.9	0	1.2	0.7	3.3	1.2	17.2	1.8
Zr	53.8	67.4	401.1	81.3	65.6	3.8	40.6	48.2	179.3	40.2	43.8	877.4
Th	2.1	3.4	0.3	8.2	0.1	0	0.1	0.1	21.6	1.3	10.1	0
Hf	1.5	1.9	7.9	2.5	1.8	0	1.2	1.4	4	0.9	2.7	16.4
Ta	0.5	0.5	0.2	0.9	0.1	0	0.1	0.1	0.5	0.1	3.4	0.3
Co	35.5	15.4	2.4	16.4	35.8	85.9	34.9	21.4	7.5	2	0	3.9
Cs	0.9	1.2	2.4	0.8	0.8	0.1	0.3	0.8	2	0.7	19.1	3.2
Ga	12.1	15.3	17.7	15.7	15.4	4.4	14.8	13.2	18	11.8	16.3	18.1
Ni	163	20	0	20	60	679	65	161	0	29	39	24
U	2.1	2.1	0.8	4.3	0.1	0	0.1	0.1	2.8	0.4	9.9	1.4
V	215	162	21	164	271	63	226	97	66	10	0	61
Tl	0.9	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.9	1.3	1	1.2	0.8
W	2	5	6	5	2	0	3	2	5	7	10	4
La	7.5	18.5	9	15.9	2.6	0	5	1.7	55.6	6.5	5	11.7
Ce	15.4	33.9	17	30.6	8	0.6	15.3	5.5	89.3	9.8	9.1	23.8
Pr	2	4.01	2.03	3.51	1.32	0.07	2.51	0.95	8.38	1.01	1.14	3.01
Nd	9.3	17.4	8.9	15.2	7.9	0.5	13.4	5.8	28.8	3.7	5	12.9
Sm	2.5	4	1.9	3.4	2.7	0.2	3.8	2.1	4.3	0.6	2.2	2.6
Eu	0.79	1.28	0.99	0.95	0.95	0.11	1.47	0.57	1.10	0.45	0.16	0.87
Gd	2.92	4.15	1.97	3.36	3.93	0.32	4.82	2.81	3.35	0.45	3.46	2.28
Tb	0.48	0.64	0.30	0.54	0.71	0.06	0.79	0.51	0.53	0.06	0.78	0.37
Dy	3.08	4.12	1.89	3.49	4.43	0.45	4.95	3.34	2.80	0.33	5.07	2.25
Yb	1.82	2.46	1.83	2.35	2.65	0.25	3.13	2.11	1.73	0.31	4.70	2.65
Lu	0.28	0.37	0.35	0.37	0.40	0.03	0.48	0.31	0.26	0.04	0.79	0.53

*:amfibolit, **: diyorit, ***:kuvars diyorit, ****: gabro, *****: tonalit.

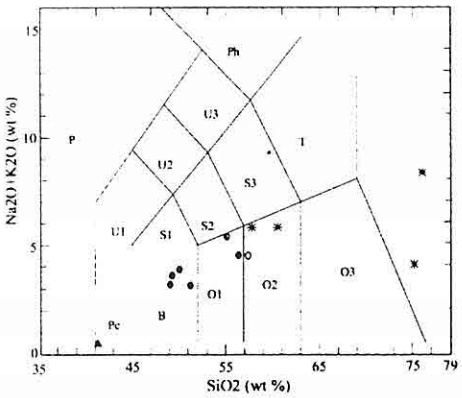


Şekil 2. İnceleme alanında mağmatik kayaçların (Na_2O+K_2O)-SiO_2 diyagramındaki dağılımı. ♦:amfibolit, ◐: diyorit, o:kuvars diyorit, *: tonalit.



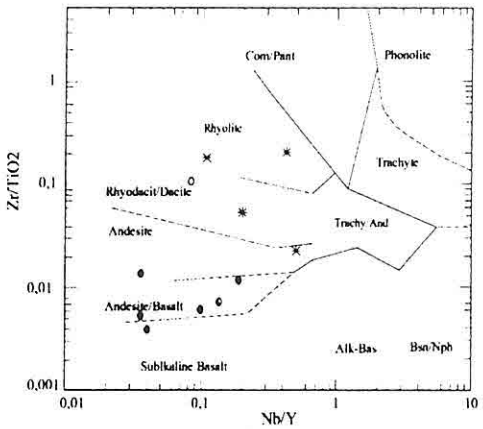
Şekil 3. İnceleme alanındaki mağma serilerinin AFM diyagramındaki konumları. ♦: amfibolit, ◐: diyorit, o:kuvars diyorit, ▲: gabro, *: tonalit.

amfibolitlerin MORB'a yakın alanlara, Elazığ Magmatitlerine ait diyoritik ve tonalitik örneklerin ise ada yayı kalkalkalen bölgelere düştükleri

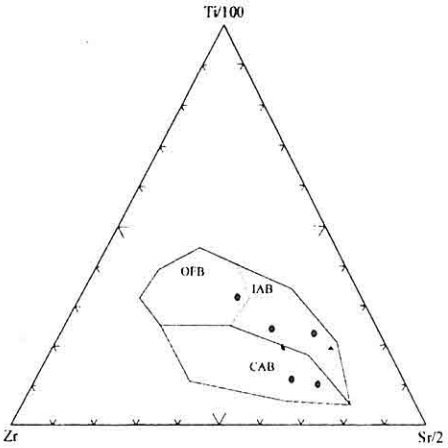


Şekil 4. İnceleme alanına ait mağmatik kayaçların K_2O+Na_2O-SiO_2 diyagramındaki konumları. Pc: pikrobazalt, B: bazalt, O1: bazaltik andezit, O2: andezit, O3: dasit, R: riyolit, T: trakit, S1: trakibazalt, S2: bazaltik trakiandezit, S3: trakiandezit,U1: tefrit bazanit, U2: fonotefrit, U3: tefrifonolit, Ph: fonolit . ♦: amfibolit, ◐: diyorit, o:kuvars diyorit, ▲: gabro, *: tonalit.

izlenmektedir (Şekil 7a ve b). Hafif Nadir Toprak Element (LREE) ve Büyük İyon Litofil Elementler (LILE)'ce zenginleşmesi, Sr/Nd, U/Nb, Th/Yb değerlerinin yüksek, Nb/La ve Ti/Eu oranlarının düşük olması bu kayaçların volkanik yay özelliği taşıdıklarını ve ergime kamasında mantonun dalan kabuktan türeyen akışkanlarla zenginleştiğini (Pearce, 1983) veya kaynak manto kamasının hafifçe zenginleştiğini göstermektedir. Elazığ Magmatitlerinde Sr'un düşük değeri,bu örneğin kısmen metamorfizmadan etkilendiğini göstermektedir.



Şekil 5. İnceleme alanındaki mağmatik kayaçların Zr/TiO_2-Nb/Y diyagramındaki dağılımları. ♦:amfibolit, ◐: diyorit, o:kuvars diyorit, *: tonalit.



Şekil 6. İnceleme alanındaki mağmatik kayaçların Ti/100-Zr-Sr/2 diyagramındaki konumları.OFB: okyanus tabanı bazaltları, IAB: ada yayı bazaltları, CAB: kalkalkali bazaltlar®:amfibolit, o: diyorit, ▲: gabro.

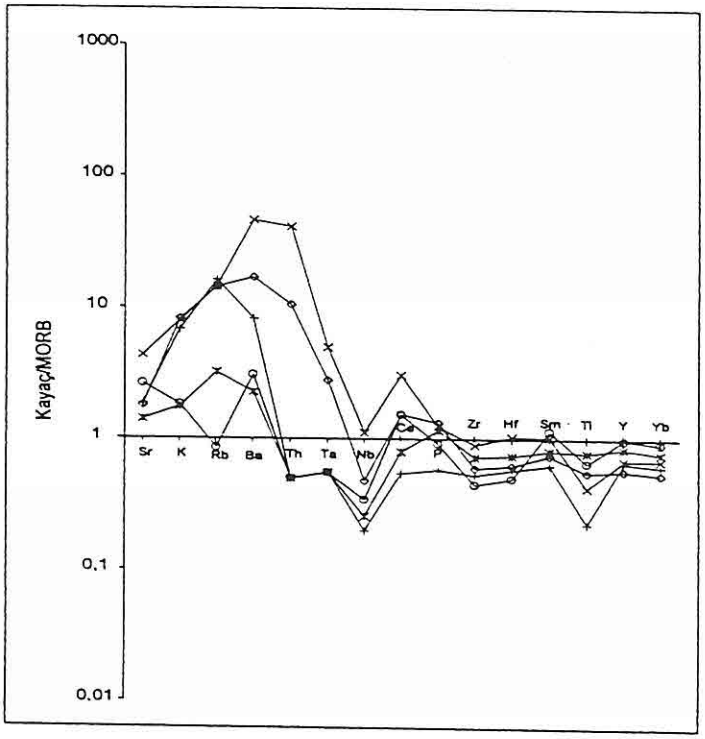
5.SONUÇLAR

Arazi ve petrografik veriler, Kömürhan Ofiyolit ve Metaofiyolitlerinde en yaygın birimin gabrolar ve amfibolitler olduğunu göstermektedir. Diyabaz, piroksenit ve serpantinitler, gabrolara nazaran daha sınırlı yayılıma sahiplerdir. Bu birimler, Elazığ Mağmatitleri'ne ait ada yayı malzemesi olan tonalitik-diyoritik dayk ve intrüzyonlarla kesilmişlerdir.

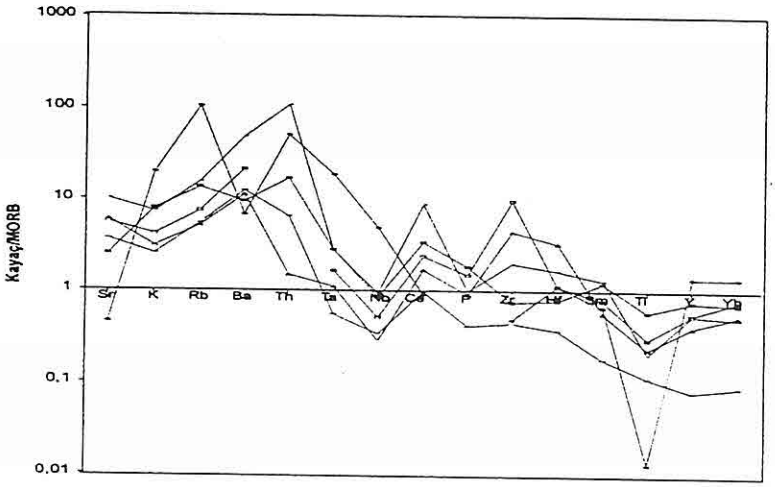
Ofiyolitlerdeki iz elementler ve Nadir Toprak Element (REE) konsantrasyonları, bu kayaçların dalan levhadan türeyen akışkanlarca zenginleşmiş bir kaynaktan oluştuğunu, Ağır Nadir Toprak Elementlerin MORB'a göre biraz daha düşük değerlerde olması ise, bu kaynağın tüketilmiş bir manto olduğunu vermektedir. Bu veriler, Kömürhan Ofiyoliti ve Metaofiyolitinin okyanus ortası sırtlarda değil, dalan levha üzerindeki açılma zonunda (Supra-subduction) oluştuğunu, buna bağlı olarakta bazı iz elementlerce zenginleşme gösterdiğini vermektedir. Kömürhan Ofiyolitleri ve bunların metamorfizma ürünlerinin yay magmatizması ile birlikte bulunması, bunların Pearce vd.(1984)'ün Supra-subduction zonu ofiyolitlerine karşılık geldiğini vermektedir.

Gabrolar, tabanda amfibolitlere dönüşmüştür. Amfibolit'lerin alt kesimlerinde, bu kayaçlar içerisinde, yer yer çok az oranda, birbiri ile ilişkisiz, ince damar veya cepler halinde, açık renkli, daha çok tonalitik-diyoritik kesimler bulunmaktadır. Bu ince damarların kalınlıkları üst seviyelere doğru artmakta ve birbiri ile bağlantılı hale gelerek küçük

(a)



(b)



Şekil 7 (a, b). İnceleme alanındaki mağmatik kayaçların MORB'a göre normalleştirilmiş iz element değişim (kayaç/MORB) diyagramındaki konumları. a: amfibolitlerin değişim diyagramı, b: tonalit-diyoritlerin değişim diyagramı.

intrüzyonları beslemektedir. Bu intrüzyonların kökeninin; kabuk kalınlaşması ve mantodan kaynaklanan ısı transferi ile, alt kabuğun kısmi ergimesi olduğu düşünülmektedir.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde diğer birimlerle yapısal ve litolojik özellikleri göz önüne alındığında; Kömürhan Ofiyolit ve Metaofiyoliti'nin oluşum yaşının Üst Kretase, yerleşme yaşının ise, Üst Kretase sonu Orta Eosen öncesi olduğu kabul edilmiştir (Beyarslan,1996; Beyarslan ve Bingöl, 2000).

Doğu Toroslar'da inceleme yapan tüm araştırmacılar (Ricou vd.,1975; Şengör ve Yılmaz,1983; Michard vd., 1985; Bingöl, 1988; Yılmaz, 1993; Yazgan, 1981; Yazgan ve Chessex, 1991; Bingöl, 1982; 1984; Yılmaz, 1993; Yılmaz vd., 1993)Arap levhası ile Anadolu levhası (Keban-Malatya ve Bitlis-Pütürge masifleri) arasında Neotetis'in açılmaya başladığını ve Üst Kretase'den itibaren de kuzeye doğru dalması sonucu, okyanus kabuğunun yok olduğunu kabul etmektedirler.

Dalmanın devam ettiği Üst Kretase peryodunda, üstteki okyanusal kabukta oluşan gerilme rejimi sonucunda, yeni okyanusal kabuk oluşumu başlamıştır. Bu zonda oluşan birim Kömürhan Ofiyolitini vermektedir (Bingöl ve Beyarslan 1996; Beyarslan ve Bingöl,2000). Üst Kretase sonuna doğru, bu yeni okyanus kabuğu üzerinde gelişmeye başlayan bir ada yayı izlenmektedir. Bu yay ürünleride Elazığ Mağmatitlerini vermiştir. Oluşan kayaçlar, K-G yönlü sıkışma sonucunda, kuzeydeki Anadolu Levhasının güneye doğru ada yayı üzerine itilmesi ve parçalanarak Bitlis-Pütürge ve Keban-Malatya Masifleri olarak ayrılması ve buna bağlı olarak kabuk kalınlaşmasının sonucu, yüksek H_2O basıncı ve sıcaklıklarda gabroların metamorfize olması ve daha sonra kısmi ergimeye uğraması ile oluşan eriyik kısmen kabuğun üst kesimlerindeki gabrolar ve üstteki ada yayı malzemesi içerisine sokulup, bir taraftan granitleri oluştururken bir taraftanda içerisine sokulduğu gabroların metamorfizmasına ve amfibolitlerin oluşumuna neden olmaktadır.

Üst Kretase sonuna doğru üst levhadaki ofiyolitler, ada yayı malzemeleri (Elazığ Mağmatitleri) ve Keban-Malatya Metamorfitleri güneye doğru itilmişlerdir. Ancak, tüm bu birimler, bugünkü konumlarını Alt Miyosen sonrası Doğu Toroslar daki bindirmelere bağlı olarak almışlardır.

6. KAYNAKLAR

Beyarslan, M. 1996. Kömürhan Ofiyolit Birimi'nin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora Tezi (yayımlanmamış).

Beyarslan, M., 1997. Elazığ Çevresindeki Ofiyolitlerin Petrografik Özellikleri. Selçuk Üniv. 20. Yıl Sempozyumu. 125-134.

Beyarslan, M. and Bingöl, A.F.2000. Petrology of a supra -subduction zone ophiolite (Elazıg- TURKEY). Canadian Journal of Earth Science. 37: 1411-1424.

Bingöl, A.F. 1982. Elazığ - Pertek - Kovancılar arası volkanik kayaçların petrografik ve petrolojik incelenmesi. F.Ü. Fen Fakültesi Dergisi, 1: 9 - 21.

Bingöl, A.F. 1984. Geology of Elazığ area in the Eastern Taurus region. In the geology of the Taurus Belt. Edited by O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu. Proceedings International Symposium , MTA, Ankara, pp.209-216.

Bingöl, A.F. 1986. Petrographic and petrologique characteristic of intrusive rocks of Guleman ophiolite (Eastern Taurus – Turkey). Geosound,13/14: 41-57.

Bingöl, A.F. 1988. Petrographical and petrological features of the intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ region (Eastern Taurus - Turkey). Journal of Fırat University, 3/2: 1 - 17.

Bingöl, A.F., and Beyarslan, M. 1996. Elazığ Mağmatitleri'nin jeokimyası ve petrolojisi. In Proceedings of KTÜ 30. yıl sempozyumu. Edited by S.Korkmaz and M. Akçay, Trabzon, Turkey, pp 208-224.

Irvine, T.N., and Barager, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. 8, 523-548.

Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misc. Pp. 66.

Le Maitre, R.W. 1989. A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell, Oxford.

Lytwyn, J. N., and Casey, J.F. 1993. The geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes from the Hatay (Kızıldağ) ophiolite, southern Turkey: Possible formation with the Troodos ophiolite, Cyprus, along fore-arc spreading centers. Tectonophysics, 223: 237 - 272.

Michard, A., Juteau, T. ve Whitechurch, H.,1985. L'obduction: revue des modeles et confrantation av cas de L'Oman. Bull.Soc. Geol. France, 2, 189-198.

Pearce, J.A. 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In continental basalts and mantle xenoliths. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds), 230-49. Nantwich: Shiva.

Pearce, J.A. ve Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet. Sci. Lett. 19, 290-300.

Pearce, J.A., Lippard, S.J., and Roberts, S. 1984. Caracteristics and tectonics significance of supra - subduction zone ophiolites. In marginal basin geology. Edited by B.P. Kokelaar and M.F. Howells. Geological Society of London, Special Publication, 16: pp. 77 - 94.

Ricou, L.E., Argyriadis, I. Ve Marcoux, J., 1975. L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenetres Arabo-Africaines sous des nappes radio laritiques, ophiolitiques et metamorphiques. Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XVII, 1024-1044.

Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y. 1983. Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri özel dizisi. No.1, Ankara.

Yazgan, E., 1981. Doğu Toros'larda etkin bir paleo-kıta kenarı etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen). Hacettepe Üniv., Yerbilimleri, Ankara, 7, 83-104.

Yazgan, E. 1983. A geotraverse between the Arabian platforme and the Munzur nappes. Int. Symp. On the Geology of the Taurus Belt, Field Guide Book, Excursiony, Ankara.

Yazgan, E. 1984. Geodynamic evolution of the eastern Taurus region. In Geology of the Taurus belt. Edited by O.Tekeli, M.C. Göncüoğlu. Int. Symposium Proceedings Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, pp.199-208.

Yazgan, E., and Chessex, R. 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülletini, 3/1: 1-42.

Yılmaz, Y. 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian Orogen. Geological Society of America Bulletin, 105: 251 - 271.

Yılmaz,Y., and Yiğitbaş, E., 1991. The different ophiolitic- metamorphic assemblages of the SE Anatolia and their significance in the geological evolution of the region. Proc. 8th Petrol Congr., 128-140.

Yılmaz,Y., Yiğitbaş, E., and Genç, Ş.C., 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of Southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. Tectonics, 12 (5): 1280-1297.

Winchester, J. A., and Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentation products using immobile elements: Chemical Geology, 20:325-343.

YERBİLİMLERİ ARALIK 2001 SAYI 39 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

ELAZIĞ VOLKANİTLERİNİN (ALT PLİYOSEN) PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Bünyamin AKGÜL, Sevcan KÜRÜM ve Emin ERDEM
Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: *Doğu Anadolu'daki Neojen - Kuvaterner volkanizması dağarası ve çek-ayır havzaları ve bunların bölgesel sınırları olan faylarla yakından ilişkili olarak zaman ve alan bakımından geniş dağılım sunan genellikle bazaltik, andezitik ve daha az olarak da dasitik oluşumlardır. Bu volkanizma, Elazığ çevresinde üç farklı merkezden püsküren olivinli bazalt bileşimli lav akıntıları, aglomera ve tüflerle temsil olunur. Lav çıkış merkezleri ve çevresinde görülen cüruf konileri ve volkan bombaları, püskürmenin stromboli tipte olduğunu işaret eder.*

Lav akıntılarından alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçları volkanizmanın kıtasal levha içi ortamda geliştiğini ve alkalen karakterde olduğunu gösterir. Bölgedeki volkanik aktivite, kıta- kıta çarpışması sonucu meydana gelen kabuk kalınlaşması ve bunu takip eden dönemdeki ekstansiyonel gerilmelere bağlı olarak üst mantonun bölümsel ergimesi sonucu oluşmuştur. MgO, Cr ve Ni içeriklerinin çok düşük değerlerde olması, lav akıntılarının piroksen ve olivin fraksiyonlaşmasına bağlı olarak evrimleştiklerini işaret eder.

PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF LOWER PLIOCENE ELAZIĞ VOLCANICS

SUMMARY: *Neogene-Quaternary volcanism of Eastern Anatolia is related to the intermontana and pull-apart basins and the faults bordering such basins and is formed during a wide time span. The volcanics occupy large areas and are composed of mainly basaltic and andesitic and in fewer amounts of dacitic litologies. In Elazığ region these volcanics are represented by olivine bearing basalts what extruded from three different centres, agglomerate and tuffs. The existence of cinder cones and volcano bombs indicates that the extrusions were Stromboli type.*

Geochemistry of lava flows shows that the volcanism was developed within plate and the volcanics are of alkaline character. The volcanic activity was originated from partial melting of upper mantle due to extensional stresses, which was result of litospheric thickening after continental collision. Very low MgO, Cr and Ni contents indicate that lava flows were evolved as a consequence of pyroxene and olivine fractionation.

1.GİRİŞ

Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki Neojen-Kuvaterner volkanitleri batıda Malatya'nın kuzeyinden başlayıp, doğu ve kuzeydoğuya doğru Elazığ, Tunceli, Bingöl, Muş, Erzurum, Ağrı ve Kars dolaylarında geniş yüzeylemeler sunmaktadır (Şekil 1).

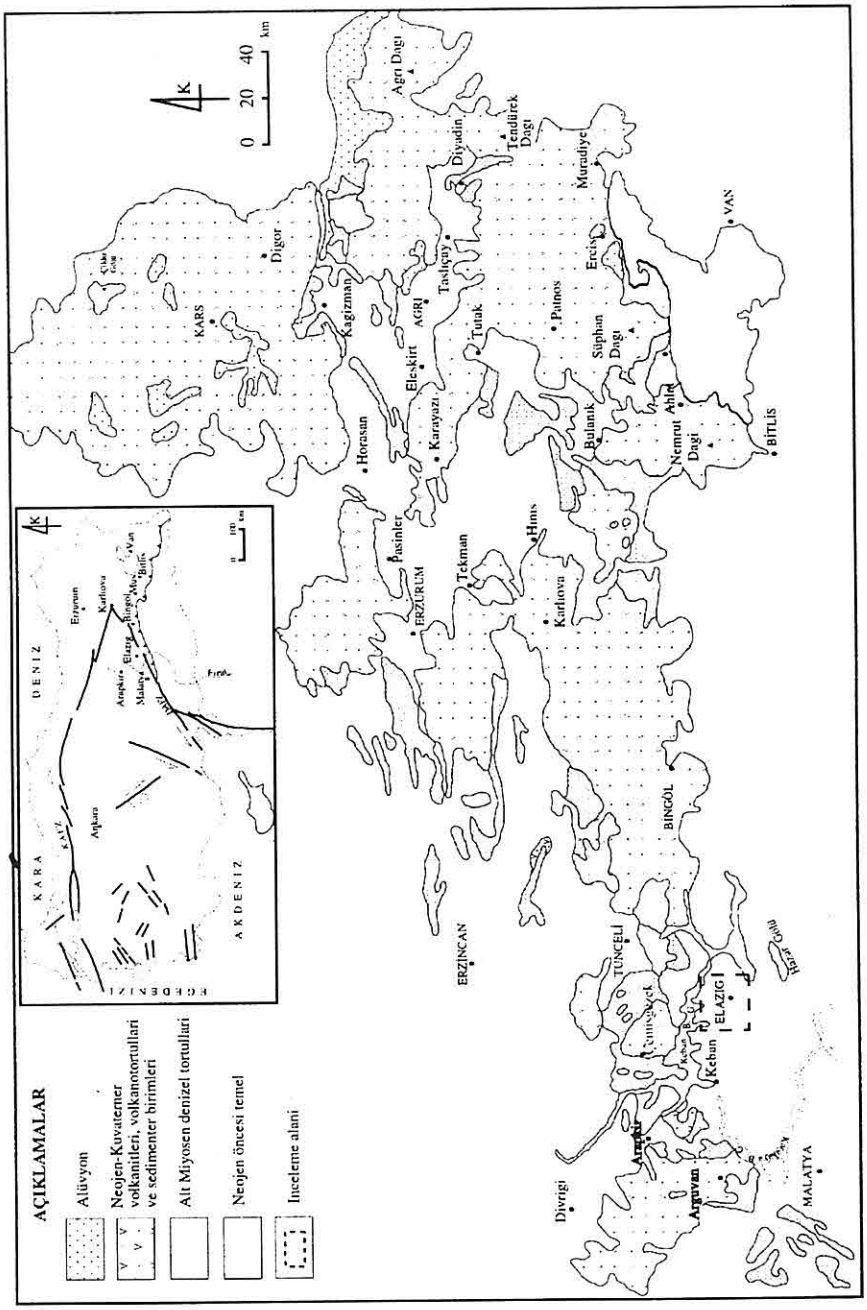
Alt Miyosen'de başlayan ve günümüze kadar etkinliğini sürdüren bu volkanik aktivitenin Doğu Anadolu'daki değişik yüzeylemeleri üzerinde çok sayıda petrografik ve petrolojik incelemeler (Innocenti ve diğ., 1976; Şaroğlu ve Güner, 1981; Güner, 1984; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984; Tokel, 1984; Yılmaz ve diğ., 1987; Ercan ve diğ., 1990; Kürüm, 1994; Alpaslan ve Terzioğlu, 1996; Kürüm ve Bingöl, 1997; Türkmen ve diğ., 1998; Kürüm ve diğ., 1999) yapılmasına karşın, Elazığ çevresindeki yüzeylemeler üzerinde yapılan benzer amaçlı çalışmalar Ercan ve Asutay (1993) ile sınırlıdır. Ercan ve Asutay (1993), "Malatya – Elazığ – Tunceli - Bingöl - Diyarbakır dolaylarındaki Neojen - Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi" konulu çalışmalarında, Arap ve Anadolu plakalarının çarpışması sonucu oluşan kıta kabuğu kalınlaşması ve buna koşut olarak genleşme kuvvetlerinin etkisiyle oluşan tansiyon çatlakları boyunca yüzeye çıktığını belirtmektedirler.

Yılmaz (1984), Doğu Anadolu'daki genç volkanizmanın üç farklı dönemde etkin olduğunu, ilk dönemde sığ derinlikteki mantonun bölümsel ergimesi sonucu zayıf alkalen volkanizmanın, ikinci dönemde alt kıtasal kabuktan türeyen kalkalkalen volkanizmanın, üçüncü dönemde ise kıtasal kabuğun ergimesi sonucu alkalen bir volkanizmanın oluştuğunu ileri sürmektedir. Çalışma konusu volkanitler, Yılmaz (1984) tarafından belirtilen üçüncü dönem volkanitlerin eşdeğeridir.

Şaroğlu ve Yılmaz (1986), Doğu Anadolu'daki Neojen - Kuvaterner volkanizmasının dağarası ve çek-ayır havzalarıyla birlikte bu havzaları sınırlayan bölgesel faylarla yakından ilişkili olduğunu belirtirler. Zaman ve alan bakımından geniş dağılım sunan bu volkanik faaliyetlere bağlı olarak genellikle bazaltik, andezitik daha az olarak da dasitik bileşimli lav akıntıları oluşmuştur.

Bu çalışmada ise, daha önceki çalışmalardan da yararlanılarak, Elazığ yakın çevresinde yerel yüzeylemeler sunan Neojen volkanitlerinin ayrıntılı petrografik-jeokimyasal özellikleri incelenmiş ve bu volkanitlerin aynı yaşlı tortul fasiyeslerle olan ilişkisi ile etkili olan magmatik olaylar belirlenmiştir. Elde edilen bütün veriler değerlendirilerek, volkanitlerin bölgenin jeotektonik konumu içerisindeki yeri araştırılmıştır.

Çalışma süresince inceleme alanında arazi ve laboratuar çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Çok sayıda yapılan ince kesitlerin incelenmesi sonunda lav akıntılarından belirlenen 15 örneğin kimyasal analizleri yapılarak ana ve iz element içerikleri belirlenmiştir. Analizler, C.Ü. Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Araştırma Laboratuarında



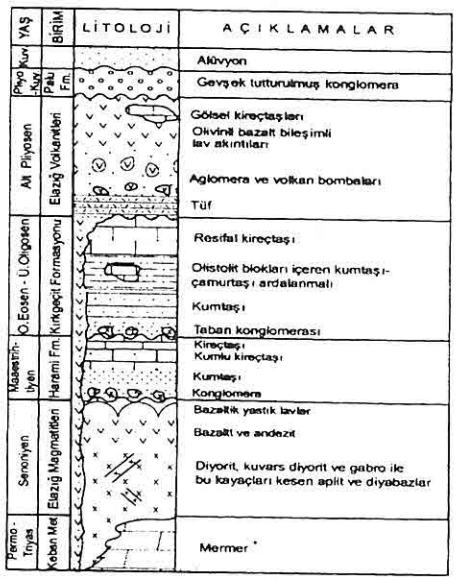
Şekil 1. Doğu Anadolu Bölgesi'nde Neojen-Kuvaterner birimlerinin dağılımı (Bingöl, 1989'dan değiştirilmiştir).

(MİPJAL) XRF metodu ile yapılmıştır.

2. GENEL JEOLOJİ

Çalışma konusunu oluşturan volkanitler ve bunlarla yanal - düşey ilişkili olan tortul kayaçlar ilk defa Naz (1979) tarafından "Karabakır Formasyonu" olarak adlandırılmıştır. Bu adlama, bölgede yapılan değişik amaçlı pek çok jeolojik çalışmada aynen kullanılmıştır. Bu çalışmada kullanılan Elazığ volkanitleri adlaması ise, Ercan ve Asutay (1993)'ın, Malatya- Elazığ – Tunceli – Bingöl - Diyarbakır dolaylarında yaptıkları çalışmada söz konusu volkanitler için kullandıkları adlamadan alınmıştır.

Elazığ volkanitleri, esas olarak bazaltik bileşimli lav akıntıları, yer yer aglomera ve daha az oranda tüf ve volkan bombalarından oluşur (Şekil 2).



Şekil 2. Çalışma alanının jeolojik kesiti (ölçeksiz).

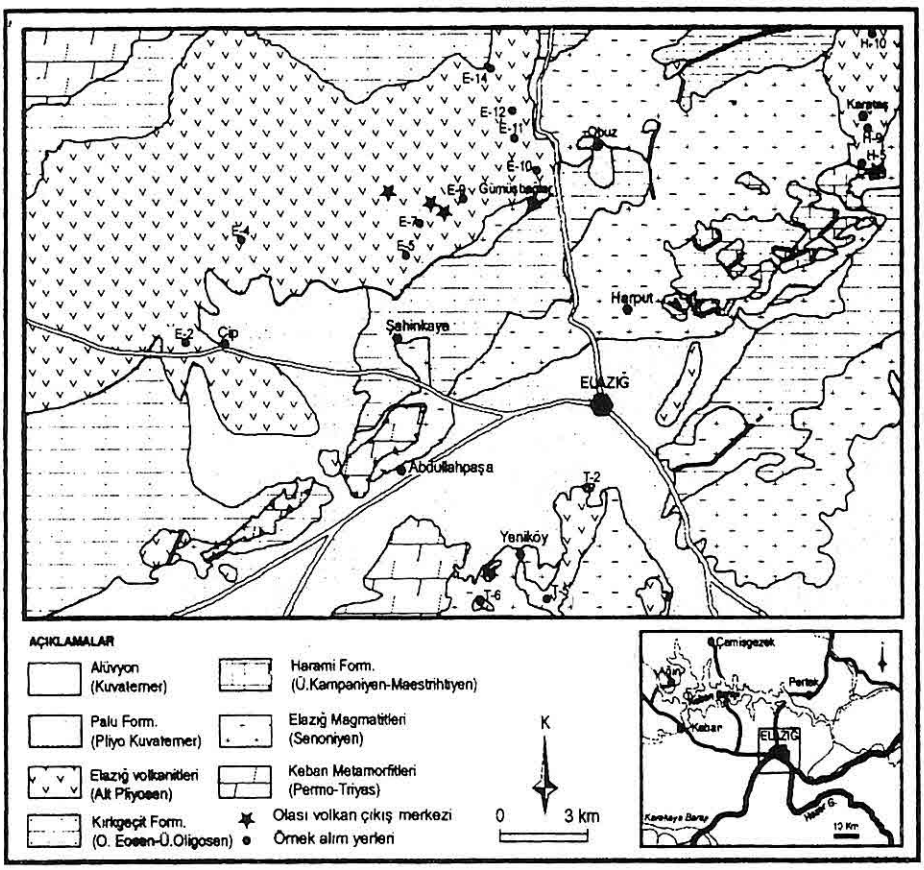
Farklı çıkış merkezlerine bağlı olarak yerel yüzeylemeler sunan volkanitlerin en geniş yayılımı Elazığ'ın yaklaşık 8 km. kuzeyinde Gümüşbağlar köyü ile Elazığ'ın 10 km. batısında Cip köyleri arasında gözlenir. Birimin diğer yüzeylemeleri ise, Elazığ'ın KD'sunda Karataş köyü ve Elazığ'ın yakın güneyinde Yeniköy çevresinde yer alır (Şekil 3). Bu farklı alanlarda görülen volkanik gereçlerin çıkış merkezleri de farklıdır. Daha çok cüruf konilerinin varlığı ile belirlenen bu farklı püskürme merkezlerinin kırık zonları üzerinde bulunduğu düşünülür. Çıkış merkezi ve çevresinde gaz boşluklu lav akıntıları ile birlikte halat ve iğ şekilli bombalar bulunmaktadır. Çapları 5- 30 cm arasında değişen, kiremit renkli ve ekmek kabuğu şekilli bu bombalar stromboli tip püskürmeyi işaret eder.

Bölgede yapı malzemesi olarak kullanılan lav akıntıları olivinli bazalt bileşiminde olup; siyah renkli, gaz boşluklu ve yer yer tabakalı bir görünümdedir. Küresel ve elipsoidal şekilli gaz boşlukları çoğunlukla boş olup, yer yer de zeolit, kalsit ve epidot gibi ikincil minerallerle doldurulmuştur. Ayrıca, lav akıntılarında ani soğumalara bağlı olarak çapları 1m, boyları 2-3m'ye varan beşgen ve altıgen prizmalar şeklinde sütünsu yapılar gelişmiştir. Elazığ-Keban karayolu Cip köyü girişi ve Gümüşbağlar köyü batısında görülen düşey duruşlu bu soğuma sütunları üzerine akma yapısı sunan, yatay duruşlu, tabakamsı görünümlü lav akıntıları gelir.

Lav akıntıları, Sivri tepe dolaylarında

gölsel karakterli kireçtaşları ile yanal-düşey ilişkilidir. Bu kireçtaşlarında; *Mimomys occitanus*, *Occitanomys brailloni*, *Apodemus dominans*, *Cricetidae gen.* et. sp. (Mesocrcetus ?), *Spalacidae gen.* et. sp., *Ochotonides* sp., *Soricidae gen.* et. sp., *Mesocricetus* aff. *primitivus* gibi memeli fosilleri saptanarak Alt Pliyosen / Üst Russiniyen yaşı verilmiştir (Ünay ve De Bruijn, 1997).

Kovancılar (Elazığ) dolaylarında volkanitlerle yanal - düşey ilişkili akarsu - göl çökellerinde yapılan memeli incelemeleri sonucunda da Alt Pliyosen yaşı elde edilmiştir (Ünay ve De Bruijn, 1997; Türkmen ve Aksoy, 1998). Çalışma konusunu oluşturan volkanitlerin de bölgede, kireçtaşlarıyla yanal - düşey ilişkili olmasından dolayı bu veriler dikkate alınarak Alt Pliyosen yaşı kullanılabilir.



Şekil 3. İnceleme alanının yer bulduru ve jeolojik haritası.

3. PETROGRAFİ

Çalışma bölgesinin değişik yerlerinden alınan örneklerden yapılan çok sayıda incekesitin incelenmesi sonucunda, yukarıda belirtilen farklı çıkış merkezli lav akıntılarının, mineralojik ve petrografik olarak benzer özelliklere sahip olduğu görülmüştür. Elazığ volkanitleri porfirik, trakitik, vesiküler/amigdaler ve intersertal gibi dokusal özelliklere sahip olup, esas olarak plajiyoklas, olivin, piroksen ve amfibol minerallerinden oluşur. Ayrıca, ana bileşenlerin alterasyonu sonucu oluşan iddingsit ve karbonat mineralleri ile kırık ve gaz boşluklarını dolduran kalsit, zeolit ve epidot gibi ikincil minerallere de volkanitler içerisinde sıkça rastlanır. Farklı örneklerde mineral oranlarının değişmesine karşın, hemen hemen bütün örneklerde bu mineral birlikteliğine rastlamak olasıdır. Mineralojik bileşimleri göz önünde tutularak Elazığ volkanitlerinin olivinli bazalt oldukları saptanmıştır.

Elazığ volkanitlerinde yapılan mikroskopik çalışmalar sonucunda plajiyoklasların prizmatik ve paralel uzamış latalar halinde, çoğunlukla mikrolit ve mikrofenokristal, çok az oranda da fenokristal halde bulundukları gözlenmiştir. Genellikle polisentetik ve albit ikizlenmelerinin görüldüğü plajiyoklasların yer yer iri kristallerinde alterasyonlanma sonucu oluşmuş karbonatlaşmalar da izlenmektedir. Optik yöntemle plajiyoklasların andezin-labrador (An44-56) bileşiminde olduğu saptanmıştır. Kayaç içerisinde yaygın olarak bulunan olivin kristalleri, fenokristal boyutundan mikrolit boyutuna kadar değişen kristaller halinde ve genelde öz şekilsiz olarak bulunurlar. Olivinlerde kristal kenarları boyunca iddingsitleşme türü alterasyon yaygındır. Bazı olivin fenokristallerinde iddingsitleşme mineralin kenarları boyunca gelişmişken, hamur içerisindeki olivin mikrolitlerinin çoğu tamamen iddingsite dönüşmüştür. Kayaç içerisinde yaygın olarak bulunan piroksenler ise genellikle yarı özşekilli olup, değişik boyutludurlar. Kayaçlarda yapılan optik çalışmalar sonucunda piroksenlerin çoğunlukla klinopiroksen, daha az olarak da ortopiroksen bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Kahvemsi renk ve genellikle zonlu yapı sunan klinopiroksenlerin titanojit bileşiminde oldukları düşünülmektedir. Diğer mafik bileşenlere göre daha az oranlarda bulunan amfiboller, çoğunlukla öz şekilli ve değişik boyutludurlar. Genelde öz şekilsiz olarak bulunan iri fenokristalleri opak mineral ve plajiyoklas kapanımları içerirler. Bütün amfibol mineralleri sarımsı yeşil- ceviz yeşili pleokroizma renklerine sahiptirler.

4. JEOKİMYA ve PETROJENEZ

Çalışma konusunu oluşturan volkanitlerden 15 örneğin ana ve iz element değerleri ile CIPW normları ve hesaplanan bazı parametre değerleri Tablo 1'de verilmiştir.

Bu verilere göre SiO_2 içeriği %47.66-51.23 arasında değişen örnekler, %0.32-0.58 arasındaki K_2O/Na_2O oranları ile tamamen sodik bileşimdedir (Tablo 1).

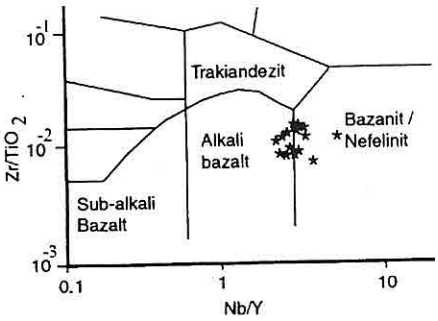
Tablo 1. Elazığ volkanitlerinde ana (%ağırlık) ve iz element (ppm) analiz sonuçları, Normatif Ne değerleri ile kullanılan bazı parametreler.

Örn. no	E-2	E-4	E-5	E-7	E-9	E-10	E-11	E-12	E-14	H-5	H-9	H-10	T-2	T-5	T-6	Ort
SiO2	47,94	51,03	50,15	50,70	51,23	50,63	50,34	51,12	48,91	48,15	49,36	49,99	48,01	48,53	47,66	49,58
Al2O3	17,64	18,08	17,85	18,21	18,13	18,26	18,19	18,39	17,92	16,96	17,64	17,96	17,54	17,31	17,59	17,84
FeO*	9,32	8,28	8,66	8,55	8,52	8,35	8,38	8,19	8,89	8,94	8,97	8,32	9,33	9,45	10,08	8,82
MnO	0,16	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,15	0,14	0,13	0,14	0,15	0,15	0,14
MgO	4,44	4,21	4,36	4,57	4,11	4,20	3,98	4,08	4,95	6,04	6,11	4,57	4,43	5,13	4,06	4,62
CaO	8,36	6,35	7,71	7,02	6,36	7,18	6,69	6,55	7,85	8,25	7,54	6,53	7,38	7,43	7,79	7,27
Na2O	5,20	5,37	4,85	4,87	5,23	5,81	5,16	5,21	4,56	4,92	5,22	5,23	5,30	5,26	4,96	5,14
K2O	1,64	2,62	2,18	2,22	2,66	2,26	2,69	2,43	2,42	2,84	2,59	2,70	3,06	3,05	2,59	2,53
P2O5	0,59	0,65	0,54	0,58	0,65	0,66	0,67	0,62	0,56	0,51	0,59	0,70	0,64	0,57	0,63	0,61
TiO2	2,17	1,74	1,79	1,79	1,78	1,80	1,78	1,68	2,03	2,06	2,12	1,90	2,41	2,38	2,69	2,01
LOI	1,27	0,02	0,43	0,04	0,05	0,93	0,41	0,07	0,58	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,26
Toplam	98,73	98,48	98,65	98,68	98,85	100,21	98,43	98,47	98,81	98,83	100,29	98,07	98,24	99,28	98,21	98,82
Norm.Ne	10,22	7,45	6,43	4,92	6,53	10,81	7,70	5,99	7,81	14,24	12,40	8,56	14,53	14,49	11,52	9,57
İz element (ppm)																
Cr	206	140	168	160	140	144	138	151	180	293	286	244	159	207	86	180
Ni	86	66	100	103	82	75	74	96	85	118	124	109	52	71	n.d	89
Co	32	29	30	30	29	29	29	29	31	31	31	29	32	33	35	31
Cu	35	29	34	33	30	30	31	33	34	42	34	32	31	32	29	33
Pb	7	8	7	8	6	6	9	9	8	6	8	4	6	6	3	7
Zn	84	77	83	82	80	78	78	79	75	78	75	76	77	80	80	79
Rb	47	45	38	38	45	41	47	42	42	50	50	44	52	53	38	45
Ba	518	446	311	278	471	451	536	399	376	449	362	519	405	436	420	425
Sr	642	592	465	491	589	611	633	561	579	468	493	593	552	535	628	562
Ga	19	17	19	19	19	16	16	17	16	15	16	17	16	15	15	17
Nb	41	43	30	33	44	45	47	38	36	40	35	48	40	40	51	41
Zr	207	273	220	229	275	262	272	254	214	184	195	244	210	211	214	231
Y	15	15	14	14	15	15	16	15	14	15	15	15	16	15	14	15
Th	6	12	21	16	15	3	4	4	3	0	2	4	3	2	5	7
K2O+Na2C	6,84	7,99	7,03	7,09	7,89	8,07	7,85	7,64	6,98	7,76	7,81	7,93	8,36	8,31	7,55	7,67
K2O/Na2O	0,32	0,49	0,45	0,46	0,51	0,39	0,52	0,47	0,53	0,58	0,50	0,52	0,58	0,58	0,52	0,49
Ti/Y	892	708	776	776	720	720	679	724	879	832	844	776	919	960	1174	825
Zr/Y	13,8	18,2	15,7	16,4	18,3	17,5	17,0	16,9	15,3	12,3	13,0	16,3	13,1	14,1	15,3	15,5
Y/Nb	0,4	0,3	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4
Ba/Nb	12,63	10,37	10,37	8,42	10,70	10,02	11,40	10,50	10,44	11,23	10,34	10,81	10,13	10,90	8,24	10,44

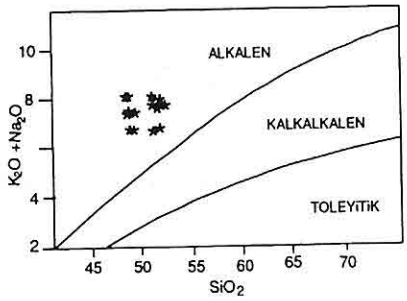
Örneklerin Al_2O_3 içeriği ortalama %17.84, TiO_2 içerikleri ise %1.68-2.69 arasında değişmekte olup bu değerler okyanus adası bazalt ortalama değerinden daha yüksektir. Bu durum Doğu Anadolu'daki gerilme ile ilişkili magmatizmanın karakteristik bir özelliğini göstermektedir.

Örnekleri Zr/TiO_2-Nb/Y adlandırma diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) değerlendirdiğimizde, dağılımın alkali bazalt-bazanit/nefelinit ayrım çizgisi civarında olduğu, ancak yoğunlaşmanın çoğunlukla alkali bazalt alanında yer aldığı görülür (Şekil 4). Toplam alkali - silis (Na_2O+K_2O- SiO_2) diyagramında (Şekil 5) alkalen özellikte oldukları belirlenen örneklerin, alkalen karakterinin, yüksek uyumsuz iz element (Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Th) içerikleri ve bunların, %4,92-14,53 arasında değişen miktarlarda nefelin içeren normatif mineralojileriyle de uyumlu olduğu görülür (Tablo 1).

Çalışma alanındaki bazaltik lav akıntılarının düşük MgO, Cr ve Ni



Şekil 4. Elazığ volkanitlerinin Zr/TiO_2-Nb/Y adlandırma diyagramındaki konumları (Winchester ve Floyd, 1977).



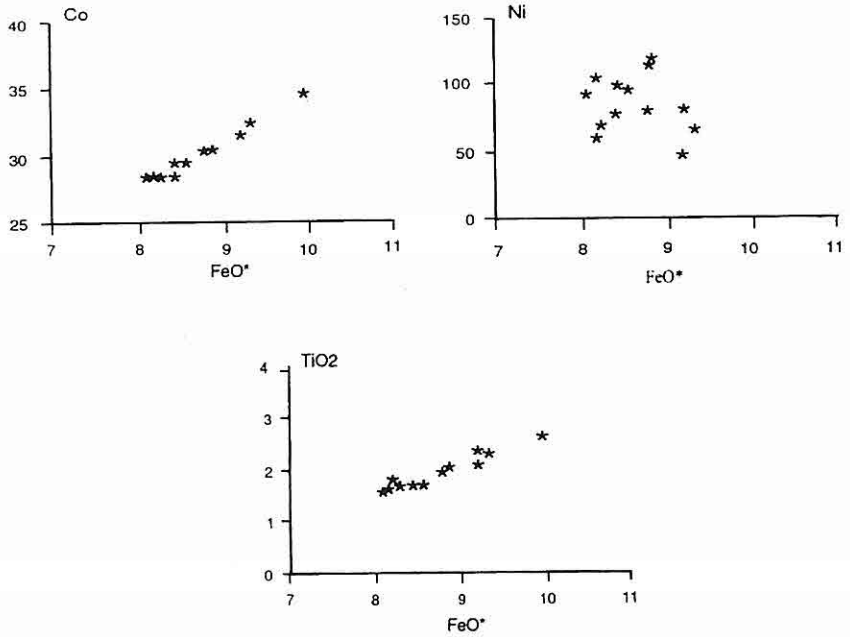
Şekil 5. Volkanitlerin SiO_2'e karşı toplam alkali (Na_2O+K_2O) diyagramındaki dağılımları (Irvine ve Baragar,1971).

içeriklerine sahip olmalarından dolayı ilksel olmadığı düşünülür. Bütün örneklerdeki TiO_2 ve Co'ın FeO* ile Co ve Ni'in ise TiO_2 ile değişimlerine bakıldığında, bunlar arasında gözlenen iyi derecede pozitif korelasyon durumu (Şekil 6,7), titanojit bileşimli klinopiroksenin ve/veya demir-titan oksitlerin egemen olduğu fraksiyonel kristalleşme ile açıklanabilir.

Fraksiyonal kristalleşmenin erken evrelerinde özellikle olivin, az oranda da piroksen ve manyetitin yapısına giren Ni'in, MgO ile düzensiz (Şekil 8b), TiO_2 ve FeO* ile daha düzenli (Şekil 6a, 7b) pozitif korelasyonu, bu elementin de piroksenlerin yapısında tutulduğunu göstermektedir. Cr ise, MgO ile pozitif korelasyon sergileyerek (Şekil 8a), ayrımlaşma topluluğunda olivin ve/veya kromitin varlığını işaret eder. Bu ayrımlaşma topluluğu (klinopiroksen + olivin), petrografik incelemeler sonucu belirlenen piroksen + olivin fenokristal topluluğu ile de uyumludur.

Değişim diyagramlarında farklılaşma indeksi olarak kullanılan bir diğer element Zr'dur. CaO ile Zr arasındaki negatif (Şekil 9f) ve CaO ile MgO arasındaki pozitif (Şekil 8e) korelasyona karşın, Al_2O_3 ile Zr arasındaki pozitif (Şekil 9g) ve Al_2O_3 ile CaO arasındaki negatif (Şekil 10) korelasyon, ayrımlaşma topluluğunda plajiyoklasın olmadığını gösterir. Zr ile Rb, Ba, Na_2O ve K_2O (Şekil 9a, b, d, e) arasındaki düzensiz dağılım da plajiyoklas fraksiyonlaşmasının olmadığını destekler niteliktedir. Sr ise, piroksen ayrımlaşmasına bağlı olarak Zr ile düzensiz fakat pozitif bir değişim sergiler (Şekil 9c).

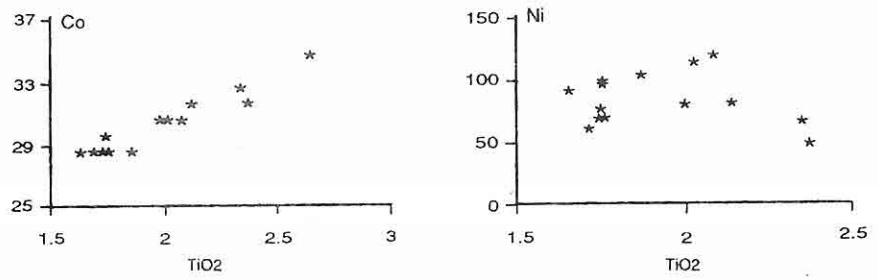
P_2O_5 ve Zr arasındaki korelasyon, fraksiyonel kristalleşme ve kabuk asimilasyonu gibi işlevlerin etkilerini belirlemek bakımından önemlidir. Hooper (1988), kabuksal özümlemenin olmadığı veya özümlenen bileşenin P_2O_5/ Zr oranının magma ile aynı olduğu



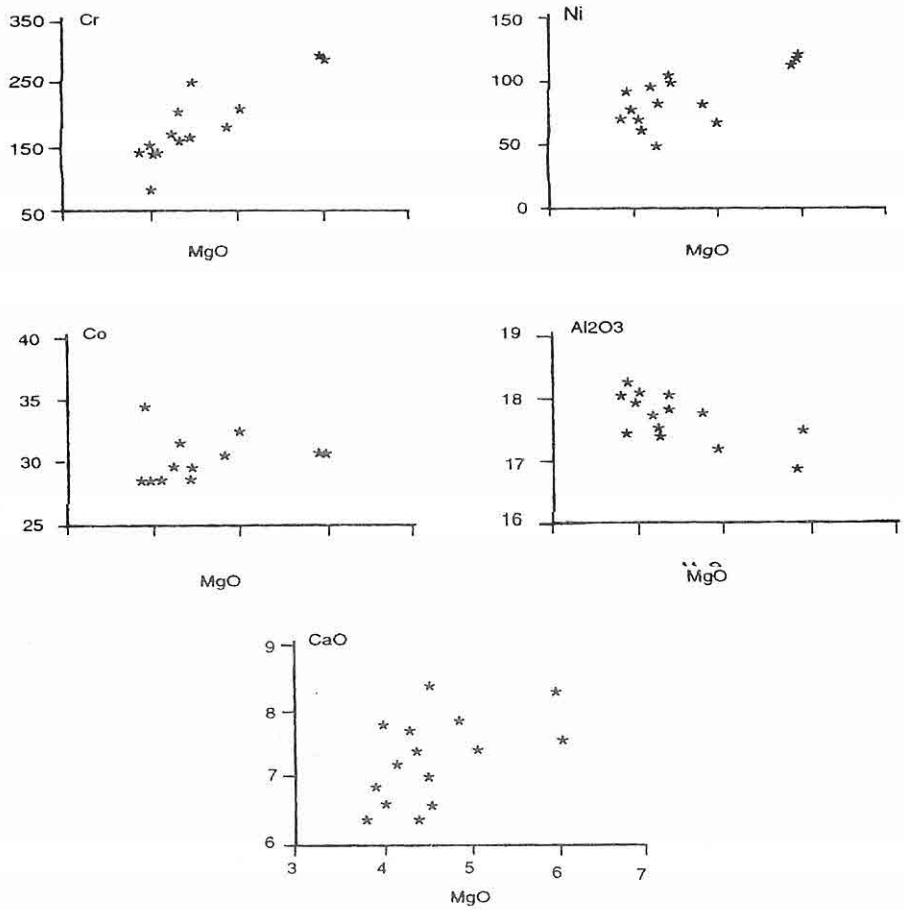
Şekil 6. Örneklerin FeO*'e karşı Ni, Co ve TiO_2 değişim diyagramları.

durumlarda, P_2O_5 ve Zr arasında kuvvetli bir pozitif korelasyonun esas olarak sürekli gözlenebileceğini belirtmektedir. Çalışma alanındaki örneklerin P_2O_5- Zr değişimleri incelendiğinde, bu iki element arasında dağınık fakat pozitif bir korelasyon görülür (Şekil 9h). Bu durum, lav akıntıları arasında gözlenen kimyasal değişimlere etki eden faktörlerden bir diğerinin özümleme olduğuna işaret eder. Bu nedenle, Elazığ volkanitlerine ait lav akıntılarının evriminde, bölümsel ergimenin etkilerini belirlemek amacıyla örnekler Nb/ Zr - Nb diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 11). Örneklerin Nb/ Zr oran değerlerinin Nb içeriği ile artma eğiliminde olması, lav akıntılarının evriminde ayrımlaşma ve asimilasyon işlevlerine ilave olarak bölümsel ergimenin de etkili olduğunu gösterir. Zira, Nb/ Zr oran değerleri fraksiyonlaşma ile hemen hemen değişmemektedir (Mitropoulus ve diğ., 1987; Wilson, 1989).

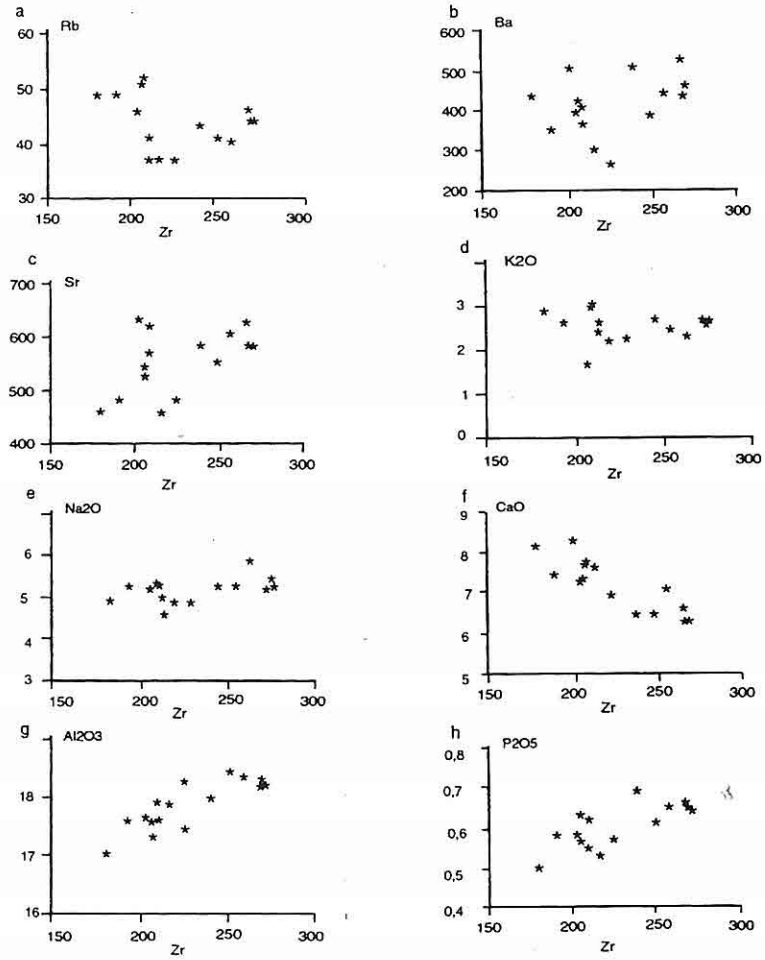
Volkanitlerin oluştuğu jeotektonik ortamı belirlemede Ti, Zr, Nb ve Y gibi kalıcılığı yüksek elementlerin kullanılması oldukça güvenilir sonuçlar vermektedir (Pearce ve Cann, 1973; Floyd ve Winchester, 1975; Winchester ve Floyd, 1976; Pearce ve Norry, 1979; Meschéde, 1986). Örneklerin Ti-Zr-Y (Şekil 12), Nb-Zr-Y (Şekil 13) ve Nb/Y-Ti/Y (Şekil 14) diyagramlarındaki dağılımları incelendiğinde, lav akıntılarının levha içi bazalt ortamını belirleyen alanlarda yer aldığı ve alkali karakterde oldukları görülür. Levha içi bazaltlar yüksek Ti/Y



Şekil 7. Örneklerinin TiO_2'e karşı Co, Ni değişim diyagramları.

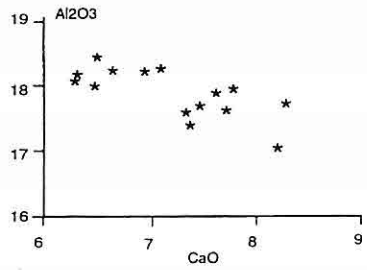


Şekil 8. Volkanitlerin bazı ana ve iz element-MgO değişim diyagramları.

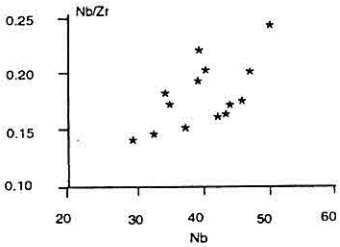


Şekil 9. Elazığ volkanitlerin bazı ana ve iz elementlerinin Zr ile değişim diyagramları.

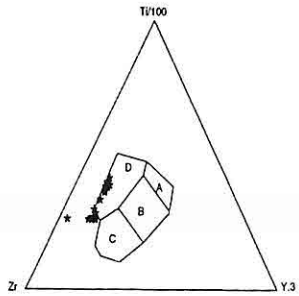
(560), Zr/Y (7,4) ve düşük Y/Nb (<1) oranları ile diğer tektonik ortam bazaltlarından ayrılırlar (Pearce ve Cann, 1973). İncelenen volkanitlerin, levha içi alkalen bazaltlara benzer fakat daha yüksek Ti/Y (825), Zr/Y (15,5) ve daha düşük Y/Nb (0,37) oranları Y içeriğinin nispeten düşük olmasından kaynaklanmaktadır. Örneklerin düşük Y içeriği; ya piroksen ve granat gibi minerallerin erken evre fraksiyonlaşması ile magmadan ayrılması veya Üst Kretase'deki yitime bağlı olarak kaynak bölgesinin Y bakımından tüketilmesi ile ilişkilidir. Ancak, yitim ile ilişkili olarak kaynağın Nb bakımından da tüketilmesi gerekir. Halbuki bu çalışmada, Nb tüketilmesine ilişkin herhangi bir veri



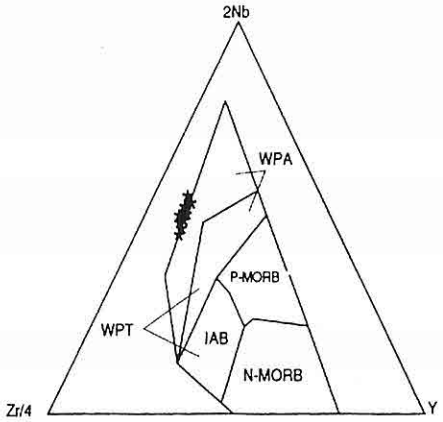
Şekil 10. Örneklerin Al_2O_3-CaO değişim diyagramı.



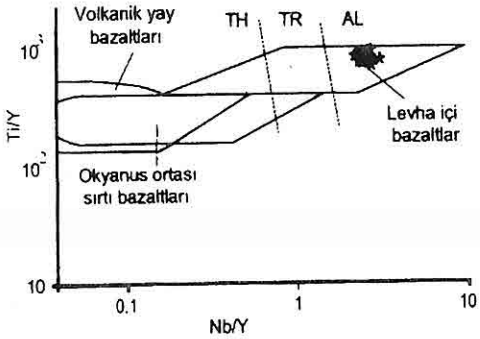
Şekil 11. Örneklerin Nb/Zr – Nb değişim diyagramı.



Şekil 12. Elazığ volkanitlerinin Ti-Zr-Y jeotektonik diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). A: Ada yayı toleyitleri, B: Okyanus ortası sırt bazaltları, C: Kalkalkali bazaltlar, D: Levha içi bazaltları.

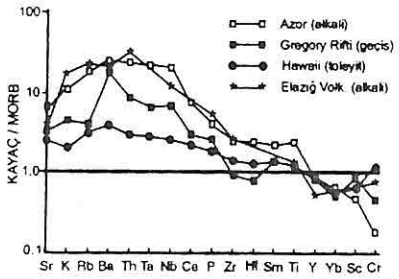


Şekil 13. Örneklerin Nb - Zr - Y diyagramında dağılımı (Meschede,1986). WPA: Levha içi alkali, WPT: Levha içi toleyitik, P - MORB: P-tipi okyanus ortası sırt bazaltları, N-MORB: N-tipi okyanus ortası sırt bazaltları, IAB: Volkanik yay bazaltları.



Şekil 14. Örneklerin Ti/Y - Nb/Y diyagramında dağılımı. TH: Toleyitik, TR: Geçiş (transitional), ALK: Alkalin (Pearce, 1982).

elde edilmemiştir. Y içeriğinin bu açıklanamayan düşük konsantrasyonlarına karşın, örneklerin okyanus ortası sırtı bazaltlara normalleştirilmiş dağılım diyagramına (Pearce, 1982) bakıldığında, kıtasal levha içi bazaltlara benzer dağılım desenlerine sahip oldukları açıkça görülmektedir (Şekil 15).



Şekil 15. Örneklerin okyanus ortası sırt bazaltlarına (MORB) normalleştirilmiş iz element dağılımları (Pearce, 1982).

5. SONUÇLAR

İncelenen lav akıntıları olivinli bazalt bileşiminde olup, kırık zonlarını takip eden stromboli tipi püskürmeler şeklinde meydana gelmiştir. Normatif nefelin içeren mineralojileri ve yüksek uyumsuz element içerikleri bunların levha içi alkalen karakterde olduğunu işaret eder. Kimyasal analiz verilerinin değerlendirilmesi sonucu lav akıntılarının evriminde fraksiyonel kristalleşme, bölümsel ergime ve kabuksal asimilasyon gibi işlevlerin birlikte etkili olduğu anlaşılmıştır.

Magmatizmanın, Arabistan ve Anadolu levhalarının çarpışması sonucu meydana gelen kabuk kalınlaşması ve bunu takip eden dönemdeki ekstansiyonel gerilmelere bağlı olarak üst mantonun bölümsel ergimesi sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

6. KATKI BELİRTME

Bu çalışma, FÜNAF-165 no ile Fırat Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından proje kapsamına alınıp maddi olarak desteklenmiştir. Bu nedenle yazarlar dönemin Araştırma Fonu Müdürü Prof. Dr. Fikret Tümen'e teşekkür ederler.

7. KAYNAKLAR

Alpaslan, M. ve Terzioğlu, N., 1996, Arguvan (Malatya kuzeyi) yöresinde Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkaniklerin karşılaştırmalı jeokimyasal özellikleri. Türkiye Jeol. Bült., 39/2, 75-87.

Avşar, N., 1983, Elazığ yakın kuzeybatısında stratigrafik ve paleontolojik araştırmalar. Doktora Tezi. Fırat Üniv. Fen Bilim. Enst. (yayınlanmamış).

Bingöl, E. (derleyen), 1989, 1:2 000 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. MTA Gen. Müd. Yayını, Ankara.

Ercan,T., Fujitani, T., Matsuda, J.I. ve diğ., 1990, Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen- Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu. MTA Derg., 110, 143-164.

Ercan,T. ve Asutay, H.J., 1993, Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl-Diyarbakır dolaylarındaki Neojen - Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi. A.Suat Erk Jeoloji

Simpozyumu bildirileri, 291-302.

Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 211-218.

Güner, Y., 1984, Nemrut yanardağının jeolojisi, jeomorfolojisi ve volkanizmanın evrimi. Jeomorfoloji Derg., 12, 23-65.

İnceöz, M., 1994, Harput (Elazığ) yakın kuzey ve doğusunun jeolojik özellikleri. Doktora Tezi. Fırat Üniv. Fen Bilm. Enst. (yayınlanmamış).

Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F. And Villari, L., 1976, Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and İranian plates (Lake Van, Eastern Turkey). Journal of Volcanology and Geoth.Res., 1, 103-112.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth Sci. 8, 523-548.

Kürüm, S. ve Bingöl, A.F., 1997, Elazığ yakın kuzeybatısındaki volkanitlerin petrolojik özellikleri. F.Ü. Fen ve Müh. Bil. Derg., 8-2, 83-98.

Kürüm, S., Akgül, B. ve Erdem, E., 1999, Eskiarapkir-Şıhlar (Malatya-Elazığ) Köyleri çevresindeki volkanitlerin petrografik ve petrolojik özellikleri. Yerbilimleri/Geosound,

Mitropoulus, P., Tarney, V., Saunders, A.D. and Marsh, N.G., 1987, Petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks from the Aegean island arc. In: Weaver, S.D. and Johnson, R.W. (eds), Tectonic Controls on Magma Chemistry, Elsevier, Amsterdam, 177-193.

Meschede, M., 1986, A method of discriminating between types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., 56.

Naz, H., 1979, Elazığ-Palu dolayının jeojojisi. TPAO Arşivi Rap. No 1360 (yayımlanmamış).

Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries: In: Thorpe, R.S. (ed), Andesites, John Wiley and Sons, New York, 525-548.

Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet sci. Lett., 19, 290 - 300.

Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. Contr. Miner. Petrol., 19, 47-63.

Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir,E. ve Naz, H., 1985, Elazığ-Hazar-Palu alanının jeolojisi. Petrol İşleri Genel Müd. Derg., 29, 83-191.

Şaroğlu, F. ve Güner, 1981, Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden ögeler. Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 39-50.

Şaroğlu, F. ve Yılmaz,Y., 1984, Doğu Anadolu'nun neotektoniği ile ilgili magmatizması. Ketin Simpozyumu Bildiriler Kitabı, 149-162.

Şaroğlu, F. ve Yılmaz,Y., 1986, Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. MTA Derg., 107, 73-94.

Tokel, S., 1984, Doğu Anadolu'da kabuk deformasyon mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi. Ketin Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 121-130.

Türkmen, İ., Aksoy, E., Kürüm, S., Akgül, B. ve İnceöz, M., 1998, Arguvan - Arapgir (Malatya) alanında Alt Miyosen volkanizması ve bölgesel stratigrafi içerisindeki yeri. Yerbilimleri/Geosound, 32, 105-115.

Türkmen, İ. ve Aksoy, E., 1998, Arapgir (Malatya), Çemişgezek (Tunceli), Elazığ dolaylarında Neojen birimlerin stratigrafik-sedimantolojik incelenmesi ve bölgesel korelasyonu. TPJD Bülteni. 10/1, 15-33.

Ünay, E. and De Bruijn, H., 1997, Plio-Pleistocene rodents and lagomorhs from Anatolia. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen, TNO, 60.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1976, Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Plan. Sci. Lett., 459-469.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrmination of different magma series and their differantiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325-343.

Yılmaz, Y., 1984, Türkiye'nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi. Ketin Simpozyumu bildiriler Kitabı, 63-81.

Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, 466pp.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | ARALIK DECEMBER | 2001 | SAYI NO 39 | ISSN 1019-1003

ŞAVAK - AYAZPINAR (PERTEK / TUNCELİ) KÖYLERİ ARASINDAKİ MAGMATİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİK ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Sevcan KÜRÜM ve Mehmet ALTUNBEY
Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: *Çalışma bölgesinde Senoniyen yaşlı plütonikler ile Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı volkanitler olmak üzere iki farklı magmatik birim yüzeylemektedir.*

Çalışma konusunu oluşturan birimlerden Elazığ Magmatitleri; Senoniyen yaşlı olup, diyorit, kuvars diyorit, granit, tonalit ve gabro gibi plütonik kayaçlardan meydana gelmiştir. Birim, ana ve iz element verilerine göre subalkalen karakterli, metaluminüs özellikte, volkanik yay kökenli ancak ada yayı gelişiminin en son evresi ürünleri özelliğindedir. Diğer birim olan Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı volkanitler ise piroklastitler (andezitik – bazaltik tüf, aglomera) ve lav akıntılarından (andezit, andezitik bazalt ve bazalt) oluşmuştur. Kalkalkalen özellikteki bu volkanitlerin, orta - yüksek K'lu ve levha içi volkanizma özelliği göstermesi, yüksek iyon potansiyelli elementlerce MORB'a göre zenginleşmiş olması ile Rb ve Sr gibi elementlerin yüksek konsantrasyonlarda bulunması bu volkanitlerin kıtasal kabuk bileşimli bir magmadan kaynaklandığını gösterir. Bu durum Doğu Anadolu'da geniş yayılım gösteren volkanitlerin bölgede Miyosen'den sonra gelişen kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak oluşan volkanizma ürünleri olduğunu ve volkanizmanın da üst mantonun normal fraksiyonlaşmasıyla birlikte kıtasal kabuktan da etkilendiği görüşüne uygunluk göstermektedir.

PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE MAGMATICS IN THE VICINITY OF ŞAVAK - AYAZPINAR VILLAGES, PERTEK / TUNCELİ

ABSTRACT: *Two magmatic units; Cenonian plutonics and Upper Miocene – Pliocene volcanics, outcrops in the study area.*

Elazığ Magmatics what are the main concern of this study, consist of plutonic rocks of diorite, quartz diorite, granite, tonalite and gabro. Major and trace element contents of the plutonics indicate that they are subalkaline, and metaluminus charactere and have late volcanic arc origin. The volcanics are made of pyroclastic (andesitic – basaltic tuffs, agglomerate) and lava flows (andesite, andesitic - basalt and basalt). These calcalkaline volcanics, have high K contents, show features of in intraplate volcanism, enrichment relative to MORB in higher ionic potential elements and high concentrations of Rb and Sr all indicate that they differentiated from a continental

crust melt. These show that the volcanics occuping large areas in Eastern Anatolia have developed as a product of crustal thickening which have continued since thickening Miocene in the region and the volcanism has been effected by both fractionation of upper mantle and continental crust.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Tunceli ili Pertek ilçesinin KB'sında Şavak ve Ayazpınar köyleri arasında yaklaşık 100 km^2'lik alan kapsar (Şekil 1).

Çalışma kapsamında yer alan birimlerden Elazığ Magmatitleri, Elazığ ve çevresinde çok geniş alanlarda yayılım gösterir. 1979'dan günümüze kadar pek çok çalışmaya konu olan bu birim, farklı araştırmacılar tarafından Yüksekova Karmaşığı (Perinçek, 1979; Perinçek ve Özkaya, 1981; Yazgan, 1981; Bingöl, 1988; Akgül,1993), Elazığ volkanik karmaşığı (Hempton, 1984) ve Baskil magmatitleri veya Baskil granitoyidi (Yazgan, 1984; Asutay, 1985, 1987; Akgül, 1991; Yazgan ve Chessex, 1991) olarak adlandırılmıştır. Ancak son yıllarda birim için Elazığ Magmatitleri adlaması kullanılmaktadır (Bingöl ve Aydoğdu, 1994; Turan ve diğ., 1995; Bingöl ve Beyarslan, 1996; Akgül ve Bingöl, 1997).

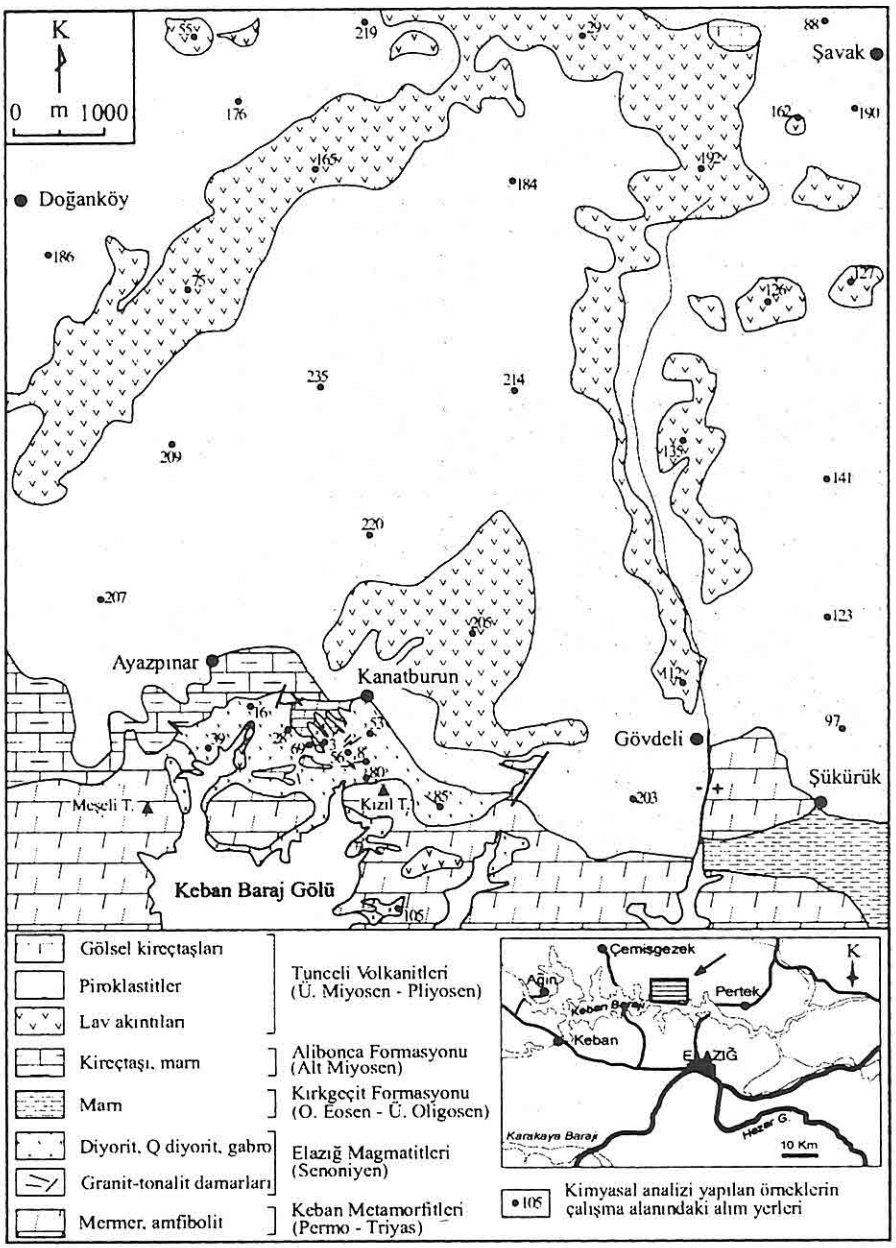
Çalışma alanında yer alan diğer magmatik birim olan volkanitler ise; ilk kez Naz (1979) tarafından Karabakır Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Daha sonra bazı çalışmalarda (Sağıroğlu, 1992; Kürüm, 1994, 1996; Altunbey, 1996) aynı adlama benimsenirken, diğer bazı araştırmacılar tarafından ise (Ercan ve diğ., 1993; Kürüm ve diğ., 1999) Tunceli volkanitleri adlaması kullanılmıştır.

Bu araştırmanın amacı; jeokimyasal veriler ışığında magmatik kayaçların oluşum ve kökenlerini belirleyip, elde edilen bulguları daha önce yapılan çalışmalarla karşılaştırmaktır. Bu amaçla, Elazığ Magmatitleri'nden 11 örneğin (Altunbey, 1996), Tunceli volkanitlerinden ise 26 adet örneğin (Kürüm, 1994) ana ve bazı iz element analiz sonuçları bu çalışmada beraber değerlendirilmiştir.

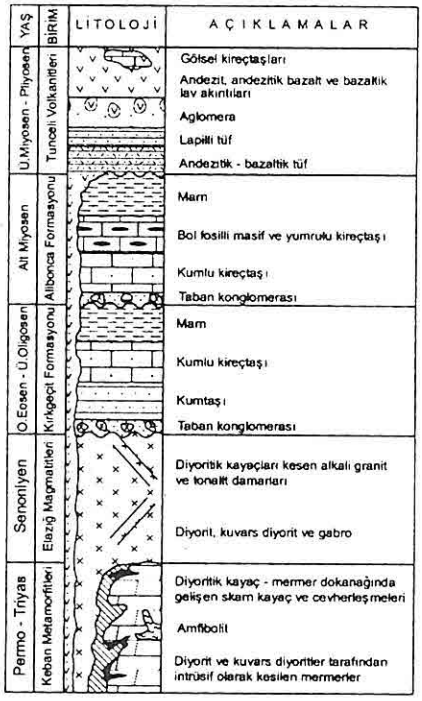
2. JEOLOJİK KONUM

Bölgede Paleozoyik'ten Pliyosen'e kadar farklı yaş aralığında değişen magmatik, metamorfik, ve sedimanter özellikteki birimler yüzeylemektedir (Şekil 1, 2).

Çalışma alanındaki en yaşlı birim olan Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfitleri, Özgül (1976) tarafından tanımlanmıştır. Keban ve çevresinde geniş yüzeylemeler sunan birim, bu bölgede daha çok rekristalize kireçtaşı, kalkşist-kalkfillit ve mermer özelliğindedir (Kipman, 1976). Birim, Elazığ ve yakın çevresinde Elazığ Magmatitleri'yle yer yer tektonik yer yer de intrüsif dokanak oluşturmaktadır (Sağıroğlu, 1992; Akgül, 1993; Aksoy, 1994). Elazığ Magmatitleri'ne ait derinlik kayaçlarının (granit, diyorit, kuvars diyorit ve ± gabro) Keban Metamorfitleri'nin mermerleriyle oluşturduğu intrüsif dokanaklar boyunca yoğun skarn oluşumları izlenmektedir (Sağıroğlu,



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji ve yer bulduru haritası (Kürüm, 1994 ve Altunbey, 1996'dan sadeleştirilerek alınmıştır).



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

1992; Akgül ve Şaşmaz, 1996; Altunbey ve Çelebi, 1997a,b).

Çalışma bölgesinde D-B gidişli bir yayılım gösteren metamorfitler genellikle mermer (Şekil 1) çok az oranda da amfibolitlerden oluşmuşlardır. Kipman (1976), bölgedeki magmatik ve sedimanter kayaçların temelini oluşturan metamorfitlerin metamorfizma yaşı için Jura-Alt Kretase aralığını vermiştir. Asutay (1985) ve Akgül (1993) ise metamorfizmanın Tetis okyanusunun Üst Kretase'de kuzeye doğru dalmasıyla ilişkili olduğunu belirterek, metamorfizma derecesinin de düşük dereceli yeşilşist fasiyesi ile orta dereceli amfibolit fasiyesi arasında değiştiğini belirtmektedirler.

Çalışmanın konusunu oluşturan Elazığ Magmatitleri; Senoniyen yaşlı olup (Perinçek, 1979), çalışma alanında Kanatburun ve Ayazpınar köyleri ile Meşeli ve Kızıl Tepe arasındaki alanda geniş yüzeylemeler sunmaktadır (Şekil 1). İnceleme alanının yakın doğusundaki Demürek köyleri çevresinde de aynı birime yaygın olarak rastlanmaktadır. Petrografik incelemelere göre bu birim, çoğunlukla diyorit, kuvars diyorit ve daha az olarak da tonalit, alkali granit ve gabrolardan oluşan derinlik kayaçlarıyla temsil olunur (Tablo 1). Ayrı ayrı haritalanamayan bu kayaçlardan en geniş yüzeylemeler diyorit bileşimli kayaçlar (diyorit, kuvars diyorit, kısmen gabro) şeklindedir (Şekil 1). Bu kayaçlardan diyorit ve kuvars diyoritler mineralojik ve renk olarak biribirine çok benzediğinden arazide ayırımı yapılamamıştır. Bu nedenle her iki kayaç türü birlikte haritalanmıştır. Gabro ise inceleme alanında sadece Kızıl Tepe'nin yaklaşık 1 km güneydoğusunda haritalanamayacak kadar küçük bir alanda yüzeylemektedir.

Diyoritik bileşimli kayaçların mermerlerle dokanak oluşturduğu yerlerde intrüzyonun merkezinden dokanağa (mermerlere) doğru makroskopik olarak tane boyunda küçülmeler izlenmektedir. Ayrıca bu dokanaklar boyunca belirgin endo ve ekzoskarn oluşumlarına sıkça rastlanmaktadır (Altunbey, 1996; Altunbey ve Çelebi, 1997b). Diyoritik kayaçlardan diyorit ve kuvars diyoritin gözlendiği dokanak zonlarında daha çok manyetit cevherleşmeleri izlenirken,

diyorit ve kuvars diyorite gabronun eşlik ettiği zonlarda ise ilmenit cevherleşmeleri izlenmektedir (Altunbey, 1996, Altunbey ve Çelebi, 1997a). Söz konusu skarn oluşumları, bölgede esas olarak Kanatburun köyünün yaklaşık 200 m güneybatısından itibaren başlayıp Meşeli Tepe'nin doğusundaki Keban Baraj Gölü'ne kadar değişik kalınlık (cm – 25 m) ve uzunluklarda (cm – 150 m) yüzeylemektedir.

Arazide koyu yeşil ve siyahımsı renk tonlarında gözlenen diyorit bileşimli kayaçlar granitik sokulumlar (granit ve tonalit) tarafından kesilmektedir. Bu granitik sokulumlar inceleme alanında Kızıl Tepe'nin yaklaşık 600 m güneydoğusunda, 1,5 km güneyinde ve 500 m kuzeybatısı ile 1 km batısında yaklaşık 7 m kalınlığa ve 50 m uzunluğa

Tablo 1. Üst Kretase yaşlı plütonik kayaçların modal mineralojik bileşimleri.

Ör.no	Kuvars	K-Felds.	Plaj.	Biyotit	Amfibol	Piroks.	Diğerl.	Kay. adı
1	2,51	0,63	47,96	0,31	43,57	1,25	3,76	Diyorit
3	2,59	0,86	56,03	0,86	36,21	0,86	2,59	Diyorit
4	1,92	0,48	51,8	0,24	21,82	11,75	11,99	Diyorit
5	2,02	0,5	49,87	0,25	40,55	1,51	5,29	Diyorit
16	1,86	0,31	49,54	0,62	43,03	_	4,64	Diyorit
29	0,8	0,4	61,45	_	25,7	4,42	7,23	Diyorit
56e	1,97	0,56	44,51	_	50,14	1,69	1,13	Diyorit
64-1	1,69	0,28	53,24	_	35,49	0,28	9,01	Diyorit
69	2,15	0,33	45,79	_	46,45	2,81	2,48	Diyorit
70a	3,6	0,45	71,46	_	19,33	_	5,17	Diyorit
73a	2,2	0,22	47,03	0,66	43,08	0,66	6,15	Diyorit
25	4,65	1,74	67,05	1,36	16,09	3,88	5,23	K.diyorit
28	4,27	0,91	48,48	_	39,63	2,74	3,96	K.diyorit
32	11,76	3,92	55,88	0,39	18,04	0,59	9,41	K.diyorit
39	5,01	2,18	64,05	3,7	20,04	0,87	4,14	K.diyorit
41	4,26	1,55	50,39	0,78	29,46	5,81	7,75	K.diyorit
53	3,63	0,52	47,67	_	44,04	1,81	2,33	K.diyorit
76	8,47	2,75	75,85	0,85	3,39	0,85	7,84	K.diyorit
80	2,97	0,37	52,04	0,37	39,03	1,12	4,09	K.diyorit
105	9,69	0,81	39,26	0,16	46,04	0,16	3,88	K.diyorit
84	2,07	0,69	51,03	_	1,38	35,86	8,97	Gabro
8	26,22	67,75	2,32	2,32	_	_	1,39	A.granit
14	27,17	61,23	5,43	3,99	_	_	2,17	A.granit
97	25,27	65,57	5,86	1,83	_	_	1,47	A.granit
6	24	1,56	57,78	0,44	7,11	_	9,11	Tonalit
55	22,38	2,26	62,01	0,82	2,05	_	10,47	Tonalit
85	24,1	2,17	52,05	10,84	9,16	_	1,69	Tonalit
86	28,68	3,16	63,16	1,84	0,26	_	2,89	Tonalit

yüzeylemeler sunmaktadır. Skarn kayaçlarının bir kısmı ile ilmenit cevherleşmelerinin tamamı ise Kızıl Tepe'nin yaklaşık 1 km güneydoğusu ve 1,5 km güneyindeki alanlarda varan damarlar şeklinde bulunmaktadır (Şekil 1). Bunlar arazide grimsi, kirli beyaz, açık pembe renkleri, kırık ve çatlaklı yapıları, sert - dayanımlı olmaları ve dolayısıyla topoğrafyada belirgin

çıkıntılar oluşturmalarıyla diyoritik kayaçlardan ayrılırlar. Kanatburun köyünün yaklaşık 1 km güneybatısında granitik kayaçlar içerisinde yer yer diyorit bileşimli anklavlara da rastlanmaktadır.

Çalışma alanında Şükürük köyü çevresinde yüzeyleyen Kırkgeçit Formasyonu, Keban Metamorfitleri üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 1). Orta Eosen-Üst Oligosen yaşlı (Özkul 1988) olan bu birim, inceleme alanında tamamen marnlarla temsil olunur. Ancak tipik yüzeylemelerinin görüldüğü çalışma alanının doğusundaki Demürek köyü civarında tabanda çakılları Keban Metamorfitleri'ne ait mermer ile Elazığ Magmatitleri'nin diyoritik kayaçlarından kaynaklanan blok ve çakıllardan oluşan taban konglomeraları ile başlayıp, kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve marnlarla sonlanmaktadır (Şekil 2).

İnceleme alanındaki tortul birimlerin sonuncusu olan Alt Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu (Soyutürk, 1973), en iyi şekilde Ayazpınar köyü ve çevresinde görülür (Şekil 1). Elazığ Magmatitleri ile Keban Metamorfitleri'ni uyumsuz olarak örten bu birim, taban konglomeraları ile başlayıp üste doğru kumlu kireçtaşı, bol fosilli masif-yumrulu kireçtaşı ve marn ile son bulmaktadır (Şekil 2).

İnceleme alanının en genç birimini oluşturan volkanitler ise çalışma konusunu oluşturan diğer bir magmatik birimdir. Bu birim, çalışma alanının kuzey bölümünün tamamını kapsayan geniş bir alanda yüzeylemektedir. Ancak çalışma alanının güneyindeki Kızıl Tepe civarında Keban Metamorfitleri ve Meşeli Tepe civarında ise Elazığ Magmatitleri içerisinde küçük yüzeylemeler halindeki kalıntılarına da rastlanmaktadır (Şekil 1).

Turan ve Bingöl (1991) ile Kürüm (1994); Naz (1979) tarafından Karabakır Formasyonu, Ercan ve diğ., (1993) tarafından da Tunceli volkanitleri olarak tanımlanan bu birimin tümüyle karasal ortam çökelleri ve karasal volkanizma ürünleriyle temsil edildiğini belirtmektedirler. Araştırmacılar ayrıca bu formasyonun değişik seviyelerinde tortul, volkanik ve volkano-tortul malzemelerin bulunduğunu ve bu malzemelerin birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli olduğunu ileri sürmektedirler. Türkmen (1988), Elazığ'ın KD'sunda Çaybağı çevresinde yapmış olduğu çalışmada karasal bir tortul istif olan Palu Formasyonu'nun, Karabakır Formasyonu eşdeğeri olduğunu belirtmektedir.

Bölgede geniş bir yayılım gösteren Tunceli volkanitleri, çalışma alanında çoğunlukla piroklastitler (andezitik – bazaltik tüf ve aglomera) daha az olarak da andezit, andezitik bazalt ve bazaltik bileşimli lav akıntıları ve Şavak köyünün yaklaşık 1,5 km kuzeybatısında yüzeyleyen gölsel kireçtaşlarıyla temsil edilir (Şekil 1). Tabanda yer yer andezitik – bazaltik tüflerle yer yer de aglomeralarla başlayan piroklastitler, çalışma alanın doğusundaki Aşağı Gülbahçe köyü çevresinde lapilli tüf seviyeleri de içermektedir (Şekil 2).

Tüfler, ince taneli, yer yer değişik kalınlıkta belirsiz tabakalanmalı ve

yaklaşık yatay duruşlu, yüzeyde beyazımsı, grimsi, kirli sarımsı ve kırmızımsı kahverenkli genellikle yayvan, zaman zaman da peri bacaları oluşturmuş şekilde (Ayazpınar köyünün kuzeybatısında) sert bir topoğrafya sunarlar. Çalışma alanı doğusunda özellikle Aşağı Gülbahçe köyü çevresinde dar bir alanda görülen lapilli tüfler ise iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmalı malzemeden oluşmuştur. Yer yer tabakalı bir görünüm sunan lapilli tüf tabakaları arasındaki sınırlar, tane boylarının değişmesi ve bu sınır boyunca gelişmiş çatlakların ve bu çatlakların da karbonatlarla dolmuş olmasıyla belirgindir. Piroklastitlerin diğer birimi olan aglomeralar ise kötü boylanmalı, çoğunlukla andezit daha az olarak da bazalt çakıllarından oluşmuştur. Çakılları kirli sarımsı ve grimsi renkli tüf çimentosuyla bağlanmıştır.

Volkanitlerin en üst seviyelerini oluşturan lav akıntıları arazide gri, kırmızımsı kahverenkli ve siyahımsı renklerde olup, piroklastitler üzerinde belirgin topoğrafik çıkıntılar oluştururlar.

Naz (1979), Karabakır Formasyonu olarak tanımladığı birime, stratigrafik ilişki ve bölgenin tektonik konumunu da dikkate alarak Üst Miyosen-Pliyosen yaşını vermiştir. Konuyla ilgili olarak daha sonra yapılan çalışmalarda bu yaş aralığı benimsenmiştir (Turan ve Bingöl, 1991; Sağıroğlu, 1992; Kürüm, 1994, 1996; Altunbey, 1996).

3. PETROGRAFİ

3.1. Elazığ Magmatitleri'nin Petrografik Özellikleri

Çalışma alanındaki plütonik kayaçların genelde ortaç bileşimli diyoritik kayaçlardan (diyorit ve kuvars diyorit) oluştuğu, ancak daha asidik (granitik ve tonalitik) ve çok az oranda da daha bazik (gabroyik) bileşime doğru kayma gösterdikleri yapılan modal analiz sonuçlarıyla belirlenmiştir (Tablo 1).

Mikroskopik incelemeler sonucunda kayaçların mineralojik bileşimlerine bağlı olarak kayacı oluşturan ana bileşenler az da olsa değişmekle birlikte esas olarak plajiyoklas, amfibol, kuvars, biyotit, alkali feldispat ve piroksenlerden oluştuğu tali bileşen olarak da sfen, apatit ve zirkon içerdiği belirlenmiştir. Hemen tüm kayaç gruplarının dokusal benzerlik gösterdiği ve granüler dokunun baskın olduğu bu kayaçlarda bileşimsel farklılıklara bağlı olarak az da olsa poikilitik ve grafik dokuların varlığı da belirlenmiştir.

Altunbey (1996), bölgede diyoritik bileşimli kayaçlarla metamorfitlerin (mermerlerin) oluşturduğu intrüzif dokanaklar boyunca kontakt metazomatik olaylara bağlı olarak Ca, Fe, Mg, Al ve Si'ca zengin skarn kayaçları ile demir (manyetit ve ilmenit) cevherleşmelerinin meydana geldiğini belirtmektdir.

3.1.1. Diyoritik Bileşimli Kayaçlar

Diyoritik kayaçlar bölgede esas olarak diyorit ve kuvars diyoritlerden kısmen de gabrolardan oluşmaktadır. Makroskopik

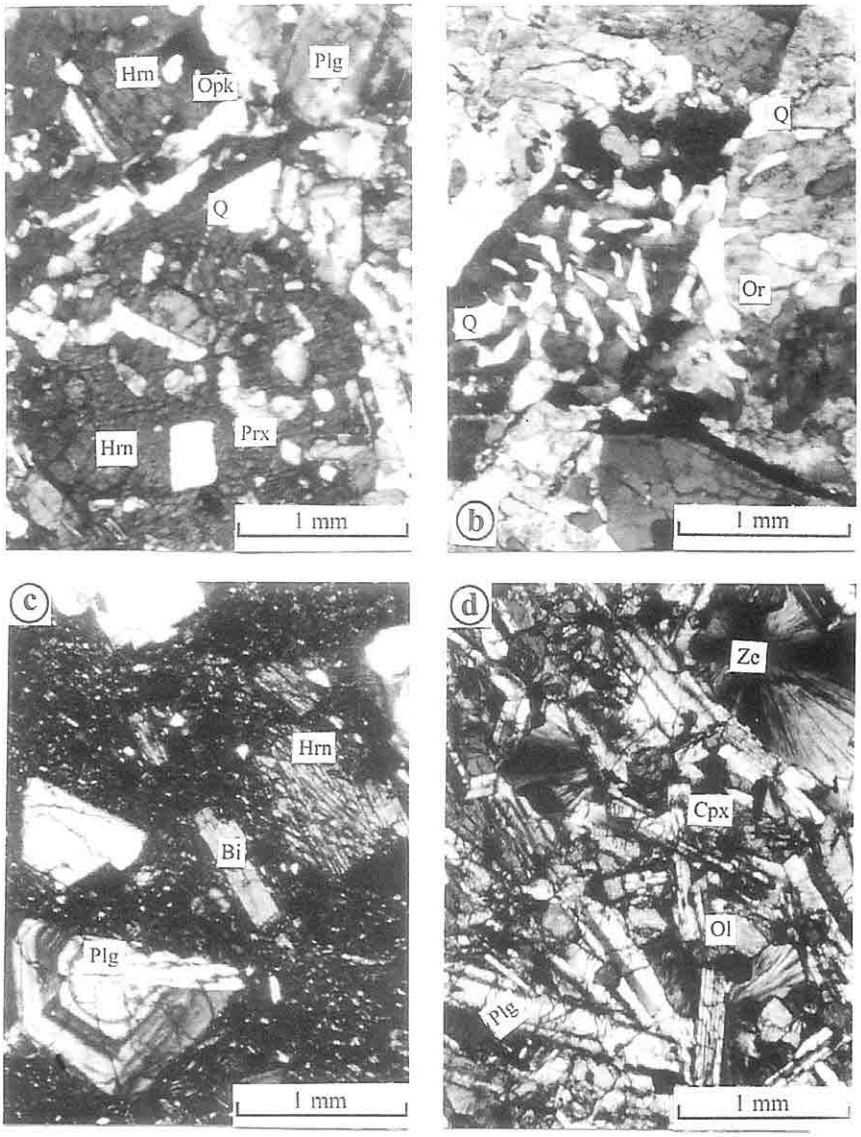
olarak birbirine çok benzeyen bu kayaçların ayırımı mikroskopik gözlemler ve plajiyoklasların anortit içeriği esas alınarak yapılmıştır. Buna göre; % An < 50 olan kayaçlar diyorit ve kuvars diyorit, % An > 50 olanlar da gabro olarak adlandırılmıştır. Mikroskopik çalışmalar sonucunda diyorit ve kuvars diyoritlerin subhedral granüler doku ve poikilitik doku, gabroların ise anhedral granüler doku gösterdiği saptanmıştır. Bu kayaçların mineralojik bileşimlerine bakıldığında, bunların esas olarak plajiyoklas, amfibol ve piroksenlerden meydana geldiği daha az oranda da kuvars, biyotit ve K-feldispat içerdiği ayrıca bu minerallerle birlikte sfen ve apatit gibi tali bileşenler ile kalsit, klorit ve epidot gibi ikincil bileşenler içerdiği belirlenmiştir (Şekil 3a). Bu mineral parajenezi; kuvars diyoritlerde kuvars oranının, gabrolarda ise piroksen oranının diğer bileşenlere göre artması şeklinde değişiklikler göstermektedir.

Plajiyoklaslar genellikle prizmatik kristaller halinde, karakteristik plajiyoklas ikizlenmeli ve diyorit - kuvars diyoritlerde yaygın bir şekilde zonlanmalı olarak bulunurlar. Diyoritik bileşimli kayaçların albit ikizlenmesi gösteren plajiyoklaslarında ölçülen sönme açılarına göre bu minerallerin, An_{35-56} bileşimine sahip andezin-labrador türünde olduğu saptanmıştır. Diyorit ve kuvars diyoritlerde andezin bileşiminde plajiyoklaslar gözlenirken, gabrolarda labrador bileşimli plajiyoklaslar gözlenmektedir. Diyoritik kayaçların genelinde izlenen ayrışma plajiyoklaslarda esas olarak serizitleşme ve karbonatlaşma yer yer de sosuritleşme şeklinde görülmektedir. Bu alterasyon türlerinin karbonatlı yankayaca (mermerlere) doğru giderek artması, mermerlerden diyoritik bileşimli kayaçlara doğru Ca metazomatizmasının olduğuna işaret etmektedir.

Diyorit ve kuvars diyoritlerde yaygın olarak gözlenen amfibol minerali genellikle yeşil ve yeşilimsi kahverengi pleokroizması ile hornblend bileşimindedir. Hornblend fenokristalleri içerisinde gelişen ve gelişigüzel şekilde bulunan plajiyoklas, kuvars ve manyetit mineralleri kayaçlara poikilitik doku özelliği kazandırmıştır (Şekil 3a). Diyorit ve kuvars diyoritlerde birincil mineral durumundaki hornblend, gabrolarda piroksenlerin uralitleşmesi sonucu daha az oranlarda oluşmuştur (Tablo 1). Piroksenlerdeki bu uralitleşmeye bağlı olarak hornblendle birlikte yer yer de tremolit / aktinolit açığa çıkmıştır.

Gabrolarda yaygın olarak bulunan piroksenler, diyorit ve kuvars diyoritlerde daha az oranlarda bulunur (Tablo 1). Piroksenler, çoğunlukla prizmatik ve levhamsı serbest kristaller halinde bazen amfibol kristalleri içinde kalıntı kristaller ve bazen de plajiyoklaslar içinde kapanım halde bulunurlar. 38 – 43°'lik sönme gösteren ojit bileşimindeki klinopiroksenlerin ortopiroksenlere göre daha baskın olduğu bu minerallerde de uralitleşme, karbonatlaşma, kloritleşme ve silisleşme gibi alterasyonlar görülür.

Diyorit ve kuvars diyoritlerde az



Şekil 3. Plütonik ve volkanik kayaçların mikroskopik görünümleri, Ç. N. X 32. a) Diyoritlerdeki poikilitik doku, b) Alkali granitlerde gözlenen grafik doku, c) Andezitlerde görülen porfirik doku, d) Bazaltlardaki intergranüler / intersertal doku. Plg: Plajiyoklas, Or: Ortoklas, Q: Kuvars, Hrn: Hornblend, Prx: Piroksen, Cpx: Klinopiroksen, Bi: Biyotit, Ol: Olivin, Ze: Zeolit, Opk: Opak mineral.

oranda gözlenen biyotitler (Tablo1); özşekilli, kahverengimsi – kahverengimsi yeşil pleokroizmalı, dilinim yüzeyleri ve kenarları boyunca kloritleşme göstermektedir. Alkali feldispatlar, fenokristaller halinde olup Karlspat ikizlenmeli, yer yer plajiyoklas ve amfibol kapanımları içermekte yer yer de bir kuşak şeklinde plajiyoklasları çevrelemektedir. Kuvars ise genellikle diğer minerallerin ara dolguları şeklinde gelişmiş ancak bazen de plajiyoklas, amfibol ve piroksenler içerisinde kapanımlar şeklinde de izlenmektedir.

Diyoritik kayaçlar içerisinde bu ana bileşenlerden başka opak minerallere de (manyetit, hematit, pirit ve kalkopirit) sıkça rastlanmaktadır. Özellikle opak minerallerin diyoritik kayaçlardan mermerlere doğru artması iki kayaç dokanağında cevherli bir skarn zonunun varlığına işaret etmektedir.

3.1.2. Granitik Kayaçlar

Granit ve tonalit bileşimdeki bu kayaçlar granüler, grafik ve poikilitik doku olmak üzere holokristalin dokunun değişik türlerini gösterirler. Esas olarak kuvars, plajiyoklas ve alkali feldispat (ortoklas) daha az oranlarda biyotit ve amfibollerden oluşan bu kayaçlarda sfen, zirkon ve opak mineral gibi tali bileşenlerin yanında kalsit, klorit, epidot ve serizit gibi ikincil minerallere de rastlanır.

Kuvarslar genellikle değişik boyutlu, özşekilsiz kristaller halinde diğer minerallerin ara dolguları şeklinde bulunurlar. Kuvarsların alkali feldispatlarla grafik doku oluşturacak şekilde görülen birlikte büyüme yapıları, sıkça izlenen bir özelliktir (Şekil 3b).

Granitik kayaçlarda yaygın olarak bulunan feldispat grubu mineraller benzer özellikler gösterirler. Çoğunlukla öz - yarı özşekilli kristaller halinde ve albit, Karlspat, albit + Karlspat ikizlenmelidirler. Plajiyoklasların albit ikizlenmesi gösteren kristallerinde ölçülen sönme açılarına göre alkali granitlerin An_{5-9} oranına sahip albit bileşiminde, tonalitlerin ise An_{38-40} oranına sahip andezin bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Plajiyoklaslar yer yer normal zonlanma yer yer de kristal büyüme yapıları göstermektedir. Normal zonlanma gösteren plajiyoklaslarda dış zonlarda killeşme görülürken iç zonlarda daha çok serizitleşme ve karbonatlaşma türünde alterasyonlar gözlenir. Alkali feldispat kristallerinin bazıları ipliksi pertit özeliği gösterirken bazılarında ise Karlspat ikizlenmesi gözlenmektedir. Çoğunlukla kaolenleşme gösteren alkali feldispatlar; kuvars, biyotit ve zirkon gibi mineral kapanımları da içerirler.

Granitik kayaçlardaki mafik bileşenlerden biri olan amfiboller, yeşil – kahverengimsi yeşil pleokroizmalı hornblend türünde olup, yoğun olarak opak mineral kapanımları içermesi ve kloritleşme, epidotlaşma ile karbonatlaşma gibi alterasyonlar göstermeleri en belirgin özelliğidir. Mafik bileşenlerin diğerini oluşturan biyotitlerin en belirgin özellikleri ise minerallerin zayıf zonları boyunca kloritleşmiş olması ve yer yer opak mineral kapanımları içermesidir.

3.2. Volkanitlerin Petrografik Özellikleri

Şavak – Ayazpınar yöresindeki volkanitlerde yapılan petrografik incelemeler sonucunda lav akıntılarının andezitik, andezitik bazalt ve bazaltik bileşimli kayaçlardan oluştuğu tüflerin de bu lav akıntılarıyla benzer bileşimlere sahip olduğu belirlenmiştir. Andezitik – bazaltik bileşimli tüflerin lav akıntılarıyla hemen hemen benzer özelliklere sahip olması nedeniyle bu çalışmada yalnızca lav akıntılarının petrografik özelliklerine değinilmiştir.

3.2.1. Andezitik kayaçlar

Genel olarak porfirik dokunun görüldüğü andezitik bileşimli lav akıntıları esas olarak plajiyoklas, amfibol ve biyotitlerden meydana gelmiş olup, tali bileşen olarak da piroksen içerirler (Şekil 3c). İkincil oluşumların da yaygın olduğu bu kayaçlarda kloritleşme, oksitlenme ve opaklaşma yaygın olarak, epidot, kalsit ve kuvars ise daha az oranlarda izlenmektedir.

Andezitik kayaçların esas bileşeni olan plajiyoklaslar, değişik boyut ve şekillerdeki fenokristal ve mikrolitler şeklinde gözlenmektedir. Bu kayaçlarda hamur malzemesini oluşturan plajiyoklas mikrolitleriyle birlikte, hamur malzemesi içinde yer yer oksitlenme ve kloritleşmenin gözlenmesi plajiyoklaslara eşlik eden başka minerallerin de olabileceğine işaret etmektedir. Genellikle zonlu yapı gösteren plajiyoklaslar bol çatlaklı olup bu zayıf zonlar boyunca da karbonatlaşma, epidotlaşma ve serizitleşme gibi alterasyon ürünleri gözlenmektedir.

Andezitik kayaçlarda plajiyoklaslardan sonra yaygın olarak izlenen amfiboller, genellikle öz ve yarı özşekilli olup, değişik boyutludurlar (Şekil 3c). Çoğunlukla kahverengimsi pleokroizmalı olan amfibollerde, kloritleşmelerle birlikte genelde kenarları ve çatlakları boyunca gelişen oksitlenmeler de izlenmektedir. Zaman zaman da bu minerallerin çevreleri opak bir mineral ile kuşatılmış bir şekilde bulunurken yer yer de bu opak mineralleri kapanım olarak bulundururlar. Andezitik kayaçlarda bulunan biyotitler kayaç içerisinde hemen her kesitte gözlenmesine rağmen zaman zaman baskın hale gelebilmektedir. Tüm biyotit minerallerinin öz ve yarı özşekilli kristaller halinde, çok kuvvetli pleokroizmalı ve yer yer de opaklaşmış ve kloritleşmiş olarak bulunmaları biyotitlerin ortak özelliği olarak kabul edilebilir. Kayaç içerisinde genellikle mikrolitler ender olarak da fenokristal halinde bulunan piroksenler ise daha çok klinopiroksen (ojit) özelliğindedir.

Andezitik kayaçların genelinde yaygın olarak görülen kalsit, klorit ve epidot gibi ikincil mineraller yer yer ana bileşenlerin alterasyonuyla oluşurken yer yer de kırık ve çatlaklar boyunca izlenir. Genellikle hamur içerisinde daha az olarak da fenokristaller içerisinde kapanım halde bulunan opak minerallerin ise çoğunlukla manyetit ve hematit daha az oranda da pirit olduğu saptanmıştır.

3.2.2. Bazaltlar

Çalışma alanındaki bazaltik bileşimli kayaçlarda yapılan petrografik incelemeler sonucunda bu kayaçların intergranüler / intersertal (Şekil 3d), ofitik, porfiritik ve vesiküler / amigdaloidal gibi dokular gösterdiği belirlenmiştir. Bu kayaçlar esas olarak plajiyoklas, klinopiroksen ve olivin ile az oranda da ortopiroksen ve nefelin gibi birincil minerallerden oluşmuştur (Şekil 3d). Zeolit, klorit, serpantin ve kalsit ise ikincil mineral olarak gözlenmektedir.

Plajiyoklaslar; genellikle prizmatik küçük latalar halinde daha az olarak da yarı özşekilli fenokristaller halindedir. Çoğunlukla ikizlenmeli ve zonlanmalı plajiyoklasların iri fenokristalleri oldukça kırıklı olup, bu kırıklar boyunca oksitlenmeler, karbonat, klorit ve zeolit oluşumları gözlenmektedir. Bazı plajiyoklas fenokristalleri çok sayıda küçük opak mineral kapanımları içerirken bazı plajiyoklaslarda da mineralin uzanımı boyunca opaklaşma izlenmektedir. Benzer şekilde plajiyoklas fenokristallerinin bazılarında zonlanmayla birlikte özellikle dış zonlar boyunca yoğun şekilde sıvı kapanımların bulunması kristalleşmenin son evresinin hidrotermal evreden etkilendiğini göstermektedir. Bu durum kayacın ikincil bileşenlerce zengin olmasının nedenini de açıklamaktadır. Değişik büyüklükteki prizmatik plajiyoklas kristalleri arasındaki boşluklar genellikle klinopiroksen, olivin, nefelin ve zeolit ile az oranda da kalsit ve klorit gibi minerallerle doldurulmuştur (Şekil 3d).

Kayaç içerisindeki piroksenler genellikle klinopiroksen özelliğindedir. Değişik şekil ve boyutlarda gözlenen bu mineraller, bol kırıklı ve çatlaklı, yer yer de kenarları boyunca uralitleşmiştir. Kayaç genelinde plajiyoklas ve piroksenlerden sonra yoğun olarak izlenen olivinlerde ise en baskın özellik minerallerin hemen tamamında gözlenen iddingsitleşmedir. İddingsitleşme, bazı olivin minerallerinin yalnız kırık ve çatlakları boyunca gelişirken bazen de bu minerallerin tamamını kuşatmış şekilde bulunur.

4. JEOKİMYASAL DEĞERLENDİRME

Çalışma konusunu oluşturan magmatik kayaçların jeokimyasal özelliklerini irdelemek için plütoniklerden 11 adet, volkanitlerden ise 26 adet örneğin ana ve iz element analiz sonuçları ve bazı parametre değerleri Tablo 2 ve 3'de sunulmuştur.

4.1. Plütonik Kayaçların Jeokimyasal Özellikleri

Plütonik kayaçların ana element dağılımlarına bakıldığında, 8 (alkali granit) ve 85 (tonalit) no'lu örnekler dışındaki diyoritik kayaç örneklerinde SiO_2 değerleri % 48-53 arasında değişirken, bu iki örnekte % 64.71 ile % 75.98 gibi yüksek değerlerde olduğu görülür (Tablo 2). FeO, MgO ve CaO'in ise iki örneğin dışındakilerde birbirlerine yakın değerlerde olmasına karşın, bu iki örnekte SiO_2 değerinin artmasına bağlı olarak belirgin bir azalma göstermektedir. Al_2O_3'de ise bu farklılık daha az belirgin

olarak görülür. Alkali granit ve tonalit örneklerindeki NaO_2 ve K_2O değerleri diyoritik kayaçlardan farklı olarak % SiO_2 artışına bağlı olarak belirgin bir artış gösterirken, TiO_2 değerlerinde ise SiO_2 artışıyla orantılı olarak azalma görülür. MnO ve P_2O_5 değerlerinde ise belirgin bir farklılık görülmemektedir (Tablo 2, Şekil 4).

Plütonik kayaçları kimyasal olarak sınıflandırmak için, ana elementlerin esas alındığı Debon ve Le Fort (1982) diyagramında değerlendirdiğimizde, esas yoğunlaşmanın kuvars diyorit alanında olduğu birer örneğin de tonalit, granit ve diyorit / gabro bölgesinde bulunduğu görülür (Şekil 5). Bu diyagramdaki sonuçlar petrografik verilerle de uygunluk

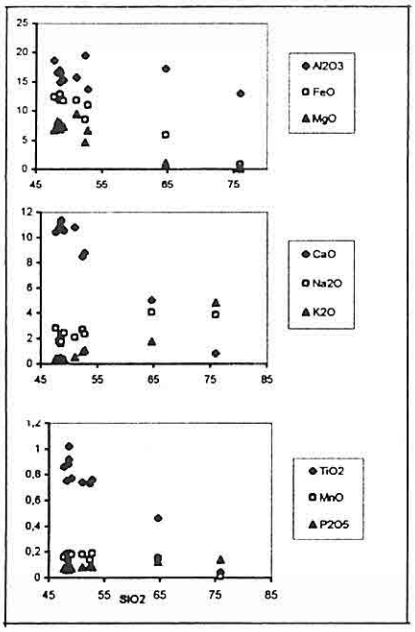
Tablo 2. Plütonik kayaçların kimyasal analiz sonuçları ile hesaplanmış bazı parametre değerleri.

Kayaç	Granitik Kayaçlar			Diyoritik Kayaçlar									
Ör. No	8	85	Ort.	3	16	28	39	53	56	69	80	105	Ort.
Ana Oksitler (%)													
SiO2	75,98	64,71	70,35	48,25	47,72	48,53	52,43	48,65	48,63	49,16	51,11	52,85	49,70
Al2O3	12,96	17,25	15,11	16,60	18,60	16,92	19,48	16,51	14,90	15,22	15,77	13,67	16,41
FeO*	0,79	5,88	3,34	12,27	12,36	11,83	8,51	11,98	12,87	11,75	11,78	10,93	11,59
MgO	0,04	1,05	0,55	8,16	6,77	7,11	4,59	7,83	6,88	7,30	9,42	6,61	7,19
CaO	0,81	5,00	2,91	10,78	10,43	11,24	8,45	10,82	11,34	10,54	10,81	8,74	10,35
Na2O	3,83	4,05	3,94	1,81	2,80	1,58	2,71	2,27	1,75	2,42	2,11	2,35	2,20
K2O	4,80	1,77	3,29	0,44	0,41	0,48	0,92	0,42	0,34	0,33	0,51	1,06	0,55
TiO2	0,04	0,46	0,25	0,75	0,86	0,88	0,73	0,92	1,02	0,77	0,74	0,76	0,83
MnO	0,01	0,15	0,08	0,18	0,16	0,14	0,14	0,18	0,19	0,18	0,18	0,19	0,17
P2O5	0,14	0,12	0,13	0,06	0,07	0,06	0,09	0,11	0,06	0,07	0,08	0,08	0,08
LOI	0,39	0,76	0,58	0,86	1,25	1,31	1,08	-	1,00	-	-	1,26	1,13
Topl.	99,79	101,20	100,50	100,16	101,43	100,08	99,13	99,69	98,98	97,74	102,51	98,50	99,80
İz Elementler (ppm)													
Ni	-	-	-	22	20	17	3	33	-	10	27	-	19
Cr	43	25	34	49	88	52	23	-	-	48	88	44	56
V	4	74	39	309	321	302	221	318	183	316	264	115	261
Cu	-	-	-	33	22	27	17	48	38	-	18	33	30
Zn	3	58	31	81	76	69	58	83	89	85	77	93	79
Sr	24	178	101	265	274	222	291	258	161	265	232	98	230
Rb	125	58	92	10	10	12	31	13	34	6	11	58	21
Zr	63	89	76	50	47	48	86	54	43	49	53	53	54
Nb	-	-	-	19	18	18	19	18	18	19	19	19	19
Ba	506	235	371	84	71	115	122	52	205	68	117	231	118
Pb	9	5	7	1	2	5	2	3	23	3	7	21	7
Th	13	8	11	6	5	5	7	2	2	6	5	5	5
Y	-	-	-	13	12	13	17	13	13	14	15	17	14
Co	46	38	42	50	49	45	37	41	46	43	46	49	45
Bazı Parametre Değerleri													
Q	186,35	131,26	158,81	71,76	41,67	74,41	83,41	59,08	71,27	62,31	76,10	90,94	70,11
P	-36,12	-182,27	-109,20	-241,29	-267,63	-241,22	-218,59	-257,27	-251,46	-259,03	-250,02	-209,17	-243,96
Alk.	8,63	5,82	7,23	2,25	3,21	2,06	3,63	2,69	2,09	2,75	2,62	3,41	2,75
A/NK	1,12	2,01	1,57	4,79	3,71	5,53	3,54	3,95	4,56	3,46	3,97	2,74	4,03
A/CNK	1,00	0,98	0,99	0,72	0,77	0,72	0,93	0,69	0,62	0,64	0,67	0,65	0,71
Y+Nb	-	-	-	32,00	30,00	31,00	36,00	31,00	31,00	33,00	34,00	36,00	32,67
Nor. Di	-	-	-	11,92	9,30	11,83	0,83	13,11	16,55	15,70	14,93	13,48	11,96
Nor.Ko	0,33	-	0,33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

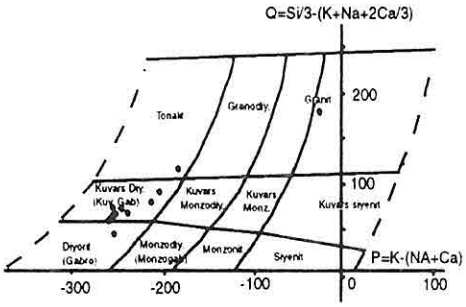
Buna göre, plütonik kayaçların normal bir ayrımlı kristalleşme gösterdiği, magmada ilk kristallenen örneklerin düşük SiO_2 içerdiği ve ilerleyen kristallenme koşullarında ise artan SiO_2 oranına bağlı olarak alkalilerde bir zenginleşme olduğu söylenebilir (Tablo 2, Şekil 4).

göstermektedir (Tablo 1).

Çalışma alanındaki plütonik kayaçların toplam alkali (NaO_2+K_2O) ve silis (SiO_2) bileşenlerine göre kalkalkali ve toleyitik özellikte olduğu (Şekil 6) görülürken, aynı örneklerin AFM üçgen diyagramında da benzer durumu gösterdikleri ancak

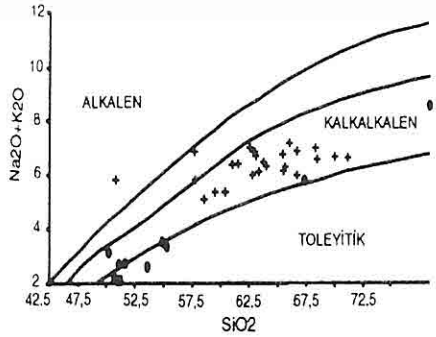


Şekil 4. Plütoniklerin SiO_2'e karşı ana oksit değişimlerini gösterir Harker diyagramları.

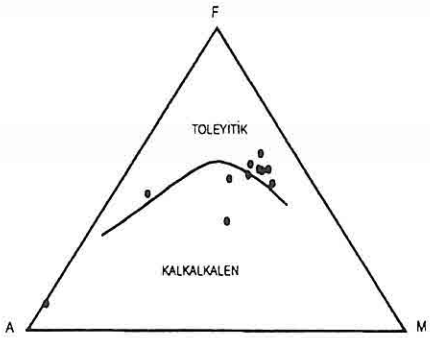


Şekil 5. Plütoniklerin Q – P diyagramındaki dağılımları (Debon ve Le Fort, 1982).

kayaçların alkalilere oranla FeO ve MgO'ce daha zengin olduğu görülmektedir (Şekil 7). Bu durumun,



Şekil 6. Örneklerin toplam alkali (Na_2O+K_2O) – silis diyagramındaki dağılımı (Ewart, 1979) (● : Plütonikler, +: Volkanitler).

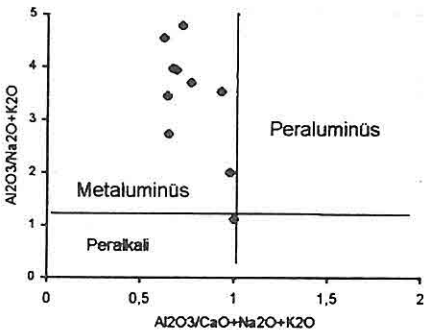


Şekil 7. Plütoniklerin AFM diyagramındaki dağılımları (Irvine ve Baragar, 1971).

plütonik kayaçların metamorfik kayaçlarla oluşturduğu intrüzif dokanakta gelişen kontakt metazomatizmaya bağlı olarak oluşan Fe zenginleşmesinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Plütonik kayaçları molar oranlarının esas alındığı Shand diyagramında (Maniar ve Piccoli, 1989) değerlendirdiğimizde bu kayaçların

metaluminüs bölgede yoğunlaştığı görülür (Şekil 8).

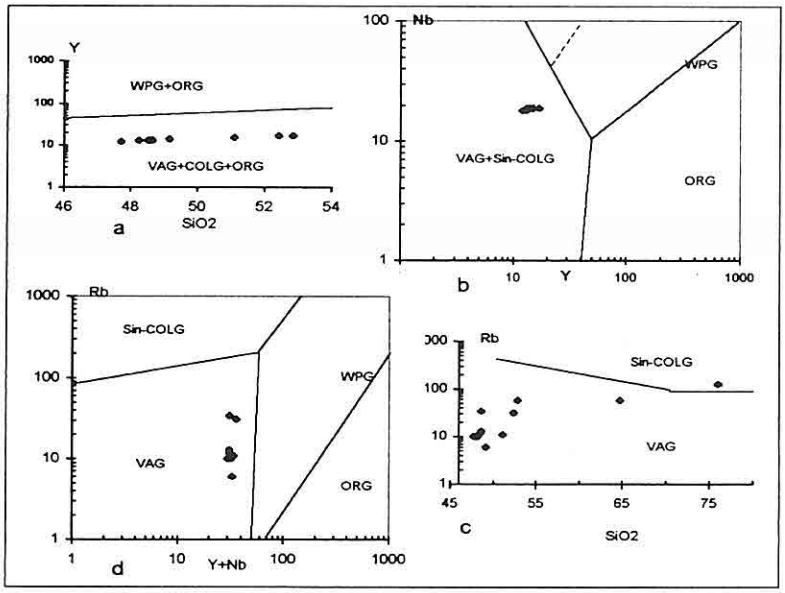
Tüm bu özellikler ile birlikte, Al_2O_3 / Na_2O+K_2O+CaO'in <1,1 olması (Tablo 2), Na_2O oranının asidik bileşenlerde %3,2'den fazla iken, daha mafik bileşenlerde ise %2.2'den az olması, normatif mineral olarak diyopsitin 8 ve 85 no'lu örneklerin dışında hepsinde gözlenmesine karşın korundun ise yalnızca 8 no'lu örnekde 0,33 gibi çok az oranda olması ve diğer örneklerde ise bulunmaması (Tablo 2), bu kayaçların I - Tipi granitoyid özelliğinde olduğunu gösterir bulgulardır (Chappel ve White, 1974). Jeokimyasal veriler sonucu I - Tipi granitoyid özelliğinde olduğu belirlenen bu kayaçlarda amfibollerin biyotitlerden yaygın olarak bulunması, muskovit, andaluzit, sillimanit, kordiyerit ve granatın bulunmaması, manyetitin en yaygın demiroksit olması ve sfenin bulunması gibi petrografik veriler de bu sonucu desteklemektedir.



Şekil 8. Plütoniklerin Shand (1951) indeksine göre kimyasal sınıflaması (Maniar ve Piccolli 1989'dan).

Plütoniklerin iz element değişimlerine bakıldığında ise (Tablo 2), Rb ve Ba'un birbirine çok benzerlik gösterdiği, ortaç bileşimli örneklerde SiO_2'e bağlı olarak çok az oranda artış görülmesine karşın 8 ve 85 no'lu örneklerde belirgin bir artış görülür. Rb ve Ba'un K'lu minerallerin yapısında bulunmasından dolayı bu durum K_2O-SiO_2 ilişkisiyle de uygunluk gösterir (Şekil 4). Sr, bazik bileşimli örneklerde 220-290 ppm arasında yoğunlaşırken, diğer elementlerden farklı olarak 8 ve 85 no'lu örneklerde ise SiO_2 artışına bağlı olarak çok belirgin bir azalma göstermektedir. Zr ise tüm örneklerde düzensiz dağılımlı olup, belirgin bir yönelme göstermemektedir. Birbirine benzerlik gösteren Nb ve Y ise 8 ve 85 no'lu örneklerde dikkate alınmayacak kadar az oranda bulunurken, diğer örneklerdeki değerler ise çok dar bir alanda değişmekte ve SiO_2 oranına bağlı olarak az da olsa bir artış göstermektedir. Pearce ve diğ. (1984)'nin iz elementlerin SiO_2'e göre olan değişimlerinden yola çıkarak tektonik olarak sınıflandırdıkları granitoyid diyagramlarına göre; örnekleri Y- SiO_2 diyagramı (Şekil 9a) ile Nb-Y diyagramında (Şekil 9b) değerlendirdiğimizde yay (VAG) ve çarpışma granitoyidleri (COLG) bölgesinde bulunduğu görülür. Araştırmacılar tarafından VAG granitoyidleri ile Sin-COLG granitoyidlerinin birbirinden ayrılmasında kullanıldığı belirtilen Rb elementinin kullanıldığı diyagramda ise örnekler yay granitoyidleri bölgesinde yoğunlaşmaktadır (Şekil 9c). Benzer

şekilde örneklerin Rb-Y+Nb diyagramında da VAG bölgesinde yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 9d).



Şekil 9. Plütoniklerin tektonik ayırım diyagramlarında değerlendirilmesi (Pearce ve diğ., 1984). WPG: Levha İçi Granitoyidler; ORG: Okyanus Sırtı Granitoyidler; VAG: Volkanik Yay Granitoyidleri; COLG: Çarpışma Ürünü Granitoyidler; Sin-COLG: Çarpışma Eş Yaşlı Granitoyidler.

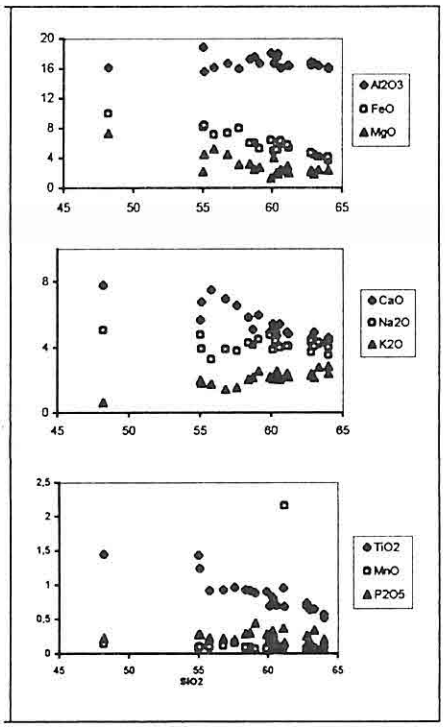
4.2. Volkanitlerin Jeokimyasal Özellikleri

Çalışma konusunu oluşturan volkanitlerin SiO_2 değerleri % 48 – 68 arasında değişmekle birlikte esas yoğunlaşma % 55 – 65 arasındadır (Tablo 3). Buna göre SiO_2'in bu değişimi dikkate alındığında kayaçların ortaç ve asidik bileşimli oldukları görülür. Volkanitlerde ana oksitlerin SiO_2'e karşı değişimleri Harker diyagramlarında incelendiğinde Al_2O_3, K_2O, MnO ve P_2O_5 değerlerinin SiO_2'e bağlı olarak herhangi bir değişim göstermedikleri halde FeO, MgO ve TiO_2; SiO_2 artışına bağlı olarak zayıf bir azalma göstermektedir (Şekil 10). CaO ve Na_2O değerleri % 60 SiO_2 oranına kadar benzer ters ilişki gösterirler. Örneğin CaO önce artma, sonra azalma daha sonra da değişmeyen bir gidiş gösterirken Na_2O ise CaO gibi aynı SiO_2 değerlerinde önce azalma sonra hafif artma ve daha sonra da değişmeyen değerlerle sonlanmaktadır.

Volkanitlerin bazı iz element değişimlerine bakıldığında ise Rb'un 13 – 114 ppm gibi geniş bir aralıkta değiştiği ve ortalama 80 ppm ile oldukça yüksek konsantrasyona sahip olduğu görülür. Sr ise ortalama 557 ppm ile 400 – 700 ppm

Tablo 3. Volkanitlerin kimyasal analiz sonuçları ile hesaplanmış bazı parametre değerleri.

Ör.No	112	135	141	176	184	190	192	88	29	162	186	55	75	97	123	126	127	185	203	205	207	209	214	220	219	235	Ort.
Ana Oksitler (%)																											
SiO2	60,10	55,80	59,10	60,40	48,20	55,00	60,30	58,70	63,30	64,00	62,80	56,80	58,40	59,90	55,10	65,70	64,00	57,60	63,00	61,20	60,60	67,30	68,40	65,60	61,10	62,80	60,58
Al2O3	16,70	16,20	16,70	18,00	16,20	18,90	17,50	17,60	16,40	16,00	16,50	16,70	17,30	18,10	15,60	16,10	16,20	16,00	16,70	16,40	16,10	16,10	15,60	16,00	16,40	16,90	16,65
FeO*	4,98	7,10	5,31	5,09	10,00	8,17	5,12	5,98	4,18	3,70	4,67	7,34	6,04	6,43	8,38	4,17	4,16	8,03	4,52	5,35	6,29	3,35	4,23	4,36	5,80	4,75	5,67
MgO	4,02	5,19	2,76	1,83	7,29	2,15	1,97	2,45	2,44	2,36	2,18	4,45	3,23	1,28	4,50	2,04	2,32	3,13	1,85	2,00	2,37	1,54	0,04	2,07	2,87	2,32	2,72
CaO	5,44	7,50	5,99	4,72	7,79	5,69	4,95	5,12	4,21	4,37	4,24	6,94	5,83	4,92	6,79	4,03	4,59	6,56	4,91	4,82	5,45	3,57	3,80	3,69	4,91	4,56	5,21
Na2O	3,84	3,26	4,48	4,14	5,09	4,60	4,38	4,14	4,32	4,03	4,40	3,86	4,26	4,75	3,92	3,99	3,51	3,76	4,06	4,05	3,97	4,28	4,32	3,99	4,05	3,69	4,13
K2O	2,08	1,73	2,55	2,53	0,62	1,98	2,39	2,15	2,75	2,81	2,29	1,43	2,02	2,17	1,81	2,52	2,40	1,51	2,12	2,16	2,02	2,34	2,23	2,92	2,38	2,37	2,16
TiO2	0,69	0,92	0,88	0,78	1,45	1,43	0,82	0,92	0,65	0,52	0,73	0,93	0,93	0,90	1,24	0,58	0,57	0,96	0,64	0,68	0,70	0,44	0,50	0,62	0,95	0,68	0,81
MnO	0,08	0,10	0,06	0,06	0,14	0,09	0,08	0,09	0,07	0,06	0,06	0,11	0,09	0,07	0,10	0,06	0,07	0,15	0,09	2,16	0,09	0,02	0,09	0,08	0,09	0,07	0,16
P2O5	0,22	0,22	0,44	0,29	0,22	0,27	0,32	0,29	0,33	0,20	0,25	0,21	0,28	0,27	0,27	0,16	0,14	0,19	0,18	0,15	0,15	0,12	0,20	0,20	0,36	0,12	0,23
LOI	1,59	1,33	0,92	0,81	2,90	1,16	1,83	2,25	1,13	1,78	1,05	1,02	1,15	0,88	0,89	1,14	1,88	1,16	1,21	1,38	0,98	1,19	1,05	0,80	1,18	1,79	1,33
Topl.	98,20	98,00	98,30	97,90	99,90	98,50	97,90	97,50	98,60	98,00	98,70	98,70	98,40	98,80	98,60	100,00	99,80	99,10	99,30	100,00	98,90	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	98,97
İz Elementler (ppm)																											
Ni	86	150	65	11	96	16	8	22	31	28	24	115	54	6	195	0	22	95	0	86	108	0	0	8	15	-	50
Cr	296	461	157	117	348	52	71	116	190	195	173	326	196	54	291	28	60	197	21	120	172	8	0	42	74	38	146
V	90	156	110	68	167	84	73	74	82	70	83	149	91	74	149	81	81	120	81	89	99	68	67	83	117	88	96
Sc	12	21	11	5	23	15	4	10	8	6	6	19	18	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12
Cu	27	51	41	11	46	26	11	28	20	15	22	30	31	16	44	30	36	35	38	36	38	38	26	33	37	33	31
Zn	56	70	76	69	77	77	69	73	66	56	76	69	67	66	86	83	82	85	86	82	85	85	84	89	91	86	77
Sr	450	438	751	500	522	449	482	444	608	508	443	402	519	400	670	737	790	435	656	610	527	520	416	675	969	560	557
Rb	77	54	82	81	13	55	85	102	97	101	98	29	66	74	77	101	64	85	92	83	98	114	81	113	104	76	80
Zr	163	181	206	229	160	223	232	231	196	169	216	154	179	218	190	203	195	155	191	185	171	182	245	222	258	180	197
Nb	10	9	29	13	14	15	19	15	26	20	18	10	13	14	23	26	22	21	24	22	21	24	24	34	38	23	20
Ba	519	336	707	515	86	391	511	421	707	703	617	426	498	446	497	618	480	476	558	636	510	458	502	715	792	524	525
Pb	14	12	20	13	6	11	14	13	23	21	23	10	14	12	26	26	28	26	32	27	28	26	28	28	28	29	21
Th	14	10	19	14	3	11	15	14	21	20	21	11	11	11	8	14	9	12	14	10	12	14	14	19	18	13	14
La	28	30	61	44	13	29	43	35	46	46	40	19	30	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	35
Ce	59	53	108	63	27	57	77	69	95	82	73	57	41	56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	66
Nd	25	20	35	29	17	32	36	21	36	27	27	26	16	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27
Y	16	19	18	17	26	28	19	23	18	18	18	20	19	22	24	30	28	21	29	31	28	28	36	34	28	29	24
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	44	40	46	57	62	45	36	32	44	47	31	40	44
Bazı Parametre Değerleri																											
Alk.	5,91	4,98	7,03	6,67	5,71	6,77	6,77	6,29	7,07	6,84	6,69	5,29	6,28	6,95	5,73	6,51	5,91	5,27	6,18	6,21	5,99	6,62	6,55	3,54	6,43	6,06	6,16
K/Rb	223,56	265,34	258,35	260,78	398,84	301,47	232,50	174,90	234,78	230,86	193,70	403,60	253,20	244,98	195,05	207,04	311,17	192,77	191,21	216,07	171,04	170,32	228,44	214,42	189,89	258,76	239,35
Mg/(Mg+Fe)	0,62	0,59	0,51	0,42	0,59	0,34	0,43	0,45	0,54	0,56	0,48	0,55	0,51	0,28	0,52	0,49	0,52	0,44	0,45	0,43	0,43	0,48	0,02	0,63	0,50	0,49	0,47
DI	58,29	47,30	62,50	64,62	44,82	57,61	64,53	60,38	69,06	68,92	67,80	50,95	58,41	65,49	51,02	70,35	65,48	54,44	68,29	64,12	61,79	73,55	77,04	61,12	63,52	64,61	62,15
K2O+Na2O	5,91	4,98	7,03	6,67	5,71	6,77	6,77	6,29	7,07	6,84	6,69	5,29	6,28	6,95	5,73	6,51	5,91	5,27	6,18	6,21	5,99	6,62	6,55	3,54	6,43	6,06	6,16
K2O/Na2O	0,54	0,53	0,57	0,61	0,12	0,41	0,55	0,52	0,64	0,70	0,52	0,37	0,47	0,46	0,46	0,63	0,68	0,40	0,52	0,53	0,51	0,55	0,52	0,73	0,59	0,64	0,53
Rb/Sr	0,17	0,12	0,11	0,16	0,02	0,12	0,18	0,23	0,16	0,20	0,22	0,07	0,13	0,18	0,11	0,14	0,08	0,15	0,14	0,14	0,19	0,22	0,19	0,17	0,11	0,14	0,15
Y/Nb	1,67	2,05	0,60	1,28	1,86	1,85	1,01	1,52	0,67	0,88	1,00	2,07	1,47	1,58	1,04	1,15	1,27	1,00	1,21	1,41	1,33	1,17	1,50	1,00	0,74	1,26	1,29
Th/Nb	1,45	1,05	0,65	1,07	0,19	0,74	0,80	0,91	0,81	1,02	1,20	1,10	0,90	0,80	0,35	0,54	0,41	0,57	0,58	0,45	0,57	0,58	0,58	0,56	0,47	0,56	0,73
Ba/La	18,60	11,09	11,67	11,81	6,58	13,34	11,91	12,13	15,27	15,42	15,46	23,03	16,44	14,88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14,12
K2O/P2O5	9,45	7,86	5,80	8,72	2,82	7,33	7,47	7,41	8,33	14,05	9,16	6,81	7,21	8,04	6,70	15,75	17,14	7,95	11,78	14,40	13,47	19,50	11,15	14,60	6,61	19,75	10,36



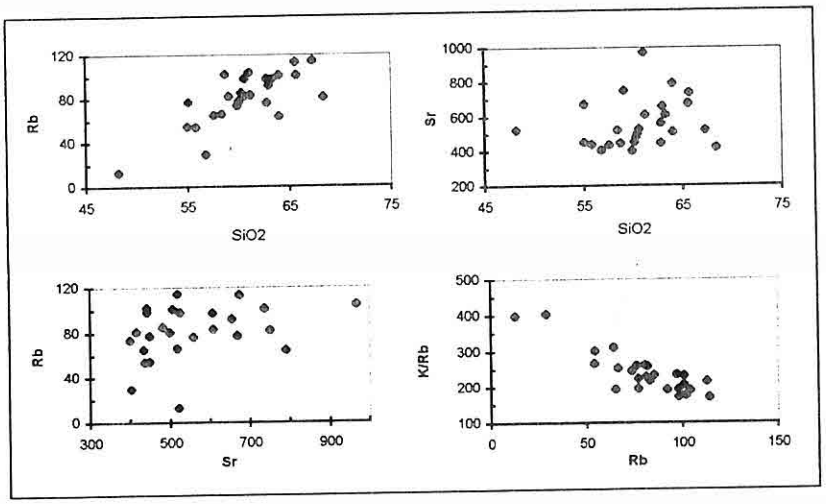
Şekil 10. Volkanitlerin SiO_2'e karşı ana oksit değişimlerini gösterir Harker diyagramları.

arasında değişmektedir (Tablo 3). Rb ve Sr'un yüksek konsantrasyonları yüksek K'lu andezitik bileşimli kayaçlarda kıtasal kabuk bileşimine uygunluk gösterirken bu elementlerin Harker diyagramındaki dağılımlarına bakıldığında SiO_2'e göre belirgin bir değişim göstermediği görülür (Şekil 11a - b). Yine Rb - Sr değişim diyagramında da bu düzensizlik belirgin olarak izlenmektedir (Şekil 11c). K/Rb'un Rb ile değişimi incelendiğinde ise Rb artışına bağlı olarak K/Rb'da belirgin bir azalmanın olduğu (Şekil 11d) bu azalmanın da magmatik serilerin diferansiyasyon mekanizmasıyla ilişkili olduğu bilinir (Jakes ve White, 1971). Örneklerdeki Zr değeri, ortalama 197 ppm ile yine yüksek K'lu bir özellik gösterirken Ba konsantrasyonu da 525 ppm ile oldukça yüksek bir değere sahiptir.

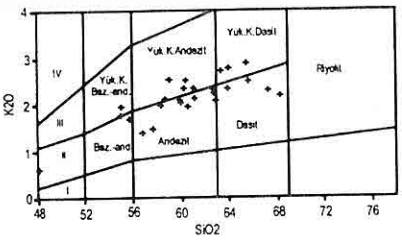
Volkanitleri; $K_2O - SiO_2$ bileşenlerinin kullanıldığı Pecerillo ve Taylor (1976) isimlendirme diyagramında değerlendirdiğimizde, örneklerin büyük bir çoğunluğunun andezitik bileşimde olduğu geriye kalanların çoğunun ise dasit, üç örneğin de bazaltik bileşimde olduğu görülmektedir (Şekil 12). Ancak andezitik ve dasitik bileşimde yoğunlaşan örneklerin büyük çoğunluğunun da yine orta - yüksek K'lu özellikte olduğu görülür. Magma karakterini belirlemek için örnekleri toplam alkali (Na_2O+K_2O) – SiO_2 diyagramda değerlendirdiğimizde ise hemen tamamı kalkalkalen bölgede yoğunlaşmaktadır (Şekil 6).

Volkanitleri Nb-Zr-Y gibi magmanın tektonik ayrımında kullanılan, alterasyon ve hidrotermal süreçlerden etkilenmeyen veya en az etkilenen, kalıcılığı yüksek bu elementlerin kullanıldığı diyagramda değerlendirdiğimizde ise örneklerin tamamının levha içi alkali bazaltlar (WPA) ile levha içi toleyit bölgesinde (WPT) bulunduğu görülür (Şekil 13).

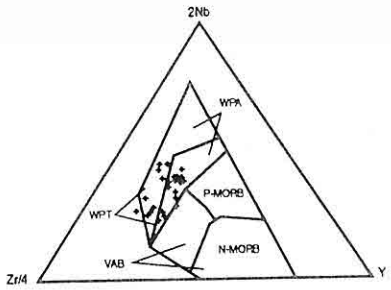
İnceleme alanındaki volkanitlerin MORB'a normalleştirilmiş element dağılımları incelendiğinde ise (Şekil 14a), Th'un maksimum değere ulaştığı; Sr, K_2O, Rb, Ba, Nb, Ce, P_2O_5 ve Zr'un MORB'a göre zenginleşme gösterdiği; Y'un MORB'a yakın negatif değerde;



Şekil 11. Volkanitlerin Rb, Sr – SiO_2; Rb – Sr ve K/Rb – Rb diyagramlardaki konumları.

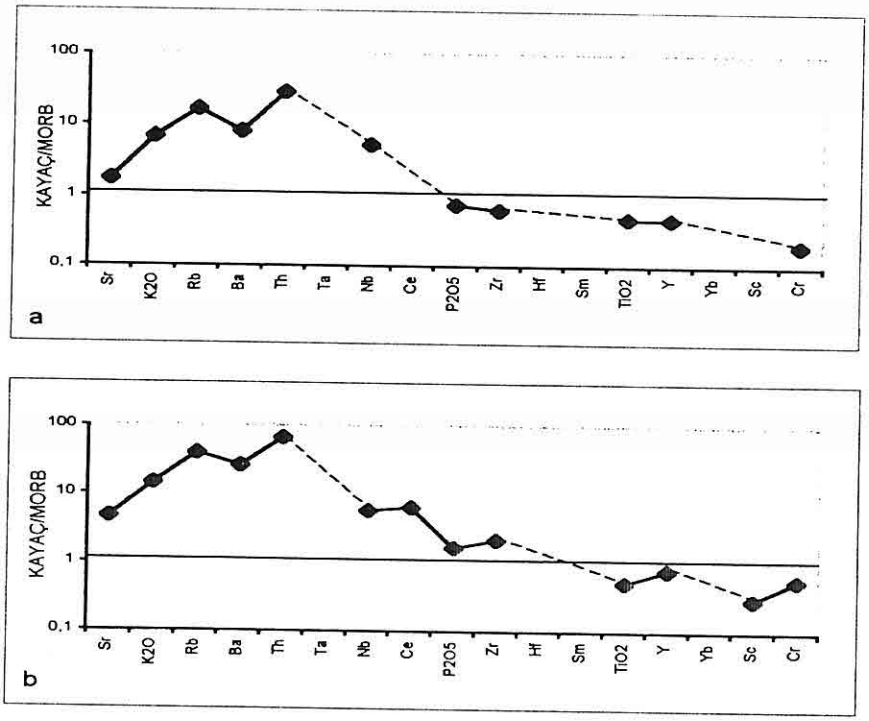


Şekil 12. Volkanitlerin Pecerillo ve Taylor (1976) diyagramındaki dağılımları. I: Düşük K (toleyitik seri); II: Orta K (kalkalkalen seri); III: Yüksek K (kalkalkalen seri); IV: Şoşonitik seri.



Şekil 13. Volkanitlerin Nb-Zr-Y diyagramındaki dağılımı (Meschede, 1986). WPA: Levha içi alkali, WPT: Levha içi toleyitik, E-MORB: E-tipi okyanus ortası sırt bazaltları, N-MORB: N-tipi okyanus ortası sırt bazaltları,VAB: volkanik yay bazaltları.

TiO_2, Sc ve Cr'un ise MORB'a göre tüketilmiş olduğu görülür. Elementlerin bu dağılım özellikleri, levha içi bazaltlarla (WPB) geçişli volkanik yay bazaltlarına (VAB) uygunluk göstermektedir. Buna göre; plütonik kayaçların MORB'a normalleştirilmiş element dağılımlarına benzer bir dağılım gösteren volkanitlerin, köken magmasının kıtasal kabuk



Şekil 14. Volkanitlerin (a) ve plütoniklerin (b) okyanus ortası sırt bazaltlarına (MORB) normalleştirilmiş element dağılımları.

bileşiminde bir magma olduğu söylenebilir (Şekil 14b).

5. SONUÇLAR

Pertek KB'sında yüzeyleyen Senoniyen yaşlı plütonik kayaçlarla Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı volkanik kayaçların petrografisi ve jeokimyası ile kökensel ilişkilerini ortaya çıkarmak için gerçekleştirilen bu çalışmada aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

Senoniyen yaşlı plütonik kayaçların esas olarak ortaç bileşimdeki diyoritik kayaçlardan (diyorit, kuvars diyorit) oluştuğu ancak, daha az olarak da asidik (granit, tonalit) ve bazik (gabro) bileşime doğru kayma gösterdikleri belirlenmiştir. Plütonun merkezinden yankayaçlara (mermerlere) doğru gidildikçe mineral tane boyutlarında küçülme ve metazomatizma etkisi görülmektedir.

Petrografik ve jeokimyasal verileri birbirleriyle uyumlu olan plütonik kayaçların, subalkalen özellikte olduğu ve plütonik ve metamorfik kayaç dokanağında gelişen metazomatizmaya bağlı olarak FeO ve MgO'ce zenginleşmesi sonucunda toleyitik özelliğe doğru kaydığı görülür.

Turan ve diğ. (1995), Altunbey (1996), Bingöl ve Beyarslan (1996) ile Akgül ve Bingöl (1997); Elazığ Magmatitleri'ni

oluşturan yay magmatizmasının Üst Triyas – Alt Kretase aralığında Bitlis - Pütürge Masifleriyle Keban – Malatya Masifleri arasındaki riftleşmeye bağlı olarak gelişen okyanusal kabuğun Üst Kretase başlarında kuzeye doğru Keban – Malatya Masifleri altına daldığını ve bu dalma batmaya bağlı olarak kısmen okyanusal kısmen de kalın olmayan kıtasal kabuk üzerinde geliştiğini belirtmektedirler.

Literatürde tanımlanan I-Tipi granitoyidlerle uygunluk gösteren çalışma alanındaki granitoyidlerin, subalkalen ve metaluminüs özellikli yay magmatizması (VAG) ürünü oldukları, ancak kıtasal kabuk element zenginleşmesinin olmasından dolayı araştırmacıların Elazığ Magmatitleri için önerdikleri kısmen okyanusal, kısmen de kalın olmayan kıtasal kabuk üzerinde geliştiği fikrini desteklemektedir.

Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı Tunceli volkanitleri; aglomera, andezitik – bazaltik bileşimli tüfler ile lapilli tüf seviyelerinden oluşan piroklastitler ve andezit, andezitik bazalt - bazaltlardan oluşan lav akıntıları ile bu lav akıntılarıyla yanal - düşey ilişkili gölsel kireçtaşlarından meydana geldiği belirlenmiştir.

Çalışma alanındaki volkanitlerin jeokimyasal verilere göre orta - yüksek K'lu kalkalkalen özellikte, iz elementleri açısından kıtasal kabuk bileşimine yakın kıtasal lav akıntıları özelliğinde olduğu saptanmıştır.

İnceleme alanındaki volkanitlerde yapılan jeokimyasal çalışmalar bunların, kıtasal kabuk özelliğinde ve kalkalkalen karakterli olduğunu göstermektedir. Bu durum, Doğu Anadolu'da Orta Miyosen'de meydana gelen kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak kabuk kalınlaşması ve bu kabuk kalınlaşması sonucunda oluşan kabuğun kısmi ergimesi ile de uygunluk gösterir (Savcı, 1980; Şengör ve Kidd, 1979; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984, 1986). Bölgede Senoniyen yaşlı granitoyid bileşiminde kayaçların bulunması ve bu kayaçlar ile volkanitlerin kimyasal bileşim olarak birbirine benzer özellikler göstermesi, her iki magmatik kayaç grubunun kaynak malzemesinin de benzer olabileceğini düşündürmektedir. Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı volkanitlerin; Doğu Anadolu bölgesinde Üst Kretase'de kuzeye doğru olan dalma hareketiyle plütonik kayaçlar oluşurken Üst Kretase sonrasında bu yakınlaşma devam ettiğinden kabuk kalınlaşması ve buna bağlı olarak kısmi ergimelerin oluşması ve oluşan bu magmanın basınç gerilmelerine bağlı olan çatlaklar yardımıyla yüzeye kadar çıkmasıyla meydana gelmiş olabileceği düşünülmektedir.

6. KAYNAKLAR

Akgül, B., 1993, Piran köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri, Doktora Tezi, Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., 125s (yayımlanmamış).

Akgül, B. ve Bingöl, A.F., 1997, Piran köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri, Selçuk Üniv. Müh. Mim. Fak. 20. Yıl Jeoloji Semp., 13-24.

Akgül, M., 1991, Baskil (Elazığ) granitoyidinin petrografik ve petrolojik özellikleri, Geosound / Yerbilimleri, 18, 67-78.

Akgül, B. ve Şaşmaz, A., 1996, Elazığ kuzeyinde pirometazomatik oluşuklar ile ilişkili Fe – Ti cevherleşmeleri, TJK. Bült., 39/2, 39-48.

Aksoy, E., 1994, Pertek çevresinin jeolojik özellikleri ve Pertek bindirme fayı, Fırat Üniv. Fen ve Müh. Bil. Derg., 6/2, 1–18.

Altunbey, M., 1996, Tuzbaşı-Kanatburun-Ayazpınar (Tunceli-Pertek) yöresindeki demir cevherleşmelerinin jeolojisi ve kökeni, Doktora Tezi, Fırat Üniv. Fen Bil. Enst.,176s (yayımlanmamış).

Altunbey, M. ve Çelebi, H., 1997a, Kanatburun (Pertek-Tunceli) yöresinin jeolojisi ve demir cevherleşmeleri, Fırat Üniv. Fen ve Müh. Bil. Derg., 9/2, 1-18.

Altunbey, M. ve Çelebi, H., 1997b, Kanatburun (Pertek-Tunceli) yöresindeki skarn kayaçlarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, Selçuk Üniv. 20. Yıl Jeoloji Semp. Bild., 45-58.

Asutay, H. J., 1985, Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve petrografik incelenmesi, Doktora Tezi, A.Ü. Fen Bil. Enst.,156s (yayımlanmamış).

Asutay, H. J., 1987, Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve Baskil magmatitlerinin petrolojisi, MTA. Enst. Derg., 106, 55-61.

Bingöl, A. F., 1988, Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yükseova Complex in the Elazığ region (Eastern Taurus – Turkey), The Journal of Fırat Univ., Science and Technology, 3/2, 1-17.

Bingöl, A. F. ve Aydoğdu, S., 1994, Dutlu köy (Elazığ) yöresi magmatik kayaçlarının petrografik ve jeokimyasal özellikleri, Çukurova Üniv. Müh. Mim. Fak. 15. Yıl Semp., 199-213.

Bingöl, A. F. ve Beyarslan, M., 1996, Elazığ Magmatitleri'nin jeolojisi ve petrolojisi, KTÜ. Jeol. Müh. Böl. 30. Yıl Semp. Bild., 208-224.

Chappel, B. W. and White, A. J. R., 1974, Two contrasting grane types, Pasific Geology, 8, 173-174.

Debon, F. and Le Fort, P., 1982, A chemical – mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, Trans. R. Soc. Ed. Eart. Sci., 73, 135-148.

Ercan, T. ve Asutay, H. J., 1993, Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl-Diyarbakır dolaylarındaki Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi, A.Ü. Suat Erk Jeoloji Simp. Bild., 291-302.

Ewart, A., 1979, A Rewiew of the mineralogy and chemistry of Tertiary - Recent dacitic, riolitic and related salic volcanic rocks, In: Barker, F. (ed.), Trodhjemites, dacites and related rocks, Elsevier, Amsterdam, 13-121.

Hempton, M. R., 1984, Results of detailed mapping near Lake Hazar (Eastern Taurus Mount.), In: O. Tekeli ve M.C. Göncüoğlu (eds.), Geology of the Taurus Belt. Int. Symp. Proceedings, 223-228.

Irvine, T. N. and Barager, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic

rocks, Can. Jour. Earth Scien., 8, 523-548.

Jakes, P. and White, A. J. R., 1971, Composition of island arcs continental growth, Earth planet. Sci. Lett., 12, 224-230.

Kipman, E., 1976, Keban'nın jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi, Doçentlik Tezi, İst. Üniv. (yayınlanmamış).

Kürüm, S., 1994, Elazığ kuzeybatısındaki genç volkanitlerin petrolojik özellikleri, Doktora Tezi, Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., 107s (yayınlanmamış)

Kürüm, S. ve Bingöl, A.F., 1996, Elazığ yakın kuzeybatısındaki volkanitlerin petrolojik özellikleri, Fırat Üniv. Fen ve Müh. Bil. Derg., 8/2, 83-98.

Kürüm, S., Akgül, B. ve Erdem, E., 1999, Eskiarapgir-Şıhlar köyleri çevresindeki volkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özellikleri, Yerbilimleri, 34, 187-201.

Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids, Geol. Soc. Amer. Bull., 101, 635-643.

Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, Chem. Geol., 56, 207-218.

Naz, H., 1979, Elazığ-Palu dolayının jeolojisi, TPAO. Rapor No: 1360 (yayımlanmamış).

Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeolojik özellikleri, TJK. Bült., 19/1, 65-78.

Özkul, M., 1988, Elazığ batısında Kırkgeçit Formasyonu üzerinde sedimantolojik incelemeler, Doktora Tezi, Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., 186s (yayımlanmamış).

Pearce, J. A., Harris, N. V. and Tindle, A. G.,1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Jour. Petrol., 25, 956-983.

Pecerillo, A. and Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene calk-alcaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey, Contrib. Min. Petrol., 58, 63-81.

Perinçek, D., 1979, Palu – Karabegan – Elazığ – Sivrice – Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları, TPAO. Rapor No: 1361 (yayımlanmamış).

Perinçek, D. ve Özkaya, İ., 1981, Arabistan Levhası kuzey kenarının evrimi, H.Ü. Yerbilimleri, 8, 91-101.

Shand, S. J., 1951, Eruptive rocks, Their genesis, composition, classification and their relations to ore deposits, John Wiley, New York, 44p.

Sağıroğlu, A., 1992, Pertek – Demürek (Tunceli) skarn tipi manyetit ve ilişkili bakır cevherleşmeleri, TJK Bült., 35/2, 63-70.

Soyutürk, N., 1973, Murat baseni jeolojisi ve hidrokarbon imkanları, TPAO. Rapor No: 791 (yayımlanmamış).

Savcı, G., 1980, Doğu Anadolu volkanizmasının neotektonik önemi, Yeryuvarı ve İnsan, 5/3-4, 46-49

Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1984, Doğu Anadolu'nun neotektoniği ve ilgili magmatizması. Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Simpozyumu bildiriler kitabı, 149-162.

Şengör, A. M. C. ve Kidd, W. S. F., 1979, Post – collisional tectonic of the

Turkish – Iranian plateau and a comparision with Tibet, Tectonophysics, 55, 361-376.

Turan, M. ve Bingöl, A. F., 1991, Kovancılar – Baskil (Elazığ) arası bölgenin tektonostratigrafik özellikleri, Ahmet Acar Semp. Bild., 213-227.

Turan, M., Aksoy, E. ve Bingöl, A. F., 1995, Doğu Torosların jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri, Fırat Üniv. Fen ve Müh. Bil. Derg., 7/2, 1-23.

Türkmen, İ., 1988, Palu-Çaybağı (Elazığ D'su) yöresinin sedimantolojik incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., 79s (yayımlanmamış).

Yazgan, E., 1981, Doğu Toroslar'da etkin bir kıta kenarı etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen) Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu, H. Ü. Yerbilimleri, 7/1, 83-104.

Yazgan, E., 1984, Geodynamics evolution of the Eastern Taurus region, In: O. Tekeli ve M. C. Göncüoğlu (eds.), Geology of the Taurus Belt Int. Symp. Proceedings, 199-208.

Yazgan, E. and Chessex, R., 1991, Geology and tectonic evolution of the South-eastern Taurides in the region of Malatya, TPJD. Bült., 3/1, 1-42.

YERBİLİMLERİ ARALIK 2001 SAYI 39 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

KUVATERNER'DE VE GÜNÜMÜZDE DENİZ DİPLERİNDEKİ YEREL ORTAM DEĞİŞİMLERİ İLE BUNLARIN NEDEN OLDUĞU YANLIŞ YORUMLAR

Engin MERİÇ
İ.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

ÖZET: *Marmara Denizi'nin güneyinde bazı bölgelerde günümüzde ve Geç Kuvaterner'de oluşan ortamsal değişiklikler bazı araştırıcılar tarafından farklı yorumlanmış olup, özellikle gözlenmiş olan tatlısu-acısu formlarının varlığına dayanılarak bu tortullar Yeni Öksiniyen (Geç Pleyistosen) olarak yaşlandırılmıştır. Çalşmamızın amacı, bu gibi durumların bazı bölgelerde ortamsal özelliklerde meydana gelen değişimler nedeni ile oluştuğunu, ortam değişikliğine göre yaşlandırma yapılamayacağını ortaya koymaktadır.*

SEA BOTTOM LOCAL ENVIRONMENTAL CHANGES IN QUATERNARY AND RECENT AND RESULTING MIS INTERPRETATIONS

ABSTRACT: *In the southern Marmara Sea, owing to depositional changes in the Late Quaternary and at present, some erreneous interpretations were made. Some sediments were given age of New Euxinian (Late Pleistocene) due to presence of fresh-brakish water forms. The aim of this study is to present that these situations may be caused by environmental changes.*

1. GİRİŞ

İstanbul çevresi ile güney ve doğu Marmara Denizi'nde Kuvaterner ve güncel tortullar üzerinde yapılan çalışmalar sırasında elde edilmiş olan paleontolojik bulgular nedeni ile bazı farklı yorumlamalar yapılmıştır.

İslamoğlu ve Tchepalyga (1998) güney Marmara Denizi'nde, Gemlik Körfezi ve Kapıdağ Yarımadası çevresinde yapmış oldukları çalışmada; farklı derinliklerden grab ile alınan güncel tortullar içinde buldukları muhtelif mollusk örneklerinin bir kısmının tatlısu fasiyesinini belirlemeleri nedeni ile bunları Yeni Öksiniyen (Geç Pleyistosen) olarak yaşlandırmışlardır. Kuzeye doğru uzanan alanda gözledikleri kısmen tatlısu ve kısmende acısu ortamındaki örneklerin geçiş dönemine, kuzeyde buldukları denizel tiplerin ise Holosen'e ait olduğuna değinmişlerdir.

Çağatay vd. (2000 a ve b), yine Marmara Denizi'nde gerçekleştirdikleri bir çalışmada Armutlu Yarımadası kuzey alanlarında 370.00 m derinlikten aldıkları yaklaşık 3.00 m lik kor örneğinin taban bölümünde pelesipod'lardan *Dreissena rostriformis* Andrussow, gastropod'lardan *Pisidium* sp., *Theodoxus* sp., *Lithoglyphus* sp., *Caspia* sp., *Micromelania* sp., *Planorbarius* sp., *Valvata* sp. gibi tatlısu mollusklarını gözlemişlerdir. Taban tortullarından elde edilen 15.800 ve 12.900 yıl gibi sayısal yaş değerleri nedeni ile istifin bu bölümünün Yeni Öksiniyen (Geç Pleyistosen)'e ait olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar, yine Marmara Denizi'nin 12.000 yıl öncesine kadar Karadeniz ile bağlantılı bulunduğunu ve Akdeniz sularının günümüzden 12.000 yıl önce Marmara Denizi'ne ulaştığını ileri sürmektedirler.

Bu inicelemede amaç, değinilen çalışmalarda elde edilen yaş ve ortam yorumlarının tartışmalı olduğunu ortaya koymak ve önceki çalışmalarla olan farkını belirterek günümüz ve Geç Pleyistosen tortullarının yaş ve oluşum ortamının ne olabileceğini tartışmaktır.

2. TARTIŞMA VE YORUM

İstanbul ve çevresi Kuvaterner'i ile ilgili olarak günümüze dek yapılan muhtelif çalışmalarda gerek Pleyistosen ve gerekse Holosen dönemlerini simgeleyen tortul istiflerde ortamsal değişimlerin varlığı gözlenmiştir (Meriç, 1995 ve 1997).

Haliç Holosen istifinde tabanda akarsu fasiyesinin varlığı dışında 7.400 yıl içinde iki kez acısu-tatlısu ortamı baskınlığı saptanmıştır. Bu dönemde gerek foraminifer ve gerekse ostrakod toplulukları bu değişimi sunmaktadır (Meriç ve Sakınç, 1990; Gülen vd., 1990; Taner, 1990; Göksu vd., 1990; Meriç, 1997).

Ataköy yöresinde, Ayamama Deresi Kuvaterner'i incelendiğinde, 12.000±1.300, 11.700±1.300, 11.200±1.300, 10.900±1.800, 10.400±1.100 yılı belirten dönemler dahil olmak üzere 3.000±400 ve günümüze dek gelen süreç içinde gelişen tüm tortullar genelde acısu fasiyesini simgeleyen foraminifer, ostrakod ve mollusklerı içerir (Meriç vd., 1991 a; Çetin vd., 1995).

Çünkü, Geç Pleyistosen sonları ve Holosen boyunca Marmara Denizi kuzey alanında acısu ortamı baskınlığını korumuş ve yöresel tektonik özellikler nedeni ile deniz bu bölgede tam etkisini gösterememiştir. Foraminiferlerden *Astrononion sidebottomi* Cushman ve Edwards, *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen ve Earland), *Ammonia ammoniformis* Colom, *A. tepida* Cushman, *Elphidium crispum* (Linné), *E. tumidum* Natland; ostrakodlardan *Callistocythere* sp., *Ilyocypris bradyi* G. O. Sars, *Cyprideis torosa* (Jones), *Cythereis* sp., *Loxoconcha* sp., *Xestoleberis* sp. ve *Cerastoderma edule* (Linné), *C. edule lamarcki* Reeve, *Cardium* sp., *Ostrea edulis* Linné gibi pelesipod'lar ve *Hydrobia (H.) ventrosa* (Montagu), *Rissoa (T.)* cf. *parva* (Costa), *R. (R.)* cf. *splendida* (Eichwald), *Bittium (B.) reticulatum* Da Costa, *Chrysallida (P.)* cf. *intersincta* (Montagu), *Nassarius (H.)* cf. *reticulatus* (Linné), *Retusa (R.)* cf. *truncatula* Bruguière gibi gastropodların varlığı bunu doğrulamaktadır. Diğer taraftan bu türler arasında Yeni Öksiniyen yaşını verecek kesin bir veri yoktur.

Kadıköy-Kuşdili Kuvaterner tortulları 41.50 m kalınlığında bir istif sunar. Bunun taban bölümünden elde edilen sayısal yaş değeri 925.000±101.000 ile 204.000±18.000 yıl arasında değişmektedir. istifte tabandan tavana doğru iki acısu ve iki denizel fasiyesin baskınlığı söz konusudur. Yine, aynı yörede yapılmış bir diğer sondajdan derlenen sayısal yaş verisi 11.000±1.100 yıl olup, istifin bu bölümü içermiş olduğu foraminifer ve ostrakod topluluğuna göre denizel fasiyesi belirtmektedir (Meriç, 1997; Meriç vd., 1991 b, 1996; Çetin vd., 1995).

Anadolu Hisarı'nda Küçüksu Kasrı çevresindeki Holosen çökellerinin kalınlığı 25.00-12.00 m arasında değişim gösterir ve bu alanda da foraminifer ve ostrakod toplulukları dikkate alınarak denizel fasiyesi belirten iki dönem arasında bir acısu fasiyesinin varlığı saptanmıştır (Meriç vd., 2000 b).

İstanbul Boğazı güney alanında yapılan çalışmalarda Üsküdar batısındaki TB-116 sondajından elde edilen örneklerdeki *Piranella conica* (Blainville) ve *Bittium reticulatum* (Da Costa)'un varlığı ile bu alana bir tatlısu girdisi olduğu ortaya konulmuştur (Taner, 1990). Aynı özellik İstanbul Boğazı kuzeyinde Selviburnu-Beykoz kuzey alanında yapılmış olan BPMB-11 sondajına ait tortul örneklerinde *Dreissena polymorpha* (Pallas) ve *Valvata* sp. gibi mollusklar'ın varlığı ile de kanıtlanmıştır (Meriç vd., 2000 a).

İzmit Körfezi Kuvaterner istifinde Pleyistosen boyunca iki farklı dönemde körfez alanında acısu ve tatlısu fasiyesinde ortamların gelişmiş olduğu gözlenmiştir (Meriç, 1995). Bu özellik Pleyistosen başları ve orta-üst dönemlerinde foraminiferlerden çok az sayıda *Brizalina*, *Bulimina*, *Cheilostomella* gibi denizel formlar ile birlikte *Haynesina*, *Aubignyna*, *Ammonia*, *Cribroelphidium*, *Elphidium*; ostrakodlardan *Candona*; Pleyistosen-

Güncel olarak yaşlandırılan pelesipodlardan *Dreissena* ile gastropodlardan *Theodoxus*, *Planorbarius* ve *Valvata*'nın varlığı ile ortaya konulmuştur (Meriç vd., 1995 a; Gülen vd., 1995; Taner, 1995).

Gemlik Körfezi ve yakın çevresinde Yeni Öksiniyen'i karakterize eden tatlı su topluluğu olarak pelesipodlardan *Dreissena (D.) polymorpha* (Pallas), *D. rostriformis distincta* Andrussow ve gastropodlardan *Micromelania caspia lincta* Mil., *Lithoglyphus naticoides* (C. Pfeif), *Hydrobia (H.) ventrosa* (Montagu), *H. (H.) acuta* (Draparnaud), *Obeliscella lucidissima* (Paladilhe) gözlenmiştir. Tatlısu-acısu ve denizel ortam geçişini *Rissoa (R.) splendida* (Eichwald), *Cardium (P.) exiguum* Gmelin, *Cerastoderma (C.) edule* (Linné), *Chione (C.) gallina* (Linné), *Corbula (L.) mediterranea* (Costa), *Nassarius (H.) reticulatus* (Linné), *Bela (B.) nebula* (Montagu), *Arcopsis (A.) lactea* (Linné) gibi formlar temsil etmektedir. Holosen yaşlı denizel formlar olarak ise çoğunlukla Akdeniz kökenli *Jujubinus striatus* (Linné), *Alvania (A.) cimicoides* (Forbes), *A. (A.) testae* (Aradas ve Maggiare), *Turritella (T.) tricarinata* (Linné), *Chrysallida (P.) excavata* (Phillippi), *Calyptaea (C.) chinensis* (Linné), *Trunculoriopsis trunculus* (Linné), *Nuculana (S.) fragilis* Chemnitz, *Barbatia (B.) pectinata* (Brocchi), *Timoclea ovata* (Pennant) belirtilmiştir (İslamoğlu ve Tchepalyga, 1998). İncelenen bu 13 örnek yukarıda değinildiği gibi deniz tabanından grab ile alınmış olup, bu yöntem ile en fazla 25-30 cm kalınlıktaki tortullardan numune elde edilebilmektedir. Araştırmaya konu olan örnekler arasındaki fark ise alınmış olduğu derinliklerdir. Genelde tüm bu tortullar aynı zamanda oluşmuşlardır ve birbirleri ile yanal geçişlidirler, stratigrafik olarak aralarında bir fark söz konusu olamaz. Keza, Kapan-Yeşilyurt vd. (1997) bu yöre ile ilgili çalışmalarında değinilen tatlısu formlarının kıyı kesimlerinde akarsu etkisi ve kıyıdan uzak alanlarda ise aktif faylara bağlı tatlısu girdisi nedeni ile yaşamlarını sürdürdüğünden bahsetmektedirler. Değinilen tortul örnekleri mollusk faunasından başka ostrakod içeriği yönünden de incelenmiştir. Bunlar ostrakod topluluğu olarak çoğu Akdeniz kökenli denizel formlara sahiptir (Nazik, 2001). Ayrıca, Hakyemez ve Toker (1997) Marmara Denizi güney şelfinde yapmış oldukları çalışmada 67 örnekte güncel planktik foraminiferlerden 3 cins ve 12 tür tanımlamış olup, bunların tümü Akdeniz kökenlidir. Kıyı alanlarındaki fert sayısının azlığına karşın, derinlik arttıkça bu sayı büyümektedir. Dolayısı ile söz konusu bölge ve yakınlarında denizel etki baskındır. Bu veriler dışında Marmara Denizi güney bölümünde gerek akarsular ve gerekse deniz dibi tatlı su kaynaklarının varlığı nedeni ile ortamsal olarak bazı değişiklikler söz konusudur (E. Okuş, İ.Ü., sözlü görüşme; Kasım, 2000). Yine, Marmara Denizi'nin farklı alanlarında sıcak ve soğuk su getirimlerinin varlığından bahsedilmektedir (İ. Kuşcu, M. T. A., sözlü görüşme; Mayıs 2000, İzmir).

Bir diğer konu ise Çağatay vd. (2000 a ve b) tarafından ileri sürüldüğü şekilde Akdeniz sularının günümüzden 12.000 yıl önce Marmara Denizi'ne ulaşmış olmasıdır. Bu da Armutlu Yarımadası kuzey alanından elde edilen kor örneklerinin yanlış değerlendirilmesi sonucu ortaya atılmış olan bir fikirdir. Halbuki Meriç vd. (1995 a ve b) tarafından Akdeniz sularının eldeki son bulguların dışında Geç Pliyosen'de Marmara Denizi ve İzmit Körfezi'ne ulaştığı, bunu izleyen süre içinde Akdeniz sularının iki kez yörede baskınlığını sürdürdüğü ve süreli değil kesintili bağlantıların varolduğu ortaya konulmuştur. Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen, Erken-Orta Pleyistosen dışında Akdeniz suları son olarak Geç Pleyistosen-Holosen'de ve günümüzde Marmara Denizi'nde etkinliğini sürdürmüş olup, 35.000 yıldan beri de sürdürmektedir.

İzmit Körfezi'nde, Üst Pleyistosen-Holosen tortulları içinde *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny), *Textularia agglutinans* d'Orbigny, *T. sagittula* Defrance, *T. truncata* Höglund, *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland), *A. intricata* (Terquem), *A. mediterranensis* (le Calvez J. ve Y.), *A. pulchella* d'Orbigny, *Spiroloculina angulosa* Terquem, *S. excavata* d'Orbigny, *S. depressa* d'Orbigny, *S. ornata* d'Orbigny, *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny), *S. dilatata* (le Calvez J. ve Y.), *S. irregularis* (d'Orbigny), *Cycloforina colomi* (le Calvez J. ve Y.), *C. contorta* (d'Orbigny), *C. juleana* (d'Orbigny), *C. rugosa* (d'Orbigny), *Lachlanella bicornis* (Walker-Jacob), *L. undulata* (d'Orbigny), *Massilina secans* (d'Orbigny), *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, *Q. jugosa* Cushman, *Q. laevigata* d'Orbigny, *Q. limbata* d'Orbigny, *Miliolinella labiosa* (d'Orbigny), *M. subrotunda* (Montagu), *Pseudotriloculina laevigata* (d'Orbigny), *Pyrgo elongata* (d'Orbigny), *Triloculina marioni* Schlumberger, *T. tricarinata* d'Orbigny, *Sigmoilinita costata* (Schlumberger), *Dentalina leguminiformis* (Batsch), *Amphicoryna scalaris* (Batsch), *Favulina hexagona* (Montagu), *Brizalina alata* (Seguenza), *B. spathulata* (Williamson), *Cassidulina carinata* Silvestri, *Rectuvigerina phlegeri* le Calvez, *Bulimina aculeata* d'Orbigny, *B. elongata* d'Orbigny, *B. marginata* d'Orbigny, *Reussella spinulosa* (Reuss), *Valvulineria bradyana* (Fornasini), *Eponides repandus* (Fichtel-Moll), *Stomatorbina concentrica* (Parker-Jones), *Neoconorbina orbicularis* (Terquem), *Rosalina bradyi* Cushman, *R. globularis* d'Orbigny, *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny), *Cibicidina walli* Bandy, *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny, *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Asterigerinata mamilla* (Williamson), *Nonionella turgida* (Williamson), *Ammonia compacta* (Hofker), *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. advenum* (Cushman), *E. complanatum* (d'Orbigny), *E. macellum* (Fichtel-Moll) gibi Akdeniz kökenli foraminiferler 35.200±8.100 yıldan beri İzmit Körfezi ve Doğu

Marmara Denizi'nde varlıklarını sürdürmektedir. Üst Pleyistosen-Holosen istifinin taban bölümlerinde fazla sayıda olmayan Akdeniz kökenli foraminifer topluluğunun bulunmasına karşın, cins ve tür çeşitliliği ile birey sayısı üst düzeylere doğru büyük bir artış sunar. KS-2, S-5, S-3 ve S-7 sondajlarının farklı bölümlerinden derlenen sayısal yaşlar da bu düşünceyi destekler (Meriç vd., 1995 b).

Tüm bu verilerin dışında Emre vd. (1999) Sakarya Deltası'nda C 14 yöntemi ile elde edilen 8.090±120 ve 2.810±125 yıl gibi yaşlara sahip çökellerin içermiş olduğu pelesipodlar'dan *Mytilus galloprovincialis* (Lamarck), *Mytilus* sp., *Mytilaster lineatus* (Gmelin in Linné), *Cardium* sp., *Cerastoderma* (C.) *edule* (Linné), *Chione* (C.) *gallina* (Linné), *C. (C.) gallina corrugatula* (Siemaschko), *Corbula (L.) mediterranea* (Costa), *Donax (S.) trunculus* Linné, *Solen vagina* Linné ve gastropodlar'dan *Micromelania caspia lincta* Mil., *Theodoxus (T.) pallas* Lindh, *Rissoa (R.) splendida* (Eichwald) ve *Chrysallida (P.) intersincta* (Montagu) gibi mollusklara göre Neoöksinik faunanın varlığına değinmektedirler. Halbuki, Yeni Öksiniyen dönem, son 10.000 yıldan öncesini temsil etmektedir (İslamoğlu ve Tchepalyga, 1998; Tchepalyga, 1995) ve elde edilmiş olan sayısal yaşlar 10.000 yıldan küçük olan değerlerdir.

3. SONUÇLAR

Yukarıda değinilen muhtelif verilerin ışığında gerek İslamoğlu ve Tchepalyga (1998) ve gerekse Çağatay vd. (2000 a ve b) tarafından ileri sürüldüğü gibi Güney Marmara Denizi'nde Kapıdağ Yarımadası çevresi ile Armutlu Yarımadası kuzey alanında mollusk faunası ile belirtilen Yeni Öksiniyen yaşlı tortulların varlığı sözkonusu olamaz. Bunun dışında Akdeniz sularının Marmara Denizi'ndeki baskınlığının en son dönemi 35.000 yıl önce başlamış olup, halen devam etmektedir.

İleri sürülen düşünceler günümüzde veya yakın geçmişte tamamen yerel fasiyes değişimleri nedeni ile o alan/alanlarda yaşamış ve halen yaşamını sürdüren mollusk topluluklarının yalnızca Yeni Öksiniyen'e ait oldukları ileri sürülerek bunların stratigrafik konumlarının yanlış yorumlanması sonucunda gelişmiştir. Bu mollusk topluluğu daha önce belirtildiği üzere Pleyistosen-Güncel olarak yaşamını sürdürmüştür/sürdürmektedir. Topluluk ile ilgili çeşitli cins ve türler İstanbul Boğazı'nın kuzeyi ile güneyi, Haliç, İzmit Körfezi, Sakarya Deltası ve Yeşilçay Deltası'nda yapılmış olan sondajlardaki Pleyistosen ve Holosen tortullarında da gözlenmiştir. Yine, tarafımız dışındaki araştırıcılarca bu örneklerde bulunan foraminifer ve ostrakod toplulukları ile ilgili herhangi bir deneştirme gerçekleştirilmemiş, konu ile ilgili olarak daha önce yapılmış olan araştırmalar ise hiç dikkate alınmamıştır.

Marmara Denizi'nin farklı noktalarında görülen bu durumlar tamamen yerel ortam değişikliklerinden kaynaklanmaktadır. Bu verileri tüm Marmara Denizi için

genelleştirmek mümkün değildir.

4. KAYNAKLAR

Çağatay. M. N., Görür, N., Algan, O.,Eastoe, C., Tchepalyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuşcu, İ., 2000 a, Late Glacial-Holocene palaeooceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas. Marine Geology, 167, 191-206.

Çağatay, M. N., Görür, N.; Algan, O., Eastoe, C., Tchepalyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuşçu, İ., 2000 b, Marmara Denizi'nin son buzul dönemi-Holosen paleoşinografisi ve Akdeniz ve Karadeniz ile olan bağlantıları. Marmara Denizi 2000 Sempozyumu. 264-273, 11-12 Kasım 2000, İstanbul.

Çetin, O., Çetin, T., Ukav, İ., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinde gözlenen mollusk kavkılarının Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemi ile tarihlendirilmesi. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi (Ed. E. Meriç), 269-275, İstanbul.

Emre, Ö., Görür, N., İslamoğu, Y., Sakınç, M., Keçer, M., Akkök, R., 1999, Sakarya Deltası'nın oluşumu ve Karadeniz'de en Geç Pleyistosen-Holosen deniz seviyesi değişimleri. Türkiye denizlerinde Jeoloji-Jeofizik Araştırmaları, Workshop V, 51-55, 24-25 Mayıs 1999, MTA, Ankara.

Göksu, H. Y., Özer, A. M., Çetin, O., 1990;-Mollusk kavkılarının Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemi ile tarihlendirilmesi. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları (Ed. E. Meriç), 95-97, İstanbul.

Gülen, D., Kubanç, C., Altınsaçlı, S., 1990, Ostracoda, İstanabul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları (Ed. E. Meriç), 43-55, İstanbul.

Gülen, D., Kubanç, C., Altınsaçlı, S., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin ostrakod faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi (Ed. E. Meriç), 153-171, İstanbul.

Hakyemez, A. ve Toker, V., 1997, Marmara Denizi güney şelfinde güncel planktik foraminifera dağılımı. Yerbilimleri, 30, 191-203, Adana.

İslamoğlu, Y. ve Tchepalyga, A. L., 1998, Marmara Denizi'nde mollusk toplulukları ile saptanan Neoeuxiniyen-Holosen'deki ortamsal değişiklikler. T.J.B., 41 (1), 55-62, Ankara.

Kapan-Yeşilyurt, S., Taner, G., İslamoğlu, Y., 1997, Marmara Denizi tortullarının Kuvaterner mollusk faunası (Türkiye). Ç.Ü. Yerbilimleri, 30, 217-227, Adana.

Meriç, E., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterneri'nin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi. Ed. Engin Meriç, 251-257, İstanbul.

Meriç, E., 1997, Geç Kuvaterner (Holosen) döneminde İstanbul ve çevresinde gözlenen ortamsal değişimler.. Ç. Ü. Yerbilimleri, 30 (1), 383-391, Adana.

Meriç, E., Sakınç, M., 1990, Foraminifera. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları (Ed. E. Meriç), 13-43, istanbul.

Meriç, E., Yanko, V., Avşar, N., 1995 a, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi (Ed.E. Meriç), 105-151, İstanbul.

Meriç, E., Avşar, N., Çetin, O., 1996, Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterneri stratigrafisi hakkında yeni görüşer. Ç. Ü. Yerbilimleri, 29, 151-159, Adana.

Meriç, E., Yanko, V., Avşar, N., Nazik, A., Koral, H., 1995 b, Kuvaterner döneminde Akdeniz ile Marmara Denizi arasındaki deniz bağlantıları. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi (Ed. E. Meriç), 285-293, İstanbul.

Meriç, E., Oktay, F. Y., Sakınç, M., Gülen, D., İnal, A., 1991 a, Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Kuvaterner istifinin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. C Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi, A-Yer Bilimleri, 8 (1), 93-100, Sivas.

Meriç, E., Oktay, F. Y., Sakınç, M., Gülen, D., Ediger, V. Ş., Meriç, N., Özdoğan, M., 1991 b, Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterner'inin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi, A-Yerbilimleri, 8 (1), 84-91, Sivas.

Meriç, E., Kerey, İ. E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal, İ., Rosso, A., 2000 a, Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Kara Deniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. TJB, 43 (1), 73-118, Ankara.

Meriç, E., Kerey, İ. E., Avşar, N., Taner, G., Akgün, F., Ünsal, İ., Rosso, A., Nazik, A., Koral, H., 2000 b, Anadolu Hisarı (Doğu Boğaziçi-İstanbul) Kuvaterneri.Ç. Ü. Yerbilimleri, 36, 135-184, Adana.

Nazik, A., 2001, Ostracode faunas of bottom sediments from the continental shelf, south Marmara Sea, NW Turkey and their comparison with other shelfenvironments in the Mediterranean and Aegean regions. Geological Journal Geol.1.36 (2),1-13.

Taner, G., 1990, Lamellibranchiata ve Gastropoda. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları (Ed. E. Meriç), 81-95, İstanbul.

Taner, G., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin pelesipod ve gastropod faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi (Ed. E. Meriç), 219-239, İstanbul.

Tchepalyga, A. L., 1995, Pliyo-Pleyistosen Karadeniz havzaları ve bunların Akdeniz ile ilişkileri. izmit Körfezi Kuvaterner istifi (Ed. E. Meriç), 303-311, İstanbul.

YERBİLİMLERİ ARALIK 2001 SAYI 39 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

EGE DENİZİ'NİN SUALTI MORFOLOJİSİ VE ANADOLU'NUN DOĞU EGE DENİZİ'NDEKİ DOĞAL UZANTISI

Mustafa ERYILMAZ
Mersin Üniversitesi, Silifke MYO, Mersin/Türkiye
Fulya YÜCESOY ERYILMAZ
Mersin Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye

ÖZET: *Ege Denizi'nin morfolojik yapısı, Doğu Ege Denizi'nde bulunan bazı adaların, Anadolu'nun doğal uzantısı üzerinde olduğunun saptanması açısından oldukça önemlidir. Ege Denizi'ni boydan boya kateden ve en derin yerlerini oluşturan (1000 m'den fazla), "S" şeklinde çukurluklar uzanmaktadır. Ege'nin diğer kesimlerinde derinlik genel olarak 100-500 m arasında değişmektedir. Ege'deki çukurlukların kenarlarının dik eğimli yamaçlarla çevrili olması ve uzanımlarının doğrusal karakter göstermesi, bunların eğim atımlı normal faylarla geliştiğini göstermektedir.*

Ege Denizi'nin morfolojik özellikleri, okyanusal kabuğa sahip bir deniz tabanından farklıdır. Ege Denizi'ndeki sığ kesimler, bitişik oldukları anakaraların morfolojik karakterlerini taşımakta, onların su altında kalmış uzantıları görünümündedir. Deniz seviyesinin bu günkü seviyesine göre 200 m alçalması halinde Anadolu'nun batı kıyılarında görülen birçok körfez, koy, kara haline gelmektedir. Bunların uzantılarında benzer geometride biraz batıya doğru kayan, yeni koy ve körfezler oluşmaktadır. Anadolu kıyılarındaki adalardan bazıları Batı Anadolu'yla birleşmektedir. Deniz seviyesinin günümüze göre 400m alçalması durumunda kıyıların morfolojik özelliklerini büyük ölçüde yitirdikleri anakaraların, "S" şeklindeki çukurluk zonlarına kadar devam ettikleri görülmektedir. Deniz düzeyinin 200 m yükselmesi durumunda ise, ada olan morfolojik yapıların bazıları sular altında kalmakta, bazıları oldukça küçülmekte veya yeni adalara dönüşmektedir. Grabenleri su istila etmekte, yeni koy ve körfezler oluşmakta, mevcut olanların bazıları tamamen yok olmaktadır. Sonuç olarak, Doğu Ege Denizi'nde yer alan adalar, Batı Anadolu'nun Akdeniz'in sularıyla istila edilmeden önce, yüksek dağlık kesimleri oluştururken, günümüzde görülen birçok koy ve körfez ise bu dağların arasında yer alan vadiler ve alçak kesimler olup, Anadolu'nun su altında kalmış doğal bir parçasıdır.

UNDERWATER MORPHOLOGY OF THE AEGEAN SEA AND NATURAL PROLONGATION OF THE ANATOLIA IN THE EASTERN AEGEAN SEA

ABSTRACT: *Determination of the morphologicial structure of the Aegean Sea is quite important in terms of showing that some islands which locates in the Eastern Aegean Sea are on the natural prolongation of the Anotolia. "S" shaped depressions*

passing through the Aegean Sea forms the deepest parts of the Aegean Sea (deeper than 1000 m). Depths change between 100-500 m in order parts of the Aegean Sea generally. Depressions are surrounded by perpendicular slopes at the sides in the Aegean Sea and their prolongations show linear character and for all these reasons it is clear that these depressions are formed by normal faults with strike-slip faults.

Morphological properties of the Aegean Sea is extremely different than an oceanic crusted sea bottom. Shallow parts in the Aegean Sea carries the morphological features of the mainlands next to them. These parts show that they are the prolongations of these mainlands existing underwater. If Aegean Sea was descended about 200 m according to the current situation, a lot of bays, coves avaible at the West Coasts would become land. New bays and coves form on the West a little and these have the similar geometry. Some of the islands at the Anatolian Coast connect with the western Anatolia. If the sea level descend about 400 m according to the current situation, coasts lose their morphological features extremely and mainlands are seen as continuous to the "S" shaped depressions. If the sea level ascends about 200 m, some morphologic features such as islands remains underwater and some of them shrinks extremely and than forms the new islands. Water invades, in the grabens results to form, new bays and coves form and to dissappear some of them. Consequently; all of these islands form the high mountainous parts of the West Anatolia before the Mediterranean water invasion and valleys and low parts among them is the natural prolongation of the Anatolia remained underwater.

1. GİRİŞ

Ege Denizi'nde Anadolu'nun doğal uzantı sınırının saptanması için, bölgenin güncel sualtı morfolojisi ile tektonik gelişimi arasındaki ilişkinin ortaya konulması gereklidir. Denizaltı morfolojisi tektonik yapılar ile yakın ilişkilidir. Ege Denizi'nin güncel denizaltı morfolojik özellikleri ile jeolojik ve jeofizik veriler korele edilerek, Ege Denizi'nde, Anadolu'nun doğal uzantı sınırının belirlenmesine yeni bir yaklaşım getirilecektir. Bu çalışma ile Ege Denizi'ndeki adalarının, Ege Deniz alanı çökmeğe başlamadan önce bölgedeki yüksek dağların üst kesimlerini oluşturduğu ve günümüzde sualtında bulunan doğu Ege Denizi'nin de, Anadolu'nun sular altında kalmış doğal bir uzantısı olduğu saptanmıştır. Ege Denizi'nde iki ülke anakaraları arasında doğal bir sınırın varlığı kesin olarak belirlenmemiştir. Zira iki ülke arasında jeolojik bütünlük söz konusudur. Ege Deniz alanı çökmeğe başlamadan önce iki ülke arasında yer alan kara parçası Anadolu'dan Yunan Anakarası'na devam eden jeolojik bütünlüğü ortaya koymaktadır. Ancak iki ülke arasında gerek kıta sahanlığı, gerekse doğal uzantıların saptanması açısından sınır olabilecek bir çizgisel yapı yada zonun tesbiti, kıta sahanlığı sorununa ışık tutabilecektir. Bu çalışma ile,

Yunanistan'ın iddia ettiği gibi Doğu Ege Denizi'nde yer alan ve Yunanistan'a ait olan adaların kıta sahanlığına sahip olmadığı, aslında Anadolu'nun doğal bir parçası olduğu ve bu nedenle Yunan anakarası gibi hüküm göremeyeceği açıkça ortaya konmuştur. İki ülke arasında, deniz alanının sınırlandırılması için yapılacak çalışmalarda, olabilecek mevcut sınırın Doğu Ege Denizi Adaları ile Anadolu anakarası arasında değil, daha batıda ve Yunanistan kıyılarına yakın bir yerden geçtiği bu çalışma ile saptanmıştır.

Bu çalışmada, Türkiye'nin Ege Denizi'ndeki doğal uzantı sınırını saptayabilmek amacı ile günümüze kadar bölgede ve bölge çevresinde çeşitli amaçlarla yapılmış (bilimsel, petrol arama vb.) her türlü jeolojik ve jeofizik çalışmalardan elde edilebilen tüm verilerden yararlanılmıştır. Çalışma sahası içinde alınmış sismik kayıtlar, petrol sondajı kuyu verileri, yapılmış olan haritalar, yazılmış her türlü rapor, makale, bilimsel yayın, çalışmamıza ışık tutacak ulaşılabilen tüm veriler incelenmiştir. Doğal uzantı ile kıt'a sahanlığı kavramlarına açıklık getirmek amacı ile değerlendirilmiştir.

2. EGE DENİZİ'NİN OLUŞUMU VE PALEOCOĞRAFİK GELİŞİMİ

Ege'de jeolojik veriler göstermiştir ki önemli levha hareketleri Ege Denizi'nin açılmasından çok önce başlamıştır. Ege ve çevresinin bugünkü tektonik yapısı, Üst Kretase'den itibaren süregelen kompleks plaka hareketlerinin bir sonucu olarak ortaya çıkmıştır. Üst Kretase plaka hareketlerinden önce bütün Anadolu'yu da içine alan ve önemli plakalar arasında Neotetis Okyanusu bulunmaktadır. (Ketin, 1966; Turgut, 1987; Bingöl, 1976; Canıtez, 1975; Küleli vd., 1993; Yılmaz, 1997). Üst Kretase'den itibaren, güneydeki Arap-Afrika Kıtası kuzeyde yer alan Avrasya Kıtası'na yaklaşmaya başlamıştır (Mc Kenzie, 1978; Şengör, 1979, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1983; Jackson and Mc Kenzie, 1984; Taymaz vd., 1991). Bunun sonucu olarak Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu kapanmıştır. Bu kapanma sırasında olası Maestristiyen'de Anadolu Plakası'nı oluşturan Menderes-Toros ve Sakarya Blokları, bazı sırtlar veya kenet kuşakları boyunca kenetlenerek bütünleşmişlerdir. Genelde Üst Kretase'de başlayan yer değiştirmeler Alt Oligosen'e kadar sürer ve Batı Anadolu ve Ege'de sıkışma tektonizmasına sebep olur. Üst Eosen'den Üst Miyosen'e kadar bugünkü Ege Denizi ve çevresinin büyük bir bölümünde karasal ortamlar hakimdir. Yalnızca kuzey ve güney bölümlerinde denizel ortamlar hakimdir. Fakat özellikle Üst Oligosen-Alt Miyosen'de Ege Denizi ve çevresinin büyük bir bölümü karasal ortamlar halindedir. Ege yöresinde gelişen aktif andezitik volkanizma da bu döneme rastlar. Bu dönemde Batı Anadolu'nun büyük bir bölümü ve Ege Denizi çevresi gerilme tektoniği altına girmekte ve yeni graben havzaları oluşumu başlamaktadır. Ege Denizi'nin yalnızca kuzey bölgeleri ile güneyinin bir bölümü denizel çökelme alanlarıdır. Ege Denizi'nin büyük bir bölümü Üst Eosen'de karasaldır. Alt

Oligosen'de Ege Denizi'nin büyük bir bölümü, hem kuzeyde hemde güneyde denizeldir. Erken Miyosen'de (Akitiyen-Langhiyen) Anadolu Bloku'nun önemli bir kısmı intrakontinental bir sıkışma rejimi içine girmiştir. Bu sıkışmaya büyük ölçüde İzmir-Ankara-Erzincan ve İç Toros Okyanusları'nın Geç Kretase-Eosen aralığında kapanması neden olmuştur. Bu sırada Ege Bölgesindeki Menderes Masifi giderek yükselmiştir (Şengör vd., 1984). Aynı zamanda Girit'de (Wachendorf vd., 1980), Likya Torosları'nda (Gutnic vd., 1979) ve o dönemde halen Türkiye ile bitişik olan Kuzey Kıbrıs'da (Ducloz, 1972) güney verjanslı nap hareketleri görülmüştür. Pontid'lerde ise, kuzeye yönelimli retroşaryajlar oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bütün bu olaylar, Erken Miyosen'de Anadolu Bloğu' nun batı kesiminin K-G yönlü bir sıkışmanın etkisinde olduğunu göstermektedir. Paleocoğrafik olarak bu zamanda Ege Bölgesi yüksek ve engebeli bir kara halindedir. Bu kara doğuya doğru gidildikçe alçalmaktadır. Erken Miyosen'de bölgenin ortalama yüksekliği 3000 m dir (Şengör ve diğ, 1985). Karanın Pontid'ler kesiminde yerel karasal çökelim sürmektedir. Kuzey batı Ege'de Biga Yarımadası ve Saroz Körfezi'nin doğu kesimlerinde kalkalkalen volkanizma görülmektedir. Ege Denizi henüz mevcut değildir. Batı Anadolu'daki yüksek kara bu bölgede de devam etmektedir. Denizel alanlar sadece, bugünkü Karadeniz, Toros Dağları ve Doğu Anadolu kesimidir. Erken Miyosen'de Arap Platformu henüz Avrasya Levhası ile çarpışmamıştır. Tetis Okyanusu'nun güney kolunu temsil eden Bitlis Süturu açıktır (Görür, 1990). Bu sütur boyunca Orta, Erken ve Geç Miyosen'de (Langhiyen-Serravaliyen) Arap Platformu ile Avrasya Levhası çarpışmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1985). Bu çarpışma söz konusu sütur boyunca, bir dağ kuşağının oluşumuna neden olmuş ve Doğu Anadolu'daki Erken Miyosen sığ denizel bölgeleri molas havzaları haline dönüşmüştür. Güneydoğuda çarpışma devam ederken Ege Bölgesi ve İç Anadolu yüksek bir kara halini korumaktadır. Güneydoğudaki bu çarpışmadan sonra, Anadolu Bloku'nun batıya doğru hareket etmeğe başladığının belirtileri görülür. Kuzey Anadolu Fay Zonu yavaş yavaş şekillenmeğe başlamıştır (Şengör vd., 1985; Görür vd., 1990; Görür vd., 1992).

Üst Oligosen-Alt Miyosen zaman aralığında, genel olarak çökel ortamlar Trakya Havzası'nda, Ege Denizi'nin hemen hemen bütün kuzeyinde karasal'dır. Trakya Havzası'nda kalın gölsel ortam çökelleri görülür. Aynı karasal çökellere Batı Anadolu'nun çeşitli yörelerinde de rastlanır. Güneyde ise Akdeniz'in kalıntısı olan denizel ortamlar hakimdir.

Geç Miyosen'de Marmara Denizi'nin kuzey kıyıları ile Saroz Grabeni ve Kuzey Ege arasında dar bir deniz kolu gelişmiştir. Bu kol içerisinde limnik ve akarsu çökelleri ile birlikte, zaman zaman Ege'den gelen deniz kolu nedeniyle sığ denizel tortullar gelişmiştir. İlk kez

Geç Miyosen'de (Tortoniyen) Akdeniz suları, Kiklat Adaları ile Anadolu Bloğu arasında mevcut dar bir boğazdan geçip bu günkü Ege Denizi'nin bulunduğu alanı istila etmiştir. Bu sırada Batı Anadolu'da grabenleşmelerde başlamıştır. Gerek grabenleşmeler, gerekse bölgenin deniz istilası ile Ege Bölgesi'ndeki yüksek karasal alanın yavaş yavaş çökmeye başladığını ve bölgede bu dönemden itibaren gerilme tektoniğinin başladığını işaret etmektedir (Görür vd.,1990; Görür vd., 1992).

Tortoniyen'den sonra Messiniyen esnasında (Geç Miyosen) Ege Bölgesi'nde gerilme tektoniği artık iyice yerleşmiş ve günümüze kadar devam etmiştir. Messiniyen döneminde Ege Bölgesi'nde daha önce mevcut olan grabenler çökmeye devam etmiş ve yeni graben gelişimleri ile graben oluşuklarının miktarı artmıştır. Bu sırada Kuzeybatı Anadolu'daki deniz kolu, Çınarcık Havzasını basarak, Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilk teması sağlamıştır (Görür vd., 1990; Görür vd., 1992). Ege Denizi, Orta Miyosen sonu (Serravaliyen) ve Üst Miyosen (Tortoniyen) başlarında açılmaya başlamıştır. Batı Anadolu'nun gerilme tektoniğinin etkisi altına girmeğe başlaması ile, Batı Anadolu ve Ege Graben Havzaları da oluşmaya başlamıştır. Yine Orta-Üst Miyosen'de başlayan gerilme tektonik rejimi sonucu, Batı Anadolu'daki katı (rijid) blokların transform faylar boyunca kayarak açılmaya başlamışlardır. Bölgenin deformasyon düzeni içinde, Ege Denizi'nin deniz tabanındaki morfolojik yapısının sözü edilen bu gerilmenin ürünü olduğu bir çok bilim adamı tarafından öne sürülmüştür (Jongsma, 1975; Jongsma vd., 1977; Needham vd., 1977).

Özellikle Üst Miyosen (Messiniyen) paleocoğrafyası, Ege Denizi'nin ortasından kuzeybatı-güneydoğu yönünde ve Taşoz Adası'nın doğusundan güneye Limni ve Bozbaba (Ayios Efstratios) Adaları doğrultusunda, İpsara (Psara) ve Ahikerye (İkarya) Adaları'nın batısından güneye doğru uzanan çizgisel bir hat boyunca önce dar ve uzun bir koridor şeklinde gelişmeye başladığını göstermektedir.

Üst Miyosen denizel çökelleri, Ege Denizi'nin kuzeyinde pek çok alanda, Ege adalarında, Çanakkale yöresinde, güneyde Girit Teknesi'nde gözlenmiştir. Ayrıca Batı Anadolu'nun pekçok yerinde, Midilli (Lesvos) ve Sakız (Khios) Adaları'nda ve Edremit Körfezi dolaylarında da Üst Miyosen yaşlı karasal ve gölsel çökellere rastlanmıştır.

Daha sonra Pliyosen'de, Ege Denizi K-G yönlü gerilmeye bağlı olarak çökmenin gittikçe belirginleşmesi ile kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu ilk şeklini muhafaza ederek doğuya ve batıya doğru büyüyerek genişlemiştir (Görür vd., 1990,1992). Pliyosen'de Ege Denizi ve çevresinin büyük bir bölümü denizel alanlarla kaplıdır ve Ege Denizi havzası hemen hemen bugünkü görüntüsünü almıştır. Kalın denizel Pliyosen çökellerine, Thermaikos Körfezi'nde, Prinos ve Güney Kavala sahalarında,

Gelibolu Yarımadası'nda, Çanakkale yöresinde, Ege Denizi'nde yer alan adaların bazılarında Limni Adası'nın güneydoğusunda, Girit Adası'nda ve Girit Adası'nın kuzeyinde yer alan Girit Teknesi'nde rastlanmıştır. Ancak Batı Anadolu'nun büyük bir kesiminde, Rodos, İstanköy, Ahikerye (İkarya), Sisam (Samos), Sakız (Khios) ve Midilli (Lesvos) gibi büyük Yunan Adaları'nda çökelme ortamları karasal veya gölseldir. Yine aynı durum Yunanistan'nın doğu kıyıları içinde geçerlidir (Martin, 1987; Moulton ve Saad, 1986).

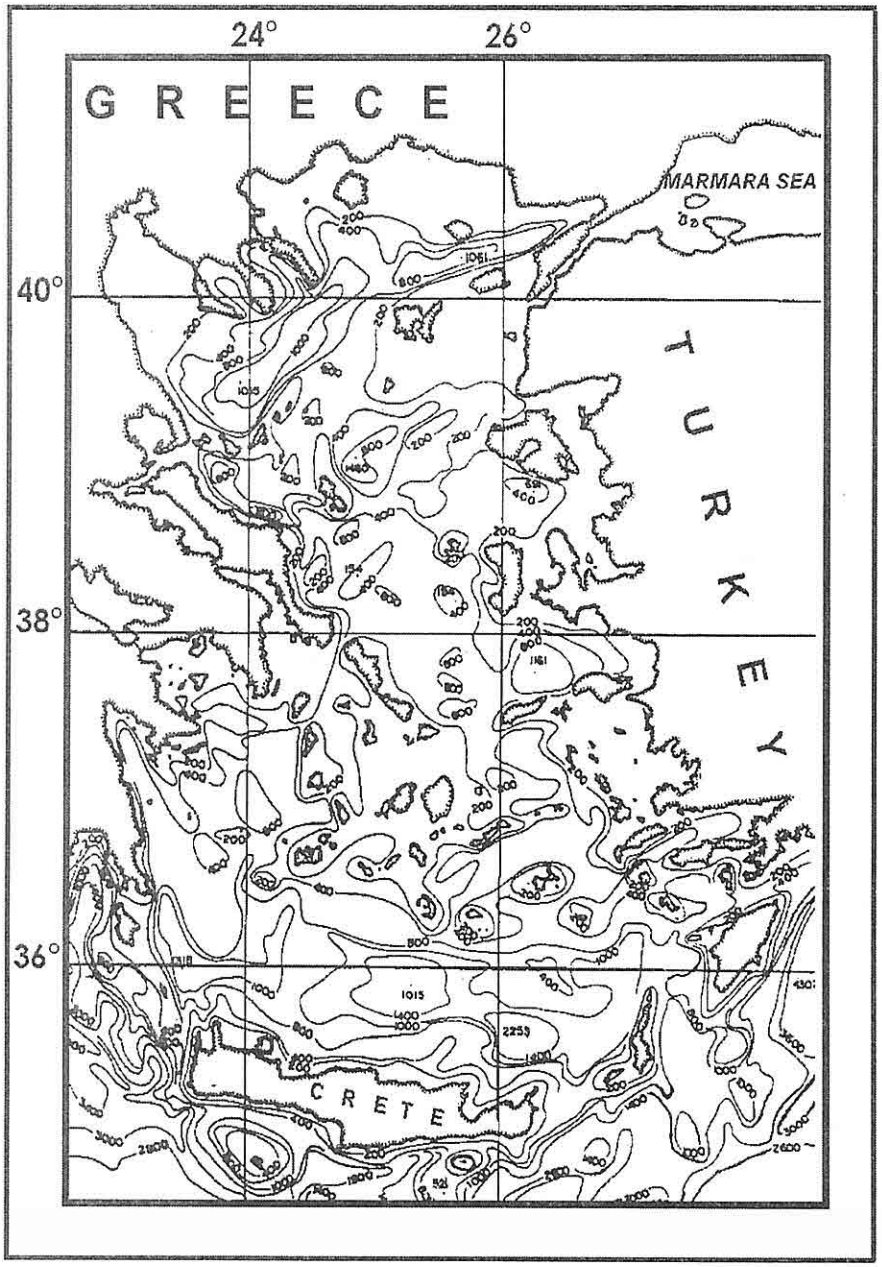
Pleyistosen döneminde ise, Ege Denizi bugünkü coğrafik konumunu kazanmıştır. Tüm Ege Denizi Havzası Anadolu'nun Ege sınırlarına kadar su içine girmiş, Ege Denizi'nin suları Batı Anadolu'da gelişmiş bulunan grabenleri istila etmiştir. Daha sonra grabenlerdeki (Enez, Çanakkale, Bayramiç, Edremit, Bergama, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes ve Gökova Grabenleri) delta gelişmeleri ile Ege Denizi suları geri itilmişlerdir (Bilgin, 1969; Arpat ve Bingöl, 1969; Erinç ve Yücel, 1988; Eryılmaz, 1996; Erol, 1981; Erol, 1990; Erol, 1991; Erol, 1997; Erol ve Yücel, 1997).

3. EGE DENİZİ'NİN BATİMETRİK YAPISI

Ege Denizi'nde Saroz Körfezi'nin hemen açıklarından başlayan KB-GD yönünde devam ederek Kuzey Sporatlar'a kadar uzanan, oradan KB-GD yönünde Oniki Adalar'a kadar devam eden ve Yamurgi (Amorgas) Adası civarından Girit'in kuzeyine doğru kıvrılan ve genellikle "S" biçiminde Ege'yi boydan boya kateden hendek ve çukurluklar uzanmaktadır (Şekil 1). Bu "S" biçimindeki çukur sahalar Ege'nin en derin yerlerini oluşturmaktadır ve derinlik genellikle 1000 m'den fazladır (Allan ve Morelli, 1971; Needham vd., 1973; Erinç ve Yücel, 1988).

Saroz Körfezi açıklarından Kuzey Sporat'lara kadar uzanan çukur sahanın (Books and Ferentinos, 1980; Martin, 1987; Mascle and Martin, 1990) en derin yerleri doğudan batıya doğru 1008 m, 1240 m, 1130 m ve 1170 m'dir. Girit'in kuzeyinde bu çukurluğun derinliği daha da artar, Kerpe (Karpatos) Adası 'nın hemen batısında 2529 m, Girit'in kuzeyindeki havzada ise 2265 m'yi bulur. Daha kuzeyde ise 1000 m izobatı ile çevrili havzada ise en derin yerler 1485 m, 1451 m ve 1840 m'dir. Anadolu kıyıları'nda Gökova ve Kuşadası Körfezleri en derin körfezleri oluşturmakta olup, bunlardan en derin Kuşadası Körfezi 1042 m, Gökova Körfezi ise 620 m derinlik görülmektedir .

Ege'nin diğer kesimlerinde derinlik genel olarak 100-500 m arasında değişir ve Anadolu açıklarında 100 m batimetrisi üzerinde kuzeyden güneye doğru Semadirek (Somatraki), Gökçeada, Limni (Limnos), Bozcaada, Midilli (Lesbos), Sakız (Khios), Sisam Samos), Oniki Adalar bulunmaktadır. Adaların kenarlarında diğer sahalara nazaran derin yerlere de rastlanmaktadır. Nitekim Skiros Adası'nın güneyinde 801 m, Sisam'ın kuzeyinde ise 1042 m derinlikte çukurluklar bulunur (Eryılmaz, 1996).



Şekil 1. Ege Denizinin Batimetri Haritası (Eryılmaz, 1996).

4. EGE DENİZİ'NİN MORFOTEKTONİK YAPISI, LİTOLOJİK BİRLİKLERİ VE EGE DENİZİ'NDE ANADOLU'NUN DOĞAL UZANTISI

Ege Denizi'nin morfolojik özellikleri, okyanusal kabuğa sahip bir deniz tabanından son derece farklıdır. Batı Anadoluyu oluşturan tektonik birlikler Ege Denizi tabanını oluşturduktan sonra Yunanistan'da da benzer olarak devam ederler (Horvart ve Beckhemer, 1982; Kuleli ve diğ., 1993). Ege Denizi'nde Neojen'in temelini oluşturan litoloji birliklerinin, kara alanlarında görülen birliklerden oluşmuş olması gerekir. Ancak açılan sondaj kuyularından ve adalardan elde edilen bilgilerin yetersiz olması, bunları korelasyonun yapılabilmesini zorlaştırmaktadır. Jeoloji haritalarından da görüldüğü gibi çeşitli türden metamorfik, magmatik ve ofiyolitik kayalar, Ege Denizi'ndeki sedimanların temelini oluşturmaktadır. İzmir-Ankara Zonu'nun litolojileri, Ege Denizi'nde Skiros Adası'nda görülürler. Buradan kuzeybatıya doğru devam eden zon, bu kesimde Vardar Zonu olarak tanımlanır. Bu zon kuzeyinde Lavrazya'ya dahil edilen Pontidler, güneyinde ise Anatolid ve Toridler'in devamı olan Apuliyen Platformu bulunur. Daha güneyde ise Neotetis yer alır. Üst Kretase'den Alt Eosen'e kadar olan hareketlerle Lavrazya ve Apuliyen Platformu arasındaki Vardar Okyanusu'nun kapanması ile, Ankara-İzmir-Skiros (İskiri)-Vardar Sütur Zonu oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1983).

Ege adalarından Semadirek (Somatraki), Gökçeada, Bozcaada, Limni (Limnos) ve İskiri (Skiros) Adaları'nda haritalanmış Eosen ve Oligosen kayaları görülmektedir. Yunanlılar tarafından açılmış petrol kuyularından Thermaikos-1'de Oligosen, Kavala-2 ve Limnos-1' de ise oldukça kalın Eosen birimine rastlanılmıştır.

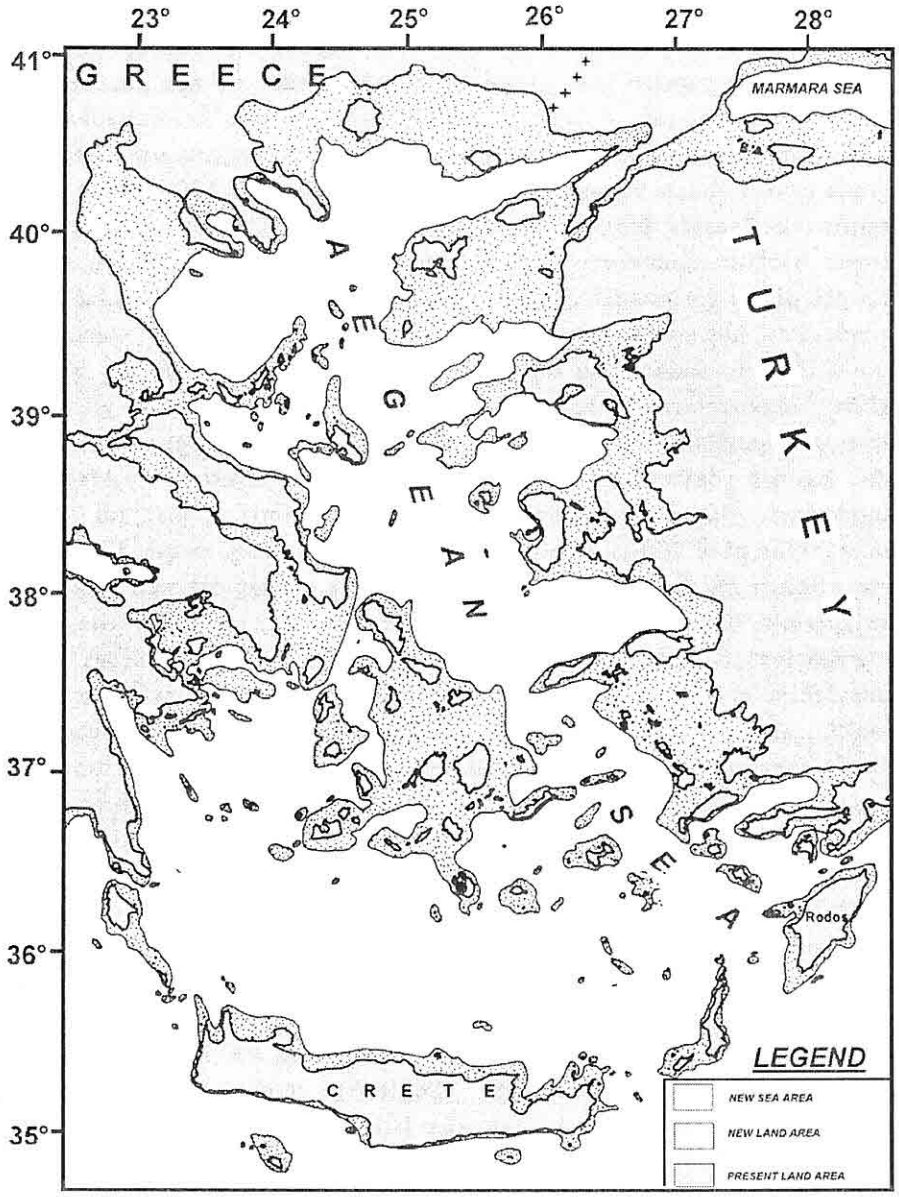
Ege Denizi'nin asıl çökelleri Neojen ve Kuvaterner'de gelişmiştir. Esasında Ege Denizi'nin tümüne yakını, Neojen'de gelişmiş bir denizdir ve Neojen sırasındaki Ege Denizi günümüzdeki sınırlardan pek farklı konum göstermemektedir. Genellikle klastiklerden oluşan Neojen istifinin içerisinde oldukça yaygın evaporitlerle karşılaşılmıştır. Bu evaporitler muhtemelen Orta Akdeniz Bölgeleri'nde yaygın olan Messiniyen yaşlı tuz gelişimi ile ilgili olmalıdır (Bingöl, 1976). Evaporitlere, Taşoz (Tasos) ve Semadirek (Somatraki) Adaları'ndan, İskiri (Skiros) Adası'na kadar olan bölgede ve İskiri (Skiros)- Limni (Limnos)-Amargos (Yamurgi)-Andre (Andros) Adaları arasında yaygın bir şekilde rastlanmaktadır.

Ege Denizi'nde çökeller, büyüme fayları ile sınırlandırılmış olmaları nedeniyle, çok büyük kalınlık farkları gösterirler. Kalınlığın en fazla olduğu yerler, Selanik Körfezi, Taşoz'dan İskiri (Skiros) Adasına kadar uzanan deniz alanı, Saroz Körfezi-Gökçeada-Bozcaada-Midilli (Lesbos)-Bozbaba (Ayios Stratos) Adaları arasında kalan bölge ve Midilli (Lesvos) ile Karaburun Yarımadası

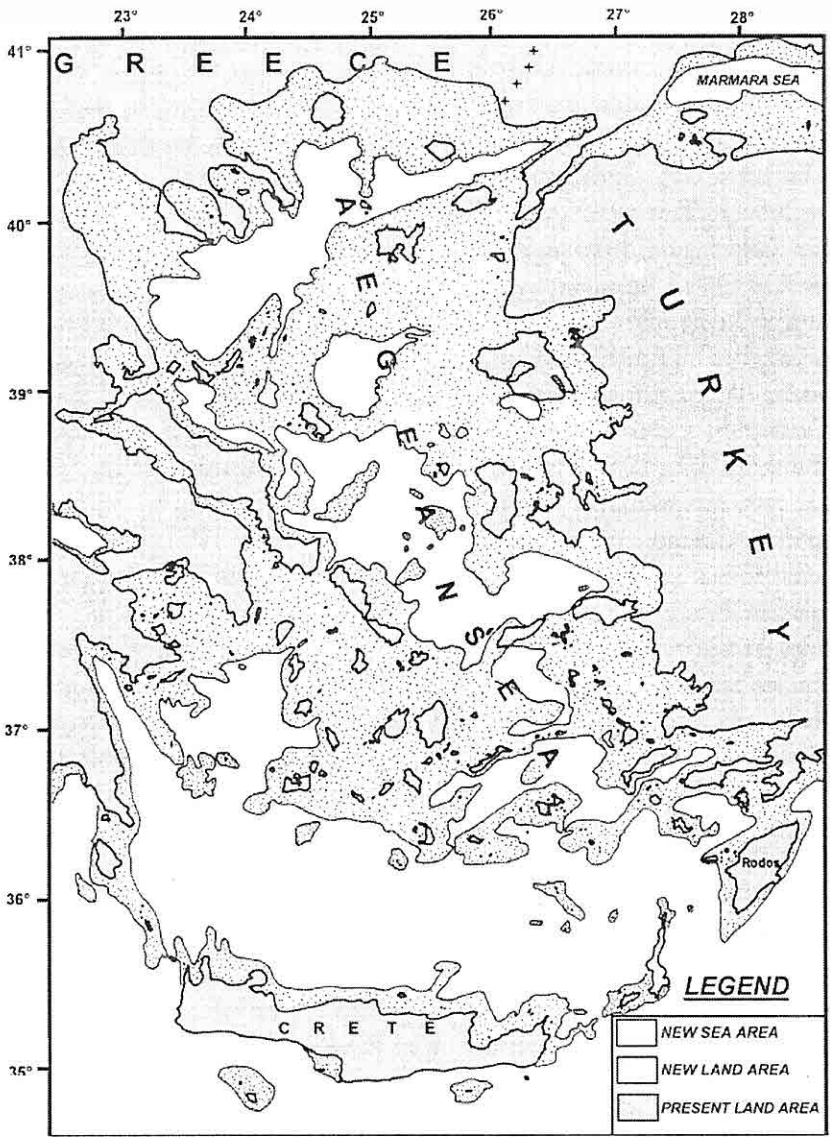
arasında kalan alandır. Buralarda 3000-4500 m arasında değişen çökel kalınlığı vardır.

Ege Denizi'nde yapılan jeolojik ve jeofiziksel çalışmalar, Ege'deki çukurlukların kenarlarının dik eğimli yamaçlarla çevrili olması ve yamaçların uzanışının doğrusal bir karakter göstermesi, bunların eğim atımlı normal faylarla geliştiğini göstermektedir. Ege Denizi'ndeki sığ kesimlerin dağılımları incelendiğinde, bu kesimlerin bitişik oldukları anakaraların morfolojik karakterlerini taşıdıkları ve onların deniz altında kalmış devamları olduğu görülmektedir. Deniz düzeyinin günümüzdekine göre 200 m alçalması halinde (Şekil 2), Saroz, Edremit, Çandarlı, İzmir, Kuşadası, Gökova ve Fethiye Körfezleri yine varlıklarını, günümüzdekine çok benzer bir şekilde korumakta, ancak deniz seviyesinin alçalması nedeniyle biraz batıya doğru kaymaktadır. Bunun yanında Doğu Ege Denizi Adaları'ndan Semadirek (Samos), Gökçeada, Limni (Limnos), Bozcaada, Midilli (Lesbos), Sakız (Khios), Sisam (Samos), Ahikerye (İkarya), Patnos (Patnos), İstanköy (Kos) ve birçok irili ufaklı ada Batı Anadolu ile birleşmektedir. Ancak birçok koy, körfezde kara haline gelmekte, bunların uzantılarında aşağı yukarı benzer geometride yeni koy ve körfezler oluşmaktadır. Benzer olarak Biga Yarımadası, Ayvalık Burnu, Karaburun Yarımadası batıya doğru kaymakta, Doğu Ege Adalarını kapsamakta, ancak günümüzdeki genel şeklini korumaktadır. Diğer bir değişle 200 m su derinliğine kadar olan kesimde Batı Anadolu'nun morfolojik özellikleri devam etmektedir. Ancak bu kısım günümüzde ada şeklinde gözüken bazı çıkıntılar dışında su ile örtülüdür. Oysa jeolojik zaman ölçeğinde son derece ufak bir dilim olan son 100,000 yıl içinde birçok kez Şekil 2'dekine benzer bir kara deniz ilişkisi bu bölgede meydana gelmiştir. Bölgede yapılmış olan çeşitli amaçlı sismik ölçüm kayıtlarında da zaman zaman belirgin bir şekilde görüldüğü gibi son 15,000 yıl önceki buzul döneminde, deniz düzeyinin günümüzdeki seviyesinden yaklaşık 100 m kadar alçalmış olması, bu duruma benzer bir tablo sergilemiştir. Ege Bölgesi kıyılarında yapılan batimetrik ölçümler sonucunda hazırlanan batimetri haritalarında da aynı durum ortaya konmaktadır. Deniz seviyesinin 200 m alçalmış olması durumunda Yunanistan kıyıları ve körfezleri ile burunlarının günümüzdekine nazaran biraz daha doğuya kaymış oldukları ve konumlarını çok az bir değişiklikle korudukları açık bir şekilde görülmektedir (Küleli ve diğr., 1993; Eryılmaz, 1996).

Deniz seviyesinin günümüzdeki durumuna göre 400 m alçalmış olması (Şekil 3), artık kıyının morfolojik özelliklerinin, büyük ölçüde belirginliklerini kaybettikleri, ancak anakara kütlelerinin Kuzey Ege'de DKD-BGB, Orta Ege'de ise KB-GD eksenli çukurluk zonlarına kadar devam ettiklerini göstermektedir. Deniz alanının büyük bir kısmı su dışına çıkmış, Anadolu ile



Şekil 2. Deniz seviyesinin günümüzdekine göre 200 m alçalması durumunda Batı Anadolu'da deniz ve karaların konumu (Noktalı taranmış alanlar su dışına çıkmış olacak bölgeleri göstermektedir) (Eryılmaz, 1996).



Şekil 3. Deniz seviyesinin günümüzdekine göre 400 m alçalması durumunda Batı Anadolu'da deniz ve karaların konumu (Nokta ile taranmış alanlar su dışına olacak Bölgeleri göstermektedir) (Eryılmaz, 1996).

Yunanistan arasında dar bir deniz alanı kalmış, iki anakara birbirleri ile adeta birleşmiş görünüm kazanmıştır. Doğu Ege Adaları'nın büyük kısmı Anadolu anakarası üzerinde yer almıştır. Adaların, komşu oldukları anakaraların su altındaki devamları üzerinde yalın birer çıkıntı oldukları bu iki şekilde görülmektedir. Deniz düzeyinin günümüzdeki seviyesine göre 200 m yükselmesi durumunda bu günkü Batı Anadolu'yu oluşturan yerlerin bir kısmı, yeni adalara dönüşürken, ada olan morfolojik yapıların bazıları tamamen sular altında kalmakta, bazıları ise oldukça küçülmektedir. Grabenler su ile istila edilmekte, yeni koy ve körfezler oluşmakta, mevcut olanların bazıları tamamen yok olmaktadır (Şekil 4). Bu durumu canlandırmak için İzmir yöresi iyi bir örnek oluşturmaktadır.

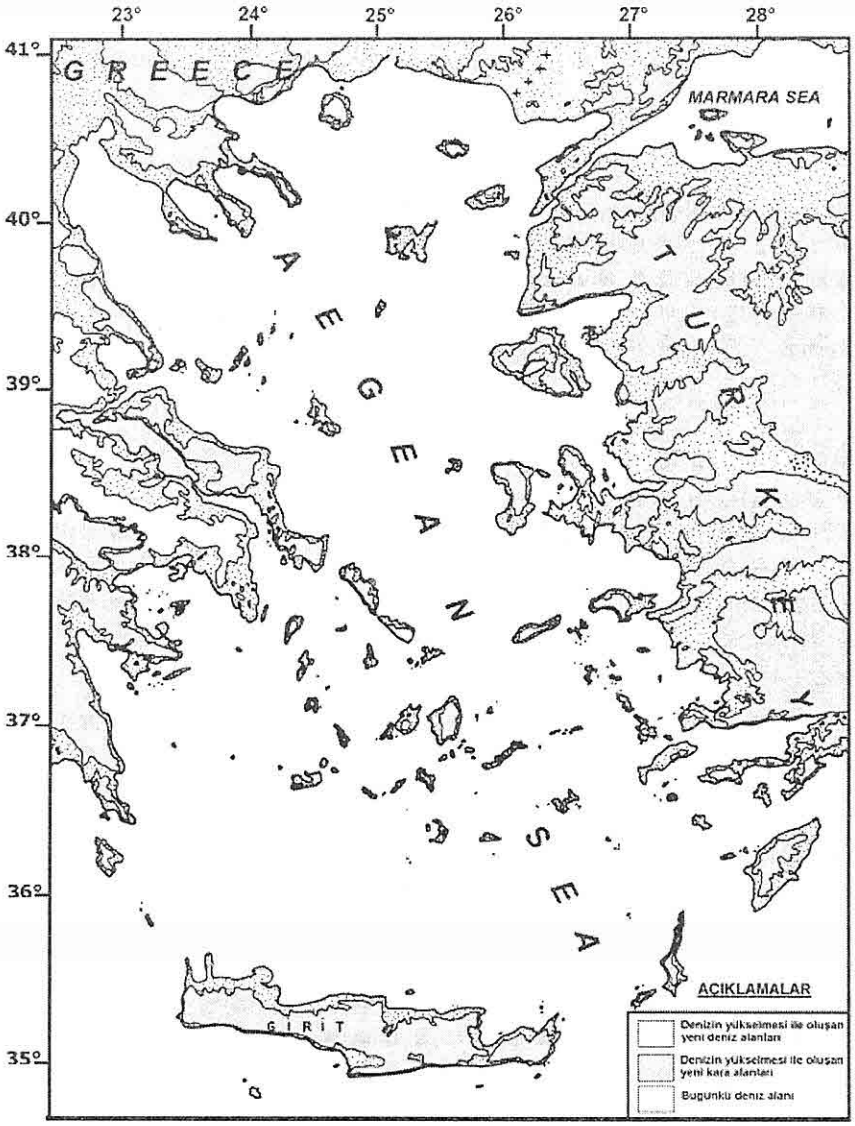
Günümüzdeki Sakız (Khios) Adası ile aynı kökenli ve Sakız (Khios) Adası'nın jeomorfolojik özelliğine sahip birçok adanın Batı Anadolu kıyılarında oluştukları görülmektedir. Oluşan bu yeni adalar, Doğu Ege Denizi'nde bulunan ve Türkiye Anakarası'na yakın olan bir çok adanın Türkiye'nin doğal uzantısı üzerinde olduğunu gösteren iyi bir örnektir (Küleli vd., 1993; Eryılmaz, 1996).

Batı Anadolu'nun önünde yer alan adalardan (Sporad'lar); Taşoz, Semadirek Trakya şelfi üzerinde, Gökçeada, Bozcaada, Limni, Bozbaba adaları Çanakkale Boğazı önündeki şelf üzerinde, Midilli'den Sisam'a kadar uzanan birçok irili ufaklı adalar ve Oniki Adalar, Orta Ege coğrafi bölgesinin önündeki şelf üzerinde yer alır. Ayrıca Rodos hariç Oniki Adalar, Güneybatı Anadolu kıyıları önünde 90-100 m derinlikteki şelf üzerinde bulunurlar ve jeomorfolojik, jeolojik olarak bu bölgeye bağlı ve onun doğal uzantısıdırlar (Erinç ve Yücel, 1988). Tüm bu adalar, Batı Anadolu'nun Akdeniz'in suları istila edilmeden önce yüksek dağlık kesimleri oluştururken, aradaki vadiler ve alçak kesimler ile düzlük alanlar suların istilası ile su altında kalmış Anadolu'nun doğal bir parçasından başka bir şey değildir. Batı Anadolu'nun uydular (NASA, ERTS Grubu) tarafından elde edilmiş görüntülerinde de, söz konusu adalar ile Anadolu anakarasının bütünselliği oldukça net ortaya konulmaktadır.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Ege Denizi'nin güncel sualtı morfolojisi önemli kesiklikler oluşturan derin çukurluklarla bölünmüş bir yapıya sahiptir. Ege Denizi'nde Saroz Körfezi'nin hemen açıklarından başlayan KB-GD yönünde devam ederek Kuzey Sporatlar'a kadar uzanan, oradan KB-GD yönünde Oniki Adalar'a kadar devam eden ve Yamurgi (Amorgas) Adası civarından Girit'in kuzeyine doğru kıvrılan ve genellikle "S" biçiminde Ege'yi boydan boya kateden hendek ve çukurluklar dizisi Ege Denizi'nde en belirgin morfolojik unsuru oluşturmaktadır.

Söz konusu çukurlukları oluşturmuş, çökel birikmesini denetlemiş fayların varlıklarının ve büyüklüklerinin incelenmesi, Ege Denizi'nde günümüzde devam eden Neojen'de başlamış olan yoğun bir fay tektoniği etkisi altında



Şekil 4. Deniz seviyesinin günümüzdekine göre 200 m yükselmesi durumunda Batı Anadolu'da deniz ve karaların konumu (Nokta ile taranmış alanlar su altında kalacak olan bölgeleri göstermektedir) (Eryılmaz,1996).

kaldığını göstermektedir. Ege Denizi ve çevresinin bugünkü tektonik yapısı, Üst kretase'den itibaren süregelen kompleks plaka hareketlerinin bir sonucudur. Ege Denizi, Orta Miyosen sonu (Serravaliyen) ve Üst Miyosen (Tortoniyen) başlarında açılmaya başlar. Gerilme tektoniğinin etkisi ile, Batı Anadolu ve Ege Graben Havzaları da oluşmaya başlamıştır. Messiniyen esnasında (Geç Miyosen) Ege Bölgesi'nde gerilme sistemi içinde giderek alçalan ve kenarları normal faylarla sınırlı grabenlerle bloklu bir yapı kazanan bölge, Akdeniz'in suları ile istila edilerek bugünkü Ege Denizi meydana gelmiştir. Pleyistosen döneminde ise, Ege Denizi bugünkü coğrafik görünümünü kazanmıştır. Ege Denizi'nin KB-GD yönünde gelişmesinin başladığı dar ve uzun koridorun oluşmasını sağlayan KB-GD yönlü ve derin kökenli bir tektonik olayın varlığı söz konusudur. Bu zon yaklaşık olarak yukarıda bahsedilen "S" şeklindeki çukurluklar dizisine karşılık gelmektedir. Bu zona Ege'de doğal bir sınır gözü ile bakılabilir.

Ege Denizi'nde deniz düzeyinin günümüzdekine göre 200 m alçalması halinde Anadolu'nun batı kıyılarının genel karakterlerini aynen koruduğu görülmekte, Doğu Ege Denizi Adaları'ndan bazıları Batı Anadolu ile birleşmektedir. Ayrıca günümüzdeki konumu ile görülen birçok koy, körfez kara haline gelmekte, bunların uzantılarında aşağı yukarı benzer geometride yeni koy ve körfezler oluşmaktadır. 200 m su derinliğine kadar olan kesimde Batı Anadolu'nun tüm morfolojik özellikleri devam etmektedir. Ancak bu kısım günümüzde ada şeklinde gözüken bazı çıkıntılar dışında su ile örtülüdür.

Deniz seviyesinin günümüzdeki durumuna göre 400 m alçalmış olması artık kıyının morfolojik özelliklerinin, büyük ölçüde kaybettikleri, ancak anakara kütlelerinin Kuzey Ege'de DKD-BGB Orta Ege'de ise KB-GD eksenli çukurluk zonlarına kadar devam ettiklerini göstermektedir. Deniz alanının büyük bir kısmı su dışına çıkmış, Anadolu ile Yunanistan arasında dar bir alanda deniz kalmış, iki anakara birbirlerine adeta birleşmiş bir şekilde görünüm kazanmakta, Doğu Ege Adalarının büyük bir kısmı Anadolu anakarası üzerinde yer aldığı görülmektedir.

Deniz düzeyinin günümüzdekine göre 200 m yükselmesi durumunda bugünkü Batı Anadolu'yu oluşturan yerlerin bir kısmı, yeni adalara dönüşürken, ada olan morfolojik yapıların bazıları tamamen sular altında kalmakta, bazıları ise oldukça küçülmektedir. Grabenler su ile istila edilmekte, yeni koy ve körfezler oluşmakta, mevcut olanların bazıları tamamen yok olmaktadır.

Sonuç olarak tüm bu adalar Batı Anadolu'nun Akdeniz'in suları istila etmeden önce yüksek dağlık kesimleri oluştururken, aradaki vadiler ve alçak kesimler ile düzlük alanlar suların istilası ile su altında kalmış Anadolu'nun doğal bir parçasıdır.

6. KAYNAKLAR

Alan, T.D. and Morelli, C., (1971): A Geophysical study of the Mediterranean Sea.Bull. Geoph. teor. appl.vol. 13, no: 50: 99-142

Arpat, E. ve Bingöl, E., (1969): Ege Bölgesi Graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler, M.T.A Dergisi, No 73.

Bilgin, T., (1969): Biga Yarımadası güneybatı kısmının jeomorfolojisi, İ.Ü. yay no: 143, 273 s.

Bingöl, E., (1976): Batı Anadolu'nun Jeotektonik evrimi. M.T.A Dergisi no:86

Brooks, M. and Ferentinos, G., (1980): Structure and evolution of the Sporadhes basin of the North Aegean Trough. North Aegean Sea. Tectonophysics, 68, 15-30.

Canitez, N., (1975): Ege bölgesinde yerkabuğunun yapısı. İTÜ Maden Fak. Jeofizik Kür. Yayımlanmamış rapor, 28 s.

Eryılmaz, M., (1996): Ege Denizi'nde Anadolu'nun Doğal Uzantısının Saptanmasında Kullanılan Yerbilimleri Kriterleri, Doktora tezi, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul.

Erinç, S. ve Yücel, (1988): Ege Denizi, Türkiye ile komşu Ege Adaları, Türk Kültürünü Araştırma Enst. Yay. 84, seri: VII-sayı: A.6, Ankara.

Erol, O., (1981): Neotectonic and geomorphological evolution of Turkey: Z. geomorph. N.f. Suppl. Bd.40: 193-211. Berlin Stuttgart.

Erol, O., (1990): Batı toros Dağlarının Messiniyen paleomorpholojisi ve Neotektoniği: Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler Kitabı 18s, Ankara.

Erol, O., (1991) : Türkiye Jeomorfoloji Haritası. 1/1.000.000: MTA Genel Müdürlüğü yayını.

Erol, O., (1997): Büyük Menderes deltasının foto-jeomorfholojik incelemesi. Photo-geomorphological stuudy of the Büyük Menderes delta. Western Anatolia: Ege Coğrafya Dergisi, No: 91, İzmir.

Erol, O. ve Yücel, Y., (1997): Jeomorfolojik verilere göre Ege Grabenlerinin oluşum evreleri. Batı Anadolu Hammadde Kaynakları Sempozyumu, (8-11 Mart 1999), 25s, İzmir.

Görür, N., Oktay, F.Y., Eryılmaz M., Bodur, M.N. ve Gökaşan, E., (1992): Ege doğal uzantısı. İTÜ ve SHOD ortak raporu, SHOD arşivi, İstanbul.

Jacksonn, J.H. and Mc Kenzie, D., (1984): Rotational mechanism of active deformation in Greece and İran. İn Dixon, J.E. and Robertson A.H.F.,(eds), The geological evolution of Eastern Mediterranean. Gel.Soc.Spc. pub.17, 743-754.

Jongsma, D., (1975): A marine geophysical study of Hellenic Arc. Ph. Dt. Thesis, Cambridge Uni.

Jongsma, D., Wısmann,G., Hınz, K. and Garde, S., (1977): Seismic studies in the Cretean Sea. 2. The southern Aegean Sea: an extensional marginal basin without sea florspreadig, Forcsthungsergebnisse Reiche c,no.27.

Ketin, İ., (1966): Tectonic units of Anatolia (Asia Minor) Bull. Min. Expl. İns. Turkey, No.16.

Kuleli, S., Eryılmaz, M. ve Yüce, H.,

(1993): Ege Denizi'nde Anadolu'nun doğal uzantısı. Türkiye Ulusal Jeodezi-Jeofizik Birliği Genel Kurulu Bildiri Kitabı, 3-20, Ankara.

Martin, L., (1987):Structure et evolution recente de la mar Egee apports d'une etude par sismique reflexion. SNEACPJ-PAU, lab de geody. Sous-Marine , Villefrance sur mer, uni. Pierre et marie-curie, Paris.

Mascle, J. and Martin, L, (1990): Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesiis, based on continuous reflection profiles, Mar.Geol. 94, 271-299.

Mc Kenzie, D., (1978): Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and surrounding regions (Tectonics of the Aegean region). Geophys. J.R. Astron. Soc. London, 55 (1), 217-254.

Needham, H.D., Le Pichton, X., Melguen, M., Pautot, G., Renard, V., Avedik , F.and Carre, D., (1973): North Aegean Sea through: 1972 Jean Charcot Cruise. Bull. Geo. Greece, v. 10,152-153.

Philippson, A., (1959): a.g.e., p.380.

Şengör, A.M .C., (1979): North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. Jour. Geol. Soc. London, 136. 269-282.

Şengör, A.M .C., (1980): Türkiye'nin neotektonik esasları, TJK, Konferans serisi, 2, 40s.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., (1983): Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği açısından bir yaklaşım, T.J.K. Yerbilimleri özel dizisi, no:1., 75s

Taymaz, T., Jackson, J. and Mc Kenzie, D., (1991): Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. Geophysics. J.Int., 106. 433-490.

Turgut, S., (1987): Ege Denizi ve dolaylarının tektonik evrimi ve hidrokarbon olanakları. TPAO, Ankara.

Yılmaz, Y., (1997):Gelogy of Western Anatolia. Active tectonic of Northwestern Anatolia-The Marmara poly-project: Hochschulverlag AG an der ETH Zürich: 31-53.

YERBİLİMLERİ ARALIK 2001 SAYI 39 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

İÇME (ELAZIĞ) KAYNAĞI'NIN HİDROJEOLOJİ İNCELEMESİ

Bahattin ÇETİNDAĞ, Zülfü GÜROCAK
F.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: *İnceleme alanı Elazığ il merkezinin 40 km doğusunda yer almaktadır. Çalışma alanında Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler yüzeylemektedir. Bunlar Guleman Ofiyolitleri, Elazığ Magmatitleri ve Hazar Formasyonu'dur. İçme Kaynağı'nda uzun süreli debi ve mevsimsel olarak iyon değişimi kontrol edilmiştir. Kaynağın 26 Temmuz 1999 – 26 Kasım 1999 tarihleri arasındaki boşalım kotu üzerindeki depolama gücü 7.26*106 m^3 tür. Kaynak Suyunda katyon ve anyonların sıralanışı;*

$$rCa > rMg > r(Na+K), \quad r(HCO_3) > rSO_4 > rCl$$

şeklindedir. İçme kaynak suyunda anyon ve katyonlar Piper Diyagramı'nın 9. bölgesinde gruplanmışlardır.

HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATION OF İÇME (ELAZIĞ) SPRING

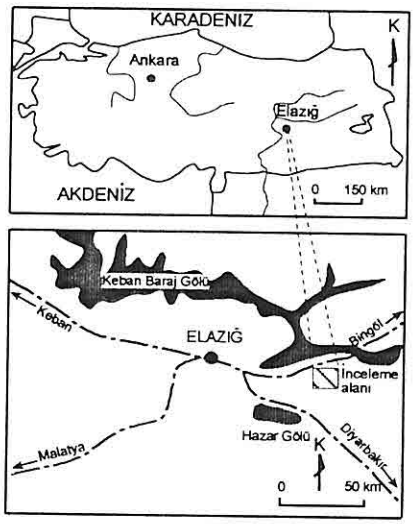
ABSTRACT: *The study area is located about 40 km to the east of Elazığ city centre. Mesozoic and Senozoic aged formations crop out in the study area. These are Guleman Ophiolites, Elazığ Magmatics and Hazar Formation. Log-term measurements of discharge and ion content were carried out for İçme Spring. The volume of water in storage above the discharge level of İçme Spring was estamited as 7.26*106 m3 during the period between July 26 and Novemeber 26, 1999. The cation and anion orders are as follows,*

$$rCa > rMg > r(Na+K), \quad r(HCO_3) > rSO_4 > rCl$$

Cations and anions of İçme Spring are generally clustered in the nineth area on Piper Diagram.

1. GİRİŞ

Çalışma alanı Elazığ il merkezinin 40 km doğusunda, yaklaşık 20 km^2 lik bir alanı kapsar (Şekil 1).



Şekil 1. İnceleme alanının yer belirleme haritası.

Bölge genel olarak mezotermal bir iklimin etkisindedir (Çetindağ, 1989). İklimin tipik özelliğinin bir sonucu olarak yaz aylarında oldukça büyük miktarlarda su eksikliğinin olması nedeniyle bölgede, debisi 86 – 141 l/s arasında değişen İçme kaynağı, yöre için son derece önemlidir. Bu çalışmada, İçme Kaynağı alanının jeolojisi, kaynağın boşalımı, suyun kökeni, fiziko-kimyasal karakteristikleri ve kayaçlarla ilişkileri aydınlatılmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı ve çevresinde önceki yıllarda değişik amaçlı jeoloji incelemeleri yapılmıştır. Türkiye jeolojisinde birçok bilim adamının tartıştığı ve tartışmaya açtığı Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı ile Doğu Anadolu Fay Kuşağı'nın inceleme alanını güneyden sınırlaması, bölgeyi araştırmacılar için ilginç hale getirmiştir. Ayrıca, ülke ekonomisinde önemli bir paya sahip olan barajlar ve yer altı zenginliklerinin çalışma alanı yakın çevresinde yer alması bölgeye ayrı bir önem kazandırmaktadır. Bu çalışmalardan bazıları; Ketin (1966), İleri vd. (1976), Özkaya (1978), Bingöl (1982, 1984) Erdoğan (1982), Hempton ve Savcı (1982) vb.dir.

2. JEOLOJİ

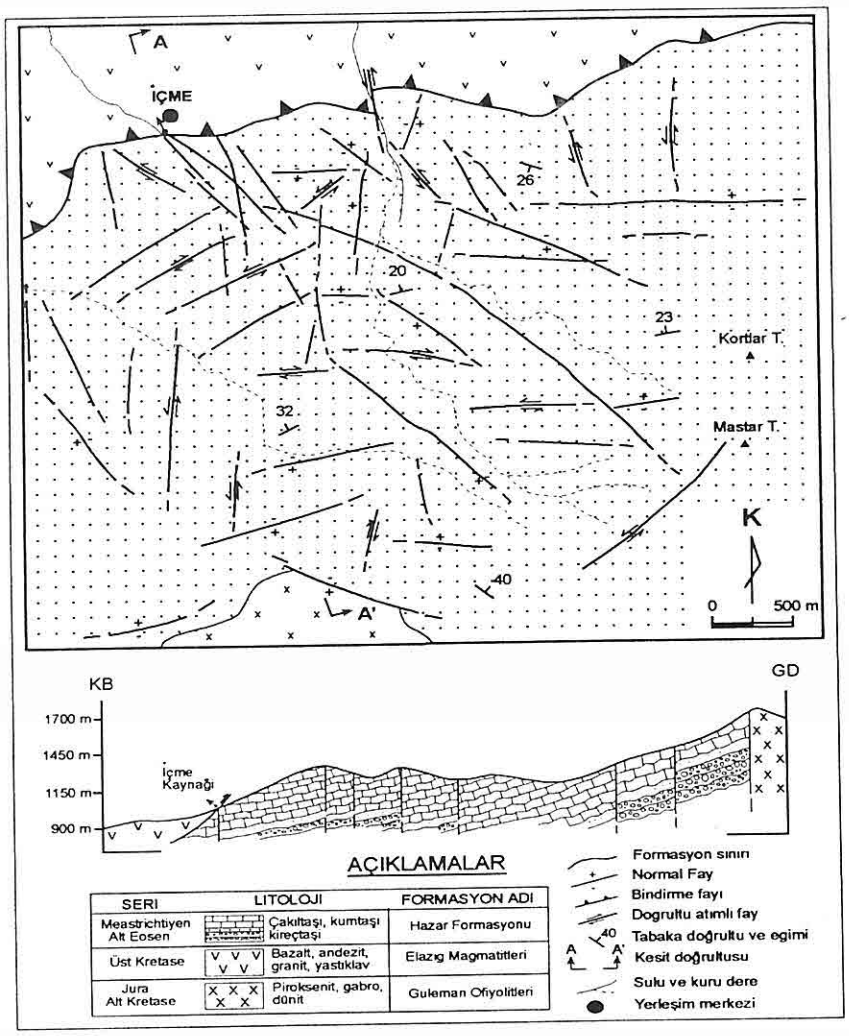
İnceleme alanında Üst Jura – Alt Kretase yaşlı gabro, diyabaz, dünit, verlit ve piroksenitten oluşan Guleman Ofiyolitleri; andezit, bazalt, bazaltik yastıklav ve granitten oluşan Üst Kretase yaşlı Elazığ Magmatitleri; kireçtaşı, çakıltaşı, volkanik kumtaşı ve kireçtaşı litolojisindeki Meastrichtiyen – Alt Eosen yaşlı Hazar Formasyonu yüzeylenmektedir (Şekil 2).

2.1. Guleman Ofiyolitleri

Kaynağın beslenme alanı ve çevresinde gabro, bantlı gabro, piroksenit, diyabaz, dünit, verlit ve serpantinitlerden oluşan bir litoloji sunmaktadır. Bu kayaçlar diyabaz daykları tarafından kesilmiştir. Bölgede önceki yıllarda yapılan çalışmalarda (Bingöl, 1984; Perinçek ve Özkaya, 1981) bu ofiyolit topluluğuna Üst Jura–Alt Kretase yaşı verilmiştir.

2.2. Elazığ Magmatitleri

Bölgede granit, andezit, bazalt, tüf,



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası ve jeolojik kesiti.

spilitik bazalt ve bazaltik yastıklavlar şeklinde yüzeylenmektedir. Bazaltlar ileri derecede ayrışmıştır. Bazaltlardaki amigdoloidal boşluklar 2-3 cm çapında olup, yumru şekilli kalsit ve zeolit mineralleri ile doldurulmuştur. Granitler gri renkte ve aşırı derecede ayrışmış özelliktedir. Önceki çalışmalarda (Yazgan, 1981; Çetindağ, 1989) bu kayaçlara Üst Kretase yaşı verilmiştir.

2.3. Hazar Formasyonu

Formasyon, tabanda çakıltaşları ile başlamakta ve üst seviyelere doğru

kumtaşı, şeyl, volkanik kumtaşı, masif pembe renkli kireçtaşları ile devam etmektedir. Tabandaki çakıltaşlarını oluşturan kırıntılar daha çok Guleman ofiyolitleri'ne ait kayaçlardan türemiş olup, boylanması çok kötüdür. Ara seviyelerdeki şeyller kumtaşı bantları içermektedir. Üst seviyeleri oluşturan gri-pembe renkli kireçtaşları kalın tabakalı olup, oldukça sert ve kırılgan bir yapıya sahiptir. Bu nedenle bölgede sarp bir topoğrafya oluşturmaktadır. Bu kireçtaşları kendi içerisinde oldukça faylı ve kırıklı bir yapıda olup, yüzeyde çok karstiktir. Karst şekillerinden lapya, erime boşluğu, kaşık yapıları (Canik, 1986) ve düzensiz karst şekilleri görülmektedir. Burada karstlaşmayı denetleyen en önemli faktör çatlaklı yapı ve kayacın kimyasal bileşimidir. Daha önce yapılan bölgesel araştırmalarda (Sungurlu vd., 1985) formasyonun yaşı Meastrichtiyen-Alt Eosen olarak belirlenmiştir.

3. KAYNAK CİVARININ YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Kaynak alanı ve çevresinde tektonizma tüm formasyonları etkilemiştir. Kaynak alanı ve civarında Hazar Formasyonu'na ait kireçtaşları parçalanmış, oldukça kırıklı ve faylı bir yapı kazanmışlardır. Kaynağın hemen yakınından geçen, doğuya doğru 10 km, batıya doğru 3 km uzanan bindirme, arazi gözlemleri ile belirlenen en önemli tektonik hattı oluşturmaktadır. Bu hat boyunca Elazığ Magmatitleri Hazar Formasyonu üzerine itilmiştir (Şekil 2). İçme Kaynağı'nın oluşmasına ise yaklaşık olarak 4 km uzunluğunda, KB-GD doğrultulu ve inceleme alanındaki diğer birkaç fayla kesişen normal bir fay neden olmuştur (Şekil 2).

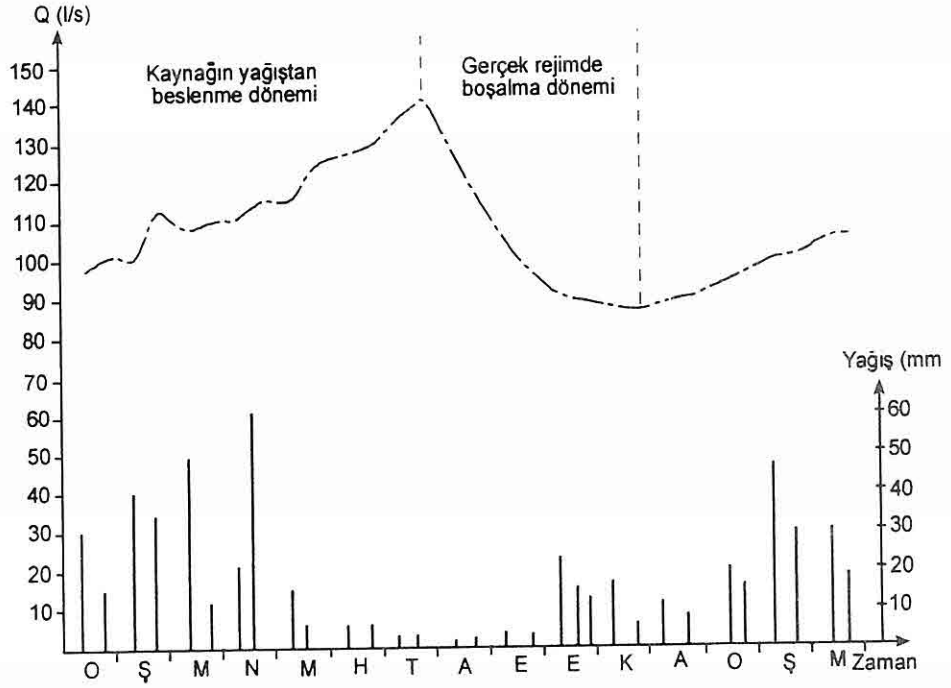
4. HİDROJEOLOJİ

4.1. Kaynağın Oluşumu

İçme kaynağı tek noktadan çıkmaktadır. Kaynak, beton bir havuz ile kanallara akmaktadır. Kaynağın debisi ve kimyasal bileşimi 14.01.1999–24.03.2000 tarihleri arasında gözlenmiştir. Kaynaktan çıkan suyun debisinin inceleme döneminde 86-141 l/s arasında değiştiği göz önüne alındığında beslenmenin oldukça geniş ve geçirimli bir alandan olduğu anlaşılmaktadır. İçme Kaynağı esas olarak Hazar Formasyonu ve Guleman Ofiyolitleri'nden beslenmektedir. Bunun nedeni ise formasyonları etkileyen tektonizmaya bağlı olarak gelişen kırık ve faylardır. Kaynağın yağış alanı dışındaki beslenmesini bu kırık ve fay hatları sağlamaktadır. Elazığ Magmatitleri ve Guleman Ofiyolitleri'ne ait kayaçlar genel olarak geçirimsiz birimlerdir. Ancak bölgedeki etkin tektonizma sonucu ikincil gözeneklilik ve geçirimlilik kazanmışlardır. Bağlantılı gözenekli bu kuşaklar boyunca birimler hidrolik bağıntı da sağlamışlardır (Canik, 1979).

4.2. Uzun Süreli Debi Değişimi

Kaynağın 14.01.1999 – 24.08.2000 tarihleri arasındaki debi değişimi, ayda iki ölçüm yapılarak incelenmiştir. Şekil 3'te verilen akım hidrografı incelendiği zaman, belirtilen tarihler arasında kaynağın



Şekil 3. İçme Kaynağı'nın yağış ve zamana bağlı debi değişimi.

gerçek rejimde boşalım ve yağışlardan beslenme dönemleri görülmektedir.

4.3. Boşalım Katsayısının Hesaplaması ve Yorumu

Gerçek rejimde boşalım dönemi 26.07.111–26.11.1999 tarihleri arasını kapsamaktadır. Kaynağın bu döneme ait debi değerleri logQ = f(t) grafiği çizilerek, t_0 zamanından itibaren alçalan doğrular elde edilmiştir (Şekil 4). Elde edilen bu doğruların genel denklemi, benzerlerinden daha yaygın olarak kullanılan ve Maillet tarafından önerilen eksponansiyel fonksiyonla verilmiştir (Drouge, 1967).

Eşitlik;

$$q = qo*e^{-\alpha (t-to)} \qquad (1)$$

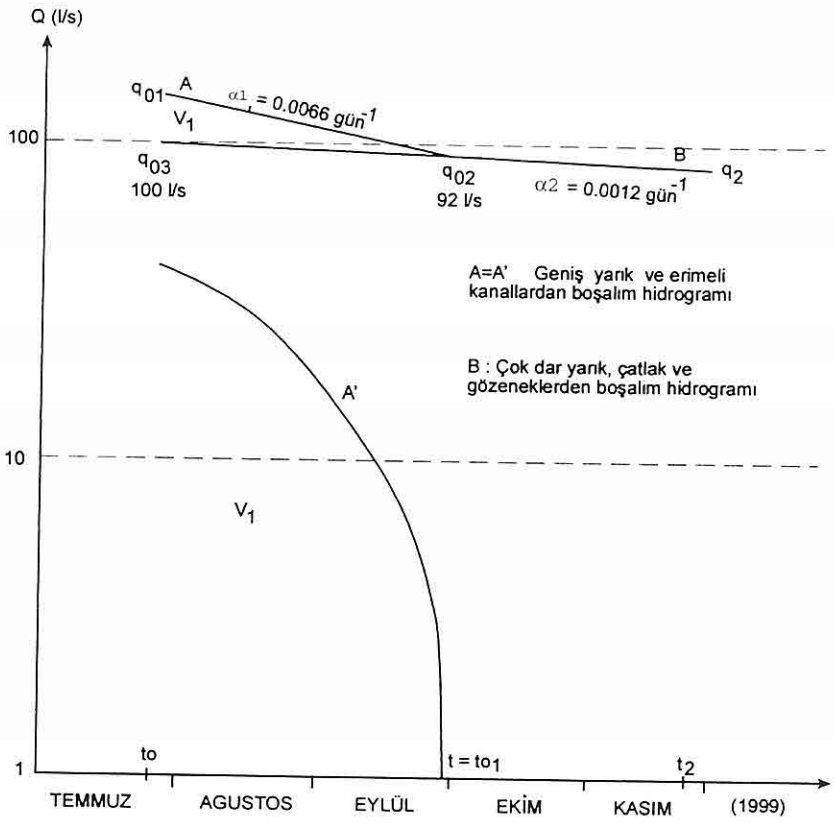
şeklindedir. Bu eşitlikte;

q = t zamanındaki debi (m^3/s)

q_0 = Boşalımın başlangıcındaki (to zamanındaki) debi (m^3/s)

α = Boşalma katsayısı ($gün^{-1}$)

Kaynağın boşalım döneminde, boşalım iki farklı eğimli doğru ile temsil edilmiştir (Şekil 4, A ve B doğruları). A doğrusu geniş yarık ve erime kanallarından olan boşalımı temsil etmekte olup, başlangıç debisi 141 l/s, ikinci eğride 86 l/s olarak ölçülmüştür. (1) nolu eşitlikten doğruları temsil eden boşalım katsayıları (α), aşağıda verilen;



Şekil 4. Gerçek rejimde boşalım doğruları.

$$\alpha = \frac{\log q_0 - \log q}{(t - to)\log e} \qquad (2)$$

eşitliğinden; A doğrusunun temsil ettiği boşalım katsayısı q_{01} = 141 l/s alınarak α_1 değeri $6.6*10^{-3}$ gün^{-1} olarak hesaplanmıştır. Aynı şekilde B doğrusunun temsil ettiği boşalım katsayısı q_{02} = 92 l/s ve q_2 = 86 l/s alınarak α_2 = $1.2*10^{-3}$ gün^{-1} olarak bulunmuştur.

Genel olarak α boşalım katsayısının $n*10^{-3}$ dolayındaki değerleri, kireçtaşının daha çok dar yarık ve çatlaklarda veya taneler arası gözeneklerde laminer akımla dolaşan suyun boşaldığı kaynakları; $n*10^{-1}$ $n*10^{-2}$ dolayındaki değerleri de geniş yarık ve erime kanallarında türbülan rejimle dolaşan suyun boşaldığı kaynakları ifade etmektedir (Schoeller, 1962, 1967). Burada $\alpha 1$'in değeri türbülan akım değerine daha yakın, α_2'nin değeri ise laminer akımı temsil eden değerler arasındadır. Kaynağın kurak döneme ait laminer akımla boşalım grafiği, akiferin gözenekler ve ince çatlaklardaki su

depolama gücünü göstermektedir. Bu dönemde boşalımı temsil eden B doğrusunun (Şekil 4) uzantısı, yağışların uzun süre etkisini göstermeyeceği herhangi bir t zamanında, kaynağın debisinin ve depolama gücünün hesaplanmasına da imkan verir (Padilla vd., 1994).

4.4. Kaynağın Depolama Gücü

26 Temmuz 1999 tarihinde gerçek rejimde kaynağın boşalım kotu üzerindeki su depolama gücü olan Vo, Maillet (1905) formülünün aşağıda verilen entegrasyonu ile elde edilen

$$V_0 = \frac{q_0}{\alpha} * 86400 \qquad (3)$$

eşitliği ile hesaplanmıştır.

1999 yılında gerçek rejimde kaynağın boşalımı iki doğru ile temsil edilmiştir (Şekil 4). Boşalımın başlangıcında A doğrusunun temsil ettiği geniş yarık ve erime kanallarından 26 Temmuz – 29 Eylül tarihleri arasında türbülan rejimle boşalan su miktarı;

$$V_1 = \left[\left(\frac{q_{01} - q_{02}}{\alpha_1}\right) - \left(\frac{q_{03} - q_{02}}{\alpha_2}\right)\right] * 86400 \qquad (4)$$

eşitliğinden 65405 m^3 olarak hesaplanmıştır.

Kaynağın 26 Temmuz 1999 tarihindeki boşalım kotu üzerindeki depolama gücü;

$$V_{01} = V_{02} + V_1 \qquad \text{ve}$$

$$V_{02} = \left(\frac{q_{03}}{\alpha_2}\right) * 86400$$

olup, boşalım hidrogramından $7.27*10^6$ m^3 elde edilmiştir.

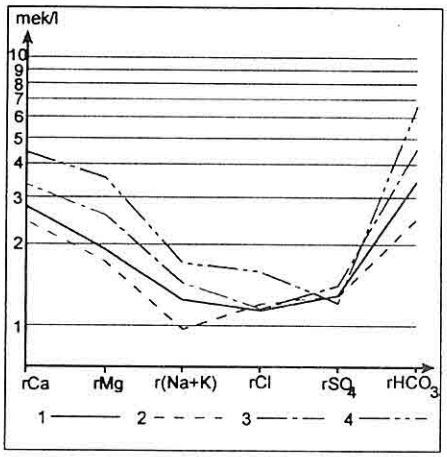
4.5. Kaynak Suyunun Kimyasal Bileşimi

Kaynak suyunun kimyasal bileşimini saptamak amacıyla her mevsim su analizleri yaptırılmıştır (Tablo 1). Farklı zamanlarda yapılan analiz sonuçları Schoeller (1962) diyagramında birbirine çok benzemekte, iyonları birleştiren doğrular paralel geçmektedir (Şekil 5). Sulardaki katyon ve anyonların dizilişi tahlillerde eşitli olup rCa > rMg > r(Na+K), $r(HCO_3) > rSO_4 > rCl$ şeklindedir. Ancak yeraltı suyu seviyesinin yüksek olduğu ilkbahar mevsiminde akifer suları iyonlarca seyreltik, yeraltı suyu seviyesinin düşük olduğu sonbahar ve kış mevsiminin başlangıcında akifer suları iyonlarca derişik duruma geçmektedir. 29.01.1999 tarihinde yapılan analiz ile 26.11.1999 tarihinde yapılan analizde bu durum, anyon ve katyonların toplam miliekivalen değerinde %62'lik bir artış olarak görülmektedir. Sularda görülen HCO_3 ve Ca iyonlarının kökeni bölgede geniş alanlarda yüzeyleyen Hazar Formasyonu'na ait karstik kireçtaşları olmalıdır.

Yapılan analizlerde Mg katyonunun toplam miliekivalen değeri %31.93 - %36.47 arasındadır. Bu iyon, inceleme alanında tabanda bulunan Guleman Ofiyolitleri'ne ait magmatik kayaçların bünyesindeki magnezyumlu minerallerin bozuşmasıyla yeraltı suyuna geçmiş olmalıdır. Bazik kayaçlarda olivin ve piroksenlerin bozuşması suya magnezyumun geçmesini sağlamaktadır (Şahinci, 1991).

Tablo 1. İçme kayna'ğının su kimyası analiz sonuçları.

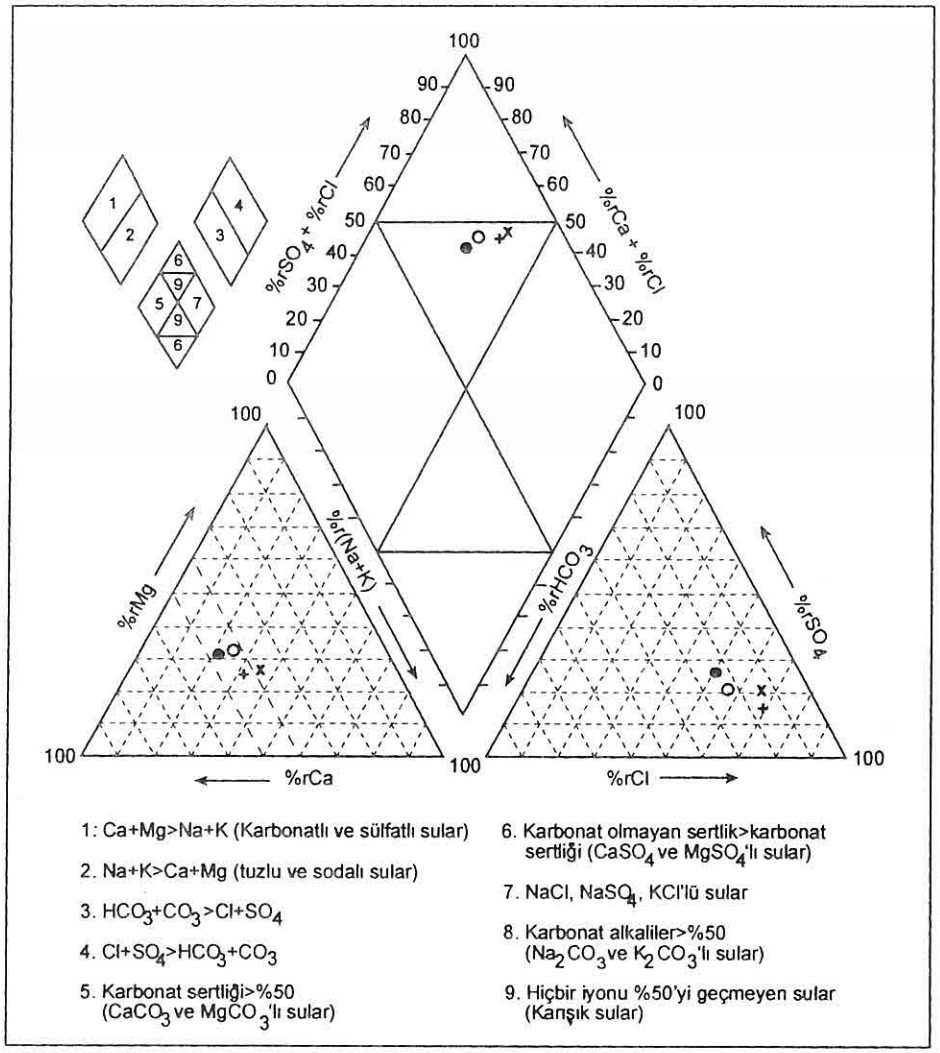
Örnek no ve örnekleme tarihi	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	Cl mg/l	SO_4 mg/l	HCO_3 mg/l	EC 25°C	pH
1. (29.01.1999)	55.60	22.80	20.60	14.50	41.50	62.50	210.5	520	7.3
2. (26.04.1999)	48.20	20.50	16.40	10.50	42.60	66.70	152.5	395	7.1
3. (25.08.1999)	66.80	30.50	22.40	18.60	40.50	68.80	285.5	660	7.2
4. (26.11.1999)	88.60	42.40	28.50	18.90	56.70	60.20	410.5	870	7.0
	Ca mek/l	Mg mek/l	Na mek/l	K mek/l	Cl mek/l	SO_4 mek/l	HCO_3 mek/l	Top. katyon	Top. anyon
1. (29.01.1999)	2.78	1.90	0.90	0.37	1.17	1.30	3.45	5.95	5.91
2. (26.04.1999)	2.41	1.71	0.71	0.27	1.20	1.39	2.50	5.10	5.09
3. (25.08.1999)	3.34	2.54	0.97	0.48	1.14	1.43	4.68	7.33	7.25
4. (26.11.1999)	4.43	3.53	1.24	0.48	1.60	1.25	6.73	9.68	9.58
	Ca %r	Mg %r	Na + K %r		Cl %r	SO_4 %r	HCO_3 %r		
1. (29.01.1999)	46.72	31.93	21.34		19.80	22.00	58.38		
2. (26.04.1999)	47.25	33.53	19.22		23.58	27.31	49.12		
3. (25.08.1999)	45.57	34.65	19.78		15.72	19.72	64.55		
4. (26.11.1999)	45.76	36.47	17.77		16.70	13.05	70.25		
	rCa > rMg > r(Na+K), r(HCO_3) > rSO_4 > rCl								



Şekil 5. Suların Schoeller diyagramı.

5. SONUÇLAR

İçme Kaynağı bölgede etkili olan tektonizmaya bağlı olarak oluşmuştur. Kaynağın gerçek rejimde boşalım döneminin incelenmesi sonucunda, geniş yarık ve erime kanallarından türbülan akımla boşalım katsayısı değerinin $6.6*10^{-3}$ gün^{-1}, ince çatlak ve gözeneklerden laminer akımla boşalım katsayısı ise $1.2*10^{-3}$ gün^{-1} olarak hesaplanmıştır. Kaynak, 26 Temmuz 1999 tarihinde gerçek rejimde boşalıma başlamaktadır.Bu tarihte türbülans rejimle boşalttığı su miktarı 6.5*104 m^3, 26



Şekil 6. Sulardaki iyonların Piper Diyagramı'nda dağılımı.

Temmuz – 26 Kasım 1999 tarihleri arasında ince çatlak ve gözeneklerden laminer akımla boşalttığı su miktarı 5.76*105 m^3, 26 Temmuz 1999 tarihinde kaynağın boşalım kotu üzerindeki toplam depolama gücü ise 67.27*106 m^3 olarak hesaplanmıştır.

Sulardaki katyon ve anyonların sıralanışı rCa > rMg > r(Na+K), r(HCO_3) > rSO_4 > rCl şeklindedir. Kaynak suyunda başlıca iyonların toplamı debi ile ters orantılıdır. Debinin

maksimum değere ulaştığı dönemde iyonların toplamı minimum değerde, debinin minimum olduğu dönemde ise iyonların toplamı maksimum değerdedir.

6. KAYNAKLAR

Bingöl, A.F., 1982. Elazığ-Pertek-Kovancılar arası volkanik kayaçların petrolojisi. F.Ü. Fen Bilimleri Enst. Derg., 1, 9-21.

Bingöl, A.F., 1984. Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region. Int. Syp. on the Geology of the Taurus Belt. Ankara, 209-219.

Canik, B., 1979. Bolu-Gökpınar karstik kaynağının boşalımı. Altınlı Semp., Bildiriler kitabı, Ankara, 57-63.

Canik, B., 1986. Bodrum yarımadasının doğu yarısında karst şekillerinin oluşumu ve yer altı suyundan yararlanma imkanları. DSİ Jeoteknik Seminer. Cevizli - İstanbul, 155-175.

Çetindağ, B., 1989. Elazığ-Örençayı havzasının hidrojeoloji incelemesi. Doktora tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enst., Elazığ, 320s. (yayımlanmamış).

Drouge, C., 1967. Essai de determination descomposantes de l'ecoulement des sources karstiques. Evolution de la capacite de retention par chenaux et fissures, chronique d'hydrogeologie No:10, BRGM, Paris, 43-47.

Erdoğan, B., 1982. Ergani - Maden yöresindeki GD anadolu ofiyolit kuşağının jeolojisi ve volkanik kayaları. TJK Bült., 25, 49-60.

Hempton, R.M. ve Savcı, G., 1982. Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri. TJK Bült., 25, 32-39.

İleri, S., Salancı, B., Bitem, M. ve Doğan, R., 1976. Ergani (Maden) copper deposits and plate tectonics. TJK Bult., 19, 23-32.

Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA Derg., 66,20-34.

Maillet, E., 1905. Essais d'hydrolique souterraine et fluviale. Vol. 1, Herman, Paris, 218p.

Özkaya, I., 1978. Ergani-Maden yöresinin stratigrafisi. TJK Bült., 2, 42-54.

Padilla, A., Pulido-Bosch, A. and Mangin, A., 1994. Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. Grondwater, 32,2, 267-277.

Perinçek, D. ve Özkaya, I., 1981. Arabistan levhası kuzey kenarının tektonik evrimi. H.Ü. Yerbilimleri Enst. Bült., 8,54-65.

Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. Transaction American Geophysical Union, 25, 914-923.

Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E. ve Naz, H., 1985. Elazığ-Palu alanının jeolojisi. TC Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi, 29, 83-190.

Schoeller, H., 1962. Les Eaux sutterraines. Masson et cie, Paris, 67.

Schoeller, H., 1967. Hydrodynamique dans le karst (E'coulement et emmagasinement). Chronique d'hydrogeologie No: 10, BRGM, Paris, 5-20.

Şahinci, A., 1991. Doğal suların jeokimyası. Reform matbaası, İzmir, 381-385.

Yazgan, E., 1981. Doğu Toroslarda etkin bir bir paleokıta kenarı etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen). Malatya-Elazığ Doğu Anadolu, H.Ü. Yerbilimleri Enst. Bülteni, 7.

YERBİLİMLERİ ARALIK 2001 SAYI 39 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

ELAZIĞ ÇEVRESİNDE HARAMİ FORMASYONU'NUN FORAMİNİFER İÇERİĞİ VE FASİYES ÖZELLİKLERİ

Meral KAYA, Murat İNCEÖZ
Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ /Türkiye

ÖZET: *Elazığ ilinin güneyinde Tepeköy, kuzeyinde Harput Bucağı ve güneybatısında Baskil-Kuşsarayı dolaylarında geniş yüzlekler veren Geç Kretase yaşlı Harami Formasyonu değişik litolojilerden oluşur. Konglomera ve kumtaşlarıyla başlayan istif, üste doğru dolomitli kireçtaşı ve kireçtaşlarına geçiş gösterir. Mikrofasiyes analizlerinden elde edilen veriler; Harami Formasyonu'nun havza kenarı veya şelf kenarı, yamaç önü ve organik yığınak fasiyes zonları ile temsil edildiğini göstermektedir.*

Kireçtaşları Orta-Geç Maastrihtiyen yaşını veren Orbitoides, Hellenocyclina, Omphalocyclus, Lepidorbitoides, Pseudorbitoides gibi bol bentik foraminifer, çok nadir planktik foraminifer, rudist, mercan, ostrakod ve alg fosillerini içermektedir. Harami Formasyonu'ndan derlenen sistematik örneklerde Omphalocyclus macroporus–Orbitoides medius Topluluk Zonu saptanmıştır.

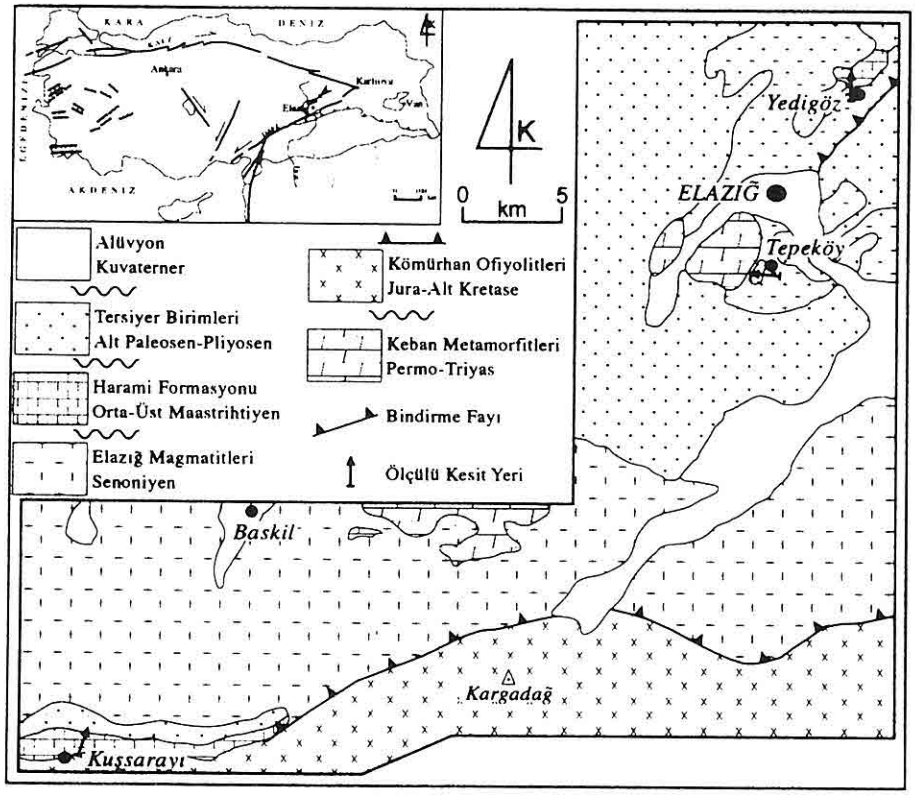
FORAMINIFERA AND FACIES FEATURES OF THE HARAMİ FORMATION AROUND THE ELAZIĞ REGION

ABSTRACT: *The Upper Cretaceous aged Harami Formation which crops out around Harput, N of Elazığ and of Kuşsarayı, SW of Elazığ is represented various lithologic units. It starts with conglomerate and sandstone and passes upward to dolomite, limestone and sandstone. Microfacies analysis show that Harami Formation is represented by basin margin, shelf margin, fore slope and organic build-up facies zones. Limestones contain Middle-Late Maastrichtian aged aboundant benthic foraminifera such as Orbitoides, Hellenocyclina, Omphalocyclus, Lepidorbitoides, Pseudorbitoides and rarely planktic foraminifera in the calcereous cement were found. The formation also includes rudist, corals, ostrakoda and algea. Based on the examination of systematic samples from sections of the Harami Formation, Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius Assemblages Zone were determined.*

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Elazığ ilinin yaklaşık 5km kuzeyinde Harput Bucağı çevresinde, 5 km güneyinde Tepeköy ve 65 km batısında Baskil-Kuşsarayı dolaylarında yer alır (Şekil 1). Temelde Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri gözlenir. Temel üzerine Orta-Geç Maastrihtiyen yaşlı Harami Formasyonu ve Tersiyer birimleri uyumsuz olarak gelir (Şekil 1) (Perinçek, 1979; Avşar, 1983; Bingöl, 1984; İnceöz, 1994, 1996).

Elazığ çevresinde yüzeyleyen Harami Formasyonu'nu konu edinen sınırlı sayıda çalışmaya rastlanılmıştır (Özgen,1992; İnceöz,1996). Formasyonun paleontolojisinin ve mikrofasiyes analizlerinin yapılması amaçlanan bu çalışma sırasında, istiften 3 adet stratigrafik kesit ölçülerek sistematik örnekler derlenmiştir. Örneklerden 72 adet ince kesit alımı ve 4 adet yıkama gerçekleştirilmiştir. Yıkama örnekleri hidrojen peroksit metoduyla incelenmeye hazırlanmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru (a) ve jeoloji haritası (b) (Turan, 1993'den sadeleştirilerek alınmıştır).

2. HARAMİ FORMASYONU

Formasyon ilk olarak Adıyaman ili Gölbaşı İlçesi kuzeyinde Harami Köyü yakınında Erdoğan (1975) tarafından tanımlanmıştır.

Elazığ çevresinde Harput, Tepeköy ve Baskil çevrelerinde yüzeyleme verir. Formasyon, tabanında Elazığ Magmatitleri üzerine uyumsuzlukla gelirken; tavanında ise Tersiyer birimleri tarafından yine uyumsuzlukla örtülmektedir. Paraotokton konumlu olan Harami Formasyonu bölgede genel olarak birbirinden kopuk yerel yüzeylemeler vermektedir (Turan, 1993; İnceöz, 1994).

Formasyondan alınan ölçülü stratigrafik kesitlerde birimin 35, 84 ve 480 m'lik kalınlıklar sunduğu görülmüştür.

Birim Elazığ yöresinde genel olarak tabanında kumlu kireçtaşlarıyla başlar, yukarıya doğru dolomitli kireçtaşı ve kireçtaşlarına geçer. Ancak; Harput yakın çevresinde tabanında kalın tabakalı kırmızı konglomera ve kumtaşları ile başlar, üste doğru kumlu kireçtaşı ve kireçtaşlarıyla son bulan bir istif sunar. Formasyonun Harput çevresinde temelinde gözlenen kırmızı renkli konglomera ve kumtaşları denize açılan alüvyal yelpaze (fan delta) çökelleri olarak yorumlanmıştır (İnceöz, 1996). Karbonatların fauna içeriği ve litolojik özellikleri ise sığ bir denizel ortamı işaret eder.

Harami Formasyonu'ndan derlenen sistematik örneklerde *Textularia* sp., *Globotruncana* sp., *Rugoglobigerina rotundata* Brönnimann, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Sirtina orbitidiformis* Brönnimann, *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), *Lepidorbitoides* cf. *socialis* Leymerie, *Lepidorbitoides* sp., *Pseudorbitoides trechmanni* Douvillé, *Smoutina* sp., *Siderolites calcitrapoides* Lamarck gibi foraminiferler ile ostrakod, mercan ve alg belirlenmiştir. Ayrıca, *Vaccinites loftusi* Woodward, *Hippurites* cf. *variabilis* Munier-Chalmas, *Mitrocaprina* cf. *bulgarica* Tzankov ve *Sabinia rtanjika* Pejovic, *Vaccinites ultimus* Milovanovic, *Pironaea* cf. *praeslavonica* Milovanovic-Sladic gibi rudistlerin varlığı da saptanmıştır.

Fosil kapsamına göre Harami Formasyonu'nun yaşı Orta-Üst Maastrihtiyen olarak ortaya konulmuştur.

3. HARAMİ FORMASYONU'NUN MİKROFASİYES ÖZELLİKLERİ

Elazığ yöresinde geniş yayılım gösteren Harami Formasyonu'nun en iyi gözlendiği yüzeylemelerden kesitler ölçülmüş ve sistematik örnekler derlenmiştir. Derlenen 72 ince kesit örnekleri üzerinde mikrofasiyes analizi yapılmıştır. Standart mikrofasiyesler (SMF) ve fasiyes zonlarının (FZ) tanımlanmasında Wilson (1975) ve Flugel (1982) modellemelerinden yararlanılmıştır. Kireçtaşlarının adlandırılmasında ise, Folk (1962) ve Dunham (1962) sınıflaması kullanılmıştır.

Makalede, Harami Formasyon'una ait standart mikrofasiyesler (SMF) ve bunların oluşturduğu fasiyes zonlarına

(FZ) ayrıntılı bir şekilde değinilmiştir.

3.1. Yedigöz Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Elazığ'ın kuzeyinde Yedigöz mevkiinde ölçülen kesit, 1/25000 ölçekli Elazığ K42c1 paftasında x: 84.40.000 ve y: 25.50.000'de başlar ve x: 84.70.000 ve y: 25.50.000'de biter (Şekil 2). Kesitte Harami Formasyonu'nun kalınlığı 35 m olarak ölçülmüştür.

3.1.1. Foraminifer İçeriği

Kireçtaşları içinde *Textularia* sp., *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Lepidorbitoides* cf. *socialis* Leymerie, *Lepidorbitoides* sp., *Pseudorbitoides trechmanni* Douvillé, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck (Levha 2; Şekil 1-3; Levha3, Şekil 2-4) gibi bentik foraminiferler ile planktik foraminiferlerden *Globotruncana* sp., *Rugoglobigerina rotundata* Brönnimann, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) (Levha 3, Şekil 1) belirlenmiştir.

3.1.2. Standart Mikrofasiyesler (SMF) ve Fasiyes Zonları (FZ)

Birimin alt-orta seviyelerini oluşturan kireçtaşları beyazımsı-sarımsı renkli orta-kalın tabakalı ve tanetaşı özelliğindedir. Folk (1962) kireçtaşı sınıflamalarına göre; üst düzeylerinde yer alan kireçtaşları ise beyazımsı- sarımsı renkli biyomikrit ve biyosparit bileşimlidir (Şekil 2).

Burada, Harami Formasyonu'nun alt ve orta düzeylerini oluşturan bentik foraminifer, alg ve mercanlı tanetaşları organik yığınak fasiyes zonunu (FZ-5) karekterize eder. Formasyonun üst düzeylerini oluşturan pelajik foraminiferli biyomikritler (Levha 3, Şekil 1) ve biyosparitler (SMF-3) ise, havza kenarı veya şelf kenarı fasiyes zonunu (FZ-3) belirtir (Şekil 5).

3.2. Tepeköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti

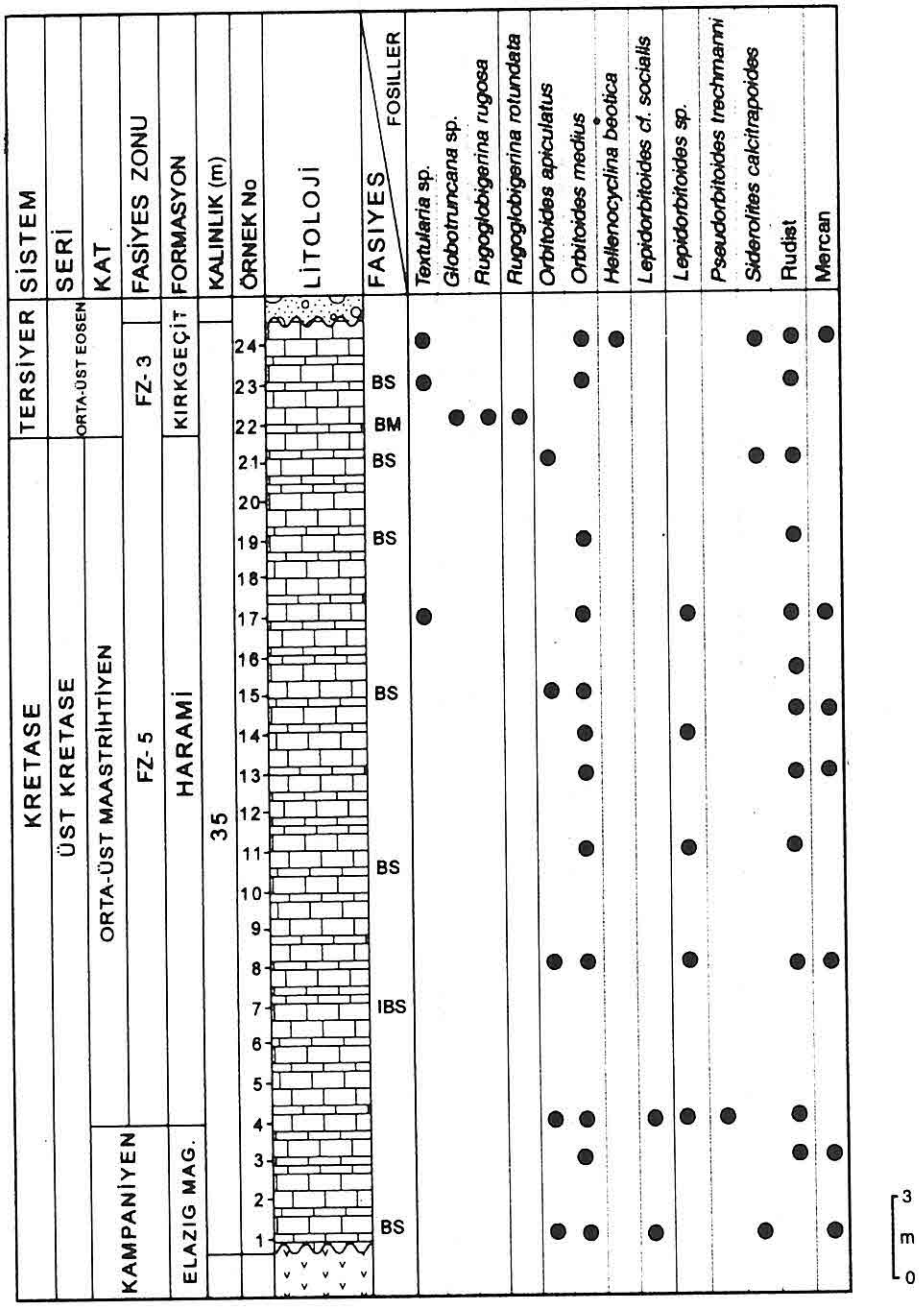
Elazığ'ın güneyinde Tepeköy mevkiinde alınan ölçülü stratigrafi kesiti 1/25.000 ölçekli Elazığ K42d3 paftasında x: 73.50.000 ve y: 13.00.000'de başlar, x: 73.40.000 ve y:12.80.000'de biter (Şekil 3). Harami Formasyonu'nun kalınlığı 68 m olarak belirlenmiştir.

3.2.1. Foraminifer İçeriği

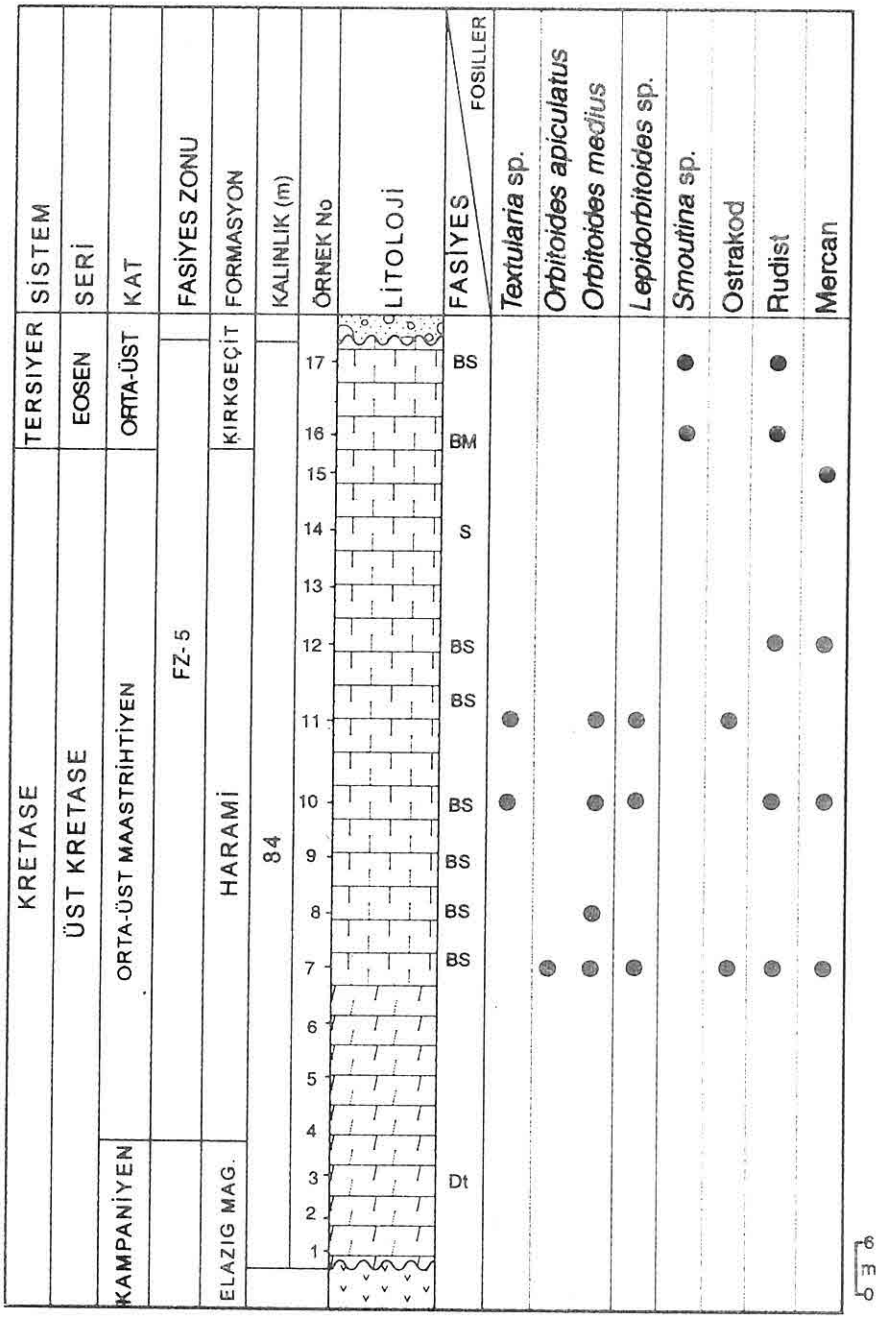
Derlenen sistematik örneklerde bentik foraminiferlerden *Textularia* sp., *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Lepidorbitoides* sp., *Smoutina* sp. saptanmıştır (Levha 1, Şekil 3; Levha 2, Şekil 1,2).

3.2.2. Standart Mikrofasiyesler (SMF) ve Fasiyes Zonları (FZ).

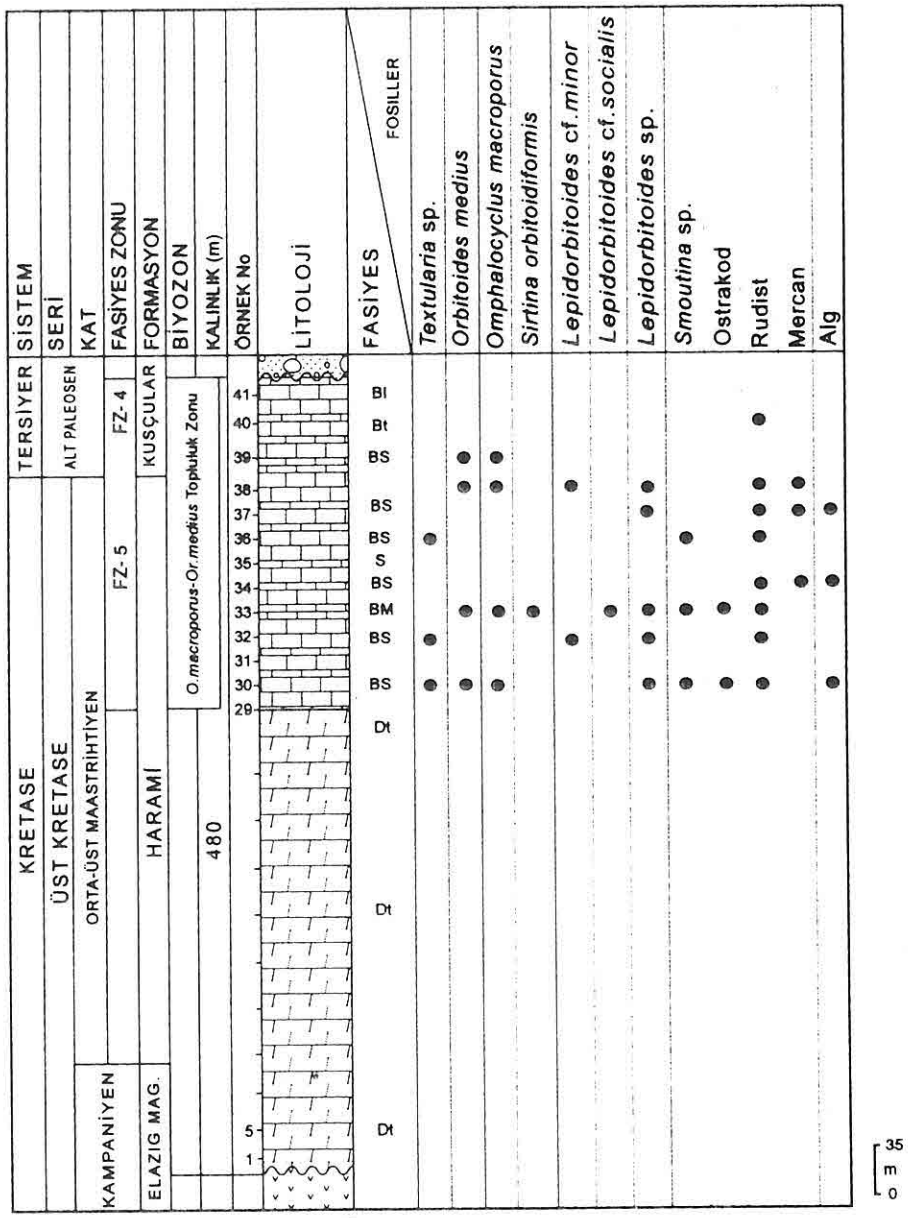
Formasyon alt seviyelerinde dolomitli kireçtaşı orta-üst seviyelerinde ise kireçtaşı ile temsil edilir (Şekil 3). Dunham (1962) kireçtaşı sınıflamasına göre; birimin orta kesimlerinde bentik foraminifer, rudist ve mercan içeren kireçtaşları beyazımsı-sarımsı renkli ve orta-kalın tabakalı olup, genellikle tanetaşı özelliğindedir (SMF-11). Üst seviyelerde yer alan kireçtaşları ise yine bentik foraminifer, rudist ve mercan içermekte



Şekil 2. Yedigöz ölçülmüş stratigrafi kesiti. BM: biyomikrit, IBS: intrabiyosparit, BS: biyosparit



Şekil 3. Tepeköy ölçülmüş stratigrafi kesiti, BM: biyomikrit, BS: biyosparit, S: sparit, Dt: dolomitli kireçtaşı

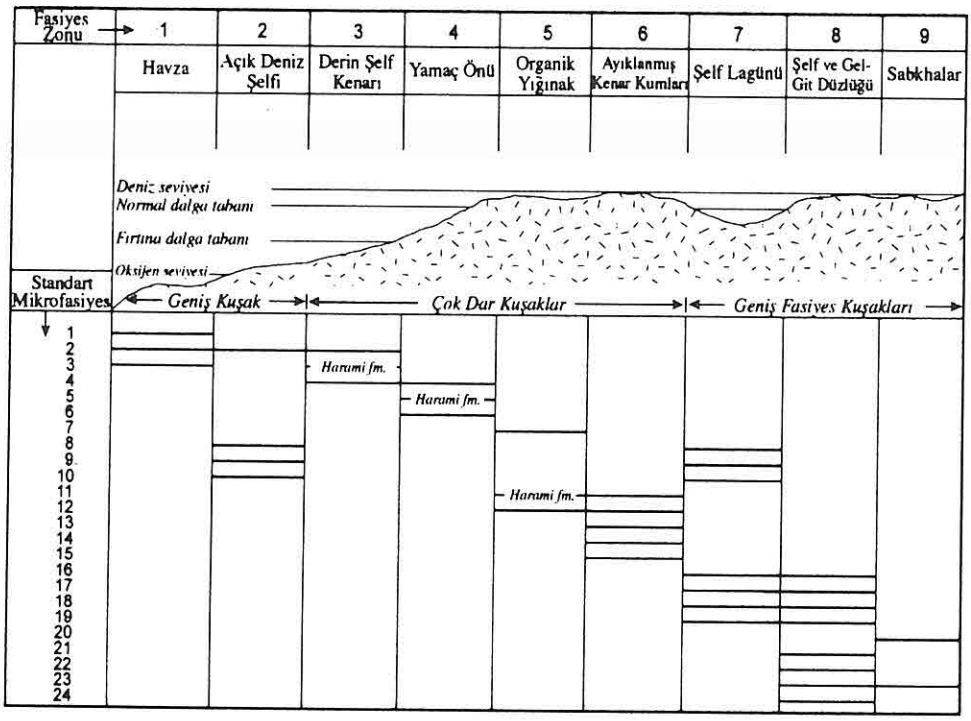


Şekil 4. Kuşsarayı ölçülmüş stratigrafi kesiti, Bl: biyolitit, Bt: biyoklastik tanetaşı, BM: biyomikrit, BS: biyosparit, Dt: dolomitli kireçtaşı, IBS: intrabiyosparit. O: Omphalocyclus, Or: Orbitoides

olup, (Dunham (1962) ve Folk (1962) kireçtaşı sınıflamalarına göre) biyomikrit ve biyosparitlerle (SMF-11) temsil edilmektedir. İstif bu ölçülü stratigrafi kesitinde organik yığınak fasiyes zonunu (FZ-5) karekterize etmektedir (Şekil 5).

3.3.1. Foraminifer İçeriği

Kireçtaşlarından derlenen örneklerde *Textularia* sp., *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Sirtina orbitidiformis* Brönnimann, *Lepidorbitoides minor*



Şekil 5. Harami Formasyonu'nun Wilson (1975) ve Flügel (1982) modellerine göre ortamsal konumu.

3.3. Kuşsarayı Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Elazığ'ın batısında Baskil-Kuşsarayı dolayında alınan kesitte Harami Formasyonu'nun kalınlığı 480 m olarak ölçülmüştür. 1/25.000 ölçekli Malatya L41a1 paftasında x: 69.40.000 ve y: 58.50.000'de başlar, x: 70.00.000 ve y: 58.90.000'de biter (Şekil 4).

(Schlumberger), *Lepidorbitoides* cf. *socialis* Leymerie, *Lepidorbitoides* sp., *Smoutina* sp. gibi bentik foraminiferler saptanmıştır (Levha 1, Şekil 3; Levha2; Şekil 1-4; Levha 3, Şekil 3,4). Birimde Orta-Üst Maastrihtiyen'i karakterize eden *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* Topluluk zonu belirlenmiştir

(Meriç ve Tansel,1987).

3.3.2. Standart Mikrofasiyesler (SMF) ve Fasiyes Zonları (FZ)

Burada formasyonun alt ve orta düzeylerini dolomitli kireçtaşları oluşturur (Levha 1, Şekil 2). Dolomitleri üzerleyen bentik foraminifer, rudist ve mercan içeren biyomikrit, biyosparit ve sparitlerle (SMF-11) temsil edilen istif, organik yığınak fasiyes zonunu (FZ-5) belirtir. Daha üst düzeylerde ise birim, biyoklastik tanetaşı (Levha1, Şekil 1) ve biyolitit (SMF-5) ile temsil edilmekte olup, yamaç önü fasiyes zonunu (FZ-4) karakterize eder (Şekil 5).

4. BİYOSTRATİGRAFİ

Tanım: *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) ve *Orbitoides medius* (d'Archiac)'un ilk birliktelikleri ile tanımlanır.

Zonu tanımlayan: Meriç ve Tansel,1987.

Kategorisi: Topluluk Zonu

Lokalite: Zonu simgeleyen fosil formlara sadece Kuşsarayı kesitindeki örneklerde rastlanmıştır.

Yaş konağı: Orta-Üst Maastrihtiyen.

Yaygın cins ve türler: *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Sirtina orbitidiformis* Brönnimann ve Wirz, *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), *Lepidorbitoides* cf. *socialis* Leymerie, *Lepidorbitoides* sp., *Smoutina* sp.

Karşılaştırma ve Yorum: Biyozon, Meriç ve Tansel (1987) tarafından Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde belirlenmiştir. Maastrihtiyen yaşlı bentik foraminiferleri içeren yüzleklerde sık rastlanan *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) ile *Orbitoides medius* (d'Archiac) tüm kıtalar üzerinde bulunuşuyla geniş bir paleocoğrafik yayılıma sahiptir. Farklı yayınlarda Üst Maastrihtiyen olarak belirlenen bu biyozonun (Neumann, 1958; Meriç,1965 ve 1967), planktik foraminiferlere göre ayırtlanan Orta Maastrihtiyen yaşlı *Gansserina gansseri* (Bolli, 1957; Tansel, 1980; Dizer ve Meriç, 1981; Robaszynski ve diğ., 1983) ve Üst Maastrihtiyen yaşlı *Abathomphalus mayaroensis* (Toker, 1980, Robaszynski ve diğ., 1983) zonlarına eşdeğer olduğu kesinlik kazanmıştır.

5. SONUÇLAR

Harami Formasyonu inceleme alanında değişik litolojiler sunmaktadır. Formasyonun tabanında yer alan konglomeralar alt seviyelerde köşeli çakıllardan oluşmakta ve yer yer ince, kırmızı renkli, merceksel kumtaşı arakatkıları içermektedir. Kaba taneli ve kalın tabakalı olan kumtaşları üste doğru dereceli olarak bol fosilli sarımsı-bej renkli kireçtaşlarına geçer. Çalışma alanında formasyonun alt-orta düzeylerinde dolomitler gözlenir. Formasyonun üst düzeylerini oluşturan kireçtaşları ise biyomikrit ve biyosparit özelliğindedir. Mikrofasiyes analizlerinden elde edilen sonuçlara göre Harami Formasyonu havza kenarı veya şelf kenarı, yamaç önü ve organik yığınak fasiyes zonları ile temsil edilmektedir.

Kireçtaşları içinde bentik ve planktik foraminiferler ile rudistlerden *Vaccinites loftusi* Woodward, *Sabina rtanjika* Pejovic, *Hippurites* cf. *variabilis* Munier-Chalmas, *Mitrocaprina* cf. *bulgarica* Tzankov, *Vaccinites ultimus* Milovanovic, *Pironaea* cf. *praeslavonica* Milovanovic-Sladic ile mercan, ostrakod ve alg belirlenmiştir. Bentik foraminiferler içinde tanımlanan Orta-Üst Maastrihtiyen'i karekterize eden *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* Topluluk Zonu ve rudist fauna kapsamına göre, Harami Formasyonu'nun yaşı Orta-Üst Maestrihtiyen olarak belirlenmiştir.

6. TEŞEKKÜR

Yazarlar petrografik tanımlanmalarda yardımcı olan Doç.Dr.İbrahim TÜRKMEN'e (Fırat Üniveristesi) ve Rudist'lerin tanımlamalarını yapan Prof.Dr.Sacit Özer'e (Dokuz Eylül Üniversitesi) teşekkür ederler.

7. KAYNAKLAR

Avşar, N., 1983. Elazığ yakın *kuzeybatısında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar. Doktora tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü (yayınlanmamış).*

Bingöl, A.F., 1984. Geology of the Elazığ area in the eastern Taurus region. In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), Geology of the Taurus Belt, 209-217.

Bolli, H. M., 1957. The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana and Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad. B.W:I:;United States National Museum Bulletin, 215, 51-60.

Dizer, A. ve Meriç, E., 1981. Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen biyostratigrafisi. M.T.A. Enstitüsü Dergisi, 95-96, 149-163.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, V.F. (ed.), Classification of carbonate rocks, American Associated Petroleum Geologists, Memoir-VI, 108-121.

Erdoğan, T., 1975. Gölbaşı yöresinin jeolojisi. TPAO Rapor No. 229 (Yayınlanmamış), Ankara.

Flügel, E., 1982. Microfacies analysis of limestone: (Translated by K. Christonsen) Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 633p.

Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, V.F. (ed.), Classification of carbonate rocks. American Associated Petroleum Geologists, Memoir-VI, 62-84.

İnceöz, M., 1994. Harput (Elazığ) yakın kuzeyi ve doğusunun jeolojik özellikleri. Doktora tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 112 s (yayınlanmamış).

İnceöz, M., 1996. Elazığ yakın kuzeyinde Harami Formasyonu'nun (Üst Maastrihtiyen) stratigrafisi ve çökelme ortamları. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 8, s (1), 130-136.

Meriç, E., 1965. Kahta-Nemrut dağı arasındaki bölgenin jeolojik ve paleontolojik etüdü. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, Cilt 30, No: 1-2, 55-107.

Meriç, E. 1967. Türkiye'deki bazı

Loftusiidae ve Orbitoididae'ler hakkında. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, Cilt 32, No:1-2, 1-58.

Meriç, E. 1986. Güneydoğu Anadolu Bölgesi Üst Kretase-Paleosen-Alt Eosen yaşlı çökellerin paleontolojik değerlendirilmesi ve biyostratigrafik verilerin sağlanması. 1-177, T.P.A.O. Arşivi, Rapor No:2193.

Meriç, E. ve Tansel, İ., 1987. Adıyaman (GD Anadolu) yöresinde Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius biyozonunun stratigrafik konumu. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 30-31, 43-46 s.

Neumann, M., 1958. Revision des Orbitoididés du Crétacé et de l'Eocéne en Aquitaine Occidentale. Mémoires de la Société Géologique de France, 83, 1-174.

Robaszynski, F., Caron, M., Gonzalez Donoso, J.M. and Wonders, A.A.H., 1983. Atlas of Late Cretaceous Globotruncaniids. Revue de Micropaléontologie, 26 (3-4), 145-305.

Özgen, N., 1992. Elazığ çevresinde yüzeyleyen Üst Maasrihtiyen-Paleosen yaşlı birimlerin paleontolojik incelemesi. Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 100 s. (yayınlanmamış)

Perinçek, D., 1979. The geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya area. Guide Book, Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını, 33 s.

Tansel, İ., 1980. Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi. Yerbilimleri, 5-6, 31-47, Ankara.

Toker, V., 1980. Haymana yöresi (GB Ankara) nannoplankton biyostratigrafisi. T.J:K: Bülteni, 23(2), 165-178.

Turan, M., 1993. Elazığ civarındaki bazı önemli tektonik yapılar ve bunların bölgenin jeolojik evrimindeki yeri. A.Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, 2-5 Eylüll 1991, Bildiriler, 177-199, Ankara.

Wilson, J. L., 1975. Carbonate facies in geological history. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, NewYork, 471 p.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | ARALIK DECEMBER | 2001 | SAYI NO 39 | ISSN 1019-1003

GÜNEYBATI KARADENİZ (KİLYOS-İSTANBUL BOĞAZI KUZEYİ-RİVA-DOMALI-KİLİMLİ VE AMASRA) GÜNCEL BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUĞU VE ÇÖKEL DAĞILIMI

Engin MERİÇ
İ. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye
Niyazi AVŞAR
Ç. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye
Mustafa ERYILMAZ
Mersin Ü., Silifke MYO, Mersin/Türkiye
Fulya YÜCESOY-ERYILMAZ
Mersin Ü., Çevre Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye

ÖZET: *Karadeniz okyanusal özellikli kapalı bir çökelme alanıdır. Okyanuslara özgü olan derinlik dağılımı; kıta düzü, kıta yamacı, kıta yamacı eteği ve derin deniz düzlükleri olmak üzere birbirinden çok belirgin bir şekilde ayrılmış makro morfolojik birimlere sahiptir. Karadeniz'in Ege Denizi ve Akdeniz ile olan bağlantısı İstanbul ve Çanakkale boğazları aracılığı ile olmaktadır.*

Batı Karadeniz'in değişik bölgelerindeki "Kilyos, İstanbul Boğazı kuzeyi, Riva, Domalı (İstanbul), Kilimli (Zonguldak) ve Amasra (Bartın)" yöreleri sığ deniz alanlarında bulunan güncel bentik foraminiferler üzerinde yapılan çalışmalar sonucunda bu bölgenin pek zengin sayılmayan bir foraminifer topluluğuna sahip olduğu anlaşılmıştır. Çalışılan alanda 11 familya, 10 altfamilya ve 22 cinse ait 40 tür tayin edilmiştir.

Güneybatı Karadeniz'in Türkiye kıyılarında dip çökelleri Sakarya Nehri, İstanbul Boğazı ve bölgeye su taşıyan pek çok çay ve derelerin denize taşıdığı maddelerin etkisi altındadır. Bu sularla birlikte taşınan karasal kökenli maddeler tane boylarına göre deniz içinde çökelir. Bu çökelmede akıntılar, dalgalar, karanın topoğrafik özellikleri ile denizaltı morfolojik yapısı, batimetri, kıyı şekilleri ve rüzgar durumu etken rol oynar. Çalışılan alanda yüzey çökelinin ana hakim birimi kum, silt, kil ve çamurdur. Bölgede yeralan diğer birimler çakıllı kum, siltli kum, çamurlu kum, kumlu silt, kumlu çamurlu silt ve kildir. Çakıllı çamurlu kum, silt ve kil çok dar bir alanda görülmektedir. Bölgede biyojenik malzeme olarak kavkı, kavkı kırıntıları, bitki artıkları vd. leri çökeller içinde yeralmaktadır. Güneybatı Karadeniz kıyılarında 30.00 m derinliğe kadar kavkılı kum,

daha derinlere doğru kumlu silt ve silt dip yapısını oluşturmaktadır. Çamur ise 50.00 m den derin bölgelerde görülmektedir. Siltli kil ve kil malzemesi ise genellikle 100.00 m den daha derin bölgelerde bulunmaktadır.

RECENT BENTHIC FORAMINIFERA AND SEDIMENT DISTRIBUTION OF SOUTHWESTERN BLACK SEA (KİLYOS-NORTH OF BOSPHORUS-RIVA-DOMALI-KİLİMLİ-AMASRA)

ABSTRACT: *The Black Sea is a close, deep sedimentation region. The Black Sea Basin can basically be divided into four distinct physiographic provinces; shelf, basin slope, basin apron and abyssal plain like a ocean. The Black Sea is connected to the Aegean Sea and Mediterranean via the Bosphorus and Dardanelles in the southwest.*

The result of the studies on recent benthic foraminifera from the shallow waters in the various regions of Western Black Sea "Kilyos, Northern Bosphorus, Riva, Domalı (Istanbul), Kilimli (Zonguldak) and Amasra (Bartın)", a few foraminiferal assemblage was pointed out. Lately, 40 species were described belonginig to 22 genera, 10 subfamilies and 11 families.

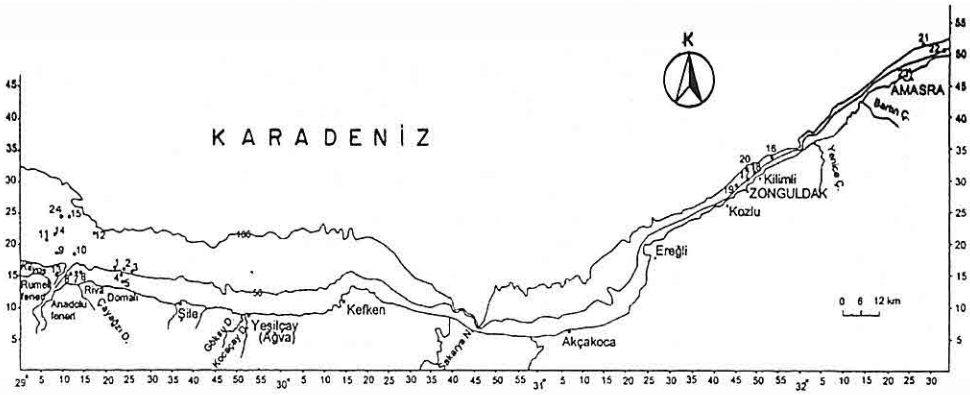
Sakarya River, Bosphorus and other small rivers carry different size materials from Southwest Black Sea. Distribution of grain size shows regional differences due to changes in the topographic, hydrodynamic, biologic and geological conditions. A wide variety of sediment types was obtained in working region. Especially sand, silt, clay and mud are mostly observed. According to relative proportions of gravel, sand, silt, clay and mud, the following sediments types are distinguished in the study area; gravelly sand, silty sand, mudy sand, sandy silt, sandy mud. Biogenic materials, shells, shells remains, plant particles are accumulated in sediments. Shelly sand materials form from beach until 30.00 meter depth. More than 100.00 meter depth, silty clay and clay are observed.

1. GİRİŞ

Batı Karadeniz'in değişik bölgelerindeki farklı derinliklerden derlenen 24 örnek üzerinde (Tablo 1) yapılan mikropaleontolojik çalışmalarda (Şekil 1) oldukça fakir denilebilecek bir bentik foraminifer topluluğu gözlenmiştir. Bunlar 11 familya, 10 altfamilya, 22 cins ve 40 tür ile temsil edilmektedir (Tablo 2). Değinilen bölgede ülkemizin sıcak ve tuzlu denizlerinden farklı olarak belirli cins ve türler yaşamını sürdürmektedir. Bu alanda sıcaklık ve tuzluluk gibi etkenler faunanın değişiminde önemli bir rol oynamaktadır. İstanbul Boğazı'ndaki dip ve yüzey sularının sıcaklık ve tuzluluk değerlerindeki farklılıklardan dolayı boğaz çıkışı alandaki akıntılar nedeni ile bentik foraminifer cins ve tür sayısında bir

Tablo 1. Batı Karadeniz'deki istasyonların mevki ile derinlik, enlem ve boylam ölçümleri.

İSTASYON	DERİNLİK (m)	ENLEM	BOYLAM	MEVKİ
1	55	41 15 39	29 21 30	DOMALİ
2	52	41 15 24	29 23 24	DOMALİ
3	51	41 15 12	29 25 05	DOMALİ
4	42	41 14 36	29 23 00	DOMALİ
5	·32	41 14 06	29 23 06	DOMALİ
6	44	41 15 18	29 13 36	RİVA
7	47	41 14 54	29 12 11	RİVA
8	46	41 15 05	29 11 54	RİVA
9	75	41 18 20	29 08 06	İST.BOĞAZI.KARAD.ÇIK.
10	63	41 18 09	29 12 09	İST.BOĞAZI.KARAD.ÇIK.
11	80	41 20 30	29 06 09	İST.BOĞAZI.KARAD.ÇIK.
12	72	41 18 08	29 13 45	İST.BOĞAZI.KARAD.ÇIK.
13	43	41 15 24	29 08 00	İST.BOĞAZI.KARAD.ÇIK.
14	78	41 21 12	29 07 57	İST.BOĞAZI.KARAD.ÇIK.
15	93	41 23 58	29 11 06	İST.BOĞAZI.KARAD.ÇIK.
16	63	41 32 12	31 53 30	KİLİMLİ
17	45	41 28 24	31 47 00	KİLİMLİ
18	65	41 30 51	31 50 20	KİLİMLİ
19	62	41 28 30	31 45 54	KİLİMLİ
20	71	41 31 06	31 48 56	KİLİMLİ
21	110	41 50 06	32 28 06	AMASRA
22	56	41 49 18	32 32 12	AMASRA
23	28	41 46 00	32 24 45	AMASRA
24	80	41 23 10	29 08 00	İST.BOĞAZI.KARAD.ÇIK.



Şekil 1. Mikropaleontolojik örnekleme noktaları yer bulduru haritası.

çeşitlilik mevcut ise de, birey sayısında büyük bir azalma baskındır. Bu nedenle, İstanbul Boğazı'nın Karadeniz bağlantı kesiminde Akdeniz kökenli bentik

foraminiferler kısmi bir etkinlik sunarsa da, bu durum yalnızca belli noktalar için geçerlidir (Tablo 2). Özellikle Amasra-Kilyos arası alanda Karadeniz bentik foraminifer topluluğu az sayıdaki cins ve tür çeşitliliği açısından belirgin bir özellik gösterir (Tablo 2).

Batı Karadeniz kıyı alanlarının bentik foraminiferleri Batı-Kuzey-Doğu Karadeniz topluluğuna büyük bir benzerlik gösterir (Yanko ve Troitskaja, 1987; Yanko, 1990). Bu bölgelerde saptanmış olan bentik foraminifer cins ve türlerinin yalnızca bir bölümüne çalışılan

Tablo 2. Foraminifer cins ve türlerinin istasyonlara göre dağılımı.

FORAMİNİFERLER (FORAMINIFERA)	İSTASYONLAR (STATIONS)																							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Discammina compressa											★			★										
Spiroplectinella sagittula							★				★			★										
Eggerelloides scabrus																		★					★	★
Textularia bocki											★	★		★										
Textularia truncata											★			★										
Adelosina cliarensis											★													
Adelosina mediterranensis				★							★				★									
Adelosina pulchella											★	★												
Spiroloculina angulosa											★													
Spiroloculina depressa											★			★										
Spiroloculina ornata											★													
Siphonaperta aspera											★													
Cycloforina contorta											★			★										
Lachlanella undulata														★										
Massilina gualtieriana			★		★			★																
Massilina secans			★	★	★		★	★																
Quinqueloculina bidentata											★			★	★									
Quinqueloculina jugosa											★													
Quinqueloculina laevigata							★				★				★									
Quinqueloculina lamarckiana											★			★	★									
Quinqueloculina seminula	★	★		★	★	★	★	★		★	★	★		★	★					★				★
Miliolinella subrotunda											★	★		★										
Pyrgo elongata										★	★	★		★	★									★
Pyrgo inornata											★	★		★	★									
Triloculina marioni							★			★	★	★		★	★									★
Polymorphina sp.							★			★	★	★		★	★			★		★				
Rosalina bradyi																★								
Rosalina floridensis											★	★		★										
Rosalina globularis										★	★	★		★										
Cibicides advenum		★								★		★			★									
Lobatula lobatula	★	★	★	★			★	★		★	★	★	★	★	★									★
Ammonia compacta	★	★	★	★	★	★	★	★			★	★	★	★	★	★	★	★			★	★	★	★
Ammonia parasavica	★	★	★	★	★								★					★		★				★
Ammonia parkinsoniana	★	★		★	★	★		★				★	★	★		★		★					★	★
Ammonia tepida	★	★	★		★	★						★						★		★	★		★	★
Cribroelphidium poeyanum	★	★				★		★					★							★				
Porosononion subgranosum	★	★		★				★					★							★				
Elphidium aculeatum		★										★												
Elphidium crispum	★	★	★	★	★	★	★	★		★	★	★		★	★		★							★
Elphidium macellum	★																							★
Elphidium ponticum	★																							

kıyı alanlarında rastlanılmıştır.

Güncel foraminiferler için Kara Deniz'de en derin yaşam ortamı 220.00 m dir. Tuzluluk ise %o 1 ile 26 arasında değişmektedir. Yine, Karadeniz çevresindeki delta, lagün, iç şelf ve açık şelflerde bulunan tür sayısı en yüksek değer olarak 104'e ulaşmıştır. Buna karşın tipik olarak deltalardaki en az tür sayısı ise 4'dür. Bu alanlarda saptanan tuzluluk değerleri de %1 ile 5 arasında değişmektedir (Yanko, 1990). Yeşilçay (Ağva Çayı) deltasında da 5 cins ve 5 türün gözlenmesi bu fikri destekleyici özelliktedir (Meriç vd., 2000). Fakat, Yanko (1990) tarafından belirtildiği üzere İstanbul Boğazı kuzey alanlarında %o 26'ya ulaşan tuzluluk değerleri saptanmış olup, bölgedeki Akdeniz foraminifer faunasına ait tür sayısı 79'dur. Buna karşın tarafımızca yapılan çalışmada saptanan sayı 30 kadardır. Buda, yörede Akdeniz etkinliğinin denildiği kadar baskın olmadığını ortaya koymaktadır.

İstanbul Boğazı girişinden başlayarak doğuya doğru Kefken sahil şeridi, Ereğli, Bartın, Zonguldak ve Amasra bölgelerini kapsayan inceleme alanı "Güneybatı Karadeniz" olarak tanımlanmıştır (Şekil 1). Bölgede sıcaklık ve tuzluluk parametrelerinin yüzey dağılımında yerel olarak büyük farklılıklar gözlenmez. Düşey profillerinde ise sıcaklık ve tuzluluk parametreleri üç farklı tabaka şeklindedir. Karadeniz'in güney kıyılarında kıta sahanlığı daralmakta ve pasifik tipi dik kıyılar gözlenmektedir. Kıta sahanlığı derinliği ortalama 90.00-100.00 m civarındadır ve bölgenin güneybatı kıyılarında derin denizaltı vadileri oluşmuştur. Çalışılan alanda kuzey, kuzeydoğu ve güneybatı rüzgarları hakimdir. Bu rüzgarların etkisi ile saat yelkovanı yönünün tersinde siklonik yüzey akıntıları oluşmaktadır. Karadeniz'de su seviyesi bahar aylarında 20.00-30.00 cm'ye kadar yükselme göstermekte, gel-git olayları bu alanda önemli bir yer tutmamakta, en fazla ± 10.00 cm limitleri içerisinde değişmektedir (Rapor, 1 ve 2, 1995).

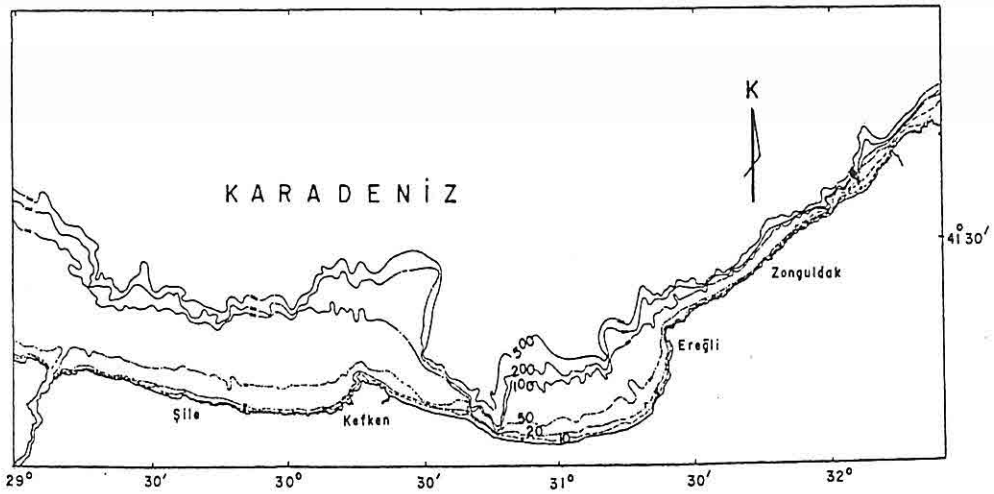
2. DENİZ DİBİ MORFOLOJİK YAPISI

Karadeniz'de genel olarak, kıta düzlüğü alanı 90.00-100.00 m su derinliğinde son bulur. Güneybatı Karadeniz kıyılarında, bu alan Kuzey Karadeniz'e göre daha dardır. Kıyıdaki genç dağların denize paralel uzanması nedeniyle şelf alanı da dardır. Kıta düzlüğü alanında görülen derin denizaltı vadileri ve kanyonlar, bölgedeki engebeleri oluşturmaktadır. Bu vadilerden İstanbul Boğazı kıta düzlüğü, dış kenarında 70.00-80.00 m derinlikte bir vadi özelliğindedir ve derin deniz düzlüğüne kadar izlenebilir. En karakteristik kanyonlar Sakarya ve Filyos kanyonlarıdır. Sakarya Kanyonu kıta düzlüğü yüzeyi içinde 250.00 m kadar gömülmüş olup, derine doğru genişleyerek devam eder ve 1.500-2.000 m ye kadar izlenir. Güneybatı Karadeniz kıyıları, karadaki platoların kuzey kenarında oldukça sarp ve düzgün falezlerden oluşmuş aşınım kıyılarıdır. Sarp kıyılar arasında yer yer yeni birikim

şekilleri olan küçük kıyı ovalarına rastlanılmaktadır. Kıyı boyunca görülen küçük koylar dışında kıyılar, döküntü kayalıklarla kaplıdır. Bu koylardan başlıcaları Şile, Yeşilçay (Ağva) ve Kefken koyları olarak belirtilebilir (Tr-111, 1974; Tr-112, 1979; Tr-113, 1970) (Şekil 2).

(Nisan) 7.00-8.27°C, yazın (Ağustos) 7.03-8.44°C, sonbaharda (Eylül) 7.38-8.25°C ve kışın (Ocak) 7.40-7.96°C arasında değiştiği görülmektedir (Rapor, 1 ve 2, 1995) (Şekil 3).

Güneybatı Karadeniz'de genel olarak her mevsimde yüzey tuzluluğu ile dip tuzluluğu arasındaki fark ortalama 3-5

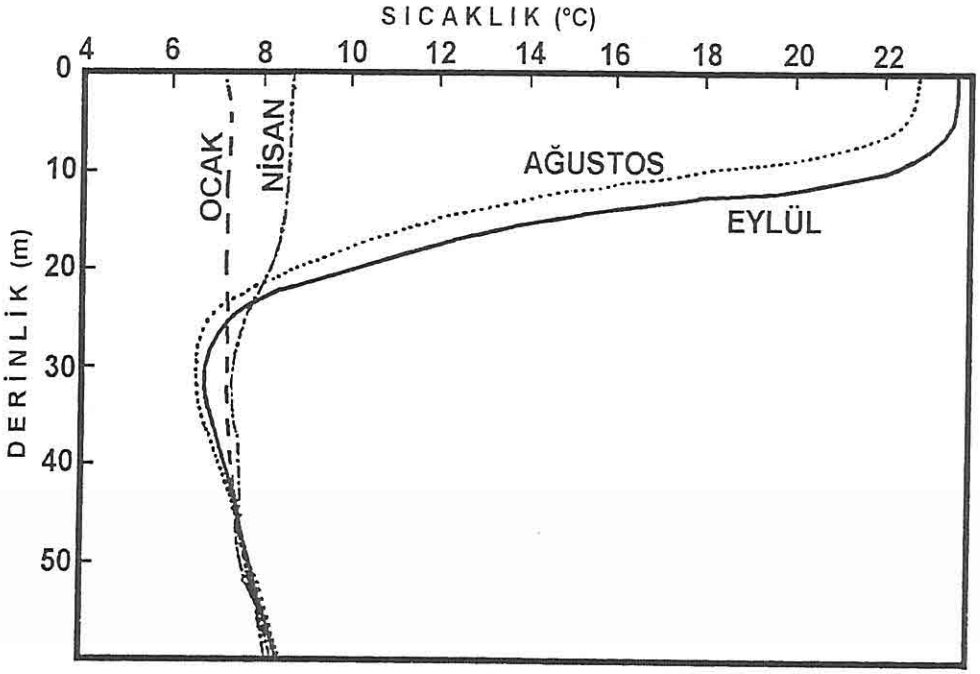


Şekil 2. Güneybatı Karadeniz batimetri haritası.

3. SICAKLIK VE TUZLULUK

Güneybatı Karadeniz'de dip suyu sıcaklığının her mevsimde 8.5-9.0°C civarında olmasına karşın yüzey suyu sıcaklıkları mevsimlere göre değişiklikler göstermektedir. Yine, 75.00 m su derinliği civarında her mevsimde 7.0-7.5° C'lik bir soğuk ara suyu görülmektedir (Şekil 3).Yüzey suyu sıcaklıkları ilkbaharda (Nisan) 7.76-9.69° C, yazın (Ağustos) 22.16-23.45°C; sonbaharda (Eylül) 22.31-25.22°C ve kışın (Ocak) 6.23-8.08°C arasında değişirken, 100.00 m su derinliğindeki sıcaklıkların ilkbaharda

civarındadır. Ancak, İstanbul Boğazı'ndan Karadeniz'e giren ve boğaz çıkışından kuzeybatıya yönelen Akdeniz suyunun yayıldığı bölgelerde bu fark ‰ 20 ye ulaşmaktadır. Akdeniz suyunun içerisindeki tabaka kalınlığı boğazdan kuzeye doğru gittikçe artmaktadır. Bölgede mevsimsel en düşük ortalama ve en yüksek tuzlulukların derinliğe göre değişimleri ile ortalama tuzlulukların mevsimlere göre derinliğe bağlı olarak değişimleri ise Şekil 4'de verilmiştir. Yüzeyden dibe doğru tuzluluğun yavaş yavaş arttığı görülmektedir. Ortalama



Şekil 3. Güneybatı Karadeniz ortalama sıcaklıkları (Rapor 1 ve 2, 1995).

tuzluluk ilkbaharda (Nisan) yüzeyde ‰ 17.43 , 150.00 m de ‰ 9.99 , yazın (Ağustos) yüzeyde ‰ 17.99, 150.00 m de ‰ 20.91, sonbaharda (Eylül) yüzeyde ‰ 18.36, 150.00 m de ‰ 21.53 ve kış mevsiminde (Ocak) yüzeyde ‰ 17.52, 150.00 m de ‰ 20.33'dür (Rapor, 1 ve 2, 1995) (Şekil 4).

4. DENİZ DİBİ ÇÖKELLERİNİN DAĞILIMI

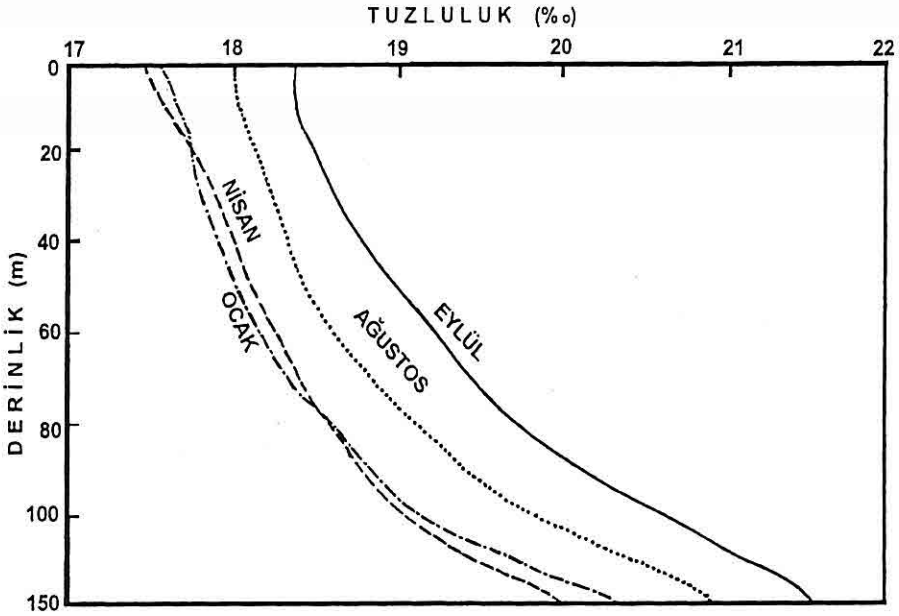
Malzeme ve yöntem

Çalışmada Aralık 1999 tarihine kadar güneybatı Karadeniz'den orange-peel ve snapper cinsi grap aletleri kullanılarak deniz tabanı yüzeyinden alınan 428 adet çökel örneği kullanılmıştır.

Zeminin cinsi ve tane büyüklüklerini belirlemek için alınan yüzey örnekleri elek ve ıslak analize tabi tutulmuştur (Folk, 1974). Her örnek için çakıl, silt ve kil yüzdeleri saptanarak Folk (1974) üçgen diyagramında sınıflandırılmıştır. Elde edilen verilerle % çakıl-kum, % silt ve % kil haritaları hazırlanmıştır. Bu haritalar ile çalışma sahasının batimetri haritası birlikte değerlendirilerek bölgenin tane boyutlarına göre çökel dağılım haritası elde edilmiştir (Şekil 5).

Bölgenin çökel dağılımı

Güneybatı Karadeniz'in Türkiye kıyılarında dip çökelleri Sakarya Nehri, İstanbul Boğazı ve bölgeye su taşıyan pek çok çay ile derelerin denize taşıdığı maddelerin etkisi altındadır. Bu sularla

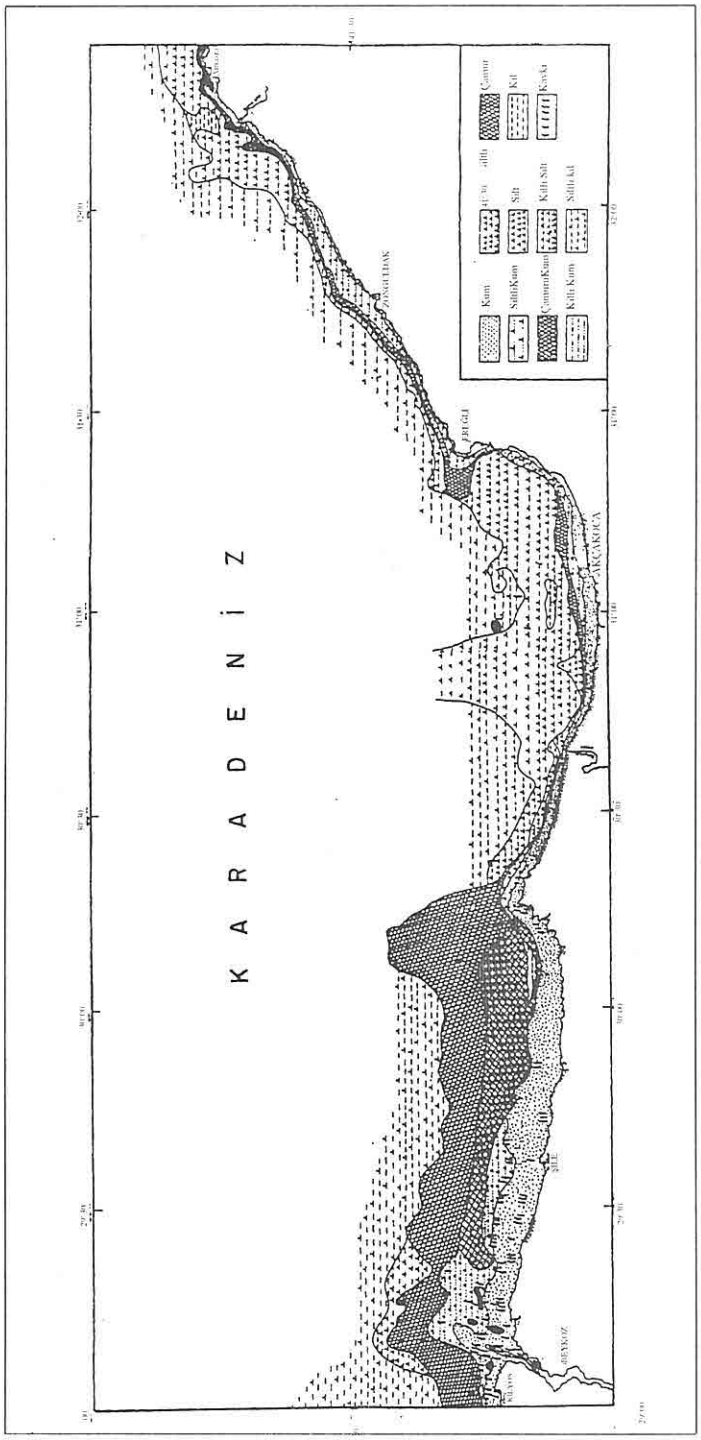


Şekil 4. Güneybatı Karadeniz ortalama tuzluluk değerleri (Rapor 1 ve 2, 1995).

birlikte taşınan karasal kökenli maddeler tane boylarına göre deniz içinde çökelir. Çökelme sırasında akıntılar, dalgalar, karanın topoğrafik özellikleri ile denizaltı morfolojik yapısı, batimetri, kıyı şekilleri ve rüzgar durumu önemli rol oynar. Karadan taşınan ve dalgalarla kıyılardan koparılan malzeme denizin dinamik hareketleriyle deniz içinde tekrar aşınmaya uğrayarak giderek küçülür. Gelgit nedeniyle oluşan su düzeyi değişiminin az olduğu Batı Karadeniz kıyılarında, kıyıdan açığa doğru çökel tane boylarının küçüldüğü görülür.

Karadeniz'de 200.00 m nin altındaki su tabakalarının çözünmüş hidrojen sülfür (H_2S) içermesi nedeniyle 200.00 m den derin olan dip alanlarında karasal kökenli malzemelerin yanında anaerobik bakterilerin meydana getirdiği sülfatlı bileşikler ve sapropeller yeralır (Yücesoy, 1991; Yücesoy ve Ergin, 1992; Yücesoy-Eryılmaz ve Eryılmaz, 1995 a ve b; Eryılmaz, 1995 ve 1998).

Hazırlanan 1: 100.000 ölçekli tane boyuna göre çökel dağılımı haritası incelendiğinde, sahanın çökel dağılımının karmaşık bir yapı gösterdiği ortaya çıkar. Bölgenin çökel dağılımında (Şekil 5) dört ana birim görülmektedir. Bu dört ana birim kumlu, siltli, killi ve çamurlu birimlerden oluşmaktadır. Kumlu birimler; kum, siltli kum, çamurlu kum ve killi kum'dan ibaret iken, siltli birimler; silt, kumlu silt ve killi silt'den ibarettir. Killi birimler ise kil ve siltli kil'dir. Çamurlu birim, sadece çamurdan ibarettir. Diğer birimler ise çakıl, kumlu çakıl,


K A R A D E N İ Z
Kum
SiltliKum
ÇamurKum
Kil
Silt
Kil
Çamur
Kil
Kireç
Çamur
Silt
Kil
Silt
Kil
Silt
Kil
Kil
Silt
Kil
Kil
Kum
Kil
Silt
Kil
Kil
Kum
Kil
Silt
Kil
Kil
Kum

çakıllı kumdur. Ancak bu birimlerden çakıl, kumlu çakıl, çakıllı kum ve çakıllı çamurlu kum kıyıda çok sınırlı alanlarda ince bir bant şeklinde yeraldığı için bu haritada gösterimi mümkün olmamıştır. Bunlar haritada kum alanı içine dahil edilmiştir. Bölgede biyojenik malzeme olarak kavkı, kavkı kırıntıları, çeşitli bitki artıkları ve organik kalıntılar çökel içinde yer almaktadır. Bu tür malzeme genellikle sınırlı bir alanda, su derinliğinin fazla olmadığı, ışığın ulaşabildiği, oksijenin bulunduğu ve kıyıya yakın deniz alanlarında yer almaktadır (Eryılmaz, 1995 ve 1998) (Şekil 5).

Güneybatı Karadeniz'in çökel dağılımı, köken olarak litojenik girdi ağırlıktadır ve genelde kohezyonlu malzeme baskındır. Ancak, yüksek enerjili (dalga, akıntı vd.) deniz alanı olan kıyı bölgeleri ile boğaz girişinde genel olarak kırıntılı ve kohezyonsuz malzeme yer almaktadır. Genelde kaba taneli ve kırıntılı kohezyonsuz malzeme yüksek enerjili kıyı kesiminde gözlenirken, ince taneli ve kohezyonlu malzeme derin deniz alanlarında depolanmaktadır (Oktay vd., 1994 a ve b, 1998; Eryılmaz ve Yücesoy-Eryılmaz, 1997).

Bölgenin çökel dağılımında kıyıdan açığa doğru tane boyutu küçülmektedir. Birimler kum boyutundan silt boyutuna doğru su derinliği arttıkça birbirleri ile yanal geçiş yapar. Kumlu birimlerin varlığı gözlenir ise de, sahil şeridinde çok dar olarak siltli kum bulunmaktadır. Bu birim genellikle kıyıda dar bir bant halinde ve kıyıya paralel olarak yer alır. Kıyı kenar çizgisi ile yaklaşık birkaç m su derinliğine kadar olan çok dar bir şeritte yer yer çakıl, kumlu çakıl ve çakıllı kum birimleri bulunur. Genellikle dağlık bölgelerin dik yamaçlar ile denize doğru indiği sahil şeridinde denizin aşındırmasından dolayı yer yer blok şeklinde kayalıklar da görülür. Yine, benzer şekilde yüksek kıyıların bulunduğu sahil şeridinde de kayalık bölgelerle, kumların üzerinde blok şeklinde döküntüler yer alır. Kumlu birimler 10.00-15.00 m su derinliğine kadar devam ettikten sonra yanal olarak kumlu silt ve kumlu çamur birimlerine geçiş yapar. Bu birimler genellikle 25.00-30.00 m derinliğe kadar devam eder. Bu derinlikten itibaren genelde deniz tabanı çamur ile kaplıdır. Ancak, su derinliğinin 200.00 m den fazla olduğu dar bir alanda kil birimi görülmektedir (Eryılmaz, 1995 ve 1998; Rapor 1 ve 2, 1995).

İstanbul Boğazı ile Zonguldak ve Ereğli arasında dar bir kıta düzlüğü sahası görülmektedir. Buradaki kıyılar kumsal şeklinde olup, açığa doğru tane boyutlarında küçülme hakimdir. Bu bölgede kumsal alan 0.5-2.0 mil genişliğindedir. 20.00 m su derinliğine kadar yayılım gösteren kumsal sahadan sonra dar bir şerit halinde siltli kum, kumlu silt ve kumlu çamur yayılımı görülür. 20.00-50.00 m derinlikte yer alan değişimin ardından çamurdan ibaret olan dip örtüsü bulunur (Eryılmaz vd., 2000). Çamurlar Batı Karadeniz'in tüm çanağını kaplar. Ayrıca, Sakarya Nehri'nin bu bölgeye karasal kökenli bol miktarda malzeme getirmesi nedeniyle kırıntılı malzeme için uygun bir depolanma ortamı

oluşmaktadır (Yücesoy, 1991; Yücesoy ve Ergin, 1992; Yücesoy-Eryılmaz ve Eryılmaz, 1995 a ve b; Eryılmaz, 1995 ve 1998).

Ereğli ile Amasra arasındaki kıyı bölgesinde, kıyıya paralel uzanan dağların eğimine uygun olarak deniz içinde de topoğrafik eğim artar. Kıyılar yalıyar şeklinde olup, genellikle kayalıktır. Kumsal alanlar küçük koylarda ve bunların denize uzantılarında görülür. Genelde 20.00 m derinliğe kadar deniz dibinde yine kum zemin yer almaktadır. Ancak, bu kesimde kum şeridinin genişliği birkaç yüz metreyi geçmez. Artan derinlik ile birlikte kumlu silt ve çamura geçilir. 20.00-30.00 m ler arası dar bir bant halinde kumlu silt, 30.00-50.00 m ler arasıda yine dar bir bant halinde, kıyı çizgisine ve batimetrik yapıya çok az paralel şekilde devam eden çamur birimi bulunur. 50.00 m den sonra 100.00 m su derinliğine kadar killi silt birimi görülür. Bu alanda 100.00 m su derinliği kıyıya birkaç mil mesafededir. Deniz dibi eğimi 100.00 m den sonra daha da artarak 2.000 m nin üzerinde bir değere ulaşır. 100.00-500.00 m su derinliği arasında ise geniş alanlarda siltli kil birimi depolanır. Bu kesimdeki yamaçlarda, çamurların eğim aşağıya yuvarlanmasıyla ince, fakat sert killi bir zemin oluşmuştur. Karadeniz'de geniş alanlar kaplayan derin deniz düzlükleri çamur ve kil malzemesi ile kaplı bulunmaktadır.

5. GÜNCEL BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUĞU

İncelenen 24 örnekte 11 familya, 10 alt familya, 22 cins ve 40 tür saptanmıştır. Foraminifer cins ve tür tanımlarında Loeblich ve Tappan, 1988;Yanko ve Troitskaja, 1987; Meriç ve Sakınç, 1990; Cimerman ve Langer, 1991; Hottinger vd., 1993; Sgarella ve Moncharmont-Zei, 1993; Loeblich ve Tappan, 1994; Avşar ve Meriç, 1996, 2001; Avşar, 1997; Meriç ve Avşar, 1997, 2000; Avşar ve Ergin, 1998; Meriç vd., 1995, 1996, 1998, 1999, 2000, 2001, Nazik vd., 1999; Avşar vd., 2001 gibi çalışmalardan yararlanılmıştır. Kilyos-Amasra arası alanda *Discammina compressa* (Goes), *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny), *Eggerelloides scabrus* (Williamson), *Textularia bocki* Höglund, *T. truncata* Höglund, *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland), *A. mediterranensis* (le Calvez J. ve Y.), *A. pulchella* d'Orbigny, *Spiroloculina angulosa* Terquem, *S. depressa* d'Orbigny, *S. ornata* d'Orbigny, *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny), *Cycloforina contorta* (d'Orbigny), *Lachlanella undulata* (d'Orbigny), *Massilina gualtieriana* (d'Orbigny), *M. secans* (d'Orbigny), *Quinqueloculina bidentata* d'Orbigny, *Q. jugosa* Cushman, *Q. laevigata* d'Orbigny, *Q. lamarckiana* d'Orbigny, *Q. seminula* (Linné), *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *Pyrgo elongata* (d'Orbigny), *P. inornata* (d'Orbigny), *Triloculina marioni* Schlumberger, *Polymorphina* sp., *Rosalina bradyi* Cushman, *R. floridensis* (Cushman), *R. globularis* d'Orbigny, *Cibicides advenum* (d'Orbigny), *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Ammonia compacta* Hofker, *A. parasovica*

Stshedrina ve Mayer, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), *A. tepida* Cushman, *Cribroelphidium poeyanum* (d'Orbigny), *Porosononion subgranosum* (Egger), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linné), *E. macellum* (Fichtel ve Moll), *E. ponticum* Dolgopolskaya ve Pauli gibi cins ve türler bulunmuştur (Tablo 2) (Levha 1-6).

6. FORAMİNİFERLERİN SİSTEMATİK DİZİNİ

Bu araştırmada Batı Karadeniz sığ denizel alanlarında rastlanilan bentik foraminiferlerin sistematik dizini Loeblich ve Tappan (1988)'ın sistematiği esas alınarak aşağıdaki düzende belirtilmiştir.

Familya Discamminidae Mikhalevich, 1980

Cins *Discammina* Lacroix, 1932

Discammina compressa (Goes)

Familya Spiroplectamminidae Cushman, 1927

Altfamilya Spiroplectammininae Cushman, 1927

Cins *Spiroplectinella* Kisel'man, 1972

Spiroplectinella sagittula (d'Orbigny)

Familya Eggerellidae Cushman, 1937

Altfamilya Eggerellinae Cushman, 1937

Cins *Eggerelloides* Haynes, 1973

Eggerelloides scabrus (Williamason)

Familya Textulariidae Ehrenberg, 1838

Altfamilya Textulariinae Ehrenberg, 1838

Cins *Textularia* Defrance, 1824

Textularia bocki Höglund

Textularia truncata Höglund

Familya Spiroloculinidae Wiesner, 1920

Cins *Adelosina* d'Orbigny, 1826

Adelosina cliarensis (Heron-Allen ve Earland)

Adelosina mediterranensis (le Calvez J. ve Y.)

Adelosina pulchella d'Orbigny

Cins *Spiroloculina* d'Orbigny, 1826

Spiroloculina angulosa Terquem

Spiroloculina depressa d'Orbigny

Spiroloculina ornata d'Orbigny

Familya Hauerinidae Schwager, 1876

Altfamilya Siphonapertinae Saidova, 1975

Cins *Siphonaperta* Vella, 1957

Siphonaperta aspera (d'Orbigny)

Altfamilya Haueríninae Schwager, 1876

Cins *Cycloforina* Luczkowska, 1972

Cycloforina contorta (d'Orbigny)

Cins *Lachlanella* Vella, 1957

Lachlanella undulata (d'Orbigny)

Cins *Massilina* Schlumberger, 1893

Massilina gualtieriana (d'Orbigny)

Massilina secans (d'Orbigny)

Cins *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826

Quinqueloculina bidentata d'Orbigny

Quinqueloculina jugosa Cushman

Quinqueloculina laevigata d'Orbigny

Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny

Quinqueloculina seminula (Linné)

Altfamilya Miliolinellinae Vella, 1957

Cins *Miliolinella* Wiesner, 1931

Miliolinella subrotunda (Montagu)

Cins *Pyrgo* Defrance, 1824

Pyrgo elongata (d'Orbigny)

Pyrgo inornata (d'Orbigny)

Cins *Triloculina* d'Orbigny, 1826

Triloculina marioni Schlumberger

Familya Polymorphinidae d'Orbigny, 1839

Altfamilya Polymorphininae d'Orbigny, 1839

Cins *Polymorphina* d'Orbigny

Polymorphina sp.

Familya Rosalinidae Reiss, 1963

Cins *Rosalina* d'Orbigny, 1826

Rosalina bradyi Cushman

Rosalina floridensis (Cushman)

Rosalina globularis d'Orbigny

Rosalina sp.

Familya Cibicididae Cushman, 1927

Altfamilya Cibicidinae Cushman, 1927

Cins *Cibicides* de Montfort, 1808

Cibicides advenum (d'Orbigny)

Cins *Lobatula* Fleming, 1828

Lobatula lobatula (Walker ve Jacob)

Familya Rotaliidae Ehrenberg, 1839

Altfamilya Ammoniinae Saidova, 1981

Cins *Ammonia* Brünnich, 1772

Ammonia compacta Hofker

Ammonia parasovica Stshedrina ve Mayer

Ammonia parkinsoniana (d'Orbigny)

Ammonia tepida Cushman

Familya Elphidiidae Galloway, 1933

Altfamilya Elphidiinae Galloway, 1933

Cins *Cribroelphidium* Cushman, 1948

Cribroelphidium poeyanum (d'Orbigny)

Cins *Porosononion* Putrya, 1956

Porosononion subgranosum (Egger)

Cins *Elphidium* de Montfort, 1808

Elphidium aculeatum (d'Orbigny)

Elphidium crispum (Linné)

Elphidium macellum (Fichtel ve Moll)

Elphidium ponticum Dolgopolskaya ve Pauli

7. SONUÇLAR

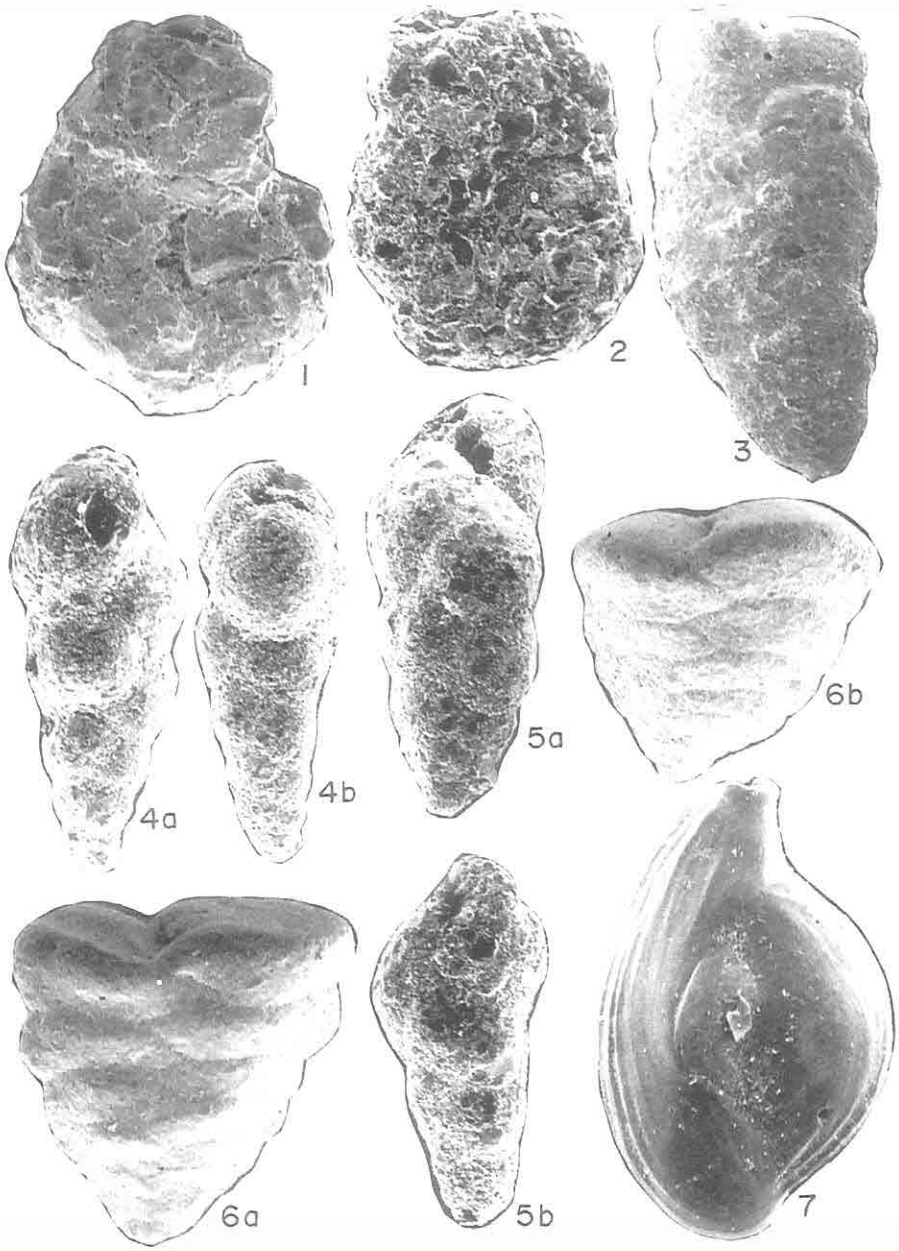
Batı Karadeniz kıyı alanlarında gözlenen bentik foraminifer çeşitliliği çok fakirdir. Toplulukta Akdeniz etkinliği yalnızca İstanbul Boğazı'nın kuzey alanlarında gözlenir. Bu alandaki dip ve yüzey suyundaki çift yönlü akıntı nedeni ile, İstanbul Boğazı'nın Karadeniz bağlantısında Akdeniz bentik foraminiferleri cins ve tür olarak kısmı bir etkinlik sunarsa da, bu durum yalnızca belli noktalar için geçerli olup birey sayısı çok azdır. Gerek boğazın batısında Kilyos ve gerekse doğusunda kalan alanlarda Riva-Domalı-Kilimli-Amasra arasında Karadeniz topluluğu az sayıda cins ile tür ve buna karşın çok sayıdaki fert toplulukları ile karakteristikdir.

Güneybatı Karadeniz güncel çökel topluluğu incelendiğinde deniz tabanının heterojen bir yapı gösterdiği anlaşılmaktadır. Çökel dağılım haritasında da görüldüğü gibi bölgedeki baskın birim kum, silt, kil ve çamurdur. Bölgede yer alan diğer birimler çakıllı kum, siltli kum, çamurlu kum, kumlu silt, kumlu çamur, silt ve kildir. Çakıllı çamurlu kum, silt ve kil çok dar bir alanda görülmektedir. Bölgede biyojenik malzeme olarak kavkı, kavkı kırıntıları, bitki artıkları, organizma kalıntıları vb. çökeller içinde yer almaktadır. Ancak, bunlar son derece

LEVHA 1

1. *Discammina compressa* (Goes). Dış görünüm, x 130; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
2. *Discammina compressa* (Goes). Dış görünüm, x 95; İstasyon 14, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
3. *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 100; İstasyon 7, Riva.
4. *Eggerelloides scabrus* (Williamson). Dış görünüm; x 90; İstasyon 23, Amasra.
5. *Eggerelloides scabrus* (Williamson). Dış görünümler; a, x 120; b, x 100; İstasyon 24, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
6. *Textularia truncata* Höglund. Dış görünümler; a ve b, x 100; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
7. *Adelosina mediterranensis* (le Calvez J. ve Y.). Dış görünüm, x 150; İstasyon 4,Domalı.

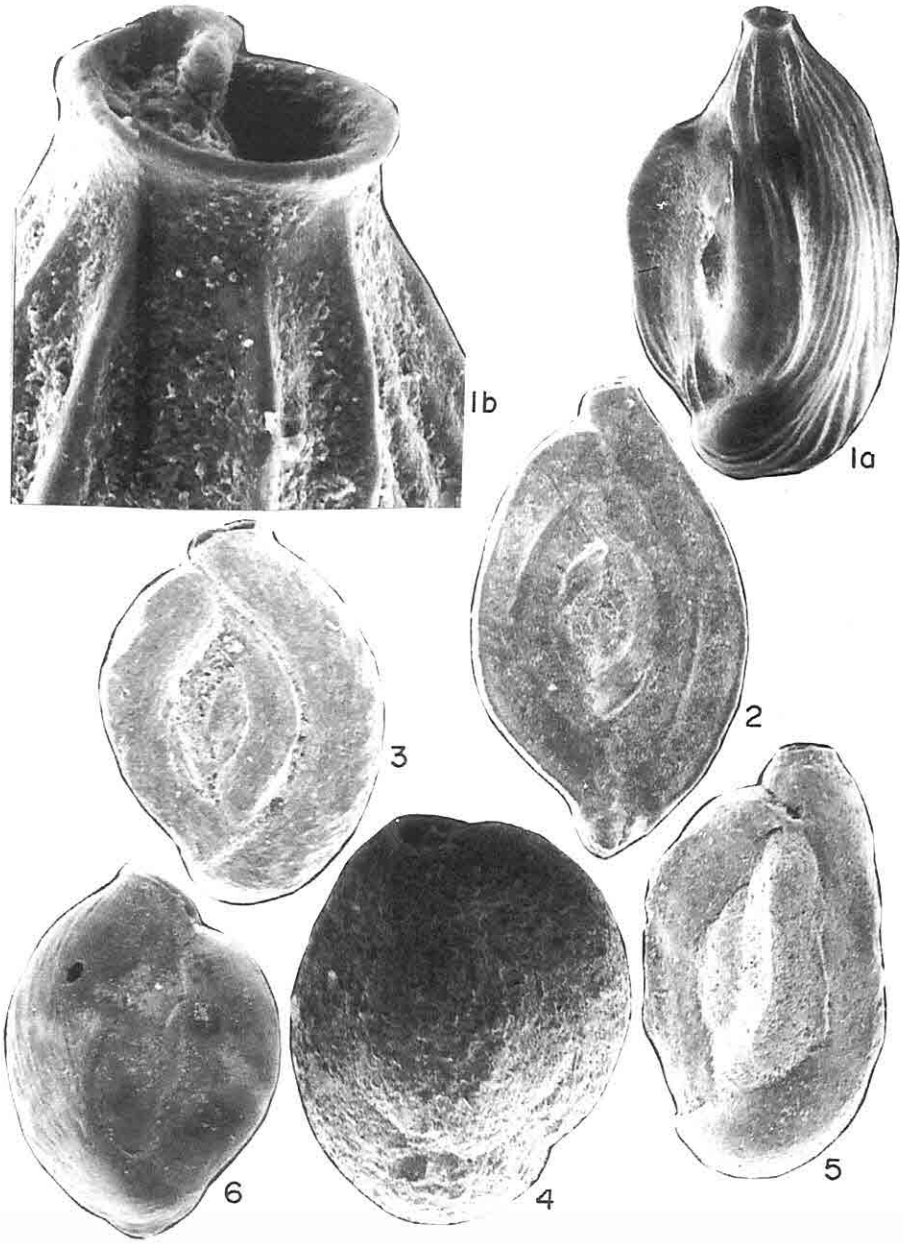
LEVHA 1



LEVHA 2

1. *Adelosina pulchella* d'Orbigny. a, dış görünüm, x 75; b, ağız görünümü, x 500; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
2. *Spiroloculina angulosa* Terquem. Dış görünüm, x 70; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
3. *Spiroloculina depressa* d'Orbigny. Dış görünüm, x 70; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
4. *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 110; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
5. *Cycloforina contorta* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 65; İstasyon 14, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
6. *Massilina secans* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 70; İstasyon 3, Domalı.

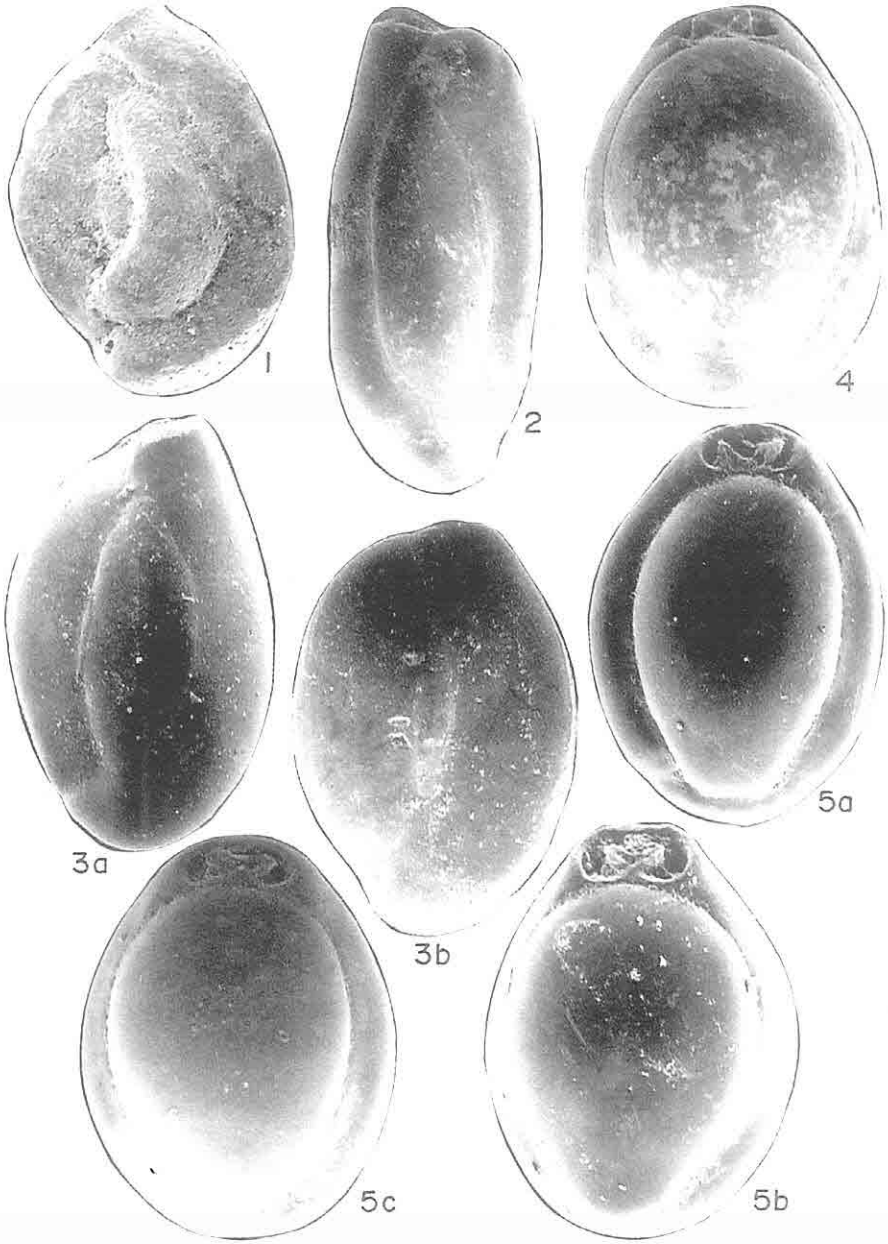
LEVHA 2



LEVHA 3

1. *Quinqueloculina bidentata* d'Orbigny. Dış görünüm, x 70; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
2. *Quinqueloculina laevigata* d'Orbigny. Dış görünüm, x 75; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
3. *Quinqueloculina seminula* (Linné). a ve b, dış görünümler; x 85; İstasyon 6, Riva.
4. *Pyrgo elongata* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 140; İstasyon 10, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
5. *Pyrgo inornata* (d'Orbigny). a ve b dış görünümler; a, x 110; b, x 140; İstasyon 14; c, x 100; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.

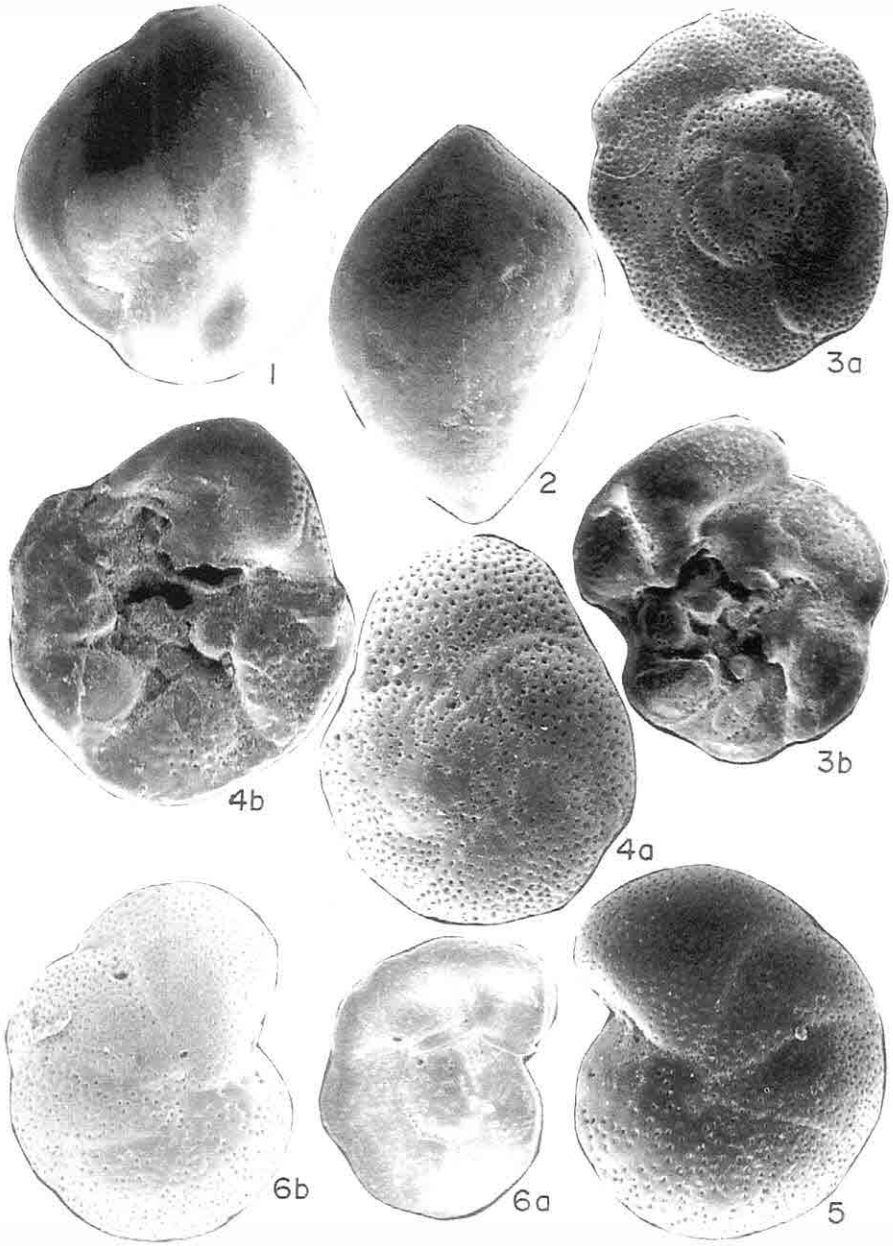
LEVHA 3



LEVHA 4

1. *Triloculina marioni* Schlumberger. Dış görünüm, x 100; İstasyon 17, Kilimli.
2. *Polymorphina* sp. Dış görünüm, x 120; İstasyon 7, Riva.
3. *Rosalina floridensis* (Cushman). Dış görünümler; a, spiral taraf ve b, ombilikal taraf, x 70; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
4. *Rosalina globularis* d'Orbigny. Dış görünümler, a, spiral taraf ve b, ombilikal taraf, x 110; İstasyon 10, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
5. *Cibicides advenum* (d'Orbigny). Dış görünüm, ombilikal taraf, x 130; İstasyon 10, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
6. *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob). Dş görünümler, a, spiral taraf, x 80; b, ombilikal taraf, x 100; İstasyon 1, Domalı.

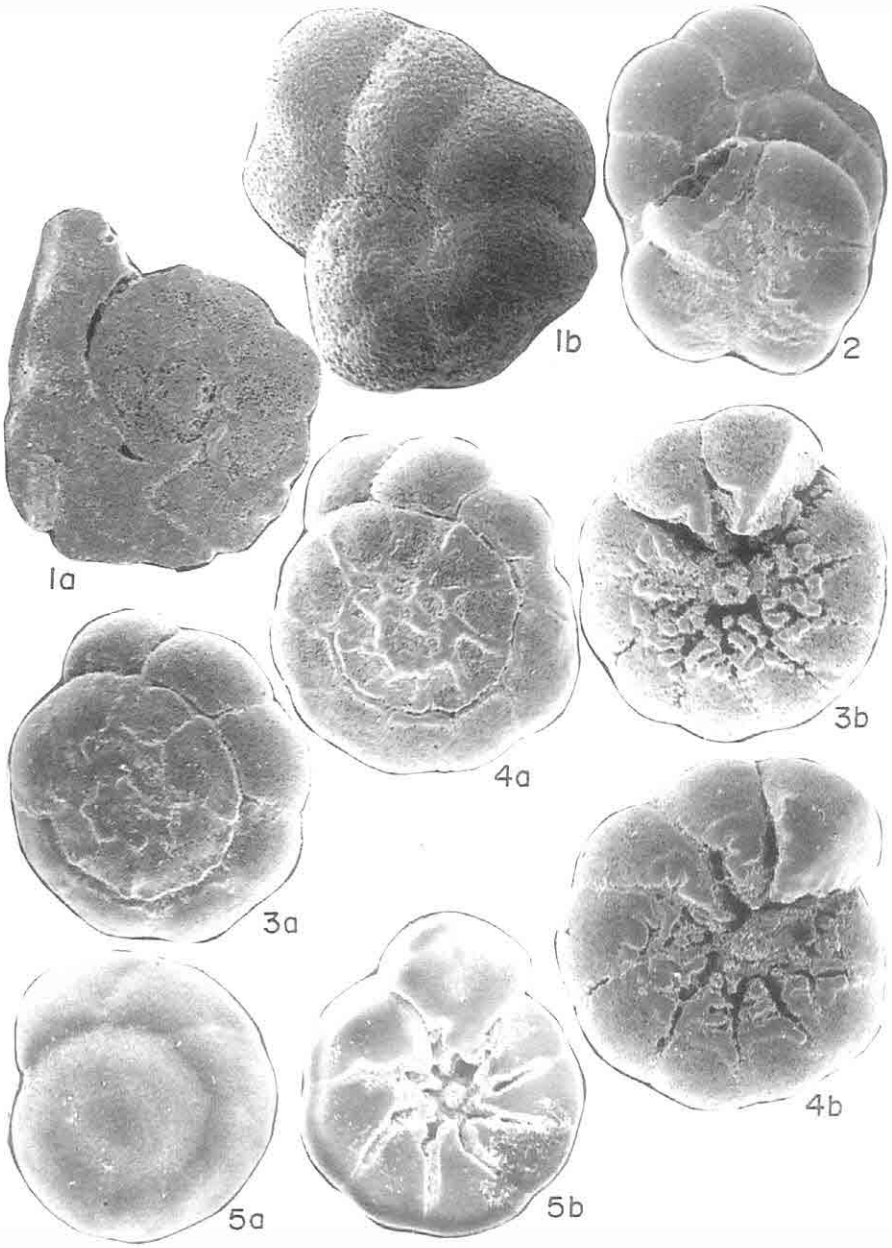
LEVHA 4



LEVHA 5

1. *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob). Dış görünümler, a, spiral taraf, x 75; b, ombilikal taraf, x 60; İstasyon 10, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
2. *Ammonia compacta* Hofker. İkiz form, x 120; İstasyon 2, Domalı.
3. *Ammonia compacta* Hofker. Dış görünümler, a, spiral ve b, ombilikal taraflar, x 70; İstasyon 14, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
4. *Ammonia compacta* Hofker. Dış görünümler, a, spiral ve b, ombilikal taraflar, x 100, İstasyon 2, Domalı.
5. *Ammonia parasovica* Stshedrina ve Mayer. Dış görünümler, a, spiral ve b, ombilikal taraflar, x 80; İstasyon 1, Domalı.

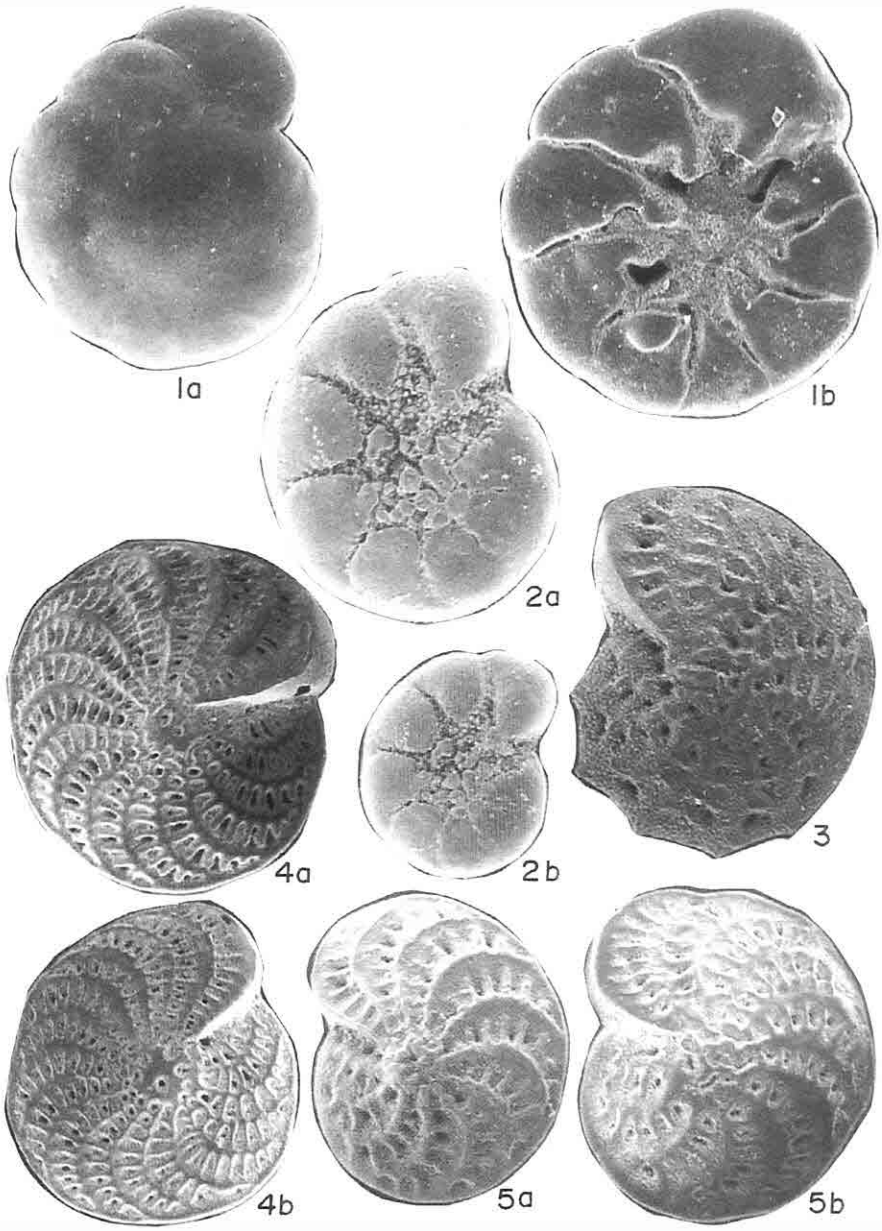
LEVHA 5



LEVHA 6

1. *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny). Dış görünümler, a, spiral ve b, ombilikal taraflar; x 90; İstasyon 3, Domalı.
2. *Porosononion subgranosum* (Egger). Dış görünümler, a, x 150 ve b, x 100; İstasyon 1, Domalı.
3. *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 160; İstasyon 2, Domalı.
4. *Elphidium crispum* (Linné). Dış görünümler, a ve b, x 70; İstasyon 11, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı.
5. *Elphidium macellum* (Fichtel ve Moll). Dış görünümler, a ve b, x 100; İstasyon 1, Domalı.

LEVHA 6



sınırlı bir alanda bulunur. Bölgedeki çamurlu birimler ise geniş bir alanda yayılım göstermektedir. Yüksek enerjili (dalga, akıntı, gel-git, vb.) deniz alanı olan kıyı bölgeleri ile boğazlarda genelde kırıntılı ve kohezyonsuz malzeme yer alırken, ince taneli malzeme derin deniz alanında depolanmaktadır.

Çalışılan saha genel anlamı ile değerlendirildiğinde, kıyıdan 7.00-8.00 m derinliğe, zaman zaman 10.00-15.00 m su derinliğine kadar olan dar bir alanda kum birimi yer almaktadır. Bu derinlikten itibaren ise kumlu birimler yaklaşık 30.00 m su derinliğine kadar devam etmektedir. 50.00 m ile yaklaşık 100.00 m su derinliği arasında kumlu çamur, çamur ve silt, killi silt malzemesi bulunmaktadır. 100.00 m su derinliğinden sonra silt, kil ve 500.00 m su derinliğinden sonrada kil birimleri gözlenmektedir.

Sonuç olarak güneybatı Karadeniz şelf sahası genelde kırıntılı malzemelerden kumlarla kaplı iken, kıta yamacında ince taneli kohezyonlu kumlu çamur, siltli çamur yer alır. Abisal düzlükler ise genel anlamı ile siltli kil ve kil ile kaplıdır. Ancak, kil Sakarya Nehri'nin denize birleştiği ve deniz içindeki kanyon kenarlarında sınırlı bir alanda depolanmaktadır.

8. KAYNAKLAR

Avşar, N., 1997, Doğu Akdeniz kıyı bölgesi bentik foraminiferleri. Ç. Ü. Yerbilimleri, 31, 67-81, Adana.

Avşar, N., Meriç, E., 1996, İskenderun Körfezi'nde bentik foraminifer dağılımı. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı (SBT) Bildiriler Kitabı, 220-224, İstanbul.

Avşar, N., Ergin, M., 1998, Spatial distribution of Holocene benthic foraminifera at the Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale triangle (NE Aegean Sea). Third International Turkish Geology Symposium. 31 August -4 September, 1998, METU, Ankara, Turkey.

Avşar, N., Meriç, E., 2001, Çeşme-Ilıca Koyu (İzmir) termal bölgesi güncel bentik foraminiferlerinin sistematik dağılımı. Hacettepe Üniv. Yerbilimleri, 24 Ankara.

Avşar, N., Meriç, E., Ergin, M., 2001, İskenderun Körfezi bentojenik sedimentlerinin foraminifer içeriği. Hacettepe Üniv. Yerbilimleri, 24, basım aşamasında, Ankara.

Cimerman, F. and Langer, M. R., 1991, Mediterranean foraminifera. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Academia Scientiarum et Artium Slovenca.118 p., 93 plts, Ljubljana.

Eryılmaz, M., 1995, Marmara Denizi, İstanbul ve Çanakkale boğazları fiber optik kablo güzergahı çalışmaları, Gemi İnş. ve Deniz Tek. tek. kong. 95 (2), 445-456, İstanbul.

Eryılmaz, M., 1998, Güneybatı Karadeniz, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı, 1: 100.000 ölçekli çökel dağılım haritası, SHOD, İstanbul.

Eryılmaz, M. ve Yücesoy-Eryılmaz, F., 1997, Kıyıya yakın deniz alanlarındaki kum ve çakıl ocakları, etkileri ve ruhsat alım koşulları. Türkiye'nin kıyı ve deniz alanları 1. Ulusal Konf., Türkiye Kıyıları 97 Konf. Bild. Kitb., 591-601, 24-27 Haziran 1997, Ankara.

Eryılmaz, M., Türker, A., Aydın, Ş. ve

Kırcâ, Z., 2000, İstanbul Boğazı'nın güncel çökel dağılımı. 1. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı. 30 Mayıs-2 Haziran 2000, ODTÜ, Ankara. ve TÜBİTAK Erdemli Deniz Bilimleri Enstitüsü, ODTÜ. Bildiriler ve poster özetleri kitabı, 281-282.

Folk, R. L., 1974, Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Press, 182, Texas.

Hottinger, L., Halicz, E. and Reiss, Z., 1993, Recent foraminiferida from the Gulf of Aqaba, Red Sea. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Academia Scientiarum et Artium Slovenica. 179 p., 230 plts, Ljublijana.

Loeblich, Jr. A. R. and Tappan, H., 1988, Foraminieral genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, 970 p., 842 plts., New York.

Loeblich, Jr. A. R. and Tappan, H., 1994, Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea. Cushman Foundation for foraminiferal Research, Special Publication No: 31, 663 p., 630 plts.

Meriç, E., Sakınç, M., 1990, Foraminifera. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. Ed. E. Meriç, 13-41, İstanbul.

Meriç, E., Avşar, N., 1997, İstanbul ve yakın çevresi Geç Kuvaterener (Holosen) bentik foraminifer faunası. Ç. Ü. Yerbilimleri, 31, 41-65, Adana.

Meriç, E., Avşar, N., 2000, Deniz diplerindeki aktif fayların belirlenmesinde bentik foraminiferlerin önemi. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM-2000), 198-205, İzmir.

Meriç, E., Yanko, V., Avşar, N., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi. Ed. E. Meriç, 105-151, İstanbul.

Meriç, E., Şamlı, A. C., Avşar, N., 1996, Haliç Geç Kuvaterner (Holosen) istifi foraminifer topluluğu ve ortamsal özelliklerde gözlenen değişimler. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı (SBT) Bildiriler Kitabı, 187-192, İstanbul.

Meriç, E., Avşar, N., Çetin, O., 1996, Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterneri stratigrafisi hakkında yeni görüşler. Ç. Ü. Yerbilimleri, 29, 151-159, Adana.

Meriç, E., Avşar, N., Nazik, A., 1999, Armutlu Yarımadası kuzey alanı (Yalova-Karamürsel) Kuvaterneri hakkında. İst. Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg., 12(1), 1-7, İstanbul.

Meriç, E., Avşar, N., Kılınçaslan, Y., 2001, Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) bentik foraminifer faunası ve bu toplulukta gözlenen yersel değişimler. TJB, 44 (2), 39-63, Ankara.

Meriç, E., Kerey, İ. E., Avşar, N., Nazik, A., 1998, Dilovası (Gebze-Kocaeli) Kuvaterner istifi.Ç. Ü. Yerbilimleri, 32, 199-218, Adana.

Meriç, E., Avşar, N., Eryılmaz, M., Eryılmaz-Yücesoy, F., 2001, İstanbul Boğazı'nın güncel bentik foraminifer topluluğu ve çökel dağılımı. Ç. Ü. Yerbilimleri, 38, 93-126, Adana.

Meriç, E., Kerey, İ. E., Tunoğlu, C., Avşar, N., Önal, B. Ç., 2000, Yeşilçay (Ağva-KD İstanbul) yöresi Geç Kuvaterner istifi'nin mikrofaunası ve sedimantolojisi. TJB, 43 (2), 83-98, Ankara.

Meriç, E., Kerey, E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal, İ., Rosso, A., 1998, İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Kara deniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı Bildiriler Kitabı (SBT), 82-97, İstanbul.

Meriç, E., Kerey, İ. E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal,İ., Rosso, A., 2000, Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. TJB, 43 (1), 73-118, Ankara.

Meriç, E., Kerey, İ. E., Avşar, N., Taner, G., Akgün, F., Ünsal, İ., Rosso, A., Koral, H., 2000, Anadolu Hisarı (Doğu Boğaziçi-İstanbul) Kuvaterneri. Ç. Ü. Yerbilimleri, 36, 135-184, Adana.

Nazik, A., Meriç, E., Avşar, N., 1999, Environmental interpretation of Quaternary sediments: Küçüksu Palace (Asian side of Bosphorus, Anadolu Hisarı-Turkey). Hacettepe Üniv. Yerbilimleri, 21, 105-113, Ankara.

Oktay, F. Y., Sakınç, M., Barka, A., Eryılmaz, M., Kırca, Z., Algan, O., Aykol, A. ve Demirbaş, E., Ecevitoğlu, B., Gökaşan, E., Kurt, H., Şimşek, M., Alpar, B., Eryılmaz, M., Yılmaz, B., Şimşek, M., 1994 a, GB Karadeniz, İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi kuzey kesiminin Kuvaterner'deki oluşumu ve evrimi I. Gel. Rap. İTÜ Maden Fak. ve SHOD ortak Prj., Proje No: Tübitak DEBAG-102, İstanbul.

Oktay, F. Y., Demirbaş, E., Ecevitoğlu, B., Algan, O. ve Demirbaş, E., Ecevitoğlu, B., Gökaşan, E., Kurt, H., Alpar, B., Yılmaz, B., İmren, C. ve Şimşek, M., Eryılmaz, M., Özturan, M. (SHOD) 1994 b, Güneybatı Karadeniz, İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi kuzey kesiminin Kuvaterner'deki oluşumu ve evrimi II. Gel. Rap. İTÜ Maden Fak. ve SHOD ortak Proj. Proje No:Tübitak DEBAG-102, İstanbul.

Oktay, F. Y., Demirbaş, E., Ecevitoğlu, B., Alpar, B., Algan, O., Gökaşan, E.,Kurt H., Yılmaz, B., İmren, C. ve Yüce, H., ŞimŞek, M., Eryılmaz, M., Özturan, M., 1998,Güneybatı Karadeniz, İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi kuzey kesiminin Kuvaterner'deki oluşumu ve evrimi. İTÜ Maden Fak. ve SHOD ortak Proj. Proje No: Tübitak DEBAG-102, İstanbul.

Rapor 1, 1995, ITUR Project the strait Istanbul and the Black Sea exit region Final report, SHOD, İstanbul.

Rapor 2, 1995, KAFOS Project cable route survey report (Sea of Marmara the strait Istanbul and the Black Sea exit region), October, 1995, İstanbul.

Sgarella, F. and Moncharmont-Zei, M., 1993, Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy), systematic and autoecology. Bulletino della Societa Paleontologica Italiana. 32 (2), 145-264.

TR-111, 1974, 1: 100.000 ölçekli Türkiye, Karadeniz, İstanbul Boğazı-Kefken seyir haritası, Dz. K. K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu-İstanbul.

TR-112, 1979, 1:100.000 ölçekli Türkiye, Karadeniz, Kefken-Ereğli seyir haritası, Dz. K. K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi

Başkanlığı, Çubuklu-İstanbul.

TR-113, 1: 100.000 ölçekli Türkiye, Karadeniz, Ereğli-Amasra seyir haritası, Dz. K. K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu-İstanbul.

Yanko, V., 1990, Stratigraphy and paleoceography of the marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR. Mem. Soc. Geol. It., 44,167-187.

Yanko, V. and Troitskaja, T., 1987, Late Quaternary foraminifera of the Black Sea. Moscow, Nauka, 111 p.

Yücesoy, F., 1991, Güney Karadeniz kıta sahanlığı ve üst kıta yamacı güncel çökellerinin ağır metal jeokimyası. Yük. Lis. Tezi, 150 s. ODTÜ-DBE, Erdemli-İçel.

Yücesoy, F. and Ergin, M., 1992, Heavy metal geochemistry of surface sediments from the southern Black Sea shelf and upper slope. Chemical Geology, 99 (1992), 256-287.

Yücesoy-Eryılmaz, F. ve Eryılmaz, M., 1995 a, Karadeniz çökellerinde ağır mineral içeriği ile tane verilerinin karşılaştırılması. G. İnş. ve Deniz Teknol. Teknik Kong., 95 (2), 407-419.

Yücesoy-Eryılmaz, F. ve Eryılmaz, M., 1995 b, Güney Karadeniz kıta sahanlığı ve üst kıta yamacı güncel sedimanlarında tane boyu dağılımı ve içeriği. Selçuk Üniv. Müh. Mim. Fak. Dergisi, 10 (2), 9-20, Konya.

YERBİLİMLERİ ARALIK 2001 SAYI 39 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

MADENCİLİK SONRASI OLUŞAN ARAZİLERİN JEOTEKNİK YÖNDEN REHABİLİTASYONU

M. Suat DELIBALTA
Ç.Ü. Adana Meslek Yüksekokulu, Adana/ Türkiye

ÖZET : *Madencilik sektörü, diğer endüstriyel işletmelerden farklı olarak doğal çevre ile çok sıkı ilişki halindedir. Gerek üretim gerekse örtü kazı faaliyetleri sırasında ve sonrasında, kömür açık işletmelerinde pek çok üretim çukurları/ boşlukları ve şev yüzeyleri oluşmaktadır. Geometrileri; örtü kalınlığına, işletme büyüklüğüne ve seçilen açık işletme teknolojisine bağlı olan bu alanların yeniden düzenlenmesi ve kullanımı çevresel etki bakımından büyük önem taşımaktadır. Farklı kullanım alternatiflerinin tasarlanabileceği bu arazilerin, başta jeoteknik yönden duraylı (stabil) ortam koşullarına sahip olması gerekmektedir.*

Bu amaçla, TKİ-GELİ Muğla bölgesinde olası bir pasa şev duraysızlığına karşı alınabilecek önlemler ve en önemli arazi rehabilitasyon yöntemleri tanıtılacaktır.

GEOTECHNICAL REHABILITATION OF THE AREA FORMED AFTER MINING OPERATIONS

ABSTRACT : *Mining sector, is closely related to natural environment, is different from other industrial operations. Many production open-spaces and slopes is occurred during or after both production and overburden stripping in coal open pit mines. Geometry of these open-spaces and slopes depend on overburden thickness, gratness of operation area and selected open pit technology. This, use and reclamation of the area, is very significant for environmental assessment. The alternatives of different use for the area may be designed. Firstly, however, the area must be stable for geotechnical characteristics.*

The purpose of this study is to exhibit the methods of field rehabilitation and measures taking in to consideration against possible slope instability in TKİ-GELİ Muğla region.

1. GİRİŞ

Kömür endüstrisi; bölge ekonomisi ve enerji politikası bakımından en önemli enerji kaynaklarından biridir. Ülkemizdeki toplam linyit üretiminin yaklaşık % 90'nın açık işletme yöntemiyle gerçekleştirildiği dikkate alınırsa, madencilik faaliyetleri nedeniyle bozulan arazilerin oldukça önemli boyutlara ulaştığı açıkça görülecektir. Bu nedenle, kömür madenciliğinde çevresel etki değerlendirme (ÇED) esaslarına göre bozulan arazilerin yeniden düzenlenmesi ve ekolojik değerine kavuşturulması büyük önem taşımaktadır (Ünal vd.,1994).

Kömür açık işletmelerinde; gerek planlı üretim sonrası gerekse dış döküm dolayısıyla oluşan üretim çukurları/boşlukları ve şev yüzeylerinde, jeoteknik ve zemin mekaniği bakımından güvenli ortam koşulları sağlanmadığı sürece, pasa malzemesinin gevşek yapısal ve oluşum özellikleri nedeni ile büyük bir kısmı kayma veya akma eğiliminde olacaktır (Förster ve Jennrich, 1998). Bunun meydana gelmesi için önemli bir koşul; boşluk suyu basıncının artması ile kayma gerilmesinin azalması ve denge durumunu bozacak yeterli büyüklükteki bir iç veya dış kuvvetin yüzeye etkimesidir. Çok kısa zaman dilimi (birkaç saniye veya dakika) içerisinde ani hızlara ulaşan ve büyük bir enerji boşalmasıyla sonuçlanan bu tür kaymalar, önemli tehlike potansiyelleri içermektedir. Diğer taraftan bu tür kaymaların özel bir tehlike potansiyeli içermesi, kayma öncesi belirtiler olarak yorumlanan;

* şev yüzeyindeki hareketlerin yavaş yavaş ilerleyerek artması,
* şevin göbek oluşturması,
* şev gerisinde kayma gerilme çatlaklarının oluşması gibi alışılagelmiş belirtiler göstermemesi ve
* ani meydana gelen bir kaymanın zaman diliminin tam olarak tahmin edilememesinden kaynaklanmaktadır (Pierschke ve Boehm, 1996).

Bu ve benzeri şev kaymaları, TKİ – GELİ Muğla bölgesinde de geçmiş yıllarda lokal olarak meydana gelmiştir (Yoleri vd., 1994).

Bu amaçla; pasa şev yüzeylerinin stabilitesi ve iyileştirilmesi için gerekli tüm önlemlerin planlanması ve uygulanabilmesi, bir dizi zemin mekaniği ve jeoteknik analizlerin yapılmasıyla mümkündür.

2. PASA ŞEV DURAYSIZLIKLARININ OLUŞUM KOŞULLARI

Açık işletme pasa şev yığınlarında oluşabilecek kayma riskinin göreceli bir tahmini için öncelikle;

* yığının tane boyut dağılımı ve formu,
* erişilen su seviyesinin pasa yüksekliğine göre oransal değişimi,
* dinamik etki kuvvetlerinin büyüklüğü,
* ilgili yığın yoğunluğu ve malzemenin mekanik özellikleri dikkate alınır.

Ayrıca, sınır koşulları ve ortam büyüklüklerinin (geometri, örtü kazı sistemi, in-situ durum vb.) nitel ve görgül bağıntılara dayalı olarak incelenmesiyle de kayma riskinin bir tahmini mümkündür. Buna göre bir pasa şev

duraysızlığının oluşum koşulları;

* tane boyut dağılım eğrisinde bir tane büyüklüğünün baskın olarak gözükmesi,

*yığın tanelerinin büyük bir kısmı iyi yuvarlanmış ve kaygan yüzey özellikleri göstermesi,

* gevşek / çok gevşek yığın halinde bulunması,

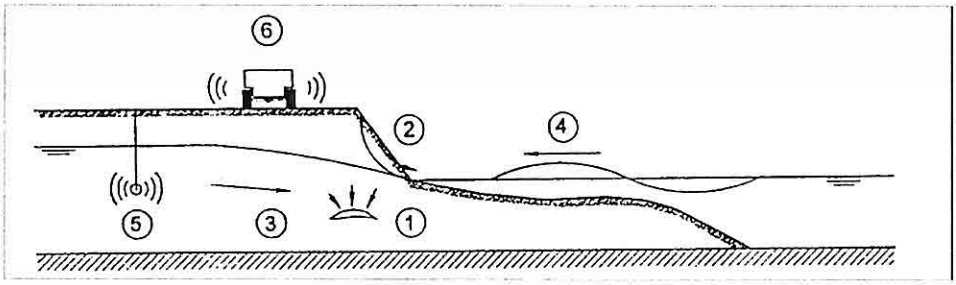
* boşluk ve gözeneklerin tamamen suyla dolu olması,

* kritik denge durumundaki yığının bir iç veya dış etkenle bozulması,

* dinamik kuvvetlerin etki büyüklükleri ve sıklığıdır.

Eğer pasa şev yüzeylerinin duraysızlığı için gerekli tüm koşullar oluşmuş ise, yığının denge koşullarını bozacak bir iç veya dış kuvvetin etkisiyle, kayma başlayabilir. Kaymayı kolaylaştıran muhtemel etki kuvvetleri Şekil 1'de verilmiştir.

Burada sadece dinamik uyarıcıların 5 ve 6 etkisi zamansal olarak kısıtlanabilir. Diğer etki faktörlerinin herhangi bir zamanda gerilme değişimine neden olup olmayacağı, bir kayma oluşturup oluşturmayacağı ve ne zaman meydana geleceği henüz belirsizdir. Ancak, üç eksenli deney setinde malzeme dayanım özellikleri incelenerek bir tahminde bulunulabilir. Deney sonucu, deviatör gerilme (2q) ile düşey deformasyon (εv) arasında bir ilişki elde edilir. Kritik durumdaki sürtünme açısı ve beklenen boşluk suyun basıncının büyüklüğüne ve de artçı kırılma bölgesindeki dayanım (kalıcı=rezidüel gerilme) değerine göre, pasa şevleri için kayma tehlikesinin kalitatif bir değerlendirilmesi mümkündür. Eğer artık dayanım değeri sıfıra kadar düşüyorsa, özellikle büyük ölçekli bir kayma beklenmelidir. Bu durumda şev'in



Şekil 1. Açık işletmelerde şev duraysızlığına neden olan etki kuvvetleri (Jennrich, 1999).

1. Gözenek ve boşluk alanların oturması sonucu çökmesi,
2. Lokal / dik şev kaymaları,
3. Yeraltı su tablasındaki akışlar,
4. Yüzey suları ve su dalgalarının etkisi,
5. Yeraltında yapılan dinamik uyarılar (örneğin patlama veya sarsıntılar),
6. Yüzeyde yapılan dinamik uyarılar (örneğin çalışan iş makinaları vs.).

yatay şekillendirilmesiyle bir güvenirlik (stabilite) sağlanamaz. Eğer artçı kırılma bölgesindeki dayanımın düşmediği tespit edilirse ve şev stabilitesi için kırılma dayanımı yeterli büyüklükte ise, yaklaşık olarak bir kayma tehlikesi önlenebilir (Şekil 2) (Förster ve Vogt (1992), Warmbold ve Vogt (1994)).

Deviatör gerilmenin (2q) ve boşluk suyu basıncının (u); kırılma noktasından sonra düşey deformasyona (εv) bağlı olarak değerlendirilmesi, kayma tehlikesinin derecesini belirlemeye yarar.

$$2q = \sigma_1 - \sigma_3 = \sigma_1' - \sigma_3' \Rightarrow q = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \frac{\sigma_1' - \sigma_3'}{2} \quad (2.1)$$

σ1, σ3 : En büyük asal gerilmeler,

σ'1, σ'3 : Efektif asal gerilmeler,

qR : Kalıcı(rezidüel) gerilmedir.

1. Durum : Deviatör gerilme (2q =0) sıfıra kadar hızla düşer, boşluk suyu basıncı

artarak u= σ3'e erişir.

Kuvvetli Akma Eğilimi

2. Durum : Deviatör gerilme düşer, fakat 2q > 0 dır. Boşluk suyu basıncı artar, fakat u < σ3 'tür.

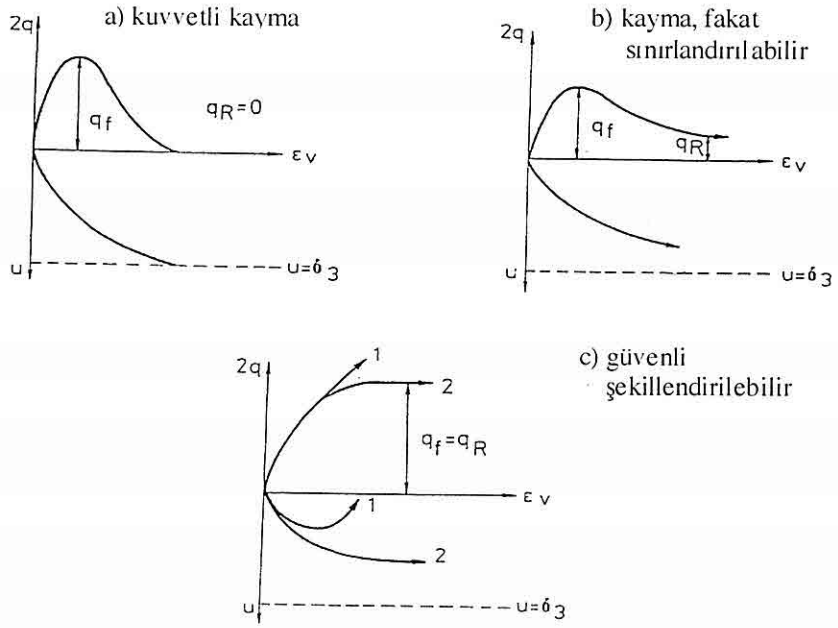
Göreceli Akma Eğilimi

3. Durum : Deviatör gerilme aynı kalır veya artar. Boşluk suyu basıncı aynı kalır veya azalır.

Akma eğilimi yoktur.

3. Pasa Şev Duraysızlıklarının Sayısal Analizi

Statik koşuldaki bir şev kayma riskinin klasik yöntemlerle analizi; blok, dilim



Şekil 2. Doğal pasa yığınlarında deviatör gerilme-deformasyon arasındaki ilişki (Förster ve Gudehus, 1998).

(Bishop, Janbu) ve kama yöntemlerinin kullanılması ile gerçekleştirilebilir. Burada kopan blok, kaydırıcı ve tutucu kuvvetler veya momentler arasında denge koşullarının sağlandığı ideal cisim olarak tasarlanır. Kayma yüzeyleri; dairesel, düzlemsel veya poligonal olarak oluşabilir.

Esas itibariyle analizlerdeki belirsizlikler, karşılaşılan malzeme davranışının karakterize edilmesinde oluşmaktadır. Bu yöntemler; kaymanın şev topuğundan başlayarak geriye doğru gelişen değil de, kırılmanın kaynağı şev gerisinde bulunuyorsa, gerçek değerleri yansıtabilirler. Bunun böyle olup olmayacağı benzer yığın ve ayrıntılı veriler üzerinde değerlendirilerek veya ikinci enerji teorisi vasıtasıyla öğrenilebilir. Ancak; klasik yöntemlerle sınır denge durumunun tespiti özellikle gereklidir, fakat denge koşulunun stabilitesi için yeterli değildir. Bu nedenle klasik yöntemlerle birlikte diğer yöntemleri de dikkate almak gerekmektedir (Sonlu Elemanlar Yöntemi-FEM, Hypoplastik Madde Yasası, Ayrık Elemanlar Yöntemi, Sonlu Farklar Yöntemi, nümerik, analitik ve uygulamalı grafiksel yöntemler gibi) (Nasuf ve Avşar (2000), Kızıl ve Köse (1995), Ulusay (2001)).

İlk defa GUDEHUS ve RAJU tarafından kullanılan Hypoplastik madde yasası, pasa şev stabilitesi analizlerinde uygun çözümler sunmaktadır. Bir şev alanında statik denge koşullarından hareketle, sonsuz küçük ayrışımlı temsili bir deformasyon alanı kabul eden Hypoplastik madde yasası; 2. enerji kanununa dayanmaktadır (Förster ve Gudehus (1998), Drucker (1964)). Bu deformasyon veya hareketli alan; kinematik bakımından mümkün olabilen, ayrıca keyfi ve amaca uygun olarak mümkün olduğunca basit seçilir. Kullanılan kanuna göre gelişen deformasyon, bütün gerilme bileşenlerinin (=gerilme oranlarının) değişmesine neden olur. Deformasyon gradyenlerinden oluşan söz konusu ikinci enerji kanununun ($\Delta 2E$) negatif değeri sisteminde kinetik enerji olarak açığa çıkar ve bununla başlamış deformasyon frenlenir $\Delta 2E > 0$ (Kontraktanz; Duraylı) veya hızlanır $\Delta 2E < 0$ (Dilatanz; Duraysız).

4. Pasa Şev Duraysızlıklarına Karşı Alınabilecek Önlemler

Açık işletme örtü kazı döküm şevlerinin kayma koşullarını belirleyen kriterlerden hareketle, pasa yığınlarında bir kaymanın önlenebilmesi için olası tedbirler:

* Döküm yığını özelliklerini değiştirmek (sıkıştırmayla malzemenin dayanım özelliklerini arttırmak ve yapısal değişiklikler),
* Hızlı bir işletme yöntemiyle oluşacak boşluk suyu basınçlarını önlemek (drenajların yapılması),
* Olumsuz etki kuvvetlerinden sakınmak ve koruyucu olmak,
* Teknolojik planlamada önlemler almak (daha az üretim çukuru ve şev yüzeyine izin vermek),
* Kuvvetli geçirgen, iri taneli veya özel durumlarda bağlayıcı pasa

malzemesini nihai şev önüne selektif olarak dökmek,

* Açık işletmenin tamamlanmasından sonra, yeraltı su seviyesi yükselmeden önce şevlerin kaymaya karşı güvenli şekillendirilmesiyle (eğim azaltmakla) gerçekleştirilebilir.

Bütün bu tedbirler; kayma riski taşıyan pasa yığınlarında jeoteknik bakımdan yeterli stabilite koşulları sağlamak maksadıyla, şev yığını boyunca söz konusu tedbirlerin bir kombinasyonu veya koruyucu bir bloğun yerleştirilmesi şeklinde uygulanabilir (Novy vd. (1999), Fritz ve Benthaus (1997)).

5. TKİ-GELİ Muğla Bölgesindeki Uygulamalar

Merkezi Muğla olmak üzere Yatağan, Tınaz – Bağyaka ve Milas – Sekköy işletmeleri şeklinde tesis edilmiş olan Güney Ege Linyitleri İşletmesi (GELİ) Müessesesi yaklaşık olarak 535.483.000 ton görünür rezerve sahiptir. Öngörülen proje kapasitesi yıllık 9.450.000 ton linyit üretimidir. Fizibilite etütleri, dekapaj oranı ve kömür damarının nispeten düşük bir eğimde üniform bir kalınlıkta olması gibi faktörler gözetilerek; işletme genelinde "Kepçeli Ekskavatör + Draglayn + Kamyon" açık işletme sistemiyle çalışılmaktadır. Kömür damarı üzerindeki örtü tabakası dilimler boyunca Ekskavatör + Draglayn sistemiyle kaldırılarak, kömür açığa çıkarılmaktadır. Draglayn tarafından üzeri açılan kömür damarı 10 yrd^3'lük (7,65 m^3) P&H 1900 marka elektrikli ekskavatörlerle kazılarak 150 short ton'luk (135 ton) TEREX 34–11C tipi alttan boşaltmalı kamyonlar ve band konveyörler ile TKİ ve termik santral silosuna nakledilmektedir. Ayrıca küçük kepçeli yükleyicilerle de piyasa kamyonlarına kömür verilmektedir (Yıldırım, 1988).

Ortalama kömür kalitesi;
Doğal Nemi : % 32 – 38
Kuru Külü : % 21 - 28
Toplam kükürt : %1,90 ~2,49
Orijinal AID : 1807 kcal / kg ~ 2209 kcal / kg dır.

TKİ tarafından 1977 yılında başlatılan, açık işletmeler sonrası bozulan arazilerin yeniden düzenlenmesi ve iyileştirilmesi faaliyetlerine son 5–10 yılda büyük bir hız verilmiştir. Arazi kullanımı ve çevre düzenlemeyle ilgili GELİ Bölge Müdürlüğüne bağlı Yatağan bölgesindeki çalışmalar ise (orman irtifak hakkı alınan alanlar da dahil) 1991 yılında başlatılmış ve bu güne kadar 279,9 ha'lık alana 775.080 adet yalancı akasya, iğde, karaservi, dışbudak, zeytin ve aylantluns gibi değişik türde ağaç dikilmiştir. Dikilen ağaçların tutma oranı % 95'tir. Yeniköy bölgesinde ise; çalışmalar 1993 yılında başlatılmış ve 94,9 ha'lık kısma 93.000 adet akasya ve çam türü ağaçlar dikilmiştir. Dikilen ağaçların tutma verimi % 90'dır. İyileştirme faaliyetleri ağaçlandırma, teraslama, tel-çit ve çapalama olmak üzere toplam maliyeti 1997 yılı değeriyle yaklaşık 58,5 milyon TL/ ha olarak 1994-1998 yılları arasında toplam 2.381.378.000 TL harcama gerçekleştirilmiştir (Delibalta (2000), Ünver ve Kara (1994), Bozoğlan (1994)). Günümüzde de bu faaliyetlere devam edilmektedir.

6. SONUÇLAR

Madencilik sektörü, diğer endüstriyel işletmelerden farklı olarak doğal çevre ile çok sıkı ilişki halindedir. Dolayısıyla kömür açık işletmelerinde; gerek üretim gerekse örtükazı faaliyetleri sırasında ve sonrasında pek çok üretim çukurları/ boşlukları ve şev yüzeyleri oluşmaktadır. Ülkemizdeki toplam linyit üretiminin yaklaşık % 90'nın açık işletme yöntemiyle gerçekleştirildiği dikkate alınırsa, madencilik faaliyetleri nedeniyle bozulan arazilerin oldukça önemli boyutlara ulaştığı açıkça görülecektir. Bu nedenle, kömür madenciliğinde çevresel etki değerlendirme (ÇED) esaslarına göre bozulan arazilerin yeniden düzenlenmesi ve ekolojik değerine kavuşturulması büyük önem taşımaktadır. Farklı kullanım alternatiflerinin tasarlanabileceği bu arazilerin, başta jeoteknik yönden duraylı (stabil) ortam koşularına sahip olması gerekmektedir. Gerekli stabilite analizleri; işletme koşulları ve ortam büyüklükleri (geometri, örtü kazı sistemi, in-situ durum vb.) dikkate alınarak, nitel ve görgül bağıntılara dayalı olarak gerçekleştirilebilir.

Ayrıca kayma riski taşıyan pasa şev yüzeylerinin stabilitesi için çeşitli arazi rehabilitasyon yöntemleri geliştirilmiştir. Üretim çukurunun geometrik boyutu, öngörülen arazi kullanım planlaması, işletme bölgesindeki jeolojik, hidrolojik ve zemin mekaniği koşulları uygulanacak arazi rehabilitasyon yönteminin seçimini etkilemektedir. Ancak, gerekli arazi iyileştirme hedefine yalnız bir yöntemle değil, bilakis birden fazla yöntemin uygun bir kombinasyonu ile erişilebilir.

Sonuç olarak madencilik faaliyetleri sonucu bozulan arazilerin yeniden düzenlenmesi ve iyileştirilmesin de başlıca amaç; bu arazilerin güzel bir peyzaj görünümü kazanması yanında, eski ekolojik ve ekonomik değerine kavuşturulması veya daha da geliştirilmesi olmalıdır. Bu amaca ulaşmak ise;

- İşletme projesi ile birlikte madencilik sonrası alan kullanım planlamasının da yapılması,
- alan kullanım planlaması doğrultusunda arazilerin yeniden düzenlemesi (tarım , orman ve regreasyon alanları vb. gibi, Şekil 3),
- iyileştirme (Meliorasyon, biyolojik reklamasyon),
- izleme, bakım ve kontrol faaliyetleri ile sağlanabilir (Akpınar vd.(1993), Köse vd. (1993), Dingethal vd.(1985)).

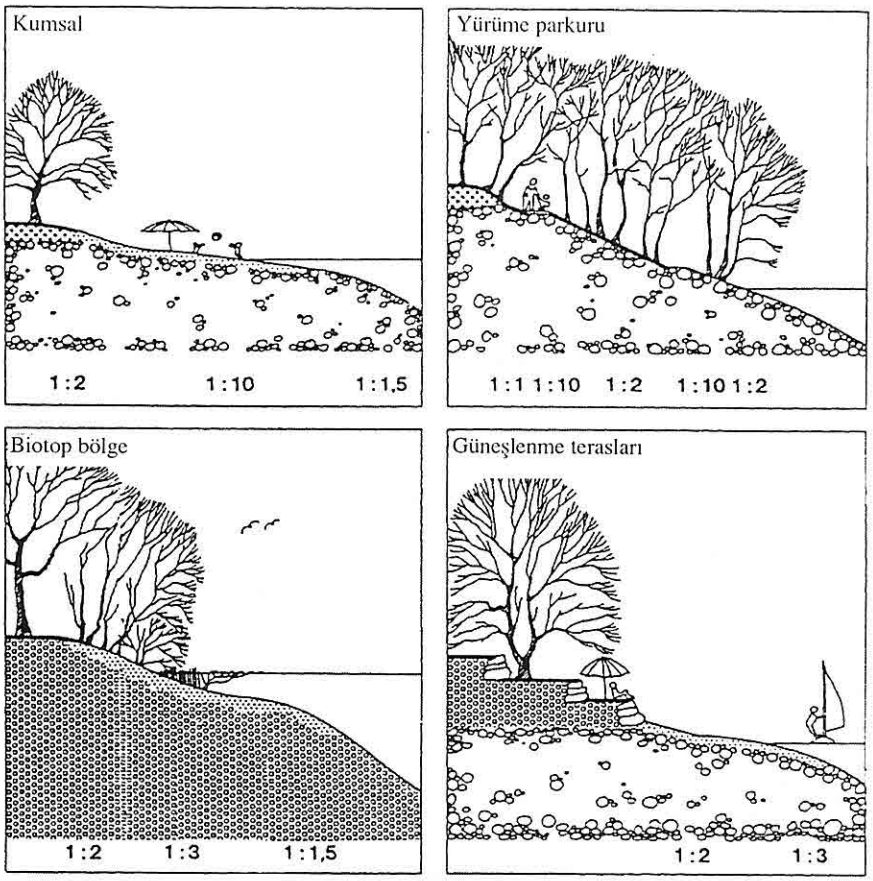
Çok yönlü disiplinler arası çalışmayı gerektiren bu faaliyetler, ülke kaynaklarına gösterilen önem, mevcut hukuksal, finansal ve zamansal olanaklar ölçüsünde gerçekleştirilebilir.

7. KAYNAKLAR

Akpınar, N., Kara, D. & Ünal, E. (1993): Açık Ocak Madenciliği Sonrası Alan Kullanım Planlaması, TMMOB Maden Mühendisleri Odası, Türkiye XIII. Madencilik Kongresi, S.327-340, Ankara.

Bozoğlan , M. (1994): TKİ Kurumu Bünyesindeki Çevresel Önlemler ve Bu Önlemlerin Maliyet Analizi, TKİ Genel Müdürlüğü, Ankara.

Delibalta, M.S. (2000): TKİ-GELİ



Şekil 3. Rekreasyon alanları için açık işletme sonrası şev tasarımı.

(Muğla) Bölgesi Açık İşletmeler Teknik Gezi Notları, Yatağan.

Dingethal, F. J., Jürging, P., Kaule, G. & Weinzierl, W. (1985): Kiesgrube und Landschaft, Verlag Paul Parey , Hamburg und Berlin

Drucker, D.C. (1964): On the postulate of stability of material in the mechanics of continua, Journal de Mecanique, vol.3. Nr.2, S. 236-249.

Förster, W. & Jennrich, C. (1998): Sanierung und Sicherung setzungfließsgefährdeter Kippenböschungen , TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geotechnik, Abteilung Bodenmechanik, Freiberg.

Förster, W. & Vogt, A. (1992): Rutschung Sedlitz- Beispiel für ein Setzungfließen in Niederlausitzer Braunkohlenkippen, Vorträge zur Baugrundtagung, Dresden.

Förster, W. & Gudehus, G. (1998): Beurteilung der Setzungfließgefahr und Schutz von Kippen gegen Setzungfließen,

TU Bergakademie Freiberg, Freiberg.

Fritz, W. & Benthaus, F-C. (1997): Aufgaben der LMBV bei der Stilllegung und Sanierung von Tagebauen und Veredlungsanlagen- Herausforderungen und Lösungen, VDI-Berichte 1358, S. 21-39.

Jennrich, C. (1999): Dynamik von Setzungfließrutschungen und Bildung von Schwallwellen, TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geotechnik, Heft 99/3, Freiberg.

Kızıl, M.S. & Köse, H. (1995): Açık İşletmelerde Şev Stabilitesi, D.E.Ü. Mühendislik Fakültesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Yayın No: 254, İzmir.

Köse, H., Şimşir, F. & Güney, A. (1993): Açık Maden İşletmelerinde Rekültivasyon ve Rekreasyon, D.E.Ü. Mühendislik Fakültesi Yayınları No.236, İzmir.

Nasuf, E. & Avşar, S. (2000): Kaya Mekaniği ve Şev Duraylılık Analizlerinde Bilgisayar Uygulamaları, İTÜ Maden Fakültesi, Ders Notları, İstanbul.

Novy, A., Reichel, G., Warmbold,U. & Vogt, A. (1999): Geotechnische Untersuchungen und Verfahren bei der Sicherung setzungfließsgefährdeter Tagebaukippen der Niederlausitz, Braunkohle, Nr.4, S.465-478.

Pierschke, K-J. & Boehm, B. (1996): Geotechnische und wasserwirtschaftliche Aspekte bei der Restseegestaltung im Rheinsichen Braunkohlenrevier, Braunkohle 48, Nr.6, S.647-653.

Ulusay, R. (2001): Uygulamalı Jeoteknik Bilgiler, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayınları: 38, Ankara

Ünal, E., Kara D. & Aydoğan, O. (1994): Türkiye Madencilik Endüstrisinde ileri Teknoloji Uygulamaları, TÜBİTAK MAG-987/ YBAG-0028, Ankara.

Ünver,Ö. & Kara, D. (1994): Türkiye'de Kömür Madenciliği ve Çevre, TMMOB Maden Mühendisleri Odası, Madencilik, Cilt: XXXIII, Sayı: 2, S.3 -9, Ankara.

Warmbold, U. & Vogt, A. (1994): Geotechnische Probleme und technische Möglichkeiten der Sanierung und Sicherung setzungfließsgefährdeter Kippen und Restlochböschungen in der Niederlausitz, Braunkohle 7/1994, S.22-28.

Yıldırım, N. (1988): TKİ-GELİ Müessesesinde Linyit Üretim Faaliyetleri, TMMOB Maden Mühendisleri Odası, Madencilik, Cilt: XXVII, Sayı: 3, S.11-18, Ankara.

Yoleri, F., Çağlan, D., Arıkan, F. & Ulusay, R. (1994): TKİ-GELİ Eskihisar Linyit Açık İşletmesi Pasa Yığınlarının Şev Stabilitesi ve Tasarımı, MTA Fizibilite Etütleri Dairesi, Ankara.

GEOSOUND / YERBİLİMLERİ
YAZIM KURALLARI

Yerbilimleri / Geosound, yerbilimleri dalında teorik veya araştırma sonuçlarını içeren ve özgün sonuçları olan Türkçe, İngilizce, Fransızca ve Almanca makaleleri kabul eder. Dergide ayrıca tanınmış bilim adamlarının güncel yenilikleri içeren tercüme yazılarına da yer verilebilir.

Makalelerin Türkçe olanlarına İngilizce, yabancı dillerde olanlarına da Türkçe özetler konulmalıdır. Makaleler şekil, çizelge veya tablo, fotoğraflı levhalar dahil 8 sayfayı geçemez. Ancak yazarları tarafından ısrar edilen ve kısaltılamıyacak makaleler her yıl sayfa başına tesbit edilen katkı payı miktarı kadar ödeme yapılarak yayınlanabilir. Yazılar A4 ebadındaki kağıtların bir yüzüne çevresine 2.5 cm boşluk bırakılarak yazılmalı, harita, kesit ve levhalar da aynı boyutta hazırlanmalıdır. Yazılar Macintosh bilgisayarda herhangi bir program dilinde hazırlanarak makale ekinde yazı disketi ile verilmelidir. Macintosh imkanı olmayan yazarlar ücret ödeyerek yazılarını yayın sekreterliğine yazdırabilirler.

Makaleler Türkçe başlık; Yazar adı soyadı ve kısa adresi; Özet; İngilizce başlık; Abstract; Giriş; Bölümler ve alt bölümler; Sonuçlar veya Tartışmalar ve sonuçlar; Teşekkür; Kaynaklar şeklinde olmalı, ayrıca Bölümler ve Alt Bölümler 1., 1.1., 2., 2.1., vs. şeklinde numaralanmalıdır.

Kaynaklara metin içerisinde yazar soyadı ve tarih sırasıyla atıfta bulunulmalı, bunlarla ilgili bilgiler ise Kaynaklar başlığında "Soyadı, Adının ilk harfi veya harfleri, Tarih, Makalenin başlığı, Derginin kısaltılmış adı, Cilt No, Başlangıç ve Bitiş sayfası" şeklinde verilmelidir.

Dergide yayınlanmayan yazılar geri gönderilir. Yayınlananlardan yazarlarına 20'şer adet ayrı baskı verilir. Çok yazarlı makalelerde bu sayı yazarlar arasında bölüştürülür. Yayınlanan yazılar için telif hakkı ödenmez.

Şekiller, haritalar, grafikler aydınger üzerine çini mürekkep kullanılarak, koyu bir şekilde çizilmeli, fotoğraf ve levhalar 13x19 cm boyutundaki çerçeve dışına çıkarılmadan hazırlanmalıdır. Yerbilimleri / Geosound ofset metoduyla basıldığı için yazıların mizanpajı yazarlar tarafından yapılmalı, şekiller, tablolar, fotoğraflar metin içine yerleştirilmeli ve alt yazılar tek dilde yazılmalıdır.

Makaleler, biri orjinal olmak üzere 3 nüsha halinde aşağıdaki adrese disketiyle birlikte gönderilmelidir.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) :(322) 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)
e-mail: yerbilimleri@yahoo.com

INSTRUCTION TO CONTRIBUTORS

Yerbilimleri / Geosound accepts theoretical work or results of a research together with original articles written in Turkish, English, French and German. Translated papers of any article written on the latest developments of a specific subject by known authors can also be accepted.

Turkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 8 pages including figures, tables, plates and photographs. The ones which are insisted by their authors not to be shortened can be published by charging for each additional page on the amount defined by editorial committee. Papers should be written on one side of A4 sheets leaving a blank space of 2.5 cm at each side of the sheet and maps, plates, cross sections must be prepared in the same form. Any wordprocesser compatible with Macintosh computer system should be used to type the papers and diskets including articles should be attached to the papers. It is possible for the editorial committee to get the articles written with an available Macintosh system but this has to be charged.

The papers should be orginised as follows: Title in Turkish; Author's name and address; Summary; Title in English; Abstract; Introduction; Sections and Sub-sections; Conclusions or Discussions and Conclusions; Acknowledgement; References; Appendices. Sections and Sub-sections should be enumerated in the form of 1., 1.1., 2., 2.1., etc.

References in the main text should be cited on the basis of Author's name and date. The information related to these should be given in the References section as: "Surname. Initial(s), Date, Title of Article, Abbreviated Name of the Journal, Volume No, First page-Last page".

Articles which are not published in the Journal are returned. 20 copies of the published papers are sent to the authors. In the joint papers this number is divided between the authors. Copy right is not paid for the published papers.

Figures, maps, graphics should be drown by black Indian ink on transparent drawing paper, photographs and plates should be prepared such that they can be placed in the frame of 13x19 cm. Yerbilimleri / Geosound is printed with offset printing method that's why coordination of the articles should be done by their authors; figures, tables and photographs should be orginised in the text and all explanations about these should be written in one language.

Papers should be sent in three copies, one being the original, to the following address together with the disket containing the article.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : (322) 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)
e-mail: yerbilimleri@yahoo.com