

Mayıs

ISSN 1016 - 9172

May 1993

Sayı 42



# JEOLOJİ

# MÜHENDİSLİĞİ

tmmob jeoloji mühendisleri odası yayın organı

*Publication of The Chamber of Geological Engineers of Turkey*

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ • Mayıs • Sayı 42



# JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
Chamber of Geological Engineers of Turkey

## Yönetim Kurulu (Executive Board)

**Behiç ÇONGAR**  
Başkan (President)

**Hikmet TÜMER**  
İkinci Başkan (Vice President)

**Mehmet Yüksel BARKURT**  
Yazman (Secretary General)

**Dr. Zeynel DEMİREL**  
Sayman (Treasurer)

**Coşkun NAMOĞLU**  
Mesleki Uygulamalar Üyesi  
(Secretary of Professional Activities)

**Mesude AYDAN**  
Sosyal İlişkiler Üyesi (Secretary of Social Affairs)

**Erçin TÜRKEL**  
Yayın Üyesi (Secretary of Publications)

## Yayın Kurulu (Publication Board)

**Dr. Tuncay ERCAN**  
Baş Editör (Chief Editor)

**Dr. Erdal ŞEKERCİOĞLU (DSİ) - Halil TÜRKMEN (MTA)**  
Editör (Editor) Editör (Editor)

Bu sayıdaki yazıların incelenmesinde Prof. Dr. Mesut ANIL (Ç.Ü.), M. Yüksel BARKURT (MTA), Prof. Dr. Remzi DİLEK (KTÜ), Prof. Dr. Okay EROSKAY (İ.Ü.), Prof. Dr. Aziz ERTUNÇ (Ç.Ü), Dr. Yavuz HAKYEMEZ (MTA), Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI (A.Ü.F.F), Doç. Dr. Mahmut MUTLUTÜRK (S.D.Ü.), Coşkun NAMOĞLU (TPAO), Erol ÖNHON (DSİ), Dr. Sefer ÖRÇEN (MTA), Dr. Şeyhali SAYIN (MTA), Doç. Dr. Ahmet SAĞIROĞLU (FÜ), Prof. Dr. Selçuk TOKEL (K.Ü) ve Doç. Dr. Asuman TÜRKMENÖĞLU (ODTÜ)'nün de katkıları olmuştur.

KAPAK RESMİ: Oltu - Artvin yol yarmasında Üst Jura - Alt Kretase yaşlı mikritik kireçtaşları

# JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ

**TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
Chamber of Geological Engineers of Turkey

## Yönetim Kurulu (Executive Board)

**Behiç ÇONGAR**  
Başkan (President)

**Hikmet TÜMER**  
İkinci Başkan (Vice President)

**Mehmet Yüksel BARKURT**  
Yazman (Secretary General)

**Dr. Zeynel DEMİREL**  
Sayman (Treasurer)

**Coşkun NAMOĞLU**  
Mesleki Uygulamalar Üyesi  
(Secretary of Professional Activities)

**Mesude AYDAN**  
Sosyal İlişkiler Üyesi (Secretary of Social Affairs)

**Erçin TÜRKEL**  
Yayın Üyesi (Secretary of Publications)

## Yayın Kurulu (Publication Board)

**Dr. Tuncay ERCAN**  
Baş Editör (Chief Editor)

**Dr. Erdal ŞEKERCİOĞLU (DSİ) - Halil TÜRKMEN (MTA)**  
Editör (Editor) Editör (Editor)

Bu sayıdaki yazıların incelenmesinde Prof. Dr. Mesut ANIL (Ç.Ü.), M. Yüksel BARKURT (MTA), Prof. Dr. Remzi DİLEK (KTÜ), Prof. Dr. Okay EROSKAY (İ.Ü.), Prof. Dr. Aziz ERTUNÇ (Ç.Ü.), Dr. Yavuz HAKYEMEZ (MTA), Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI (A.Ü.F.F), Doç. Dr. Mahmut MUTLUTÜRK (S.D.Ü.), Coşkun NAMOĞLU (TPAO), Erol ÖNHON (DSİ), Dr. Sefer ÖRÇEN (MTA), Dr. Şeyhali SAYIN (MTA), Doç. Dr. Ahmet SAĞIROĞLU (FÜ), Prof. Dr. Selçuk TOKEL (K.Ü) ve Doç. Dr. Asuman TÜRKMENÖĞLU (ODTÜ)'nün de katkıları olmuştur.

KAPAK RESMİ: Oltu - Artvin yol yarmasında Üst Jura - Alt Kretase yaşlı mikritik kireçtaşları

# JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ



tmmob jeoloji mühendisleri odası yayın organı

Sayı: 42

Mayıs 1993

**SAHİBİ ve YAYIM SORUMLUSU**  
Behiç ÇONGAR

### YÖNETİM YERİ

Bayındır Sokak No: 7/1 Kat 1  
Kızılay - ANKARA  
Tel: (312) 432 30 85 - 434 08 22  
Fax: (312) 434 23 38

### YAZIŞMA ADRESİ

P.K. 507 - 06424 Kızılay-ANKARA

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayınıdır. Yılda iki kez yayınlanır. Dergi Oda'nın amaç, ilke ve yayım koşullarına uygun bilimsel ve teknik yazılara açıktır. Yayınlanan yazılardaki fikir ve teknik sorumluluk yazarlarına ait olup, Jeoloji Mühendisleri Odası ve Dergi sorumlu değildir.

### REKLAM FİYATLARI

Arka Dış Kapak (Renkli)	6.000.000.- TL.
Arka Dış Kapak (S/B)	4.500.000.- TL.
Arka İç Kapak (Renkli)	5.000.000.- TL.
Arka İç Kapak (S/B)	2.500.000.- TL.
İç Sayfa (S/B)	3.000.000.- TL.
1/2 Sayfa (S/B)	1.500.000.- TL.
1/4 Sayfa (S/B)	750.000.- TL.
Özel Renk	500.000.- TL.
Renk Süzümü	500.000.- TL.

Tescilli bürolara ve sürekli reklam yayımlanması isteminde %10 indirim yapılır.

Bu sayı 4000 adet basılmıştır.

### İÇİNDEKİLER

- OKURLARIMIZA..... 3-4
- Boğsak Karst Kaynağı (Mersin-Taşucu) Örneğinde Bir Karst Kaynağı ve Akiferinin Jeohidrolojik Analizi  
TURGUT ÖZTAŞ ..... 5-14
- Levent (Akçadağ-Malatya) Kuzeybatısında Ulupınar Formasyonu (Üst Kretase) Kumtaşlarının Petrofasiyes Özellikleri  
ORHAN ÖZÇELİK - MEHMET ALTUNSOY..... 15-20
- Titanyum Mineral Yatakları, Kayaçlarda Titanyum İçeriği ve Bölümlenmesi  
ALİ HAYDAR GÜLTEKİN..... 21-37
- Güledar Derivasyon Tünelindeki Destek Sınıflamalarının RSR Metodu ile Seçimi  
AYDIN ÖZSAN..... 38-41
- Gördes Çevresindeki Zeolitli Tüflerde Hoylandit-Klinoptilolit Miktarlarının X-ışınları Difraksiyonu ile Kantitatif Tayini  
FAHRİ ESENLİ..... 42-49
- Eğirdir Gölü Çanağının Oluşum Zamanına İlişkin Bir Gözlem / NİZAMETTİN KAZANCI..... 50-51
- Hatay Horst ve Graben Yapısının Amanos Dağları Altın Yatak ve Zuhurları  
M.ORHAN ÖZKOÇAK..... 52-59
- Perlitler İçindeki Suyun Kimyasal Yapısı ve Bu Yapının Genleşme Özelliğine Etkisi  
İSMET ÖZGENÇ..... 60-63
- Derme Karst Kaynağı ve Geliştirilmesi  
AYTEN ÖNAL..... 64-73
- Eleşkirt (Ağrı) Yöresindeki Tersiyer Yaşlı Volkanizmanın Jeokimyasal Özellikleri ve Bölgesel Yayılımı  
TUNCAY ERCAN - İSMAIL KESKİN - MUSTAFA DÖNMEZ..... 74-88
- Hidrotermal Maden Yataklarının Köken ve Oluşum Koşullarının Araştırılmasında Kararlı İzotoplar Jeokimyası İncelemeleri ve Türkiye'den Örnekler  
AHMET GÖKÇE..... 89-101
- Sayısal Kerojen Tip İndeksi  
TÜRHAN AYYILDIZ..... 102-105
- Düşük Dereceli Kömür Yatakları ve Balkan Endemik Nefropati Arasındaki İlişki  
ROBERT B. FINKELMAN - GERALD L. FEDER - WILLIAM H. OREM - ZORAN RADOVANOVIÇ  
Çev.: SELAMİ TOPRAK..... 106-107
- Fitolit Sistematiği  
GEORGE RAPP JR. - SUSAN C. MULHOLLAND  
Çev.: HAYDAR İLKER..... 108-117
- Jurassic Park  
VEDAT OYGÜR..... 118-127
- MTA'nın Artık Bir İşlevi Kalmadı mı?  
YUSUF ZİYA ÖZKAN..... 128-133
- İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 60 Yaşında  
İZVER TANSEL..... 134-138
- JMO Altın Çekiç Bilim Ödülü ve Prof. Dr. Engin Meriç..... 139-145
- Tartışma..... 146-147
- Haberler..... 148-149
- 1993 ve 1994 Yıllarında Jeolojiye İlişkin Bilimsel Toplantılar..... 150-153
- Anadolu'nun Renkli Olarak Basılan İlk Jeoloji Haritaları-III..... 154-158

## 'ZEMİN" VE JEOLojİ MÜHENDİSİ

Yazımızın başlığı olan "Zemin" terimi en genel anlamda bütün zemin ve kaya formasyonlarını ifade etmektedir. "Zemin" ve "Temeler" ile birlikte sürekli olarak kullanılan Zemin Mekaniği, Temel Mühendisliği, Zemin ve Temel Etüdü ve Jeoteknik Mühendisliği gibi bazı terimler ve tarifler çok kere iç içe, yan yana veya birbiri yerine kullanılmaktadır.

Bir zemin etüdünde veya jeoteknik etütde ağırlığın hangi mühendislik disiplininde olacağı hakkında ne yazık ki ülkemizde bir tartışma yapılamamaktadır. Halbuki bu etüdlere ağırlığın hangi uzmanlık olacağı hakkında genelleştirme yapmak mümkün değildir.

Yumuşak veya gevşek bir zemin üzerine inşa edilecek yapılar için taşıma gücü ve oturma etüdlерinde zemin mekaniği ve jeoloji mühendisliği prensipleri birlikte kullanılır. Kaya içindeki derin bir kazının stabilite incelemesinde ise jeoloji mühendislerinin yeri tartışılmazdır.

Zeminlerin dinamik analizlerinde zemin dinamiği veya deprem mühendisliği olanlarında incelemeye gidilir. Bu şekilde birbirine yakın uzmanlık dallarında ve ortak bir teknik dili konuşabilen mühendisler, jeoteknik etüdlere biraraya gelerek zemin-yapı karşılıklı ilişkisini en doğru şekilde inceler ve değerlendirir. Bu yüzden de bu tür işlerin sahibi yalnız inşaat mühendisleridir ya da yalnız jeoloji mühendisleridir demek bize göre yanlış bir tartışmadır. Nitekim bütün hayatı boyunca büyük bir merak ve heyecan ile birçok ülkede ders veren, araştırma ve müşavirlik yapan zemin etüdlерinin babası TERZAGI zemin ve temel etüdlерinde jeolojinin yerini ısrarla savunmuş ve tüm çalışmalarını jeoloji mühendisleri ile ortak gerçekleştirmiştir.

Bugün jeoloji mühendisliği eğitimi veren bütün kurumlarda öğrencilere zemin mekaniği, kaya mekaniği ve temel dersleri verilmekte ve olanakları oranında laboratuvar ve arazi deneyleri gösterilmektedir.

*Biz mühendislerin en önemli konusu kısır tartışmalar değil uygulamalarda zemin ve temel etüdün gerekli ve zorunlu olduğunu savunmaktır. Zaman veya ödenek yetersizliği bahane edilerek bazı önemli yapılarda dahi temel etüdü ya hiç yapılmamakta veya gereğince yapılamamaktadır. Bazen de temel kazısı yapıldıktan sonra ortaya çıkan duruma göre bir etüd yapılmaktadır. Bazı hallerde de zemin-yapı ilişkisini dikkate almadan zemin emniyet gerilmesi seçilmesine gidilebilmektedir. İşte bu çelişkileri azaltması bakımından Bayındırlık ve İskan Bakanlığı'nın 28 Haziran 1993 tarihindeki B.O.9.D YFK 0.000000/6.5/373 sayılı genelgesi önemlidir. Fakat genelgenin tamamı incelendiğinde bu işin patronu inşaat mühendisidir görüşü hakimdir ki; bu son derece yanlış ve yanıltıcıdır. Biz Jeoloji Mühendisleri Odası olarak Bakanlık üst düzey yetkilileri ile görüşerek ve resmi başvurumuzla da genelgedeki çelişkilerin giderilmesi gerektiğini talep ettik, sözlü olarak olumlu yanıt aldık, umudumuz genelgenin de 10 Kasım 1993 tarihinde Bakanlık makamına iletmiş görüşlerimiz doğrultusunda düzeltilip yayınlanmasıdır.*

*Büyük ve ağır yapılar ile birlikte zemin ve temel etüdlerinin de önemi her gün biraz daha artmaktadır. Bu gerçeği görerek zemin konusunda uzmanlaşmış inşaat mühendislerinin ve jeoloji mühendislerinin zemin-yapı ilişkilerini birlikte çözmelerinde hem ülke karlıdır, hem de mühendislik disiplinleri. Kısır tartışmalarla bir yere varılamaz.*

*Saygılarımızla,*

**YÖNETİM KURULU**

## BOĞSAK KARST KAYNAĞI (MERSİN-TAŞUCU) ÖRNEĞİNDE BİR KARST KAYNAĞI VE AKİFERİNİN JEOHİDROLOJİK ANALİZİ

Geohydrological analysis of a karst spring and its aquifer on the example of Boğsak karst spring (Mersin-Taşucu)

Turgut ÖZTAŞ İTÜ Maden Fak. Jeol.Müh. Böl., İSTANBUL

**ÖZ:** Mersin iline bağlı Taşucu bucağının 10 km. batısındaki Boğsak köyü girişinde yer alan Boğsak kaynağı, bazı yıllardaki yaklaşık 10 m<sup>3</sup>/sn'lik boşalımı ve 11 ay boyunca süregiden aşırı tuzlu niteliği ile bilimsel açıdan son derece ilginç bir karst kaynağıdır.

Boğsak karst kaynağı; bir tek yeraltı drenaj alanından değil, değişik kotlarda yer alan ve statik yeraltı su düzeyleri aşıldığında sularını sadece bir noktadan olmak üzere komşu drenaj alanlarından sadece birine boşaltan bir çok kapalı yeraltı drenaj alanından (çanak) oluşan ve yerel geçirimsiz seviyeler içeren bir karst akiferinin suyunu drene etmektedir.

Kaynak debisinin azalma dönemindeki regresyon analizi, klâsik yöntem çerçevesinde fakat daha farklı bir yol izlenerek yapılmış ve önerilen yolun daha güvenli olduğu sayısal olarak kanıtlanmıştır. Kaynağın debi-zaman ilişkisini yansıtan eşitlikten hareketle, birinci aşamada karst akiferin hidrolik katsayılarını ifade eden iletimlilik, depolama ve geçirimlilik katsayıları güvenli yönde kalarak sınır değerleriyle hesaplanmış, ikinci aşamada ise bölgesel meteorolojik su bilançosuna dayanılarak Boğsak karst kaynağı akiferinin olası yayılım alanının alt ve üst sınır değerleri belirlenmiştir. Tüm hidrolik parametrelerin ve akifer boyutlarının gözönüne alınmasıyla Boğsak karst kaynağı akiferinin su potansiyeli ile statik ve dinamik rezervi bulunmuştur.

1/10.000 ölçekli ayrıntılı genel jeoloji ve karst jeolojisi çalışmalarının meteorolojik ve hidrolojik analizler ile laboratuvar deneylerinden sağlanan verilerle sentezini baz alan bu çalışma sonunda Boğsak karst kaynağı ve akiferinin temel hidrolik karakteri ortaya çıkarılmıştır.

**ABSTRACT:** The Boğsak karst spring is at the entrance Boğsak village, at 10 km. distance on W of Taşucu subprovince. It has 10 m<sup>3</sup>/s discharge in some years and a strong salinization is effective on 11 months in per year.

An aquifer model possessing many closed underground drainage areas (bowls) taking place at different elevations, which is proposed drains their water to only one neighbouring underground drainage area from only one point, when the groundwater level of the static reservoir exceeded. This new aquifer model, which explains both the discharge of the Boğsak karst spring and the process of the saltation, will open new sights in to karstic hydrogeology and the general hydrogeologic studies.

It is concluded that trying to prevent the encroachment of seawater to the spring will be unsuccessful and uneconomic in general. Therefore, leaving the spring in its own flow condition is useful only in January and February, when it has maximum discharges and discharging the fresh water by a possible production well located at 1 km distance on SW of the spring with 250-300 m. depth is probably the most economical and realistic solution.

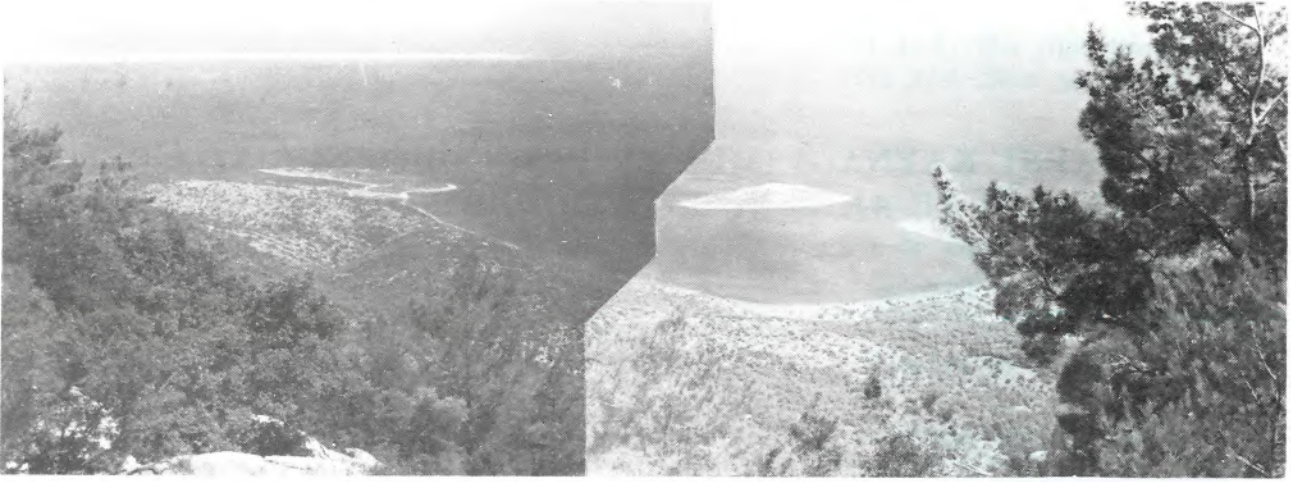
The deficiencies of the classical way in the analysis of discharge of a karst spring depending on the time in decreasing period of spring discharge are explained numerically such as shown in the example of the Boğsak karst spring. One of the most important deficiencies in violating assumptions regarding the relations described in the discharge equations. The proposed approach and the classical approach are applied to the discharge in decreasing period. Comparison of the results shows the validity of the approach proposed in this study. Based on all data determined above, the total, static and dynamic reserves of the groundwater in aquifer have been calculated from the hydraulic parameters and the dimensional properties of the aquifer.

### GİRİŞ

Mersin ili Taşucu bucağının 10 km. batısındaki Boğsak köyü girişinde ve kıyıya 120 m. dik mesafede yer alan Boğsak karst kaynağı, bazı yıllardaki yaklaşık 10 m<sup>3</sup>/sn'lik boşalımı ve 11 ay boyunca süregiden aşırı tuzlu niteliği ile bilimsel ve ekonomik açıdan büyük önem taşır (Foto 1, 2, 3). Tuzluluk nedeninin ve kaynaktan sürekli yararlanabilme imkânının araştırıldığı bir çalışma, bu yazının konusunu oluşturan kaynağın ve akiferinin jeohidrolojik özelliklerinin sayısal olarak belirlenmesi birinci derecede önem taşıyacaktır (Öztaş, 1989).

### BOĞSAK KARST KAYNAĞI VE AKİFERİNİN HİDROJEOLJİK YAPISI

250 m. uzunluğunda küçük bir dere ile Boğsak körfezine boşalan Boğsak kaynağı, Üst Permian'ın üst istifini oluşturan dolomit-rekristalize kireçtaşı aralanmasının alt seviyelerinden çıkar (Çizelge 1). Hidrojeolojik açıdan yerel geçirimli-düşük erimeli kaya ortam (Gç<sub>D</sub>) oluşturan bu istifin altında yine Üst Permian yaşlı olan ve alt istifi oluşturan kumlu kireçtaşı-fosilli kireçtaşı aralanması yer alır. 90 m. dolayında kalınlığı olan ve KD'ya eğimli bir normal fay ile kesilmiş bulunan bu istif, bir yerel geçirimsiz-



**Foto 1.** Boğsak karst kaynağı ve yakın dolayı (Sol üstte Silifke deltası)  
**Photo 1.** Boğsak karst spring and new surrounding (Silifke delta at left top.)

orta erimeli kaya ortam ( $G_{\text{ÇO}}$ ) oluşturur. Ortamın daha alt seviyelerine inildikçe, önce yine yerel geçirimsiz-orta erimeli kaya ortam ( $G_{\text{ÇO}}$ ) niteliği taşıyan yaklaşık 70 m. kalınlığındaki Üst Devoniyen yaşlı kumlu fosilli kireçtaşı-kumtaşı ardalanmasına, sonra da tamamen geçirimsiz erimsiz kaya ortam ( $G_z$ ) niteliği gösteren Alt Silüriyen yaşlı killi şistlere geçilir. Bu nedenle, özelde Kaynak yerinde, genelde de tüm inceleme alanında, sözkonusu kireçtaşı ve dolomitler içinde dolaşan karst yeraltısuunu Alt Silüriye'de tutulmakta ve hatta yer yer Üst Devoniyen'in kumtaşı tabakalarının zon oluşturduğu üst ve orta seviyelerinden aşağılara inmemektedir. Diğer bir ifadeyle, bu geçirimsiz seviyeler ( $G_z$ ), Boğsak karst kaynağı akifer (Ier) inin taban

(Iar)ını oluşturmaktadır (Öztaş, 1989).

Yapısal ve litolojik özellikleri gözönüne alındığında bir karst akiferi oluşturmaya elverişli olan yaklaşık 160 m. kalınlıktaki bu ortamda, Üst Devoniyen'in, yerel geçirimsiz seviyeler ile kısmen veya tamamen dolgulu olan süreksizlikler içermesi nedeniyle, Boğsak karst kaynağı akiferinin en alt 70 m.'sini oluşturan kesim içinde verimli bir yeraltısu depolanması beklenilmemelidir. Bu alt akifer bölgesini, genelde karst yeraltısu dolaşımının hemen hemen hiç olmadığı bir pasif yeraltısu deposu olarak düşünmek daha gerçekçi olacaktır.

Akifer ortamı oluşturan kireçtaşlarını dolomit ve geçirimsiz seviye dokanaklarında, süreksizlikler boyunca



**Foto 2.** Boğsak karst kaynağına mansaptan bakış.  
**Photo 2.** View of Boğsak karst spring at flow bed.



**Foto 3.** Boğsak karst kaynağından menba yönünde bakış.  
**Photo 3.** View of Boğsak karst spring at flow direction.



Üssistem		Sistem		Seri		Kat		Hidrojeoloji Ortamı		Simgesi		Kalınlık(m)	
SENOZOİK		Neojen		Miyosen		Alt		G <sub>c</sub>		G <sub>c</sub>		15	
MESOZOİK		Kretase		Üst				G <sub>c<sub>0</sub></sub>		G <sub>c<sub>0</sub></sub>		145	
								G <sub>c<sub>d</sub></sub>		G <sub>c<sub>d</sub></sub>		15	
		Jura						G <sub>c<sub>0</sub></sub>		G <sub>c<sub>0</sub></sub>		100	
								G <sub>c<sub>d</sub></sub>		G <sub>c<sub>d</sub></sub>		50	
PALEOZOİK		Permiyen		Üst				G <sub>z</sub>		G <sub>z</sub>		15	
								G <sub>c<sub>d</sub></sub>		G <sub>c<sub>d</sub></sub>		45	
								G <sub>c<sub>0</sub></sub>		G <sub>c<sub>0</sub></sub>		60	
								G <sub>c<sub>d</sub></sub>		G <sub>c<sub>d</sub></sub>		10	
								G <sub>c<sub>0</sub></sub>		G <sub>c<sub>0</sub></sub>		20	
								G <sub>z</sub>		G <sub>z</sub>		10	
		Karbonifer		Alt				G <sub>c<sub>0</sub></sub>		G <sub>c<sub>0</sub></sub>		70	
								G <sub>z</sub>		G <sub>z</sub>		5	
		Devoniyen		Üst				G <sub>c<sub>0</sub></sub>		G <sub>c<sub>0</sub></sub>		40	
								G <sub>z</sub>		G <sub>z</sub>		5	
								G <sub>c<sub>0</sub></sub>		G <sub>c<sub>0</sub></sub>		20	
								G <sub>z</sub>		G <sub>z</sub>		5	

## Hidrojeoloji Ortamları ve Karst Özellikleri

G<sub>c</sub> : Geçirimli-Erimeli Taneli Ortam

G<sub>c<sub>0</sub></sub> : Yerel Geçirimsiz -Orta Erimeli Kaya Ortam

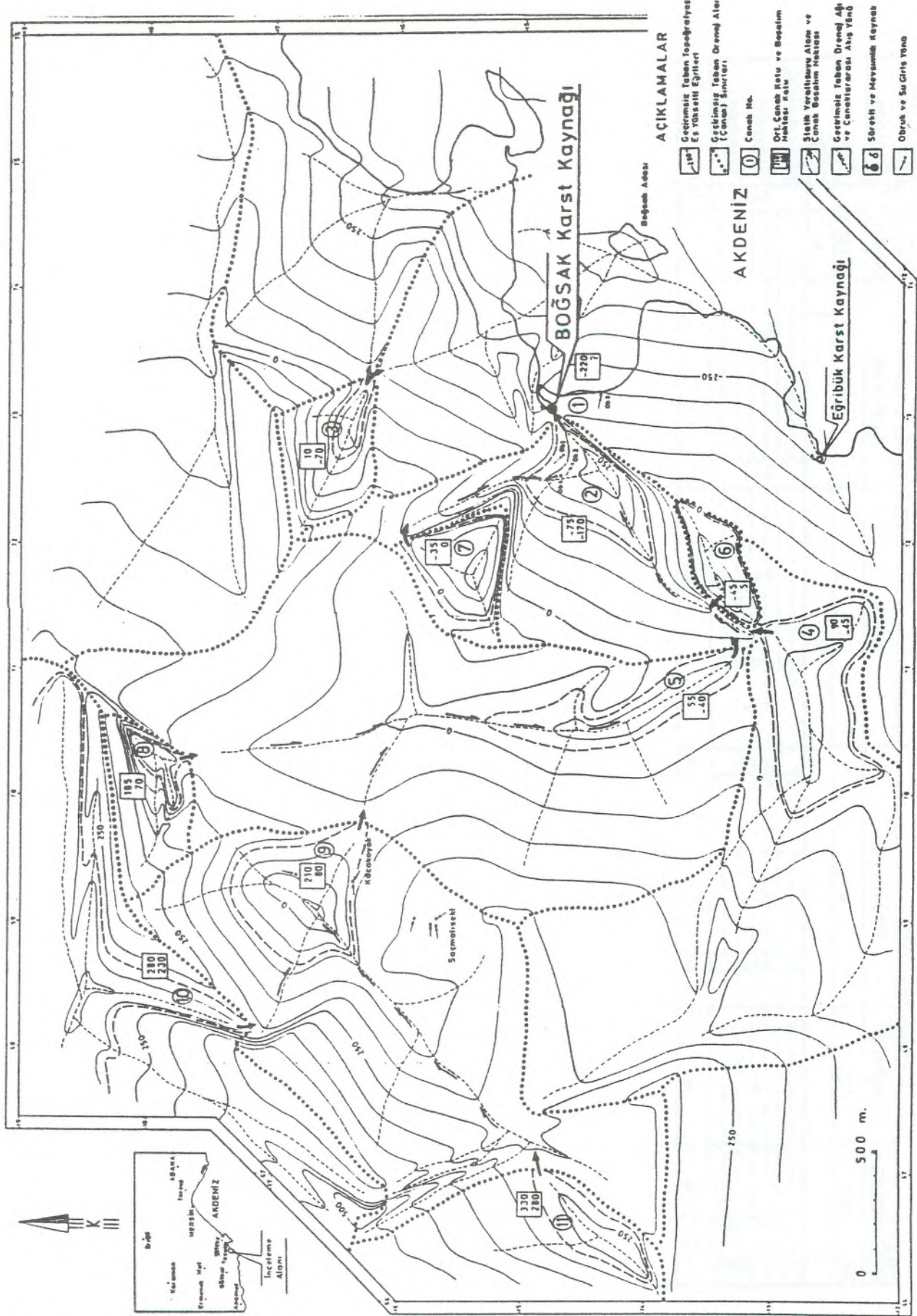
G<sub>c<sub>d</sub></sub> : Yerel Geçirimli -Düşük Erimeli Kaya Ortam

G<sub>z</sub> : Geçirimsiz -Erimesiz Kaya Ortam

Hidrojeolojik Ortamlar		G <sub>c<sub>d</sub></sub>	G <sub>c<sub>0</sub></sub>
Ortam Özellikleri			
Kimyasal Bileşim,%	CaCO <sub>3</sub>	24.0	94.0
	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	75.5	2.5
	Erimezler	0.5	3.5
Eriyebilirlik Ölçeği		20	45
Bağıt Eriyebilirlik Sıralaması		Düşük	Orta
Boşluktuluk %	Tabakalaşmaya Paralel	8	15
	Tabakalaşmaya Dik	5	11
Süreksizlik Sıklığı,%	Tabakalaşmaya Paralel	2	4
	Tabakalaşmaya Dik	1	2
Süreksizlik Aralığı,m		0.60	0.35
Karst Yapıları		Dolomit Yüzey Karstı, Kireçtaşı Dokanaklarında Obruklu.	Değişik Karren Tipleri, Dolomit Dokanaklarında ve Dolinler içinde Obruklu, Dolinli.
Litoloji		Dolomit Dolomitleşmiş Kireçtaşı	Kireçtaşı

Çizelge 1. İnceleme alanının genelleştirilmiş karst hidrojeolojisi kesiti.

Table 1. Generalized hydrogeological section of karstic media at studied area.



çizgisel karstlaşma boşlukları ve mağaralar görülür. Öncelikle KB-GD doğrultulu genç oblik faylar ile oblik ve enine çatlaklar boyunca başlayan karstlaşmanın daha derinlerdeki gelişimi, bölgesel karstlaşma özelliğinin bir sonucu olarak, KD-GB uzanımlı yaşlı oblik ve boyuna faylar ile boyuna çatlaklar ve tabaka doğrultuları boyunca süregider. Karstlaşmanın gelişim gösterdiği bu doğrultular, doğaldır ki aynı zamanda karst yeraltısuyu dolaşımının da esas doğrultularıdır.

Boğsak karst kaynağı akiferinin boyut ve yayılımını belirlemek amacıyla, akifer tabanını oluşturan geçirimsiz-erimesiz kaya ortamın, hidrojeolojik kesitlerden hareketle geçirimsiz taban topoğrafyası haritası hazırlanmıştır. Bu haritada; Boğsak karst kaynağı akiferinin tüm inceleme alanında süreklilik göstermekle birlikte tek ve sürekli bir yeraltı drenaj alanından oluşmadığı, fakat değişik kotlarda yer alan ve belirli bir seviyeye kadar yeraltısuyu ile her zaman doygun bulunan, bu seviye aşıldığında da suyunu yalnız bir noktadan ve komşu drenaj alanlarından sadece birisine boşaltan birçok kapalı yeraltı drenaj alanından (çanak) meydana geldiği ortaya çıkarılmıştır (Harita 1). Görüldüğü gibi, inceleme alanının KB ve B'sindeki 10 ve 11 No'lu çanaklardan başlayan yeraltısuyu akışı 2 No'lu çanakta toplanmakta ve buradan da Boğsak karst kaynağı boşalım noktasından 1 No'lu çanağa geçmektedir.

Boğsak karst kaynağının oluşumuna açıklık getiren bu karst akiferi modelini ve yeraltısuyu akış yönlerini inceleme alanı genelinde destekleyen bazı önemli veriler şunlardır:

a) Geçirimsiz taban topoğrafyası haritasına bakıldığında, başlangıçta KB'dan GD'ya yönelmiş olan karst yeraltısuyu akışının, derinlere inildikçe KD'ya doğru yön değiştirmesi, bölgesel karstlaşma ve karst gelişim modeli ile son derece büyük bir uyum içindedir.

b) Kocakoyak obrukları, Saçmalıseki obruklarından sonra sulu hale gelmekte ve Saçmalıseki obruklarının suyunu kaybetmesinden sonra bile uzun süre sulu kalmaktadır.

c) Boğsak vadisindeki obruklardan önce Ob4 obruğu sulu hale gelmekte ve bunu Ob1, Ob2 obrukları izlemektedir. Obruklar hemen hemen aynı zamanda susuz hale gelmektedir. Bu durum, öncelikle 7 No'lu çanaktan su geliriyle doğrudan ilgilidir.

ç) Şiddetli yağışlar sonrasında Eğribük karst kaynağında da akış görülmesi, 4 No'lu çanaktaki statik yeraltısuyu düzeyinin ani yükselimiyle, bu çanağın aynı zamanda GD'dan 1 No'lu çanağa yeraltısuyu geçirmesiyle ilgilidir.

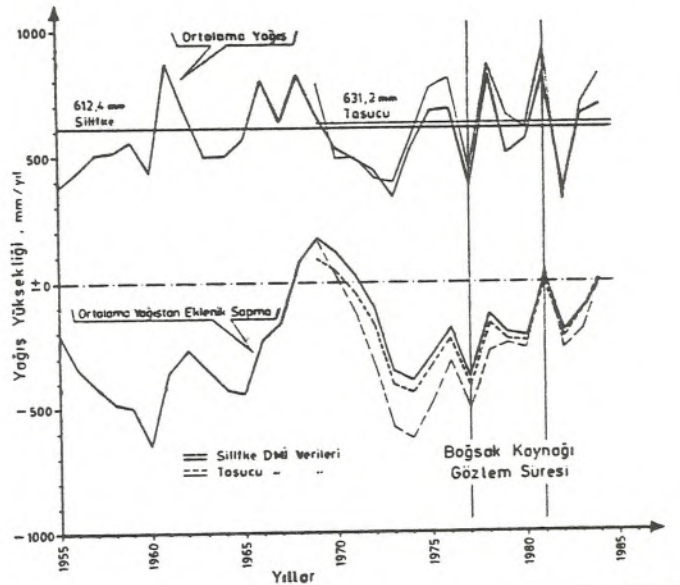
d) Yağışlar sonrasında Boğsak kaynağı debisinde görülen ani artış, yakın çanaklardan çabuk su gelişinin

neticesidir. Debide önce azalma sonra yeniden artma oluşu uzak çanaklardan toplanarak gelen su miktarını gösterir. Nihayetinde az debiyle uzun süre akış ise öncelikle yüksek kotlu çanaklarda ve giderek düşük kotlu çanaklarda ortaya çıkan dinamik yeraltısuyu miktar ve hareket hızındaki azalmanın doğal bir sonucudur.

## BOĞSAK KARST KAYNAĞI BOŞALIMININ KARAKTERİ

Boğsak kaynağı debi değerlerinin kaydedildiği Şubat 1977-Aralık 1981 tarihleri arasında en düşük debi değeri 0,048 m<sup>3</sup>/sn ile Ekim 1981'e en yüksek debi değeri ise 9, 871 m<sup>3</sup>/sn ile Ocak 1978'e aittir. Ortalama yıllık debi 1, 05 m<sup>3</sup>/sn'dir. 1977-1981 yıllarını kapsayan ölçüm dönemi, uzun yıllar ortalamasının altında kalan 16 yıllık bir kurak dönemin yağışlı yıllarına rastlamaktadır (Şekil 1). Yıllık debi değişimleri birbirine son derece benzer bir gidiş göstermektedir (Şekil 2).

Kaynak debisinin aylık değişim grafiğine göre, Aralık ayında artmaya başlayan debi Ocak ayında en yüksek değerine ulaştıktan sonra Ağustos ayına kadar hızla azalmaktadır. Eylül-Kasım döneminde daha yavaş azalım gösteren debi, Ekim-Kasım aylarındaki en düşük değerde hemen hemen sabit kalmaktadır (Şekil 3).



Şekil 1. Taşucu ve Silifke devlet meteoroloji istasyonları verilerine göre ortalama yağışın ve ortalama yağıştan eklenik sapmanın yıllık değişimi.

Figure 1. Annual change of average precipitation and cumulative deviation from mean precipitation due to data of Taşucu and Silifke meteorological stations.

Pratik olarak yağış düşmeyen Temmuz-Eylül dönemini izleyen Ekim-Kasım ayı yağışlarının, kurak yaz ayları sonrasındaki ilk yağışlar olması nedeniyle, sadece karst ortamının kısmen suya doygunluğu sağlanmakta ve dolayısıyla yeraltı akışı oluşturabilecek miktarda bir yağış suyu akifere ulaşmamaktadır. Aralık ayındaki yağışlar, karst ortamdaki mevcut su doygunluğunun azlığı ve karst yeraltı suyu düzeyi kotunun düşük oluşu nedeniyle, kaynak debisini beklenenin altında etkilemektedir. Ayrıca grafiklerden görüldüğü gibi, debi ve akışın zamana göre incelenerek aralarındaki ilişkinin araştırılması, özellikle elde seyrek aralarla yapılmış debi ölçümleri bulunması halinde, genellikle şimdiye kadar alışlagelen debi-yağış incelemesine göre daha yararlı ve daha gerçekçi sonuç vermektedir.

Ocak-Kasım dönemi için kaynak debisinin sürekli azalma içinde olduğu grafiklerden görülmekle birlikte, ilgili analiz yöntemlerinin uygulama varsayımlarının bu azalma dönemi için geçerliliğinin kontrol edilmesi zorunludur. Ocak ve Şubat aylarındaki aşırı yağışlar, Temmuz ve Ağustos aylarındaki aşırı buharlaşma, sulama amacıyla su çekimi ve turizmden kaynaklanan geçici büyük nüfus artışına bağlı fazladan su tüketimi gibi nedenler, kaynak debisinin "ek besleme ve boşalma olmadan azalması" temel varsayımına aykırı olduğu için, hesaplamalarda bu aylar gözönüne alınmamış ve karst ortamının sadece kendi özelliklerine bağlı olarak doğal boşalmanın matematik ifadesi belirlenmiştir. Debi değerleri olarak, aylık ağırlıklı istatistik ortalama değerler kullanılmıştır. Öngörülen bu yol ve eskiden olduğu gibi varsayımlara uygunluk irdelemesi yapmaksızın mevcut debi ölçümlerinin tümünün her ay için doğrudan kullanıldığı klâsik yol ayrı ayrı izlenerek boğsak karst kaynağı debisi-

nin azalma dönemindeki istatistik-matematik bağıntısı hesaplanmış ve bu bağıntının aşağıdaki TISON eşitliğine uyduğu saptanmıştır (Çizelge 2).

$$Q_t = \frac{2,10}{(1+0,0084.t)^2} \dots\dots\dots (1)$$

Bu çalışmada öngörülen ve klâsik yol izlenilerek yapılan hesaplamalar, elde edilen sonuçların korelasyon katsayılarından ve standart sapmalarından görüleceği gibi, öngörülen hesaplama yolu lehinedir (Çizelge 2).

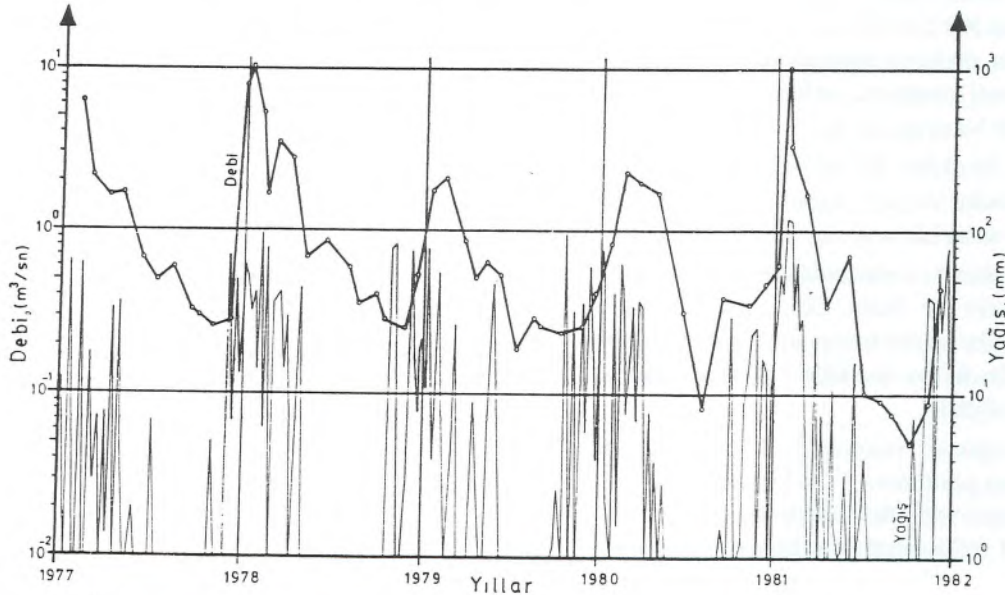
Elde edilen eşitlik türü, karst kaynaklarının azalma dönemindeki boşalım eğrilerinin logaritmik doğrusal olmaktan çok, azalma dönemi başlangıcında önce doğrusal, fakat sonra zaman eksenine giderek asimptotik bir yaklaşım içinde eğrisellik kazandıkları yolundaki genel görüşü de sayısal olarak ayrıca desteklemektedir.

## BOĞSAK KARST KAYNAĞI AKİFERİNİN KARAKTERİ

Boğsak karst kaynağı akiferinin karakterini belirlemek üzere gerçekleştirilen çalışmaların birinci aşamasında karst akiferin iletimlilik (T, Transmissibilite) ve depolama (S) katsayıları hesaplanmış, ikinci aşamada ise akiferin boyutsal büyüklükleri ile su potansiyeli ve genel yeraltı suyu özellikleri açığa çıkarılmıştır.

### Birinci Aşama Çalışmaları

Theis ve Jacob yöntemlerinin Mijatovic tarafından geliştirilen ve karst kaynaklarının azalma dönemindeki debi-zaman ilişkisine uyarlanan bağıntularla, sözkonusu ilişkiyi yansıtan Tison bağıntısının ve aşağıdaki diğer



**Şekil 2.** Boğsak karst kaynağı debisinin ve bölgesel yağışın zamana göre değişim grafiği  
**Figure 2.** Change in time of discharge of Boğsak karst spring and regional precipitation.

eşitliklerin kullanılması sonucu, karst akiferin iletimlilik (T) ve depolama (S) katsayıları hesaplanmıştır (Mijatovic, 1975; Karanjac, 1977; Birsoy, 1982).

$$V_t = \frac{Q_t}{\alpha} \cdot 86400 \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\Delta r_t = \frac{V_t}{A} \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\Delta R = \Delta r_0 - \Delta r_t \quad \dots\dots\dots (4)$$

$Q_t$  : Karst kaynağının herhangi bir "t" anındaki azalma dönemi bağıntısına göre hesaplanan boşalım değeri, m<sup>3</sup>/sn.

$\alpha$  : Boşalım katsayısı, gün<sup>-1</sup>

$V_t$  : Karst akiferinde "t" anında depolanmış yeraltısuyu hacmi (dinamik rezerv, aktif hacim), m<sup>3</sup>.

$\Delta r_0$  : Karst akiferinde "0" anında (azalma dönemi başlangıcında) depolanmış yeraltısuyu yüksekliği (depolama indisi), m.

$\Delta r_t$  : Kart akiferinde "t" anında depolanmış yeraltısuyu yüksekliği (depolama indisi),m.

$\Delta R$  : Karst kaynağının azalma döneminde başlangıç ile herhangi bir "t" anı arasında oluşan dinamik rezerv değişimi yüksekliği, m.

A : Karst akiferin yayılım alanı, km<sup>2</sup>.

İnceleme alanının tüm yeraltı drenaj alanını içermemesi ve KB'dan açık bulunması nedeniyle, "A" değeri sayısal olarak değil, simgesel olarak eşitliklerde yer almıştır. Sözü edilen tüm bağıntılar 30 Şubat-30 Kasım arasındaki azalma dönemi gözönünde bulundurularak bir çizelge şekline getirilmiş ve buradan hareketle öncelikle  $\Delta R: f(\log t)$  grafiği hazırlanmıştır. Grafikten sağlanan  $\Delta R$  ve  $t_0$  değerleri Mijatovic'in aşağıdaki uyarılama bağıntılarına konularak T ve S hesaplanmıştır.

$$T = 0,55 \frac{Q_{ort}}{\Delta R} \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$S = 2,25 \frac{T \cdot t_0}{x^2} \quad \dots\dots\dots (6)$$

T : Karst akiferin iletimlilik katsayısı, m<sup>3</sup>/sn/m.

$Q_{ort}$ : Karst kaynağının ortalama yıllık debisi, m<sup>3</sup>/sn.

$\Delta R$  : Rezerv değişim yüksekliği farkı, (A<sup>-1</sup>) m.

S : Karst akiferin depolama katsayısı, boyutsuz

$t_0$  :  $\Delta R_0=0$  için grafikten okunan  $t=t_0$  değeri, gün

x : En uzak beslenme noktasının, karst kaynağına olan yeraltı drenaj hattı boyunca veya doğrudan harita üzerinden ölçülen yatay uzaklığı, m.

Eşitliklerdeki  $Q_{ort}$  değeri, 1977-1981 yılları arasındaki debi değerlerinin güvenli aylık istatistik ortalamalarından hareketle hesaplanan alt ve üst sınır değerleri ifade etmektedir. Boğsak karst kaynağının min. ve max. yıllık ortalama debileri, sırasıyla 0,75 m<sup>3</sup>/sn. ve 1,55 m<sup>3</sup>/sn'dir. Bu veriler ışığında "5" eşitliği,

$$T_{min} = (0,027.A) \text{ m}^3/\text{sn}/\text{m};$$

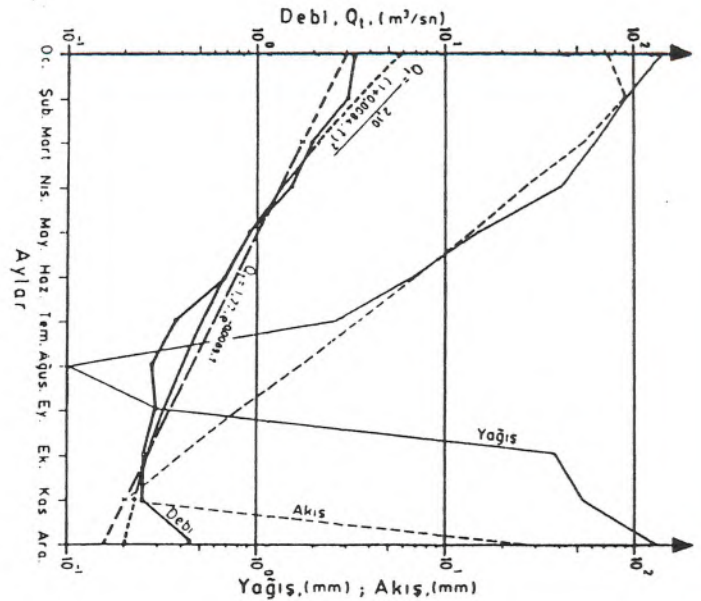
$$Q_{min} = 0,75 \text{ m}^3/\text{sn} \text{ için} \dots\dots\dots (7)$$

$$T_{max} = (0,056.A) \text{ m}^3/\text{sn}/\text{m};$$

$$Q_{max} = 1,55 \text{ m}^3/\text{sn} \text{ için} \dots\dots\dots (8)$$

şeklinde hesaplanan karst akifere ait iletimlilik katsayısı değerlerinin alt ve üst sınırlarını ifade edecektir.

Karst akiferin depolama katsayısını (S) hesaplamak için "6" eşitliği,  $T_{min}$  ve  $T_{max}$  değerleri için ayrı ayrı kullanılmıştır. Sonuçta,  $S_{min}$  ve  $S_{max}$  şeklinde ifade edilen ve karst akifere ait depolama katsayısının alt ve üst sınırlarını gösteren aşağıdaki büyüklükler elde edilmiştir.



Şekil 3. Boğsak Karst kaynağı debisinin, yağış ve akışın aylık ortalama değerlerinin Değişim grafikleri ve debisinin azalma dönemine ait doğrusal olan Maillet ve olmayan Tison eğrileri.

Figure 3. Mean monthly graphics of discharge of Boğsak karst spring, precipitation and runoff, also Maillet curve in linear and Tison curve in nonlinear.

$$S_{min} = 0,049 \frac{A}{x^2}; T_{min} \text{ için} \dots \dots \dots (9)$$

$$S_{max} = 0,101 \frac{A}{x^2}; T_{max} \text{ için} \dots \dots \dots (10)$$

İletimlilik ve depolama katsayılarına ait ifadelerde yer alan "A" ve "x" değerleri, sırasıyla "km<sup>2</sup>" ve "km" olarak alınacaktır.

### İkinci Aşama Çalışmaları:

İletimlilik ve depolama katsayısı ifadelerinde yer alan ve karst akiferin yayılım alanını gösteren "A" simgesinin sayısal değeri, bölgesel buharlaşma kayıplarının yağıştan olan farkını işaret eden ve su bilançosunda sadece "akış" olarak adlandırılan, gerçekte ise yüzey-yüzeyaltı-yeraltı akışları toplamından oluşan sayısal değer kullanılarak belirlenmiştir. Söz konusu "akış" değeri, 1977-1981 dönemi için 296,2 mm/yıl'dır.

Güvenli yönde kalınarak yüzey-yüzeyaltı akışının hiç oluşmadığı ve 296,2 mm/yıl'lık ortalama su yüksekliğinin tümüyle yeraltına geçerek karst akiferi beslediği ve tümüyle Boğsak karst kaynağı olarak boşaldığı varsayılırsa, karst akiferin yayılım alanından boşalabilecek en fazla su miktarını ifade eden bu değer, 296,2 mm/yıl'lık su yüksekliği ile karst akiferin yayılım alanının çarpılması sonunda elde edileceği görülür. Boğsak karst kaynağının en

		$Q_{min}=0,75 \text{ m}^3/\text{sn}$ $A_{min}=80 \text{ km}^2$		$Q_{max}=1,55 \text{ m}^3/\text{sn}$ $A_{max}=165 \text{ km}^2$	
Hidrolik Katsayılar		$x_d=24 \text{ km}$	$x_y=15 \text{ km}$	$x_d=50 \text{ km}$	$x_y=30 \text{ km}$
$Q_{min}=0,75$	$S_{min}=0,049 \frac{A_{min}}{x^2}$ (%)	0,68	1,74	-	
	$T_{min}=0,027 \cdot A_{min}$ (m <sup>3</sup> /sn/m)	2,16			
$Q_{max}=1,55$	$S_{max}=0,101 \frac{A_{max}}{x^2}$ (%)	-		0,67	1,85
	$T_{max}=0,056 \cdot A_{max}$ (m <sup>3</sup> /sn/m)			9,24	

**Çizelge 3.** Boğsak karst kaynağı akiferine ait hidrolik katsayıların, buharlaşmadan artakalan yağış fazlasının tümüyle yeraltına sızdığı varsayımına göre hesaplanan en küçük olası değerleri

**Table 3.** The smallest possible value for hydraulic coefficients belonging to aquifer of Boğsak karst spring with the acceptance of complete percolation into underground of precipitation remained from evaporation.

yüksek ( $Q_{max}$ ) ve en düşük ( $Q_{min}$ ) ortalama yıllık debilerinin, yukarıda açıklanan şekilde bulunacak olan yıllık boşalım miktarına oranı ise, Boğsak karst kaynağı akiferinin en büyük ve en küçük olası yayılım alanlarının güvenli yönde bir ifadesi olacaktır. Çünkü, su bilançosundan sağlanan "akış" değerinin %100'ünün bu hesaplamada yeraltına sızdığı varsayılmıştır. Eğer "akış"ın %50'sinin yeraltına sızdığı kabul edilseydi, aşağıdaki yayılım alanı değerlerinin 2 kez büyütülmesi gerekirdi.

$$A_{max} = 165 \text{ km}^2$$

$$A_{min} = 80 \text{ km}^2$$

Boğsak karst akiferi yayılım alanının en küçük ve en güvenli yönde hesaplanan bu olası değerlerinin bile, 9,8 km<sup>2</sup>'lik "Boğsak deresi sistemi ana drenaj alanı"ndan ve inceleme alanı içinde sadece 33 km<sup>2</sup>'lik D bölümü bulunan Boğsak kaynağının basamaklı çanaklar şeklinde karst akiferinin yeraltı drenaj alanından çok daha büyük olduğu açıkça görülür.

Depolama katsayısının hesaplanabilmesi için gerekli olan "x" parametresi, inceleme alanı için geçerli oransal ilişkiden hareketle hesaplanmış ve yeraltı drenaj hattı boyunca olan uzaklığı "xd", doğrudan harita üzerinden ölçülen yatay uzaklığı ise "xy" olarak ifade edilmiştir. Buna göre;

Sistemler	Uygulanan Bağıntılar	Azalma döneminde "Debi - Zaman" Bağıntısı	Standart Sapma Sd	Korelasyon Katsayısı $r_c$
Öngörülen debi değerlerinin %95 güvenli aylık istatistik ortalamalarından hareketle varsayımlara uygun olan zaman dilimlerinin seçilmesi.	TISON	$Q_t = \frac{2,10}{(1+0,0084 \cdot t)^2}$	±0,11	+0,991
	MAILLET	$Q_t = 1,77 \cdot e^{-0,0089 \cdot t}$	±0,14	-0,984
Klasik debi değerlerinin ölçüm tarihlerinin doğrudan kullanılması.	TISON	$Q_t = \frac{2,70}{(1+0,011 \cdot t)^2}$	±0,57	+0,722
	MAILLET	$Q_t = 2,01 \cdot e^{-0,0092 \cdot t}$	±0,54	-0,761

**Çizelge 2.** Boğsak karst kaynağı debisinin azalma dönemindeki "debi-zaman" ilişkisinin klasik ve öngörülen sistemlere göre hesaplanan değerlerinin karşılaştırılması

**Table 2.** Comparison of the calculated values due to classical and proposed systems of the relationship between discharge and time in regression period of the discharge of Boğsak karst spring.

$$\left. \begin{array}{l} x_d = 50 \text{ km} \\ x_y = 30 \text{ km} \end{array} \right\} A_{\max} = 165 \text{ km}^2 \text{ için}$$

$$\left. \begin{array}{l} x_d = 24 \text{ km} \\ x_y = 15 \text{ km} \end{array} \right\} A_{\min} = 80 \text{ km}^2 \text{ için}$$

olarak hesaplanmıştır.

Elde edilen  $Q_{\min}$ ,  $A_{\min}$ ,  $A_{\max}$  ile yayılım alanı büyüklüğüne bağlı olan  $x_d$  ve  $x_y$  değerleri, iletimlilik ve depolama katsayılarını veren 7, 8, 9, 10 eşitliklerinde yerine konarak sonuçlar bir çizelge şeklinde gösterilmiştir (Çizelge 3). Çizelgedeki sayısal büyüklüklerin, su bilançosundaki "akış"ın %100'ünün yeraltına sızdığı varsayımıyla yapıldığı unutulmamalıdır. Halbuki karstik serbest akiferler için yaygın bir görüş içinde %70-90 dolayında değişen "akış"a göre "sızma" yüzdesi, genelde yarı basınçlı karstik akifer niteliğindeki Boğsak karst kaynağı akiferi için doğal olarak daha da düşük olduğundan, bilanço akışının sadece %50'sinin yeraltına sızdığı varsayılarak yapılacak yeni bir hesaplama, tabii ki bu çizelgedekilerden daha farklı sayısal değerler üretecektir. Bu durumda; "A", " $x_d$ ", " $x_y$ " ve "T" değerleri 2 kez büyürken, "S" değeri 2 kez küçülecektir.

Boğsak karst kaynağı akiferinin hidrolik parametrelerinin ve yayılım alanının güvenli yönde hesaplanan değerlerinden hareketle, karst akiferin su potansiyeli ve bunun ne kadarının statik rezerv, ne kadarının da dinamik rezerv oluşturduğu ortaya çıkarılmıştır. Bu amaçla aşağıdaki eşitlikler kullanılmıştır.

$$R_t = A \cdot e \cdot S \dots \dots \dots (11)$$

$$R_t = R_d + R_s \dots \dots \dots (12)$$

- $R_t$  : Akiferin toplam su potansiyeli (rezervi),  $m^3$   
A : Akiferin yayılım alanı,  $m^2$   
S : Akiferin depolama katsayısı, boyutsuz  
e : Akifer kalınlığı, m  
 $R_d$  : Dinamik rezerv,  $m^3$   
 $R_s$  : Statik rezerv,  $m^3$

Sızma = %100 Akış Durumunda Akiferin Su Potansiyeli		$Q_{\min} = 0,75 \text{ m}^3/\text{sn}$ $A_{\min} = 80 \text{ km}^2$		$Q_{\max} = 1,55 \text{ m}^3/\text{sn}$ $A_{\max} = 165 \text{ km}^2$	
		$S_{\min} = 0,0068$ $x_d = 24 \text{ km}$	$S_{\min} = 0,0174$ $x_y = 15 \text{ km}$	$S_{\max} = 0,0067$ $x_d = 50 \text{ km}$	$S_{\max} = 0,0185$ $x_y = 30 \text{ km}$
Statik Rezerv ( $\times 10^6 \text{ m}^3$ )	$R_{s,\min}$	4	10	8	22
	$R_{s,\max}$	-	-	-	-
Dinamik Rezerv ( $\times 10^6 \text{ m}^3$ )	$R_{d,\min}$	83	213	169	466
	$R_{d,\max}$	-	-	-	-
Toplam Rezerv (Su Potansiyeli) ( $\times 10^6 \text{ m}^3$ )	$R_{t,\min}$	87	223	-	-
	$R_{t,\max}$	-	-	177	488

Çizelge 4. Boğsak karst kaynağı akiferinin su potansiyeli, dinamik ve statik su rezervi.

Table 4. Groundwater potential and the dynamic and static groundwater reserves of the aquifer of Boğsak karst spring.

Akifer Özellikleri		Akiferin Tümüne ait Değerler	Akiferin İnceleme Alanı İçinde Kalan Bölümüne ait Değerler
Boyutsal Özellikler	Yayılım Alanı, A ( $\text{km}^2$ )	80-165	33
	Kalınlık, e (m)	160	
	Yeraltı drenaj hattı boyunca olan max. uzaklık, $x_d$ (km)	24-50	10
	Max. yatay uzaklık, $x_y$ (km)	15-30	6
Hidrolik Katsayılar	İletimlilik (Transmissibilite), T ( $\text{m}^3/\text{gün}/\text{m} \cdot 10^5$ )	1,9-8,0	
	Geçirimsizlik (Permeabilite), K ( $\text{m}^3/\text{gün}/\text{m}^2 \cdot 10^3$ )	1,2-5,0	
	Depolama, S (boyutsuz). $10^{-2}$	0,7-1,9	
Su Potansiyeli	Toplam Rezerv, $R_t$ ( $\text{m}^3$ ). $10^6$	87-488	36-98
	Dinamik Rezerv, $R_d$ ( $\text{m}^3$ ). $10^6$	83-466	34-93
	Statik Rezerv, $R_s$ ( $\text{m}^3$ ). $10^6$	4-22	2-5
Yeraltısu Özellikleri	Hidrolik Eğim, i (boyutsuz)	0,055	
	Akım Hızı, v (m/gün)	65-275	
	Boşalım Miktarı, Q ( $\text{m}^3/\text{sn}$ )	0,75-1,55	
	Boşalım Katsayısı, $\alpha$ (-gün $^{-1}$ )	0,0084	
	Beslenmesiz Boşalım Süresi, t (yıl)	3-9	

Çizelge 5. Boğsak karst kaynağı ve akiferine ait karakteristik özellikler ve sayısal değerleri.

Table 5. Characteristical properties and numerical values belonging to Boğsak Karst spring and its aquifer.

Boğsak karst kaynağının basamaklı çanaklar şeklindeki karst akiferinde, çanaklar içinde her zaman mevcut olan ve diğer çanaklara boşalamayan yeraltı suyu miktarı (statik rezerv), önce inceleme alanı genelinde, sonra tüm karst akiferi kapsayan olası yayılım alanları için ayrı ayrı hesaplanmıştır (Çizelge 4). Bu çizelgeye göre Boğsak karst kaynağı akiferinin toplam yeraltı suyu rezervinin %95'i dinamik rezerv, %5'i statik rezerv şeklindedir.

Karst yeraltı suyunun hidrolik eğiminin, statik rezerv alanlarında Boğsak vadisi yeraltı suyunun ortalama hidrolik eğimine, bu alanlar dışında da yeraltı drenaj hattı boyunca uzanan geçirimsiz taban eğimine uyduğu varsayılarak, 11 No'lu çanağın boşalım noktası ile Boğsak karst kaynağı arasında yer alan ana drenaj hattı boyunca, inceleme alanı genelindeki karst yeraltı suyu hidrolik eğimi %5,5 olarak belirlenmiştir.

Akifer kalınlığının ortalama değeri olan 160 m. ve iletimlilik katsayısının en büyük ve en küçük değerleri gözönünde tutularak, %100 sızma durumu için hesaplanan geçirimsizlik katsayısı (permeabilite, K) ve karst yeraltı suyu hızı değerleri aşağıda gösterilmiştir.

$$K_{\max} = 5,8 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{sn}/\text{m}^2$$

$$K_{\min} = 1,4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{sn}/\text{m}^2$$

$$V_{\max} = 275 \text{ m/gün}$$

$$V_{\min} = 65 \text{ m/gün}$$

Bilanço akışının %100'ünün yeraltına sızdığı varsayımıyla varılan bu sonuçlar, akışın %50'sinin yeraltına sızdığı varsayımıyla yeniden yapılacak hesaplamalarda, doğaldır ki 2 kez daha büyük değerlere ulaşacaktır. Boğsak karst kaynağı akiferine ait tüm karakteristik özellikler ve akışın %100'ünün yeraltına sızdığı varsayımına göre hesaplanan olası değerler bir çizelgede toplu olarak sunulmuştur (Çizelge 5)

## SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen en önemli sonuçlar aşağıda maddeler halinde özetlenmiştir.

1. Bir karst kaynağı analizinin, ancak akifer özelliklerinin ve meteorolojik durumun tanımlanmasıyla anlam kazanabileceği ve analiz öncesi yapılacak veri ayıklama işleminin önemi sayısal olarak gösterilmiştir.
2. Basamaklı çanaklardan oluşan yeni bir akifer ortam modeli geliştirilmiş ve bu model çerçevesinde şekillenen farklı düşünce yaklaşımının kaynak analizi üzerindeki etkisi irdelenmiştir.
3. Kaynak analizinin, akifer özelliklerinin ve meteorolojik durumun birlikte değerlendirilmesiyle, kaynak ve akiferinin jeohidrolojik büyüklükleri sayısal olarak saptanmıştır.

## KATKI BELİRTME

Tezimin en ağırlıklı bölümlerinden birisini oluşturan bu yazı ile birlikte, tezimin hazırlanması sırasında tüm çalışmalarımı büyük bir titizlikle izleyen, değerli yardım ve önerilerini esirgemeyen tez yöneticim Muhterem Hocam Sayın Prof. Dr. Kemal Erguvanlı'yı en derin şükranlarımla ve rahmetle anarım. Araziden laboratuvara uzanan bütün çalışmalarımın yakın ilgisini gördüğüm kıymetli hocam Sayın Prof. Dr. Erdoğan Yüzer'e yürekten teşekkürlerimi sunarım.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Bayazit, M. 1981, Hidrolojide İstatistiksel Yöntemler, İTÜ Yayını, No. 1197, 224 s., İstanbul.
- Bayazit, M., Avcı, İ., Şen, Z. 1978, Hidroloji Uygulamaları, İTÜ Yayını, No. 1111, 280 s., İstanbul.
- Birsoy, Y.K. 1982, Karstik Kaynak Boşalımı Sorunlarına Bileşik Hazne Modeli ile Yaklaşım, EÜ Yerbilimleri Fak., 63 s., İzmir.
- Chow, V.T., Yevdjevich, V.M., Dandy, D.R., Matalas, N.C. 1964, Statistical and Probability Analysis of Hydrologic Data, Handbook of Applied Hydrology, Section 8, pp. 8.1-8.97, McGraw-Hill Book Comp., USA.
- Eroskay, S.O. 1980, Karst Kaynaklarının Geliştirilmesi, İ.Ü. Coğrafya Enst. Derg., s. 215-234, İstanbul.
- Karanjac, J. 1977, Recession Hydrograph Analysis in Karst Aqueifers, Karst Hydrogeology Symposium-Proceedings (ed. Günay, G., Karanjac, J. 1978), DSİ-UNDP Project, TUR 77/015, Tech. Report No.a 27, pp. 65-85, Ankara.
- Mijatovic, B. (Çev. Korkmaz, N.) 1975, Karstik Akiferlerde Boşalım Eğrisiyle Depolama Katsayısı ve Transmissibilite Tayini, DSİ Gn. Md. Yayını, 10 s., Ankara.
- Öziş, Ü. 1979, Türkiye'de Karst Hidrolojisi Çalışmalarına Toplu Bakış, Birinci Ulusal Hidroloji Kongresi, İTÜ İnşaat Fak., s. 49-63, İstanbul.
- Öziş, Ü., Ünal, E., Harmancıoğlu, N., Benzedem, E. 1981, Underground Storage Capacity of Dams in Karst Regions-Estimated Through Recession Hydrographs, Bull. of the Int. Assoc. of Eng. Geol., No. 24, pp. 75-79, Germany.
- Öztaş, T. 1983, Yeralında Su Toplanması Denetleyen Etmenler ve Hidrojeolojik Ortamlar, Kuyu Dergisi, S. 6, s. 4-5, İstanbul.
- Öztaş, T. 1989, Mersin-Taşucu-Boğsak Kaynağı ve Dolayının Karst Hidrojeolojisi (İTÜ Doktora Tezi)-140. s., İstanbul.
- Şahinci, A. 1976, Göksu ve Göldeğirmeni Kaynaklarının İncelenmesi (Doçentlik Tezi), E.Ü. Fen Fak. Jeoloji Kürsüsü, 75. s., İzmir.
- Ünal, E. 1981, Karst Bölgelerdeki Baraj Hazmelerinin Yeraltı Biriktirme Hacminin Oymapınar Örneğinde Alçalma Hidrografi Yöntemiyle İncelenmesi, E.Ü. İnşaat Fak. Hidroloji ve Su Yapıları Yüksek Lisans Tezi, No. 13, 68 s., İzmir.



## LEVENT (AKÇADAĞ-MALATYA) KUZEYBATISINDA ULUPINAR FORMASYONU (ÜST KRETASE) KUMTAŞLARININ PETROFASİYES ÖZELLİKLERİ

Petrofacies characteristics of the sandstones of Ulupınar Formation (Upper Cretaceous) in the Northwest Levent (Akçadağ - Malatya)

Orhan ÖZÇELİK Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS  
Mehmet ALTUNSOY Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

**ÖZ:** Levent (Akçadağ-Malatya) kuzeybatısında Üst Kretase yaşlı Ulupınar formasyonu çakıltası, kumtaşı, marn ve kireçtaşı birimlerinden oluşur. Bu çalışmada, egemen birim olan kumtaşlarının klastik petrofasiyelerinin incelenmesi amaçlanmıştır. Kumtaşları gri ve yeşil renkli olup kötü boylanmalıdır. Ana bileşenlerden kayaç parçaları ve kuvarslar baskındır. Kumtaşları, Van Andel (1958)'e göre grovak, Travis (1970)'e göre kuvars kumtaşı ve kayaç parçalı kumtaşı, Folk ve diğ. (1970)'e göre ise litarenittir. Bunlarda piroksen, amfibol, muskovit, biyotit, klorit ve opak minerallerden meydana gelen ağır mineraller belirlenmiştir. Kil mineralleri olarak da illit, klorit ve kaolinit sayılabilir. Ulupınar formasyonu kumtaşlarını oluşturan kırıntılar rösiklik orojen provenansı ile karışık provenanstan türemiştir. Geçiş provenansları ise rösiklik geçiş ve rösiklik kayaç parçalarıdır.

**ABSTRACT:** Upper Cretaceous Ulupınar formation consisting of conglomerate, sandstone, marl and limestone is appeared in the northwest Levent (Akçadağ-Malatya). The aim of this work is that to study the clastic petrofacies of sandstones. The poorly sorted sandstones are grey-green in colour. These sandstones are rich rock fragments and quartzs so that named as greywacke (Van Andel, 1958), quartz sandstone and lithic arenite (Travis, 1970) and litharenite (Folk et al, 1970). They contain heavy minerals such as pyroxsen, amphibol, muskovite, biotite, chlorite and opaque minerals. They also contain clay minerals as illite, chlorite and kaolinite. Detritic materials of Ulupınar formation represent recycled orogen provenance and mixed provenance. Transitional provenances are recycled transitional and recycled rock fragments.

### GİRİŞ

İnceleme alanı, Ağılbaşı-Levent ve Hisarcık (Malatya) yerleşim yerleri arasında bulunmaktadır (Şekil 1). Bu alanda yüzeyleyen Üst Kretase yaşlı Ulupınar formasyonundan ölçülü dikme kesitler alınarak kırıntılar üzerinde sedimanter petrografik çalışmalar yapılmıştır. İnce kesit incelemeleri, kil fraksiyonu çalışmaları ve ağır mineral analizleri yapılarak kırıntılı materyalin provenansı hakkında yaklaşımlarda bulunulmuş, değişik araştırmacılara göre kumtaşları adlandırılmıştır.

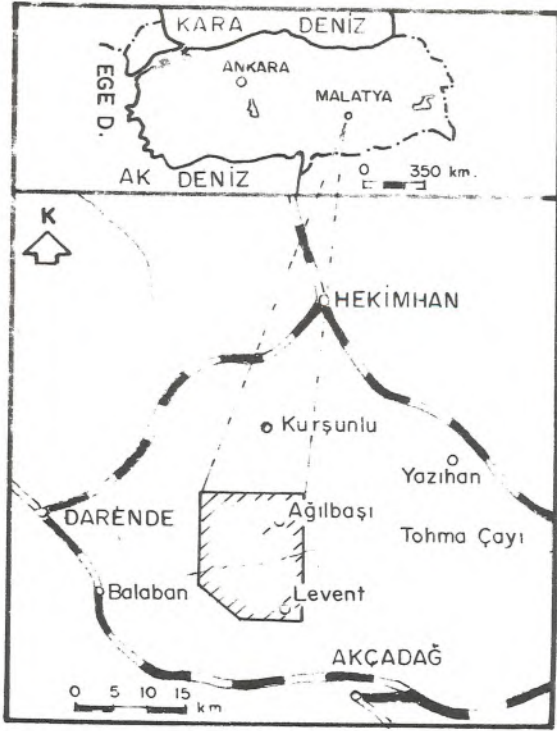
Çalışılan alan ve yakın çevresinde bir çok araştırmacı değişik konular üzerine çalışmışlardır. Bunlardan Ayan (1961) bölgede petrol amaçlı araştırmalar yapmıştır. Daha sonra Ayan ve Bulut (1964) bölgenin jeolojisini daha detaylı incelemişlerdir. İlker (1970) ise geniş bir alanda çalışarak yöredeki petrol emarelerinden bahsetmektedir. İnceleme alanının doğusunda, Darende-Balaban yöresinde çalışan Akkuş (1971) formasyon adlaması yapmıştır. Karacabey-Öztemür (1980) ile Örçen (1986) de yeni fosil bulgularıyla biyostratigrafiye katkıda bulunmuşlardır.

Özçelik ve diğ. (1990) tarafından yapılan çalışmalarda Üst Kretase-Eosen istifinin stratigrafik özellikleri ortaya konmuştur.

### STRATİGRAFI

Çalışma bölgesinin en eski birimini Üst Jurasik-Alt Kretase yaşlı Horasaçal formasyonu oluşturmaktadır (Şekil 2 ve 3). Serpantinitle ve serpantinleşmiş piroksenitlerden meydana gelen Ilıca ofiyoliti Horasaçal formasyonu üzerine gelmiştir. Bu çalışmanın asıl konusu olan Üst Kretase yaşlı Ulupınar formasyonu ise daha yaşlı birimleri uyumsuzlukla örtmektedir.

Tersiyer yaşlı birimlerden Tohma formasyonu çakıltası, kumtaşı, killi kireçtaşı ile kireçtaşı litolojileriyle yüzeylemekte ve Eosen yaşını vermektedir. Sığ şelf ortamında çökelen Çavuş formasyonu ise Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlıdır. Bu formasyon Tohma formasyonu üzerinde aşıl uyumsuzlukla bulunmaktadır. Bütün bu birimleri ise Pliyosen yaşlı Göktepe formasyonu ile



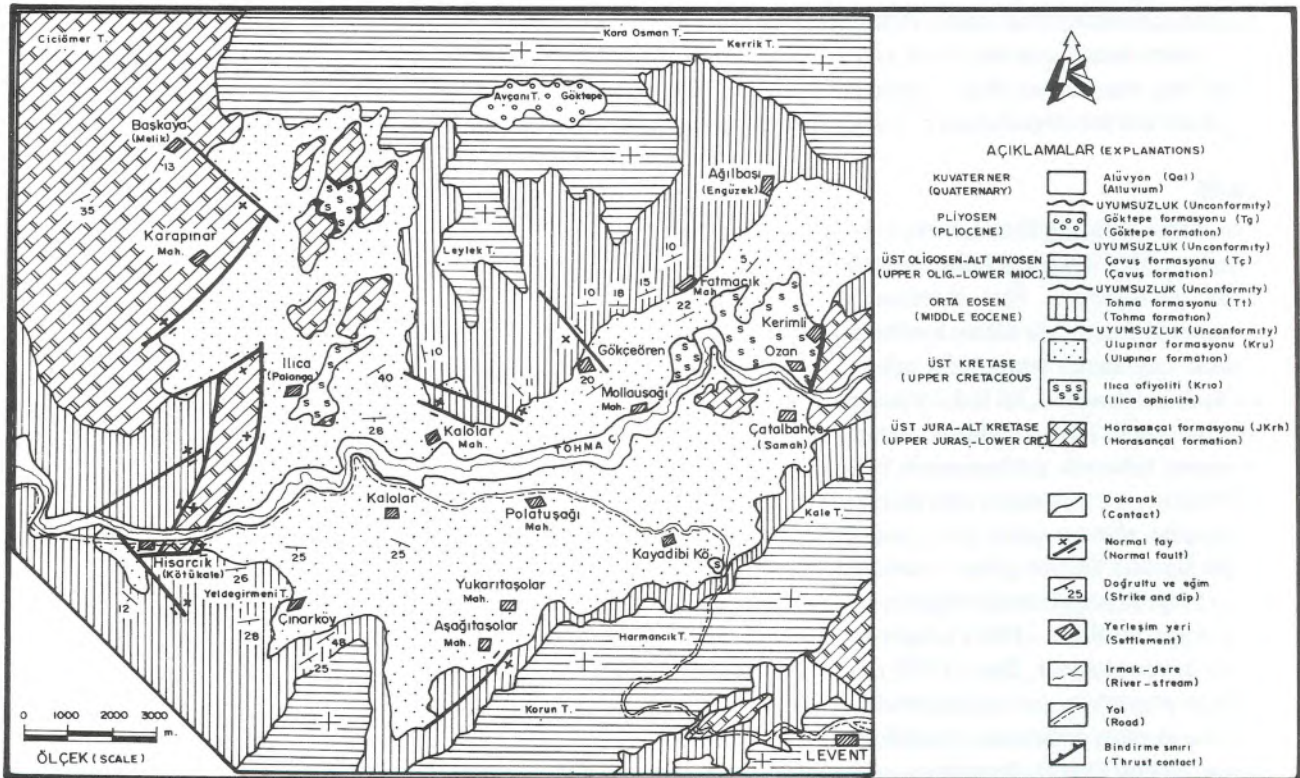
Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.  
Figure 1. Location map of the investigated area.

Kuvaterner yaşlı alüvyonlar üstler (Özçelik ve Altunsoy, 1991).

Ulupınar formasyonu; tabanda kötü boylanmalı ve gevşek tutturulmuş çakılları ile başlamaktadır (Şekil 4). Kırmızımsı, gri ve yeşil renkli olan bu düzeyde çakıl boyutları 5-50 cm. arasında değişmektedir. Çakılların boyutunda alttan üste doğru küçülme görülmektedir. Orta-kalın katman kalınlığı gösteren çakıllarda çakıllar; Horasançal formasyonu, Ilıca ofiyoliti ve volkanoklastik birimlere aittir.

Çakılların üstünde ince-orta katmanlı, yeşil ve gri renkli, yer yer toprağımsı görünümdeki marnlar bulunmaktadır. Bu düzeyi Kurtini ve Kavikkaya Tepe çevresinde yüzeyleyen kireçtaşları izler. Özçelik ve diğ. (1990), kireçtaşlarının 80 m. kalınlık 0,8-5 km. yanal devamlılık gösterdiklerini saptamışlardır. Bol rudist içeren kireçtaşlarının kıyı resifi özelliğinde oldukları görülmektedir. Kireçtaşlarını gri renkli marnlar takip eder. Marnlar içinde bantlar şeklinde kumtaşları bulunmaktadır. En üst bölümde ise kumlu marnlar yer alır.

İnceleme alanında Ulupınar formasyonunun kalınlığı 230-1425 m. arasında değişmektedir. Kurtini Tepe'de 230 m. (Şekil 4), Akçukur Mevkii-Leylek Tepe'de 1425 m. (Şekil 5) ve Burunkaya Tepe'de 300 m. (Şekil 6) kalınlık



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası.  
Figure 2. Geological map of the investigated area.

ölçülmüştür. Özçelik ve diğ. (1990) formasyonda bentik ve planktonik foraminifer türleriyle çeşitli rudist türleri saptamışlar, formasyona Maestrihtiyen yaşını vermişlerdir. Fosil içeriği ve çökel özelliklerine göre Ulupınar formasyonu kıyı ve açık şelf ortamında çökelmiştir.

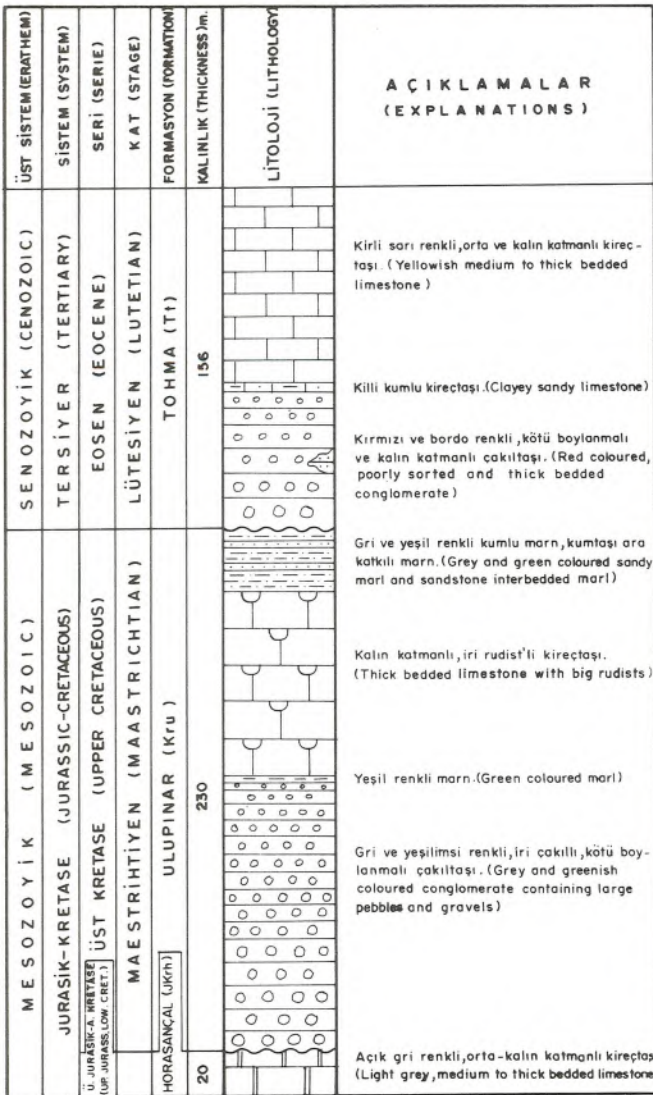
### SEDİMANTER PETROGRAFI

Ulupınar formasyonunun değişik yerlerinden alınan üç ayrı ölçülü dikme kesit örneklerinden elde edilen kumtaşları, amaca uygun olarak seçilmiş ve bunlardan 25 tanesi modal analiz yöntemleriyle incelenmiştir. Bu çalışmalarla kumtaşlarını oluşturan bileşenlerden monokristalin kuvars (Qm), polikristalin kuvars (Qp), feldispat (F), sedimanter kayaç parçası (Ls), magmatik kayaç

parçası (Lv), bağlayıcı ve ağır mineral özellikleri ortaya konmuştur. Ayrıca elde edilen killi örneklerin 12 tanesinde XRD çalışmalarıyla kil mineralleri belirlenmiştir.

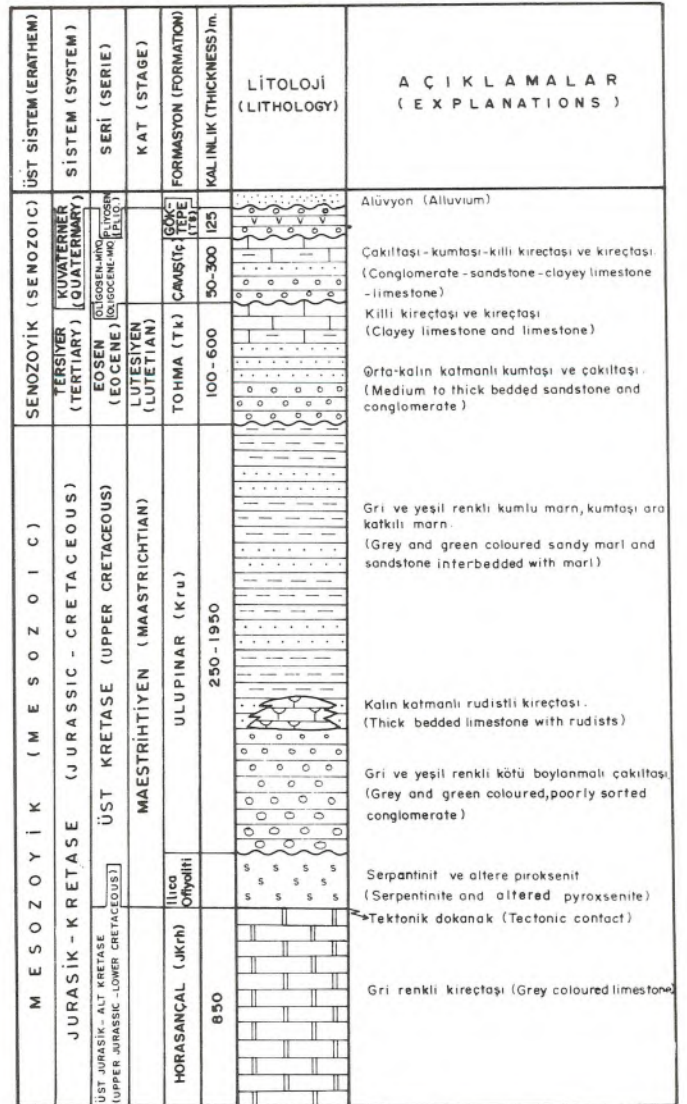
**Kuvarslar:** Kuvarslar incelenirken monokristalin ve polikristalin özellikleri dikkate alınmıştır. Kumtaşları içerisinde monokristalin kuvars oranı %19-27 arasında değişmektedir. Çoğunlukla düz sönmeli olan taneler bazan da dalgalı sönmeye gösterirler. Tanelerin yuvarlaklığı iyi olup orta kum boyutundadırlar.

Polikristalin kuvarsların kumtaşı içindeki oranları %1-9 arasındadır. Yuvarlaklaşmış taneler iri kum büyüklüğündedir. Tüm kuvars tanelerinin dikme kesitlerde tavandan tabana doğru azaldıkları görülmüştür.



Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3. Generalized columnar section of the investigated area.



Şekil 4. Kurtini Tepe ölçülü dikme kesiti (Özçelik ve diğ., 1990).

Figure 4. Measured columnar section of Kurtini Tepe (Özçelik et al, 1990).

**Feldispatlar:** Kumtaşlarında feldispat oranı %1-6 arasındadır. Genellikle ortoklas şeklinde görülen feldispatlarda plajiyoklaslar yok denecek kadar azdır.

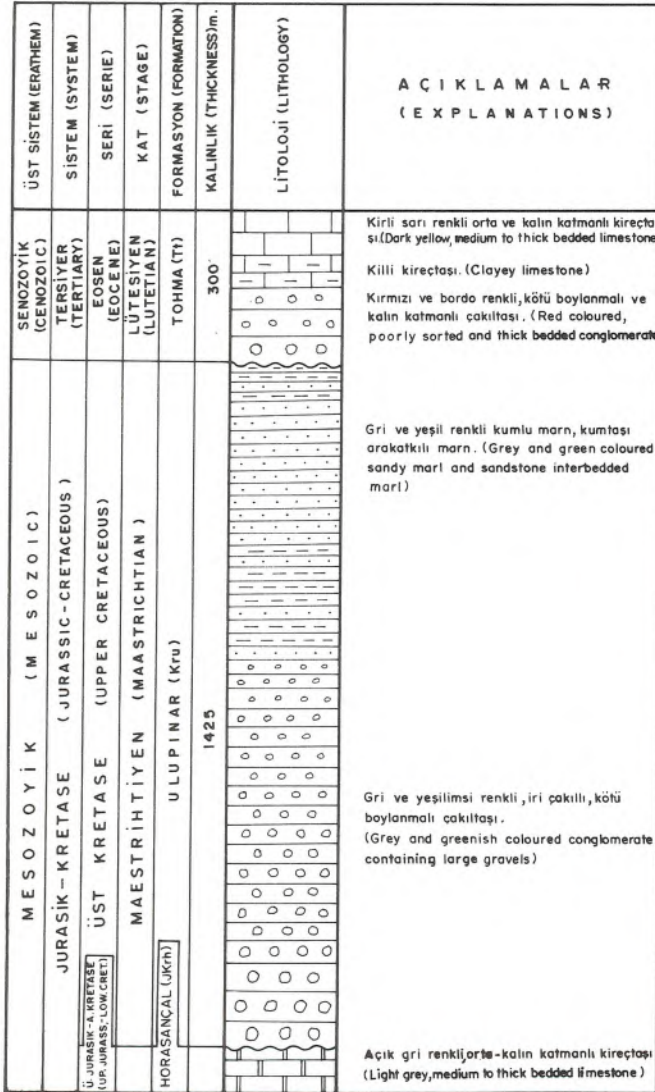
**Kayaç parçaları:** Ulupınar formasyonu kumtaşlarında en bol bulunan bileşen kayaç parçalarıdır. Oranları %6-67 arasındadır. Çoğunlukla sedimanter kayaç parçaları bulunmakta olup bunlar silttaşı, kiltası, kireçtaşı ve çörtler şeklindedir. Magmatik kayaç parçaları daha az bulunmaktadır. Genellikle iri kum boyutlu olan bu taneler yuvarlaklaşmışlardır.

**Bağlayıcı:** Kumtaşını oluşturan taneler kil matriks ile bağlanmışlardır. Kumtaşlarında bağlayıcının oranı %15-35 arasındadır. Formasyonun alt düzeylerinde gevşek

bir bağlayıcı, üst düzeylerde ise daha sıkı bir bağlayıcı bulunmaktadır.

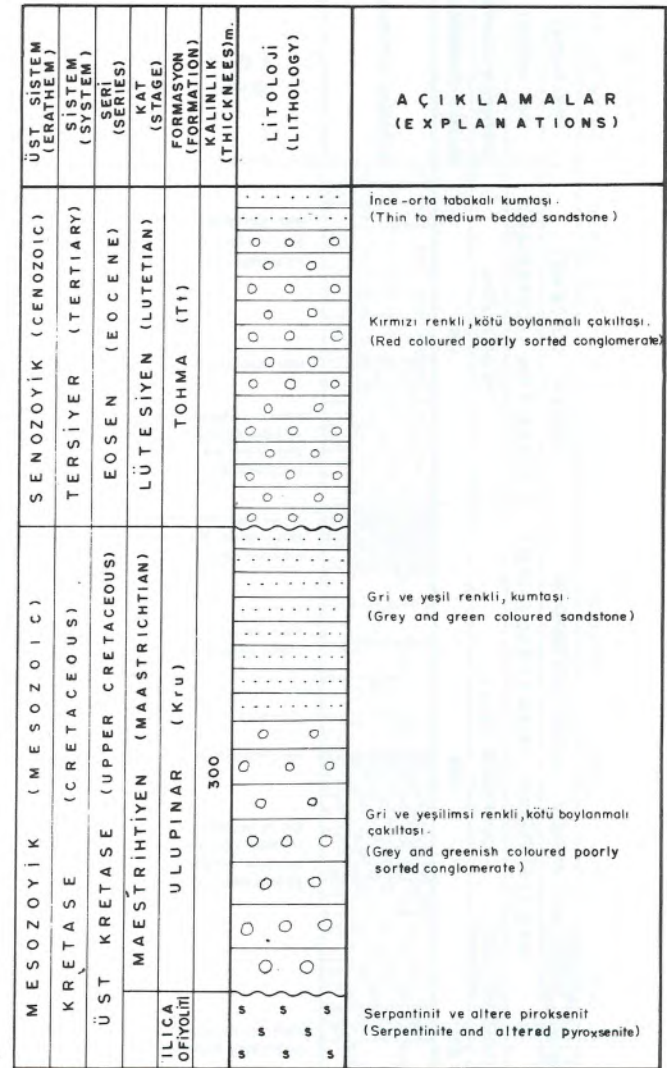
**Ağır mineraller:** Piroksen, amfibol, muskovit, klorit, biyotit ve opak mineraller kumtaşlarında belirlenen ağır minerallerdir. En bol bulunanları piroksenlerdir. Genellikle klinopiroksenler olarak bulunan bu tanelerin kenarları aşınmıştır. Opak minerallerde oldukça boldur.

**Kil mineralleri:** Ulupınar formasyonunda saptanan kil mineralleri bolluk sırasına göre illit, klorit ve kaolinitir. Formasyonun üst düzeylerine doğru illitler azalırken diğerleri artmaktadır. Bütün kil mineralleri detritik olarak çökelmiştir.



Şekil 5. Burunkaya Tepe ölçülü dikme kesiti (Özçelik ve Altunsoy, 1991).

Figure 5. Measured columnar section of Burunkaya Tepe (Özçelik and Altunsoy, 1991).

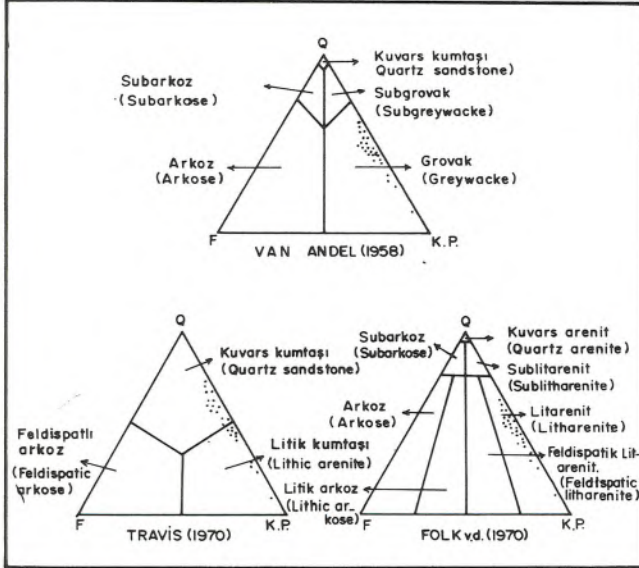


Şekil 6. Akçukur Mevkii-Leylek Tepe ölçülü dikme kesiti (Özçelik ve diğ., 1990).

Figure 6. Measured columnar section of Akçukur Mevkii-Leylek Tepe (Özçelik et al, 1990).

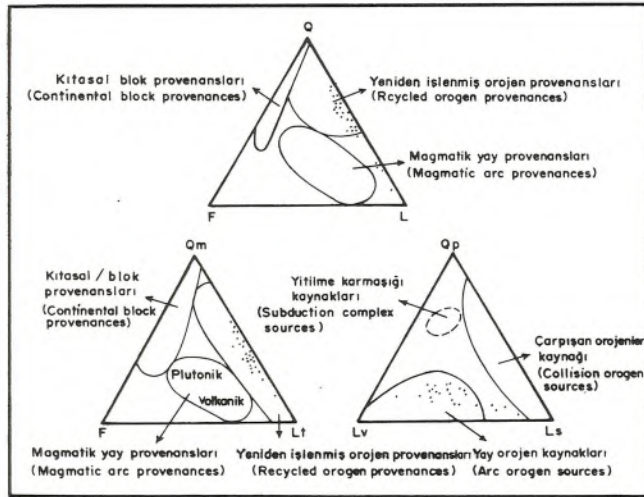
## KUMTAŞI SINIFLAMASI

İnceleme alanında, Ulupınar formasyonuna ait seçilen kumtaşlarının ince kesitlerinde her bileşenden 500 nokta sayımı yapılarak %100'e tamamlanmıştır. Elde edilen sonuçlar Van Andel (1958), Travis (1970) ile Folk ve diğ. (1970)'nin geliştirdiği kumtaşı sınıflandırma üçgen diyagramlarına uygulanmıştır. Sonuçta kumtaşlarının Van Andel (1958)'e göre grovak, Travis (1970)'e göre



Şekil 7. Ulupınar formasyonu kumtaşlarının petrografik sınıflaması.

Figure 7. Petrographical classification of Ulupınar formation sandstones.



Şekil 8. Ulupınar formasyonu kumtaşlarının tectonosedimanter sınıflaması (Dickinson, 1982).

Figure 8. Tectonosedimentary classification of Ulupınar formation sandstones (after Dickinson, 1982).

kuvars kumtaşı ve kayaç parçalı kumtaşı, Folk ve diğ. (1970)'e göre ise litarenit oldukları saptanmıştır (Şekil 7).

Kötü boyulanmalı olan kumtaşlarında kayaç parçaları ve kuvarlar en bol bulunan bileşenlerdir. Feldispatlar ise çok daha az bulunmaktadır.

## KLASTİK PETROFASİYESLER

Kumtaşları, Dickinson ve Suczek (1979) ile Dickinson (1982) tarafından geliştirilen QFL ve QmFLt üçgen diyagramlarında yeniden işlenmiş orojen provenansı alanı içinde kalmaktadır. Bu alan içinde kalan oluşumlar katmanlı kayaçların deformasyonu ve yükselimi gibi olaylar sonucunda meydana gelmektedir. QpLvLs üçgen diyagramında ise kumtaşını oluşturan kırıntıların yay orojen kaynaklarından türediği görülmektedir (Şekil 8).

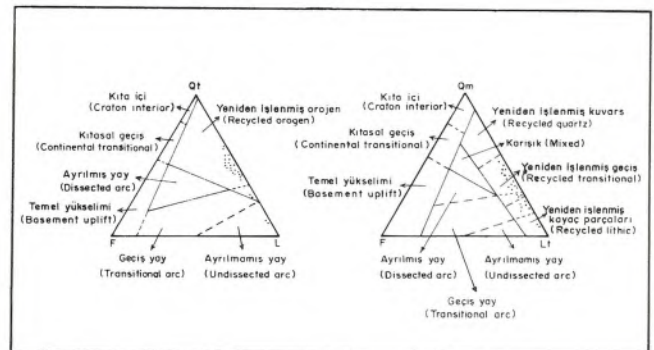
Dickinson ve diğ. (1983)'e göre Ulupınar formasyonu kumtaşları QtFL üçgen diyagramında yeniden işlenmiş orojen provenansı alanında bulunur. QmFLt diyagramında ise kırıntılılar yeniden işlenmiş geçiş ve yeniden işlenmiş kayaç parçası provenansı alanları içerisinde yer almaktadır.

Kıvrımlı ve bindirmeli sistemlerdeki düşük dereceli metamorfik kayaçlar ile sedimanter kayaçlardan meydana gelen kumtaşlarında feldispat içeriği düşüktür (Dickinson, 1985). Bu duruma uygun olarak Şekil 8 ve 9'deki üçgen diyagramlarının Qt-L, Qm-Lt ve Qp-Ls köşelerindeki dizilimler kuvars ve kayaç parçası şeklindedir.

## SONUÇLAR

Ulupınar formasyonu kumtaşlarının tanımlaması yapılarak Van Andel (1958)'e göre grovak, Travis (1970)'e göre kuvars kumtaşı ve kayaç parçalı kumtaşı, Folk ve diğ. (1970)'e göre ise litarenit olduğu görülmüştür.

Piroksen, amfibol, muskovit, biyotit, klorit ve opak mineraller gibi ağır mineraller ile illit, klorit ve kaolinit gibi kil mineralleri belirlenmiştir.



Şekil 9. Ulupınar formasyonu kumtaşlarının geçiş provenansları (Dickinson ve diğ., 1983).

Figure 9. Transitional provenance of Ulupınar formation sandstones (after Dickinson et al, 1983).

Formasyona ait kumtaşlarını oluşturan kırıntılılar yeniden işlenmiş orojen provenansı ile karışık provenanstan türemiş olup geçiş provenansları yeniden işlenmiş geçiş ve yeniden işlenmiş kayaç parçalarıdır.

#### KATKI BELİRTME

Bu çalışma C.Ü. Araştırma Fonu tarafından desteklenmiş olup adı geçen kuruluşa ve değerli katkılarından dolayı Prof. Dr. Engin Meriç (İ.Ü.), Doç Dr. Sacit Özer (D.E.Ü.) ile Teknik Ressam Veli Kayaoğlu (C.Ü.)'na teşekkür ederiz.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkuş, M. F., 1971, Darende-Balaban (Malatya) Havzasının jeolojik ve stratigrafik incelemesi: MTA Derg., 76, 1-60.
- Ayan, T., 1961, Malatya kuzeyindeki Hekimhan-Ebreme Köyü bölgesinin (K39-c3) detay jeolojisi ve petrol imkanları: MTA Rap. No: 4186 /Yayınlanmamış)
- Ayan, T., ve Bulut, C., 1964, Balaban, Yazıhan, Kurşunlu ve Levent Bucakları (Malatya) arasındaki alanın genel jeolojisi: MTA Derg., 62, 57-81.
- Dickinson, W. R., and Suczek, C. A., 1979, Plate tectonics and sandstone composition: A. A. P. G. Bull., 63, 2164-2182.
- Dickinson, W. R., 1982, Composition and sandstone in circum pasific subduction complexes and fore-arc bassins: A. A. P. G. Bull., 66, 121-137.
- Dickinson, W. R., Beared, L. S., Brankenrdge, G. R., Erjavec, J. A., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A., and Ryberg, P. T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: Geol. Soc. Amer. Bull., 94, 222-235.
- Dickinson, W. R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Provenance of Arenites (Ed. by G. G. Zuffa), pp. 333-361, NATO ASI Series C, Vol. 148, Reidel Dordrecht.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., and Lewis, D. W., 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use New Zeland: N. Z. J. Geol. Geops. 12.
- İlker, S., 1970, Darende dolayının jeolojisi ve petrol imkanları: TPAO Rap. No: 499 (Yayınlanmamış).
- Karacabey-Öztemür, N., 1980, Two new genera of Radiolitidae (Balabania n. gen. Kurtinia n. gen.) from Turkey: TJK Bült., 23/1, 79-87.
- Örçen, S., 1986, Medik-Ebreme dolayının biyostratigrafisi ve paleontolojisi: MTA Derg., 105/106, 36-69.
- Özçelik, O., ve Altunsoy, M., 1991, Levent (Akçadağ-Malatya) kuzeybatısının stratigrafik özellikleri: C.Ü. Müh. Fak. Derg., Yerbilimleri, C. 8, S. 1, 47-61.
- Travis, R. D., 1970, Nomenclature for sedimentary rock: A. A. P. G. Bull., 54, 1095-1107.
- Van Andel, T. J. H., 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstone of Western Venezuela: A. A. P. G. Bull., 42, 734-763.

## TİTANYUM MİNERAL YATAKLARI, KAYAÇLARDA TİTANYUM İÇERİĞİ VE BÖLÜMLENMESİ

### Titanium mineral deposits, titanium contents and titanium partitioning in rocks

Ali Haydar GÜLTEKİN İTÜ Maden Fakültesi, Maslak-İSTANBUL

**ÖZ:** Bu makalede, titanyumun kayaçlardaki içeriği ve dağılımı incelenerek titanyum yataklarıyla ilişkin bazı yeni verilerin sunulması amaçlanmıştır. Yerkabuğunda oldukça bol bir element olan ve oksijene karşı kuvvetli bir afiniteye sahip olan titanyumun metal ve alaşımları günümüz uçak ve uzay endüstrisinde yüksek sıcaklığa karşı dayanıklı yapısal bileşenler olarak kullanılır.

Birincil titanyum yataklarında rutil ve ilmenit gibi ticari nitelikli titanyum mineralleri esas olarak, magmanın kristalizasyon ürünleridir veya metamorfik kayaçlarda yeniden kristallenme sonucu oluşurlar. Mağmanın kristalizasyon sürecinde titanyum davranışı, mağmanın ilksel titanyum içeriğine, Fe, Si ve Al'un kimyasal aktivitesine, oksijen basıncına ve kristalizasyon sıcaklığına bağlıdır.

Rutil içeren metamorfik kayaçlar yüksek sıcaklık ve basınç fasiyesi kayaçlarıyla ilişkilidir. Anortozit masifler, ticari yönden önemli titanyum kaynaklarını teşkil ederler.

**ABSTRACT:** This study is aimed to provide some new informations on the titanium content and titanium partitioning in rocks, and titanium deposits. Titanium is most abundant element in the earth's crust and has a strong affinity for oxygen. At the present, titanium metal and alloys are used in the aerospace industries as structural components strenght to high temperatures.

In the primary titanium deposits, titanium minerals such as rutile and ilmenite which have trade grade, form as products of the crystallization of igneous magmas and as recrystallization products in metamorphic rocks. The behavior of titanium in magmatic crystallization is depends on such factors as the initial titanium contents of the magma, the chemical activities of iron, silicon, and aluminum, the partial pressure of oxygen and the temperature of crystallization.

Rutile-bearing metamorphic rocks are generally related to hightemperature and pressure-facies rocks. Anorthosite massifs are economically important sources of titanium minerals.

### GİRİŞ

Yerkabuğunda bolluk yönüyle 9. sırada yer alan ve bir yüzyılı aşkın zamandan beri endüstrinin bir çok kolunda kullanılan titanyum, metal halinde düşük yoğunluk, olağan üstü dayanım ve sertlik özelliği gösterir. Mineral biliminde bilinen 70'in üzerindeki mineraline karşın, ekonomik açıdan önemli olanları Ti-oksitlerce sınırlıdır.

Titanyum minerallerinin en önemli birincil yatakları bazik kayaçlar, ikincil yatakları ise kıyı kumları içinde yer alır. Dünyanın birçok yerinde, titanyum istihsalinin yapıldığı, ticari değeri yüksek ve bulunduğu ülkelerin toplam maden üretiminde önemli yeri olan yataklar biliniyorsa da, bugüne değin Türkiye'de mağmatik kayaçlarla ilişkili

bir titanyum yatağı ortaya koyulamamış, son yıllarda önemli rezervlerin bulunduğu anlaşılan ikincil yatakların yer aldığı akarsu alüvyonları ile sahil kumları ise yeterli derecede araştırılmamıştır. Araştırmaların ortaya koyacağı yeni bulguların ışığında detaylı prospeksiyon çalışmalarının yaygınlaştırılmasıyla ülkemiz ekonomisi için oldukça önemli olan yatakların tespiti, bugüne kadar yapılagelen çalışmaların ışığında, mümkün görünmektedir.

Bu çalışmanın başlıca amacından biri de Türkiye titanyum potansiyelinin ortaya koyulmasına katkıda bulunmaktadır. Bu amaçla, kayaç ve minerallerde titanyum dağılımı irdelenerek, titanyum yatakları sınıflandırılmış ve tanımlanmıştır.

## TİTANYUMUN DOĞADA BULUNUŞ ŞEKLİ VE ÖNEMİ

Litofil bir element olan ve oksijen ile diğer bazı elementlere karşı son derecede kuvvetli bir afiniteye sahip olduğundan, doğada metal halinde bulunmayan titanyumun ana cevher minerallerini ilmenit ve rutil teşkil eder. Titanyum eldesinde kullanılan ancak önemleri daha az olan diğer mineraller anatas, löykoksen ve perovskittir. Saf hale gümüş parlaklığı ve paslanmaz çelik davranışı sergilleyen titanyumun bazı metallerle yaptığı alaşımları metal endüstrisinde arzulan bazı özellikler verir ya da kuvvetlendirir. Bu nedenlerle metalurjistlerce yapı malzemelerinin en önemli üç metalinden biri olarak kabul edilir. Tablo 1 de Lee ve Yao (1970) tarafından önerilen yer kabuğunun ortalama titanyum içeriği, farklı kabuk tipleri ve toplam kabuk içindeki yüzdeleri dikkate alınarak verilmiştir.

Korozyona karşı dirençli oluşu ve beyaz kaya pigmenti olarak ağartıcı özelliği bulunması nedeniyle boya yapımında, kağıt endüstrisinde, vernik, plastik yapımında, kaynak çubuklarının kaplanmasında karbid, seramik, fiberglas ve kozmetik sanayinde yaygınca tüketilen titanyumun bir yapı malzemesi olarak başlıca kullanım alanını uçak ve gemi sanayisi oluşturur. Son yıllarda, tıbbi araç ve gereç sanayisi de titanyum metalinin yaygın şekilde kullanıldığı bir alan haline gelmiştir. Askeri amaçlı uçakların motorlarında, ateş duvarlarında, dış kaplamalarda, yağ ve yakıt tanklarında, örtü yüzeylerinde, motor bağlantı elemanlarında yüksek sıcaklığa karşı dayanıklı oluşu nedeniyle kullanılan titanyum metali, tuzlu suların sebep olduğu aşınmalara karşı dirençli olduğundan dolayı da denizaltı yapımında ve deniz suyundan içme sağlayan tesislerin imalatında kullanılır. ABD tarafından Merkür'e gönderilen uzay araçlarında yüksek oranda titanyum metali kullanılmış, Ay yüzeyine indirilen Lunar modelinde titanyum bileşiklerinden büyük ölçüde faydalanılmıştır.

Kayaç oluşturan silikat mineralleri oksid minerallerle karşılaştırıldığında kayacın titanyum toplamının büyük bir kısmını verirler. Kristal yapılarında titanyum bulunduran başlıca silikat minerallerini biotit, hornblend ve sfen oluştururken bunlara granat, klorit, muskovit ve titanlı ojit gibi mineraller eşlik eder. En yüksek titanyum oksid değerleri bazik (ancak ultrabazik hariç) ve alkali karakterli kayaçlarda kaydedilmiştir. Ultrabazik kayaçlarda toplam  $TiO_2$ 'nin %90'nı, bazik volkaniklerde yaklaşık yarısı, karbonatlarda tamamı, felsik intrüfif kayaçlarda ise %60'sı silikatlardan kaynaklanırken, metamorfik kayaçlarda bu oran değişkenlik gösterir.

Ilmenit, mağmatik kayaçlarda rutile oranla daha yaygındır ve bütün zamanların cevher üretiminde gelenek-

Tablo 1. Yer kabuğunda ortalama titanyum değerleri (Lee ve Yao, 1970)

Table 1. Average titanium abundance in the earth's crust (From Lee and Yao 1970).

Kabuk Tipi	Titanyum içeriği (Ağırlık yüzdesi)		Toplam kabuk içindeki yüzdesi
	Ti	$TiO_2$	
Tüm kabuk	0,64	1,07	100
Okyanussal kabuk	0,81	1,35	37
Kıtasal kabuk	0,53	0,88	63
Kalkanlar	0,55	0,92	44
Orojenik kuşaklar	0,50	0,83	19

sel titanyum minerali olmuştur. Birincil yataklar için tercih edilen tenör %56-60  $TiO_2$  kadardır. Rutil yönüyle daha fazla önem arz eden ikincil yatakların tenörü malzemenin ufalanmış olmasından dolayı %0.5-1.0 rutile kadar düşer. Bu nedenle günümüz madenciliğinde titanyum minerallerinin yarıdan fazlası bu tür yataklardan kazanılmaktadır. Görünen odur ki, önümüzdeki yıllarda plaserler, titanyumun kazanıldığı başlıca kaynakları oluşturmaya devam edecek, araştırmaların yoğunlaştığı başlıca yataklar olacaktır. Gelecekte, dünya titanyum üretimini olumlu yönde etkileyebilecek ve milyonlarca ton titanyumun kazanılmasını mümkün kılacak diğer bir kaynak yan ürün madenciliğidir.

## MİNERALLERDE $TiO_2$ DAĞILIMI

Doğada çok sayıda titanyum minerali bulunmakla birlikte, bunlardan daha yaygın rastlanılanları Tablo 2'de topluca verilmiştir. Titanyum mineralleri içinde, kimyasal etkilere karşı yüksek dayanıklılık özelliği gösteren başlıca mineral, anatas ve brukitle  $TiO_2$  polimorfları oluşturan rutildir. Bu özelliğinden dolayı rutili her yaşta kayaçlar içinde saptamak mümkündür (Pettijohn, 1941).

Bir diğer yaygın titanyum cevheri olan ilmenit, rutilin aksine düşük kararlılık indeksine sahiptir. Teorik olarak %52.5  $TiO_2$  içermekle birlikte kimyasal alterasyona



**Tablo 2.** Çeşitli titanyum mineralleri.  
**Table 2.** Various titanium minerals.

<u>Mineral</u>	<u>Bileşim</u>	<u>Mineral</u>	<u>Bileşim</u>
İlmenit	FeTiO <sub>3</sub>	Titanomanyetit	(Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> )FeTiO <sub>3</sub>
Rutil	TiO <sub>2</sub>	Fulvit	TiO
Brukite	TiO <sub>2</sub>	Knopit	(CaTiCe <sub>2</sub> )O <sub>3</sub>
Anatas	TiO <sub>2</sub>	Kalkovskin	Fe <sub>3</sub> Ti <sub>3</sub> O <sub>9</sub>
Nigrin	(Ti,Fe)O <sub>2</sub>	Doetlerit	TiO <sub>2</sub>
Sfen (Titanit)	CaTiSiO <sub>5</sub>	Ansovit	Ti <sub>3</sub> O <sub>5</sub>
Arizonit	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>5</sub>	Pirophanit	MnTiO <sub>3</sub>
Perovskit	CaTiO <sub>3</sub>	Ulvit	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>
Geikielit	MgTiO <sub>3</sub>	Baritorit	BaTi(Si <sub>3</sub> O <sub>9</sub> )
Kromrutil	(Ti,Cr)O <sub>2</sub>	Heptunit	Na <sub>2</sub> FeTi/Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>

uğradığında çoğunlukla daha yüksek titanyum içeriği kazanır. İlmenitin yüksek titanyum içeriği alterasyon etkisi sonucu yapısında bulunan demirin uzaklaşması sonucu oluşmaktadır. Bu tür ilmenit mineralleri löykoksen olarak da adlandırılır. İlmenit ve rutil kadar önemi olan ve çoğunlukla alkali mağmatik kayalarda gözlenen Perovskit nadir toprak ve niobyum içeriği nedeniyle teorik içeriği olan %59 TiO<sub>2</sub>'den daha az titanyum oksid değerleri verir.

Kayaçlarda ve minerallerde titanyumun bölümlendirilmesiyle ilgili çalışmalar, ekonomik yatakların saptanmasında uygun ortamların neler olduğunu ortaya koyma yönüyle önem arzeder. Fe, Ti, V, Cr, Al, Mg ve Mn için yapılan elementsel analizler veya oksid minerallerinde sürdürülen iz element çalışmaları ya da mağmatik ve metamorfik kayalarda bazı silikat minerallerinin göreceli oranı titanyum yataklarının saptanmasında önemli katkı sağlar. Tablo 3'de Türkiye'de ki bazı mağmatik ve metamorfik kayalarda bulunan minerallerin titanyum içeriğine ilişkin saptanan veriler topluca sunulmuştur. Sınırlı sayıdaki veri nedeniyle sonuçların kesin olduğu söylenemez, ancak gerek mağmatik kayalarda gerekse de metamorfik kayalarda silikat minerallerinin, özellikle de biotitin toplam kayaç titanyum miktarının önem bir kısmını verdiği kapsamlı bir incelemeyi gerek kalmadan dikkati çeker.

Kayaçlarda yaygınca karşılaşılan titanyumlu silikat minerallerinden sfen, ideal yapıda, %41.0 TiO<sub>2</sub> içerirken biotit, kalk-alkalin mağmatik kayalarda %5.9, metamorfik kayalarda %5.0 TiO<sub>2</sub>, hornblend mağmatik

kayaçlarda %2.7, metamorfik kayalarda %3.0 TiO<sub>2</sub> kadar titanyum içermektedir. Bu mineraller dışında volkanik ve (veya) alkali kayalarda %9.0 TiO<sub>2</sub> içerebilen titanlı ojit ile, bazı metamorfik kayalarda %17.1 kadar TiO<sub>2</sub> içerebilen melanitik andradit titanyum içerikleriyle karakteristik diğer silikat mineralleridir. Titanyumca fakir silikatleri, feldspat, muskovit, klorit, serpantin, bazı tür granatlar, disten, olivin ve epidot gibi mineraller oluşturur. Ortopirosken ve metamorfik klinopirosken benzer bir davranış birliği sergileyerek düşük miktarlarda titanyum değerleri gösterir ancak metamorfik klinopirosken devamlı olarak bir arada bulunduğu ortopiroskene göre daha yüksek titanyum içeriğiyle dikkati çeker (Force 1976 b-c).

## TİTANYUM YATAKLARININ SINIFLANDIRILMASI

Uzun zamandan bu yana titanyum üretiminin yapılageldiği plaserler bir yana bırakılacak olunursa, ticari değeri olan birincil Fe-Ti oksid yataklarının tamamı mağmatik orjinlidir. Bununla birlikte, rutilin egemen titanyum minerali olduğu, ekonomik önemleri daha az olan metamorfik kayalarla ilişkili yataklara da rastlanılmaktadır. Titanyum yataklarını aşağıdaki şekilde sınıflandırmak mümkündür.

### 1. Mağmatik Yataklar:

A- Gabro, anortozit ve siyenit plütonları içinde uyumsuz yataklar.

**Tablo 3.** Bazı mağmatik ve metamorfik kayalarda, minerallerin TiO<sub>2</sub> içerikleri.  
**Table 3.** Average TiO<sub>2</sub> contents of minerals of some igneous and metamorphic rocks.

Kayaç	Referans	Mineral	Minerallerde TiO <sub>2</sub> Yüzdesi (Ag. %'si)	Kayaçta Mineral Yüzdesi (Ag. %'si)	Minerallerin İçerdiği Titanyum Kayacın Toplam Titanyuma Oranı (%)
Gnays	(0,45)*	Gültekin (1990) Biotit	0,95	10,3	22,0
		Plajiyoklaz	0,06	18,5	2,9
		Muskovit	0,63	7,1	9,9
		Rutil	95,0	0,06	12,7
		Granat	0,53	1,80	2,1
	(0,31)	Evirgen (1979) Plajiyoklaz	0,04	11,4	1,5
		Biotit	1,26	12,6	51,2
		Muskovit	0,08	8,1	2,1
Granat-mika şist	(0,92)	Gültekin (1990) Biotit	1,02	21,93	24,3
		Muskovit	0,80	20,40	17,7
		Plajiyoklaz	0,06	12,7	0,8
		Granat	0,81	2,6	2,3
		Rutil	95,0	0,3	40,0
		İlmenit	38,0	Eser	Geri kalan
Disten-Granat Şist	(2,38)	Gültekin (1990) Biotit	0,83	15,4	5,4
		Granat	0,92	3,4	1,31
		Rutil	90,0	2,10	79,41
Şist	(0,90)	Evirgen (1979) Plajiyoklaz	0,38	10,9	4,60
		Muskovit	0,43	33,7	16,10
Amfibolit	(2,98)	Gültekin (1990) Hornblend	0,80	75,83	20,0
		Plajiyoklaz	0,10	8,72	0,30
		Rutil	88,2	3,10	80-92
	(0,31)	Evirgen (1979) Hornblend	0,74	59,80	?
		Plajiyoklaz	0,61	23,90	47,0
Mermer	(0,21)	Gültekin(1990) Kalsit	0,05	89,54	21,3
		Rutil	?	Eser	Geri Kalan
Gabro	(0,93)	Tankut ve Sayın (1990) Amfibol	0,31	--	--
		Klinopiroksen	0,05	--	--
Granit	(0,35)	Bürküt (1966) Biotit	4,43	4,52	57,0
Granidiorit	(0,32)	Bürküt (1966) Biotit	2,32	5,91	43,0
Diyorit	(0,22)	Bürküt (1966) Biotit	2,95	4,17	56,0
Pegmatoid	(0,04)	Dağ (1988) Plajiyoklaz	Eser	32,7	--

\* Parantez içindeki rakamlar kayacın ortalama TiO<sub>2</sub> içeriğini göstermektedir.

\* (Average TiO<sub>2</sub> contents of rocks in parentheses).

- a) Kalıntı sıvı toplanması yatakları.
  - b) Sıvı karışmazlığı sonucu oluşan mağma eriyiğinin enjeksiyonu.
  - c) Pnömatolitik yada hidrotermal replasman yatakları.
- B- Bazik plütonik kayalarda uyumlu yataklar.
- a) Kalıntı mağma eriyiği toplanması.
  - b) Sıvı karışmazlığı sonucu oluşan yataklar.
  - c) Mağmadan kristalleşme sonucu oluşan yataklar.
2. Plaser Yatakları:
- A- Flüviyal plaser yatakları.
  - B- Kıyı plaser yatakları.
3. Metamorfik Yatakları:
- A- Bölgesel metamorfizma sonucu oluşmuş, yüksek dereceli metamorfik kayalarla ilişkili yataklar.
  - B- Palinjenez mağmalardan türeyen yataklar.
  - C- Eski bir yatağın metamorfizmasıyla oluşan yataklar.
4. Alterasyon Tipi Titanyum Yatakları:
- A- Gabro ve anortozitler üzerinde oluşan yataklar.
  - B- Metamorfik kayalarla ilişkili yataklar.
5. Volcano-Sedimanter Yatakları.
6. Titanyumun Yan Ürün Olarak Kazanıldığı Yatakları:
- A- Porfiri bakır yatakları.
  - B- Boksitler ve denizel fosfatlar.
  - C- Çok amaçlı plaserler.

## 1. MAĞMATİK YATAKLAR

### a) Titanyumun mağmatik kayalardaki içeriği:

Bir çok araştırmacının yayınladığı kimyasal analiz sonuçları birarada irdelendiğinde, ultrabazik kayaların %0.05, bazik kayaların %1.5, nötr kayaların %1.3 ve felsik kayaların %0.38 ortalama  $TiO_2$  içeriğine sahip oldukları ortaya çıkar. Genel anlamda, bazik ve nötr kayalar, ultrabazik ve asitik olana oranla daha yüksek  $TiO_2$  değerleri içerirken, bir çok kayaç tipi için alkali karakterde olanlar, alkali olmayanlara göre yüksek titanyum içermeleriyle karakteristiktir. Alkali kayaların yüksek titanyum içeriği, mağmatik kayalarda titanyuma yönelik sürdürülen prospeksiyonlarda göz önüne alınmasında yarar bulunan önemli bir noktadır. Tablo 4'de Force (1976 a)'nın mağmatik kayalarda saptadığı ortalama titanyum içerikleri toplu olarak verilmiş, Tablo 5'de ise Türkiye'de bazı mağmatik kayaların kimyasal analiz sonuçları dikkate alınarak belirlenen ortalama  $TiO_2$  değerleri sunulmuştur.

Gerek Tablo 4 ve gerekse Tablo 5'de sunulan veriler

aynı tür kayalar için birbirleriyle uyum gösterirler. Yüksek titanyum değerleri veren gabro, bazalt ve piroksenit türü kayalar aynı zamanda yer kabuğundaki her iki tablodan kolaylıkla görüleceği gibi alkali kayaların  $TiO_2$  miktarı bu tür kayalardan beklenen yüksek titanyum içerikleriyle uyumludur.

### b) Mağmatik titanyum yataklarının oluşumu ve özellikleri:

Mağmatik titanyum yataklarının oluşum şekil ve zamanı jeosenkinal evrimiyle ilişkili ultrabazik mağmanın differansiyasyon süreciyle ilintilidir. Gözlemler, en önemli yatakların yüzlerce  $km^2$ lik alanlara yayılım gösteren anortozitler ile gabrolar içinde bulunduğunu ortaya koyar. Temel cevherleşme ya bütünüyle ilmenitten yada çeşitli oranlarda karışmış ilmenit-magnetit topluluğu mineralerden oluşmaktadır.

Fe-Ti yataklarının geç mağmatik evrede oluşan yataklar oldukları ve oluşumlarında kristalleşme ile ayrılaşmanın, kalıntı ağır metal oksid eriyiklerinin mağma tabanında toplanmasının ve kalıntı eriyiklerde ağır sülfürlü sıvıların, sıvı karışmazlığı nedeniyle damlacıklar halinde ayrılarak toplanmasının çeşitli derecede etkilerinin bulunduğu kabul edilir. Yatakların köken sorunu, kristalleşme zamanı ve oluşan Ti-oksit minerallerinin kristal yapıları, iz element içerikleriyle yataklanma şekilleri dikkate alınarak çözülmeye çalışılır. Bu nedenle, başta ilmenit ve magnetit olmak üzere, bunlara eşlik eden diğer bazı oksid ve silikat minerallerinin iz element içeriklerinin niteliği ve niceliği pek çok araştırmacının yoğun ilgisini çekmiş, mağmanın differansiyasyonu sürecinde gelişen olayları belirlemede başvurulan temel nokta olmuştur. Yapılan elementel analizler, esas olarak minerallerdeki katyonik yerdeğiştirme mekanizmasını ve koşullarını ortaya koymaya yönelik olup, bu amaçla kayaç ve minerallerin daha çok Fe, Ti, V, Cr, Al, Mg ve Mn içeriği belirlemeye çalışılmıştır.

Mağmatik titanyum yataklarına yönelik yapılagelen iz element çalışmaları, V, Cr ve Al'un magnetiti, Mg ve Mn'in ise ilmeniti tercih ettiğini, mağma kristalizasyonunun ilk evresinde oluşan magnetitin iz element içeriğinin daha yüksek olduğunu ortaya koyar. Erken mağmatik evreyi temsil eden magnetitlerin, Cr ve V içeriği geç evrede kristalleşenlere oranla daha yüksektir. Genel olarak, mağmatik magnetit metamorfik ve diğer tür magnetitlerle karşılaştırıldığında %25'lere varan oranda yüksek  $TiO_2$  içermesiyle belirgindir. Mağma kristalleşmesinin erken evresinde oluşan ilmenit, geç evrede oluşana göre Mg'ça daha zengin, Mn'ça daha fakir olup, bir arada bulunduğu magnetitten daima daha düşük As, ve Ga değerleri

**Tablo 4.** Bazı mağmatik kayalarda ortalama TiO<sub>2</sub> değerleri (Ağırlık %'si, Force, 1976 a).  
**Table 4.** Average TiO<sub>2</sub> contents of some igneous rocks (in Weight percent, from Force, 1976 a).

Kayaç Tipi	1		2	
	TiO <sub>2</sub>	Analiz Sayısı	TiO <sub>2</sub>	Analiz Sayısı
<b>Ultrabazik Kayaçlar</b>				
Dunit	0,20	9	0,07	118
Peridotit	0,20	9	0,07	118
Alkali Peridotit	0,81	23	0,52	196
Proksenit	1,30	12	-	-
Alkali Piroksenit	0,53	46	0,83	294
Hornblendit	3,31	21	-	-
Kimberlit	2,86	15	-	-
	1,43	14	2,17	4,21
<b>Bazik Kayaçlar</b>				
Toleitik Bazalt	2,03	137	-	-
Olivinli Toleit	1,65	28	-	-
Normal Alkali Bazalt	2,63	96	-	-
Kıtasal Bazalt	-	-	1,50	445
Jeosenklinal Bazalt	-	-	1,67	360
Okyanussal Bazalt	-	-	2,67	148
Gabro	1,32	160	1,13	762
Norit	0,89	39	-	-
Alkali Gabro	2,86	42	-	-
Anortosit	0,32	17	-	-
<b>Nötr Kayaçlar</b>				
Diorit	1,50	50	1,00	678
Andezit	1,31	49	0,83	866
Toleitik Andezit	2,60	26	-	-
Alkali Andezit	2,84	37	-	-
<b>Asidik Kayaçlar</b>				
Tonalit	0,62	58	0,77	426
Dasit	0,64	50	0,57	480
Granodiorit	0,57	137	0,62	523
Riyodasit	0,66	115	-	-
Adamelit	0,56	121	-	-
Granit	0,37	72	0,33	1967
Riyolit	0,22	22	0,33	138
<b>Alkali Kayaçlar</b>				
Siyenit	0,83	18	0,68	426
Trakit	0,66	24	0,67	292
Monzonit	1,12	46	-	-
Latit	1,18	42	-	-
Nefelinli Siyenit	0,66	80	0,50	584
Fonolit	0,59	47	0,40	245

içermektedir. Diğer yandan kristalizasyonun ilerlemesiyle birlikte kayada Ni/Co oranında azalma, Mn/Fe<sup>+2</sup>, Ga/Fe<sup>+3</sup>, Zn/Fe<sup>+2</sup> oranında artma ve V/Fe<sup>+3</sup> Cr içeriğinde azalma meydana gelir. Bu ve benzeri diğer değerler mağmanın katılma sürecinde titanyum minerallerinin kristalleşme işlevinin belirlenmesine önemli katkılar sağlayan birer ipuçlarıdır. (Duchesne, 1972). Lister (1966), Fe-Ti oksid mineral yataklarının oluşumunu kontrol eden ana faktörleri şu şekilde ifade eder:

1) Mağma eriyiğinin kimyasal bileşimi, özellikle Fe<sup>+3</sup> içeriği ve Fe/Ti oranı.

2) Ortamın oksijen fugasitesi.

3) Silis aktivitesi.

4) Kristalleşmeden sonraki soğuma zamanı.

Mağmatik yataklarda titanyum cevher mineralleri, ana kayada içinde erken mağmatik evrede katılmış silikatlarla reaksiyon kınları oluşturan serpinti taneler halindedir veya silikatlardan oluşan bir katman üzerinde zenginleşmiş zonlar oluştururlar. Bu yapılanmalar esas olarak, kayanın kristalleşme şekliyle ilişkilidir. Doğal olarak, kayada katılma hızının yüksek olması kalıntı mağma eriyiği içindeki Fe-Ti oksidlerin toplanma ve zenginleşme olanağı bulamadan kayada içinde serpinti halinde kristalleşmesine yol açar. Ancak kayada katılma hızı kristalleşen oksid minerallerinin tabanda toplanmalarına uygun ise, çoğunlukla uyum yataklanma veren zengin cevherleşmeler oluşur. Diğer yandan orojenik kuşakların bazik karakterli intrüzyonlarında gözlenen yüksek oksijen fugasitesi bu kristalleşmeyi kolaştıran ve kristalleşen oksid minerallerinin miktarını denetleyen bir rol üstlenir.

Fe-Ti yataklarında, Fe-Ti oksid mineralleri iki farklı katı eriyik serisinin üyeleridir. Bu seriler magnetit-ulvöspinel (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>) ve hematit-ilmenit serileri (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeTiO<sub>3</sub>) olup, magnetit-ulvöspinel serisi mineralleri, yaklaşık 600°C sıcaklığın üzerinde spinel yapıda, hematit-ilmenit serisi mineralleri ise 950°C'nin üzerinde rombohedral yapıda tam bir katı eriyik verirler. FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> üçlü sistemleri üzerinde sürdürülen güncel çalışmalar, oksidasyon-eksölyasyon sonucu magnetit-ulvöspinel serilerinde hematit-ilmenit serilerine geçişin mümkün olduğu ve birarada oluşmuş olan spinel ve rombohedral fazın bileşiminin sıcaklığın ve oksijen fugasitesinin bir fonksiyonu olduğunu ortaya koyar. Yüksek sıcaklık, düşük oksijen fugasitesi yüksek titanyum içeriğine sahip spinel fazın, düşük sıcaklık ve düşük oksijen fugasitesi ise düşük titanyum içerikli fazların oluşmasını sağlar (Buddington and Lindsley, 1964).

Titanyum yataklarının oluşumunda mağmanın differansiyasyon süreci, oksid minerallerinin kristallenmesini

ve titanyum içeriğini denetlemede önemli bir rol üstlenir. Bazı yataklarda differansiyasyonun başlangıcında, kristallenme ile birlikte ilk olarak hemo-ilmenitin, daha sonra magnetitin olduğu ve birlikte differansiyasyonun ilk evresini temsil eden Titanyumca fakir bir homojen magnetit+hemo-ilmenit birliğinin olduğu belirlenmiştir (Duchesne, 1972). Ancak, kristalizasyon ilerledikçe bu birlik yerini, titanyumca zengin magnetit+homojen ilmenit birliğine bırakır. Böylece, erken magmasal evreden geç magmasal evreye doğru belirgin bir titanyum artışının meydana geldiği anlaşılmaktadır. Ancak differansiyasyon sürecinde, Fe-Ti oksid minerallerinin birbirleriyle kontakta olmalarıyla gelişebilen bazı doğal reaksiyonların neden olduğu kimyasal değişimleri bu olaydan ayrı tutmak gerekir. Diğer yandan, mağmatik evrenin sonlarına doğru minerallerin içindeki çatlaklarda veya aralarında kapanlanarak varlığını korumuş olan H<sub>2</sub>O ve H<sub>2</sub> gibi uçucuların sebep olduğu döterik yapılanma sıvı ve oksidler arasındaki reaksiyonel ilişkilerin hızlanmasına ve yeni fazların oluşmasına yol açar. Döterik yapılanma, ulvospinellerin oksidasyonu ile düşük sıcaklığı temsil eden yeni mineral birliklerinin oluşmasını sağlar ancak, sıcaklığın daha da azalmasıyla difüzyon olayları tamamen durduğundan döterik yapılanmada sona erer.

Buraya kadar değinilmiş olan veriler dikkate alındığında, Fe-Ti oksit minerallerinin kristalleşmesini, genel bir yaklaşımla, iki farklı şekilde açıklamalı mümkündür. Birinci durumda, belirli fiziko-kimyasal koşullar altında ağır metal oksid minerallerini oluşturmaya uygun yüksek oksijen fugasitesi ile Fe, Ti içeriğine sahip toleyitik bir mağma titanyum mineral yataklarını oluşturur. Bu tür bir mağmada kristalleşmeyle ayrılan oksit minerallerinin, gravite etkisiyle mağma tabanında birikmesi sonucu, çoğunlukla yalancı tabakalı (uyumlu) cevherleşmeler meydana gelmektedir. Titanyum oksid minerallerinin oluşmasını sağlayan ikinci faktör, silikat ve ağır metal oksid ile sülfürlü mağma haznesinden kaynaklanan, Fe ve Ti yanında P'ça da zenginleşmiş karışmaz sıvıların varlığıdır. Bazı ilmenit ve titonomagnetit-apatit cevherleşmeleri oluşumu bu yolla açıklanmaya çalışılmaktadır. Ancak gerek toleyitik bir mağmadan gravite etkisiyle, gerekse karışma sıvılarından itibaren gelişen cevherleşmelerin oluşum süreci bütünüyle mağmanın geç kristalleşme evresine denk düşer.

### c) Anortozik masiflere bağlı titanyum yatakları

Anortozik masifler, dünyanın en önemli birinci titanyum kaynaklarını oluştururlar. Pek çok anortozik türü

**Tablo 5.** Türkiye'de bazı mağmatik kayaların ortalama TiO<sub>2</sub> değerleri**Table 5.** Average TiO<sub>2</sub> contents of some igneous rocks from Turkey.

Kayaç Tipi	TiO <sub>2</sub>	Analiz Sayısı	Referanslar
<b>Ultrabazik Kayaçlar</b>			
Dunit	0.03	12	Özkoçak (1969), Örgün (1992)
Peridotit	0.11	35	Ketin (1983), Çapan (1981), Örgün (1992)
Harzburjit	0.012	11	Özkoçak (1969), Örgün (1992)
Piroksenit	0.14	21	Özkoçak (1969), Örgün (1992)
<b>Bazik Kayaçlar</b>			
Gabro	0.89	43	Ketin (1983), Ayan (1959), Özkoçak (1969), Çoğulu (1975), Tankut ve Sayın (1990), Önen ve Unan (1988).
Olivinli Gabro	0.50	–	Ketin (1983).
Toleyitik Bazalt	0.85	13	Çoban (1988), Tokel (1977).
Alkali Bazalt	1.65	55	Ketin (1983), Özpeker (1973), Ercan ve diğ. (1985)
Kalkalkali Bazalt	0.92	8	Batum (1978). Gedik ve diğ. (1985)
Dolerit	1.32	27	Gültekin (1990), Ketin (1983), Çapan (1981), Özkoçak (1969)
<b>Nötr Kayaçlar</b>			
Diyorit	0.43	7	Bürküt (1966), Aydın (1974), Çoğulu (1975)
Andezit	0.77	87	Ercan ve diğ. (1985, 1990), Çoban (1988), Batum (1978), Innocenti ve diğ. (1975), Lambert ve diğ. (1974), Candan (1988), Kibici (1990).
Kalkalkali Traki-Andezit	0.69	19	Ketin (1983), Ercan ve diğ. (1985, 1990)
<b>Asidik Kayaçlar</b>			
Granodiyorit	0.46	163	Bürküt (1966), Aykol (1979), Solmaz (1983), İzdar (1968), Özkoçak (1969), Örgün (1992), Ayan (1959), Çoğulu (1975).
Kuvarsdiyorit	0.47	13	Bürküt (1966), Çoğulu (1975)
Granit	0.42	108	Yılmaz (1984), Aydın (1974), Tanyolu (1979), Uz (1973), Dağ (1988), Boztuğ ve Yılmaz (1983)
Kuvars Monzonit	0.13	15	Bürküt (1966), Çoğulu (1975)
Adamellit	0.10	2	Yılmaz (1984)
Dasit	0.49	20	Ercan ve diğ. (1990), Lambert ve diğ. (1977), Gedikoğlu ve diğ. (1985), Baş ve diğ. (1976), Ketin (1983), Innocenti ve diğ. (1976)
Kalkalkali Riyodasit	0.43	28	Ercan ve diğ. (1985), Ketin (1983), Ercan (1990), Lambert ve diğ. (1974).
Kalkalkali Riyolit	0.25	35	Baş ve diğ. (1968), Savaşcın (1974), Pişkin (1979), Batun (1978), Innocenti ve diğ. (1975), Ercan (1978, 1984, 1990).
<b>Alkali Kayaçlar</b>			
Siyenit	0.33	33	Solmaz (1983), Aydın (1974), Baykan (1988).
Trakit	0.45	18	Pişkin (1979), Özpeker (1973), Özgenç (1982).
Alkali Trakit	1.18	1	Özpeker (1973)
Alkali Trakit-Andezit	1.91	4	Özpeker (1973)
Monzonit	0.64	8	Aydın (1974)
Latit	0.77	6	Gedik ve diğ. (1985)
Alkali Latit	1.39	2	Özpeker (1973)

içinde andezin-anortozit masifler, diğerlerine oranla hem daha yaygındırlar, hem de daha zengin titanyum cevherleşmeleri içermeleriyle belirgindirler. Kimyasal bileşimleri dikkate alındığında anortozit masiflere bağlı iki farklı titanyum yatak tipi ayırtdılır (Herz, 1976 a):

1) Alkali özellik göstermeyen anortozit masiflere ilişkin gabrolar içinde yer alan ilmenit yatakları.

2) Alkali andezin-anortozitler içinde bulunan dissemine ilmenit ve rutil yatakları.

Ultrabazik ve bazik komplekslerden gravite etkisiyle ayrılmış, bütünüyle kalsik veya nötr plajiyoklazlardan meydana gelen anortozitler, masif ya da stratiform olmak üzere iki ana gruba ayrılır. Ancak bugüne değin yapılmış olan çalışmalar mağmatik titanyum yataklarının büyük bir çoğunlukla masif tip anortozitlere bağlı olduğunu ortaya koymuştur. Örneğin, Amerika Birleşik Devletlerinde Adirondack (New York) anortozitine bağlı ilmenit yatakları Virginia'daki Roselant anortozitine bağlı rutil yatakları ve dünyanın en büyük ilmenit yatağı olarak kabul edilen Kanada'nın Quebec eyaletindeki Allard Lake anortozitine bağlı Lac Tio yatağı bu grubun en önemli yatakları arasındadır. Diğer yanda, Norveç'te Egersund-Sogndal anortozitine bağlı ilmenit yatakları, Ukrayna'daki ilmenit yatakları bu tür yataklara verilebilecek diğer örnekleri oluştururlar. Anortozitlerde, ana titanyum oksid minerallerini başta ilmenit ve rutil olmak üzere bu mineraller kadar yaygın gözlenen ilmeno-magnetit (Magnetit içinde ince taneli ilmenit), ilmeno-hematit (hematit içinde ilmenit), hemo-ilmenit (ilmenit içinde hematit iç büyümeleri) titano-magnetit (elementsel titanyum içeren magnetit) ve ulvöspinal türü mineraller oluşturur. Cevher tamamıyla anortozit mağması içinde kristalleşmiş ya da yan kayaç içinde uygun alanlara yerleşmiştir.

Titanyumlu anortozitler içerdikleri plajiyoklaz ve oksid mineralleri türüne göre de iki farklı gruba ayrılırlar (Herz,1976 a):

1) Labrodorit-anortozit masifler: Bu tip anortozitler  $An_{68-45}$  plajiyoklaz oranları ve titano-magnetit, ilmenit, magnetit içerikleriyle belgindir.

2) Andezin-anortozit masifler:  $An_{45-25}$  oranında plajiyoklaz ve hema-ilmenit içerirler. Ortopirosken/plajiyoklaz oranı diğer gruptan daha fazladır. "Adirondack tipi" olarak adlandırılan bu kayalar aralarında Roseland, Pluma Hidalgo ve St. Urbain gibi yatakların da bulunduğu dünyanın en önemli titanyum cevherleşmelerini içerirler. Kimyasal bileşimlerinde %3-4 oranında  $K_2O$  bulunması nedeniyle alkali tip anortozitler olarak da adlandırılan bu kayaçlar tekdüze olmayan bir mineral bileşimi ve ilmenite

eşlik eden rutil içerikleriyle belirgin bir ayrıcalık gösterirler. Yaygın masifler oluşturmaları nedeniyle petrografik, mineralojik ve kimyasal yönden pek ayrıntılı incelemelere sahne olan andezin-anortozitler, çoğunlukla üst amfibolit yada granulit fasiyesi kayaçlarının egemen olduğu metamorfik sahalarda, şarnokitik kayaçlarla ilişkili, oluşumlar sergilerler. Ancak, bazı sahalarda anortozitleri çevreler yapıda gözlenmiş olmalarına rağmen, şarnokitik kayaçlarla olan olası ilişki tam olarak açıklığa kavuşturulmuş değildir. Labradorit-anortozitlerden pertitik feldspat içermeleri ve ortopirosken oranının feldspat ve sulu mafik minerallerden olan fazlalığıyla bileşimsel bir farklılık gösteren andezin-anortozitler hem stratiform hem de diğer tür masif anortozitlerden daha yüksek titanyum içeriğine sahiptirler. Anortozitleri hedef olan titanyum prospeksiyonları stratiform (Labradorit) tipi anortozitlerin ekonomik titanyum yataklarını içermeleri yönüyle fakir olduklarını, buna karşın ekonomik yatakların hemen daima andezin-anortozitlerle ilişkili olduğunu ortaya koymaktadır.

Şarnokitik birliği üyesi kayaçlarla birlikte norit ve gabro türü kayaçlar ve bazı metamorfik kayaçlarla olan bir aradılığı, bunlara ek olarak masiflerin yayıldığı sahalardaki negatif Bouger anomalisi titanyum prospeksiyonunun en dikkati çeken yönüdür. Bununla birlikte, Adirondack, Allard Lake ve Roseland masiflerinde belirgin şekilde gözlenen metamorfizma anortozitlere bağlı titanyum yataklarının kökenin açığa çıkarmada, tam bir görüş birliğine ulaşılmasını engellemiştir. Bu yataklar için yaygın kabul gören oluşum modeli cevherleşmenin mağmatik orjinli olduğu, daha sonraki bir evrede metamorfizmada farklı oranlarda etkilendiği şeklindedir (Force, 1976 c; Hertz, 1976 a).

#### d) Alkali kayaçlara bağlı titanyum yatakları

Alkali kayaçlara bağlı önemli titanyum cevherleşmelerine, Arkansas'da Magnet Cove, Rusya'da Kola yarımadası, Brezilya'da Tapira, Minas Gerais, Kolorado'da Iron Hill ve Idaho'da Lemhi County'de rastlanılır (Force, 1976 a-c; Herz, 1976 b).

Pekçok alkali özellikli kayaç yer kabuğunun ortalama içeriğinden daha fazla titanyum değeri içerir. Bu türün en büyük cevherleşmesi, Brezilya'nın Tapira bölgesinde yer alan karbonatit kompleksine bağlı ve titanyum içeriği birkaç on milyon tonu bulan yataklardır. Titanyum konusundaki çalışmalarıyla tanınmış olan Force (1976 a-b-c) alkali kayaçların titanyum içeriğinin ortalama %1.4-3.3 arasında olduğunu ileri sürer. Nitekim, Türkiye'de bazı mağmatik kayaçlarda sürdürülmüş olan çalışmaların sonuçları bir arada irdelendiğinde benzer

sonuçlara ulaşılmış, alkali kayaların yüksek titanyum içeriklerine sahip oldukları saptanmıştır (Tablo 5).

Alkali komplekslerin kristalizasyon sürecinde, Ti-oksit minerallerinin pek çoğu geç kristallenir. Mağma da belirli sıcaklık ve basınç koşulları altında Fe, Ti ve P'ce zenginleşen ve sıvı karışmazlığı gösteren eriyikler, alkali kayalara bağlı Fe-Ti oksit mineralleriyle apatit içeren bazı dayklarla ilişkili cevherleşmelerden sorumludur. Magnetit, ilmenit ve apatitçe zenginleşen bu tür eriyikler, çoğunlukla yüksek Na değerleri kazanır ve diyoritik bir bileşim sergiler. Diyoritik bileşimli bu tür mağmalar, kuvvetli bir differansiyasyona uğradıklarında titanyumca zengin esas olarak rutilin egemen olduğu, ancak ilmenitin de görüldüğü yatakların oluşmasını sağlarlar.

Damar tipi yataklanma yada dissemine cevherleşme veren alkali kayaç toplulukları genellikle nefelinli siyenitler, karbonatitler, trakit ve fonalitler, fenit türü feldspatik kayaçlar ile feldspat içermiyen ijolit türü kayaçlardan oluşur. Örneğin, rutilin baskın olduğu sfen, magnetit brukit ve perovskitin de görüldüğü Arkansas'daki Magnet Cove alkali kompleksi bir çember daykın çekirdeğine ijolitik ve karbonatitlerle başlayarak dışa doğru trakit ve fonalitle devam eder ve en dışta nefelinli siyenitli sona erer. Kompleks içinde yer alan feldspat-karbonat, feldspat, kuvars-feldspat ve fluorit bileşimli damarlar tipik rutil cevherleşmeleri içerirler.

## 2. PLASER YATAKLAR

Mağmatik yataklar kadar önemli olan plaser zenginleşmeler, özellikle rutil açısından dünyanın en önemli yatak tiplerini oluştururlar. Ticari değeri olan tüm plaserler ya bütünüyle rutil, yada rutille birlikte ilmenit üretiminin yapıldığı kaynaklardır.

Sedimanter kayaçların TiO<sub>2</sub> değerleri Force (1976 a)'nın verileri dikkate alınarak Tablo 6'da topluca sunulmuştur. Buna göre şeyller en yüksek, kireçtaşları ise en düşük TiO<sub>2</sub> değerlerine sahip kayaçlar olup, ilksel malzemeleri plaser oluşturmaya yatkın olan kumtaşlarının titanyum miktarı çoğunlukla yüksek değerler gösterir.

Plaser titanyum yatakları çoğunlukla kıyı ve fluviyal oluşumlar halinde, daha seyrek olarak ta, alüvyal plaserleri şeklinde gözlenir. Ancak, kıyı plaserlerinin önemi diğer tür oluşumlara göre daha fazladır.

Kıyı yataklar çoğunlukla, onlarca metre kalınlık ve birkaç on kilometre uzunluğunda mercək, örtü veya tabaka şekilli yapılar gösterir. Cevherli seviyeler, birbiri ardınca yataklanmış kıyıya paralel şeritler halinde veya korunmuş fosil oluşumlar ile taraçalar şeklindedir. Zaman zaman deniz seviyesinin altında olanlarına da rastlanmıştır. Büyük yataklar çoğunlukla, fosil ve teras plaserlerinin

yeniden işlendiği, dalga hareketi ile kıyı akıntılarının etkili olduğu sahillerde oluşur. Kıyı plaser yataklarda, yüksek boylanma özelliği kazanmış ağır ve hafif mineral tanelerinden oluşan kırıntılar taşınma ve yer değiştirmesi, esas olarak deniz tabanı ile temas halinde gerçekleşir. Taşınma eşdeğerliliği olarak da tanımlanan bu hareket mekanizması kumlardaki eş boyutlu sedimanların çökelimini sağlayan başlıca faktördür (Best and Bratshaw, 1985; Reid and Frostick, 1985; Tourtelot, 1986).

**Tablo 6.** Bazı sedimanter kayaçların ortalama TiO<sub>2</sub> içerikleri (Force, 1976 a).

**Table 6.** Average TiO<sub>2</sub> contents of some sedimentary rocks (From Force, 1976 a).

Kayaç Tipi	1		2		3	
	TiO <sub>2</sub>	Analiz Sayısı	TiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Analiz Sayısı	
Kumtaşları	0,25	253	0,25	0,52	211	
Ortokuvarsit	0,20	26	--	--	--	
Litik arenit	0,30	20	--	--	--	
Grovak	0,60	61	--	--	--	
Arkoz	0,30	32	--	--	--	
Silttaşı	0,59	235	--	--	--	
Şeyl	0,65	78	0,77	0,63	252	
Kireçtaşı	--	--	0,07	0,20	364	

Kıyı titanyum yatakları, Avustralya'nın doğu ve batı kıyılarında Birleşik Devletler'de Florida kıyılarında, Yeni Zelanda, Hindistan kıyıları ile Brezilya Kıyılarında oldukça geniş bir alana yayılmış, büyük rezervler halinde bulunurlar. Ayrıca, Mısır'ın kuzey kıyılarında, Mozambik'te, Madagaskar'ın kuzey kıyılarında ve ülkemizde doğu Karadeniz sahil kumlarında magnetitle birlikte ilmenitin yer aldığı plaserler bulunmaktadır. İlmenitle birlikte magnetitin izlendiği kumlar koyu renkten dolayı "siyah kumlar" olarak adlandırılır ve çoğunlukla ince tanelenmiş, ve 100 meşin altında tane çapları içeren titanyum minerallerince zenginleşmişlerdir. Kıyı ilmenit yataklarının belirgin bir özelliği ilmenitin atmosferik ayrışma sonucu löykoksene dönüşmesidir. Büyük çoğunlukla Tersiyer yaşlılardır. Bu tür oluşumlar en iyi bir şekilde Florida kıyı kumlarında görülmektedir.

Alüvyal plaser yataklar, Avustralya'nın doğu ve batı kıyısında bulunan kıyı plaserler işletilene kadar, dünyanın başlıca rutil kaynakları olarak işletilmiştir. Bu yataklarda



rutil farklı renk ve boyutlu, çoğu zaman birincil kayaçtaki kristal şeklini koruyan taneler halinde gözlenir. Çok ince boyutta iğnemsiz ve saç kılı şekiller gösteren rutil, kıyı plaserlerden farklı olarak, zaman zaman 5-6 cm'yi bulan iri kristallenmiş taneler şeklindedir. Esas olarak rutil için işletilen fluviyal yataklar, Virginia'daki plaserler için pek rahatlıkla söylenebileceği gibi, bazen önemli ilmenit derişimleri içerirler (Minard ve Others, 1976). Titanyum mineralleri çoğunlukla iri-orta taneli kum, ile çakıllı sedimanlar içinde, farklı kalınlık gösteren zengin seviyeler ya da serpinti taneler halinde izlenir. Fluviyal titanyum derişimleri en iyi bir şekilde, kaynaktan itibaren 10 km'lik bir uzaklıktan sonra ortaya çıkar. İşletilme tenörleri, rutil için ortalama %1.0 dolayındadır. En büyük alüvyal rutil plaserleri Sierra Leonne, Toga ve Virginia (A.B.D) de bulunurken, özellikle son yıllarda yapılan bazı çalışmalar ülkemizde de bu türdeki yatakların önemli bir potansiyel oluşturduğunu ortaya koymuştur (Gültekin, 1991 c, 1992; Dickson, 1986; Göncü, 1986).

Titanyum plaserlerinin önemli iki farklı yönüne değinmekte fayda vardır. Birincisi, bu plaserlerin, özellikle de fluviyal rutil oluşumlarının metamorfik masiflerle olan ilişkileridir. Bir çok yatak için metamorfikler, plaser rutil derişimlerine kaynaklık yapan ve bu yönleriyle dikkate alınmaları gereken kayaçlardır. Şüphesiz ki bu konu bir prospektör için önemli olacaktır. İkincisi rutilin bir yan ürün olarak bulunduğu pek çok plaserde, oldukça düşük tenörlerin ekonomik olarak işletilmesidir. Bunun en güzel örneği; Avustralya'nın doğu ve batı kıyılarında yer alan plaserlerde görülmektedir. Günümüzde bu yataklar esas olarak zirkon için işletilmekle birlikte %0.5 rutil içeriğine rağmen, yan ürün olarak rutilin üretimine de olanak tanıyan dünyanın başlıca rutil kaynaklarıdır (Force 1976 a-b-c).

### 3. METAMORFİK YATAKLAR

#### a) Metamorfik kayaçların titanyum içeriği:

Dünyada bazı tür metamorfik kayaçların genel ortalama  $TiO_2$  içerikleri Tablo 7'de, bunlarla karşılaştırma amacıyla Türkiye'de çeşitli araştırmacıların analiz sonuçları dikkate alınarak tespit edilen metamorfik kayaçların ortalama  $TiO_2$  içerikleri Tablo 8'de sunulmuştur.

Şist ve gnayslara bağlı yatakların en iyi bilineni, ilksel kayalarını sedimenter, volkanik ve intrusiflerin oluşturduğu kabul edilen Meksika'daki Pluma Hidalgo yatağıdır, ancak bu yatak, pek çok araştırmacı tarafından esas olarak mağmatik orjinli kabul edilir (Force 1976 c; Hertz 1976 a; Klemic ve diğerleri, 1976). Dünyanın bir çok yerinde metamorfiklerden elde edilen bulgular yeşil şistlerin titanyum içeriğinin %5'in üzerine nadiren

çıkıldığını göstermiştir. Sedimenter orjinli şist ve gnaysların titanyum içeriği, diğer türlerine oranla daha düşük değerler gösterir. Benzer şekilde, kumtaşlarının metamorfizmasıyla oluşan kuvarsitlerin titanyum içeriği çoğunlukla %1.0  $TiO_2$  değerinin altındadır.

**Tablo 7.** Bazı metamorfik kayaçlarda ortalama  $TiO_2$  içeriği (Ağırlık %'si, Force, 1976 a).

**Table 7.** Average  $TiO_2$  contents of some Metamorphic rocks (in weight percents, from Force, 1976 a).

Kayaç Tipi	$TiO_2$	Analiz Sayısı
Amfibolit	1.37	370
Gnays	0.58	410
Şist	0.60	538
Yeşilşist	1.64	13
Kuvarsit	0.23	7
Serpantinit	0.015	91
Glokofan Şist	0.78	5
Eklojit	1.27	16

Jeokimyası titanyum çevirimi, gerek metamorfik kayaçların titanyum içeriğini kontrol etmede gerekse de bunlardan türeyen plaserlere olan katkısı yönüyle önem arz eder. Yüzeysel koşullarda farklı türdeki kayaçların atmosferik ayrışmasıyla başlayan titanyum çevrimi serbestleşen kırıntılı malzemenin sedimantasyon havzasına taşınması, yığılması ve gömülmesiyle devam eder. Nihayet gömülen malzemenin yüksek sıcaklık ve basınç koşulları altında başkalaşım geçirmeye başlaması çevrimin son ve en önemli halkasını teşkil eder. İlerleyen metamorfizmayla birlikte, yeni şartlar altında duraysız olan titanyum içerikli bazı silikat minerallerinin, kayaç kimyasal bileşim ve oksijen basıncına bağlı olarak Ti-oksit minerallerine dönüşmesiyle çevrim tamamlanmış olur. Burda, metamorfizma süresince titanyumun davranışını ve titanyum oksit minerallerinin oluşumunu denetleyen faktörlerin neler olduğunu yinelenmeyecek, yalnızca bu konudaki referansların sunulmasıyla yetinilecektir (Gjelsvik, 1957; Shannon ve Park, 1964; Buddington ve Lindsley 1964; Schuiling ve Vink 1967, Kwak 1968, Dachille ve diğerleri 1968; Jamieson ve Olinger 1969; Force 1976 a-b, Marsh ve Sheridan 1976; Blake ve Morgan 1976, Goldsmith ve Force 1978; Gültekin 1986 b, 1992).

**Tablo 8.** Türkiye'de bazı metamorfik kayaların ortalama TiO<sub>2</sub> içerikleri

**Table 8.** Average TiO<sub>2</sub> contents of some metamorphic rocks from Turkey.

Kayaç Tipi	TiO <sub>2</sub>	Analiz Sayısı	Referans
Gnays	0,60	127	Bürküt (1977), Nuhoglu (1988), Genç (1990), Gültekin (1990).
Ortognays	0,91	22	Bürküt (1977)
Paragnays	0,90	48	Bürküt (1977), Gültekin (1990).
İnce taneli			
Gnays	0,49	41	Solmaz (1983), Nuhoglu (1988), Dağ (1988), Gültekin (1990), Candan (1988).
Şist	0,58	143	Solmaz (1983), Dağ (1988), Nuhoglu (1988), Candan (1988), Gültekin (1990).
Kuarsit	0,09	67	Solmaz (1983), Gültekin (1990).
Amfibolit	1,55	27	Aydın (1974), Evirgen (1979), Dağ (1988), Gültekin (1990).
Migmatit	0,86	6	Dağ (1988).
Glokofan			
Şist	1,30	4	Eren (1979).
Mermer	0,10	19	Solmaz (1983), Gültekin (1990).
Serpantinit	0,08	23	Arda (1972), Candan (1988).
Eklojit	1,46	5	Eren (1979).

Metamorfik kayalara bağlı titanyum yatakları içinde, Urallarda eklojitler içinde bulunan %4.5 rutil içerikli Shubinsk yatağı, dünyada bu türde işletilmiş bir kaç yataktan biridir. Ancak azda olsa, diğer metamorfik kayalara bağlı ve zaman zaman madencilik faaliyetlerine sahne olunmuş bazı titanyum yataklarına rastlanılmıştır. Bunlara Orta Ural'larda ortalama %1.5 rutil içerikli Kuznechikha yatağı iyi bir örnek oluşturur (Smirnov ve diğerleri, 1983). Metamorfik kayalardan, başta mavi şist ve ilişkili yüksek basınç fasiyesi kayaları olmak üzere,

üst amfibolit ve daha yüksek derecede metamorfizmaya uğramış kayalar rutil açısından en umutlu olanlardır. Şüphesiz ki bu raslantı değildir, bütünüyle yüksek sıcaklık ve basınç koşullarında rutil ve ilmenitin davranışı ile ilişkilidir.

Metamorfik kayalarda rutil detritik karakterli olabileceği gibi doğrudan metamorfik orjinli de olabilir. Detritik karakterli rutil, yeşil şist fasiyesi kayalarıyla, sınırlıdır. Türkiye'de Menderes Masifi metamorfik kayalarında, biotit-granat şistler içinde bu tür rutilere rastlanılmış, ancak ilerleyen metamorfizmayla birlikte disten-granat şist ve gnayslar içinde metamorfik orjinli rutil belirlenmiştir (Gültekin, 1990, 1992).

Yüksek dereceli metamorfizma koşullarını temsil eden kayalar örneğin; gnayslar, amfibolitler, mavi şistler ve eklojitler rutil içermeye daha yatkındır. Dünyanın bir çok yerinde gnayslara yönelik sürdürülen çalışmalar bu kayaların bazı koşullarda %5-6'lara varan oranda yüksek rutil içeriğine sahip olduğunu ortaya koymuştur. Bugün için, yüksek maliyet nedeniyle rutil işletmeciliğinin yapılamadığı bu tür kayalar, gelecekte ekonomik faktörlere bağlı olarak önem kazanacak birer potansiyel kaynak olarak kabul edilirler.

#### b) Gnayslara bağlı rutil oluşumları:

Rutil içeren gnayslar büyük çoğunlukla Prekambriyen yaşlıdır ve rutil içerikleriyle mineralojik bileşimleri arasında belirgin bir ilişki yansıtırlar. Titanyumca zenginleşmiş olanlar esas olarak disten ya da sillimat içeren türdedir. Rutil çoğunlukla 0.1-0.5 mm'lik tane boyutlu ve özşekilli, yarı özşekilli dissemine taneler halindedir. Ancak zaman zaman, mercek veya tabaka şekilli yataklanmalarda görülür. Örneğin; Colorado Front Range gnayslarında, kalınlığı 15 cm-30 m. arasında olan ve %20-30 arasında sillimanit içereğiyle birlikte topaz kuvars, biotit, apatit, zirkon ve muskovit gibi minerallerde içeren mercek şekilli yataklanmalar saptanmıştır. Rutil içeriği %5'lere kadar yükselebilen Front Range gnaysları bu özelliklerinden dolayı ayrıntılı incelemelere konu olmuştur. Pek çok metamorfik masife Front Range gnayslarına benzer şekilde, çoğunlukla disten veya sillimanitin eşlik ettiği rutil oluşumlarına rastlanılmışsa da ise de bunlar, birer potansiyel rezerv olarak önem arz ederler. Bu oluşuklardan, Virginia'da Farmille sahasında %0.5-1 rutil içeren ve ABD'nin bilinen disten kaynaklarının %50'sini oluşturan disten-kuvarsitler, Kuzey-Güney Carolina'da King Mountain sahasında sedimanter orjinli disten ve sillimanit kuvarsitler, Georgia Graves Mountainin %05-1 rutil içerikli Paleozoyik serizit-disten kuvarsitleri,

California'da White Mountain sahasında ticari değerde andaluzit içeren kuvars-serizit ve kuvars-mikaturmalin şistler içindeki rutil oluşumları, Arizona'da Yuma County'te dissemine rutil içeren disten-kuvarsitler ile küçük hacimli kuvars damarları içinde gözlenen iri rutil kristalleri ve Arizona'nın Santa Cruz metamorfik sahasında yer alan, konglomera ve kumtaşlarının kontak metamorfizmasıyla oluşmuş rutilli kuvarsitler, en iyi bilinenleri teşkil ederler (Marsh ve Sheridan, 1976; Force, 1976 a-b-c; Smirnov ve diğerleri 1973). Pek çok ülkede, ABD'nin metamorfik kayaçlarında görülen türde rutil oluşumlarına rastlamak mümkündür, bu konuda yeterli verilerin bulunduğunu söylemek güçtür. Dünyanın en büyük rutil üreticisi Avustralya'nın doğu ve batı kıyılarında sahil kuşları içinde bulunan rutil, aynı zamanda kaynak kayaçlar olan Prekambriyen yaşlı kristalin şistler içinde de bulunur. Hindistan'da olasılıkla bazik lav ve boksitik kil orjinli biotit-sillimanit şistler içinde dissemine rutil oluşumları saptanmıştır. İsviçre'de Prekambriyen kuvarsitler içinde ortalama içeriği %1.0 kadar olan çubuk şekilli rutil kristallerine ilmenit, profillit ve zirkon eşlik eder. Norveç'te sillimanit bileşimli, korundumda içeren gnayslar içinde %1.0 kadar rutil bulunur. Benzer şekilde, güney-batı Afrika'da, sillimanit-korundum içeren metamorfik kayaçlarda rutil %1.0 oranında bulunan tali bir mineraldir.

#### c) Titanyumca Zengin Kayaçların Metamorfizmasıyla Oluşmuş Yataklar:

Titanyumca zengin birincil kayaçların metamorfizmasıyla oluşmuş yataklara en iyi örnek Norveç'in batısında, Fjord bölgesinde bulunan cevherleşmelerdir. Dört farklı sahada yer alan ve bazıları işletilmiş olan titanyum yataklarından güney-batı ucunda, Egersund-Sognal sahasında görülenler Avrupa'nın en büyük yataklarını oluştururlar. Prekambriyen yaşlı gnayslarla çevrelenmiş büyük bir anortozit kütleri içinde ilmenitten oluşan mercer şekilli cevherleşmenin magmatik orjinli olduğu kabul edilir. Ancak Sunmore sahasında bulunan dört farklı cevherleşmenin kökeni tartışmalıdır. Biri dışında diğer üçünün etkili bir metamorfizmaya uğradıkları varsayılır. Gjelsvik (1957) tarafından önerilen oluşum modeline göre, sahada bulunan dört cevherleşmeden biri olan Qvre Roddal yatağının köken kayası, olivince zengin bazaltik bir mağmanın differansiyasyonu sonucu oluşmuş ve ilksel özelliklerini büyük ölçüde korumuş bir gabrodur. Diğer üç cevherleşmeyi oluşturan Oyen, Verkshaugen ve Fiskå cevherleri sedimanter kökenli malzemenin metamorfizmasıyla oluşmuş, ilmenitten meydana gelmiş titanyum yataklarıdır. Bu yatakların saptanan yüksek Cr, Ni ve V değerlerinin olasılıkla sedimanter orjinli bir malzemeden kaynaklanmış olabileceği ileri sürülmüştür.

#### d) Metamorfik sahalarda palinjenez mağmalardan türeyen yataklar:

Bu tanıma uygunluk gösteren yataklar esas olarak, şist ve gnays karmaşığı ile migmatitleşmenin yaygın izlendiği büyük metamorfik masiflerde uyumlu yada uyumsuz yerleşmiş kuvars damarlarına eşlik eder. Cevherleşme çoğunlukla rutilden ibaret olup, anatas disten, apatit, plajiyoklaz gibi minerallerle birlikte izlenir. Çoğu zaman kuvars, kayacın mineral bileşiminin %90 veya daha fazlasını oluşturur. Kuvars damarları anateksis sonucu oluşmuş palinjenez mağmaların son ürünleri olarak kabul edilir (Schuiling, 1962; Gültekin, 1992). Özşekilli yada özşekilsiz, kristaller halinde ve tane boyutu geniş bir aralıkta değişimler gösteren rutil kimyasal yönden saf değildir. Yer yer yüksek Fe, Nb, Ta ve V içeriğiyle karakteristiktir.

Türkiye'de bu tür rutil oluşumları en belirgin şekilde, Menderes Masifi metamorfik kayalarını kesen, en fazla 100 metrelik uzunluklar halinde izlenen kuvars damarları içinde görülür. Varlığı uzun zamandan beri bilinen ve çoğunlukla metamorfiklerden beslenen rutilli alüvyonlar için bir kaynak kaya olan kuvars damarları 5-6 cm.'yi bulan iri rutil kristalleri içermeleriyle karakteristiktir. Nitekim, bu özelliklerinden dolayı bir kısmı küçük çapta madencilik faaliyetine de sahne olmuştur. Ancak, kuvars damarlarının küçük hacimli oluşu, kapsamlı bir üretimin yapımında büyük bir oluşturmaktadır.

#### 4. ALTERASYON TİPİ TİTANYUM YATAKLARI

Alterasyon tipi titanyum yatakları çoğunlukla gabro, anortozit türü magmatik kayaçlar, daha az olarak metamorfik kayaçlar üzerinde, atmosferik ayrışma sonucu oluşmuş ticari yönden fazlaca bir önem göstermeyen yataklardır. Alterasyon sonucu gelişen zenginleşmeler ve oluşan yeni ürünler daha sonraki bir evrede metamorfizma sürecine dahil olurlarsa, Colorado rutil içeren sillimanitli gnays örneğinde görüldüğü gibi, daha büyük önem arzederler. Bu tür oluşumlara dünyanın bir çok yerinde rastlanılmaktadır. Hindistan'da iki bazı rutilli disten-kuvarsitlerin bazaltların atmosferik ayrışması sonucu oluşmuş boksitik kil orjinli olduğu ileri sürülmüştür (Marsh ve Sheridan, 1976). Ukrayna ve Kazakistan'ta gabro ve anortozitler ile metamorfik kayaçların atmosferik ayrışması sonucunda bu kayaçların üzerinde oluşmuş bazı titanyum yataklarının varlığı bilinmektedir (Smirnov ve diğerleri, 1983).

Bu tür yataklarda ayrışma sonucu oluşmuş kabuk kalınlığı bir kaç 10 metre kadardır. İlmenit içeriği m<sup>3</sup>'te bir kaç yüz kilogram, rutil ise birkaç on kilogram

civarındadır. Ana kayacın titanyum minerali aynı zamanda ayrılmış kabuğun titanyum cevherini oluşturur. Kazakistan'da metamorfik kayaların alterasyonu ile oluşmuş olan ve m<sup>3</sup>'te 180 kg. ilmenit, 74 kg. rutil içeren Kundybay yatağı alterasyon sonucu oluşmuş yataklara iyi bir örnektir (Smimov ve diğerleri, 1983).

##### 5. VOLKANO-SEDİMANTER YATAKLAR

Ticari değerleri az, nadiren rastlanılan titanyum yataklarıdır. Çoğunlukla, bazik bileşimli kayalardan türemiş olan, kırıntılı malzeme içeriği zengin tuf, tüfit ve tuf arakatlı kumtaşlarıyla ilişkilidirler. Titanyum mineralleri esas olarak birbirleriyle çimentolanmış iri tüfçenik kayaç parçacıkları içindedir. Tane boyutları 0.5 mm. nin üzerine ender olarak çıkar. Terrijenik malzemenin artışına ilişkin, ilmenit yada rutil miktarında düşüş, bazik bileşimli kayalardan türemiş olduklarını kuvvetlendirir. Olasılıkla sığ denizel ortamlarda yerleşmiş ve çoğunlukla ilmenitten oluşan bu tür yataklar zaman zaman yoğun denizaltı volkanik aktiviteye de maruz kalmıştır. Bu türün en iyi bilinen cevherleşmelerine Rusya Cumhuriyeti'nde Voronezh Bölgesinde yer alan Nizhny-Mamon yataklarında rastlanılır (Smimov ve diğerleri, 1983).

##### 6. TİTANYUMUN YAN ÜRÜN OLARAK KAZANILDIĞI YATAKLAR

İşletilen bazı madenlerden yan ürün olarak titanyumun kazanılmasıyla dünya ilmenit üretiminin %20, rutil üretiminin ise yaklaşık %7 dolayında bir artış gösterebileceği ileri sürülmüştür (Force, 1976 a). Ancak bu oranları, bir çok ülkenin maden üretimi istatistik verilerinin yeterince bilinmemesi nedeniyle kesin olduğu söylenemez.

Boksitlerde titanyum minerallerine, kimyasal işlevler sonunda oluşmuş kalıntı malzemeler içinde rastlanılır. Bu konuyla ilişkili olarak yayınlanmış olan çok sayıda bilimsel eser daha çok ince taneli malzeme içinde bulunan titanyum minerallerini kazanma imkanına yönelik kimyasal yöntemleri konu alır (Stamper, 1965). Ülkemizde Payas ve Seydişehir'de boksitin işlenmesinden oluşan kırmızı renkli çamurlu artıklar %5.5-10.5 arasında titanyum içeriğine sahiptir, ancak bu çamurlu artıkların değerlendirilmesi şimdilik mümkün görünmemektedir.

Rutil, porfiri bakır yataklarında bakırın oluşumundan sorumlu hidrotermal solüsyonların kayaçta oluşturduğu alterasyon sonucunda oluşan minerallerden biridir. Williams ve Cesbron. (1977), hidrotermal alterasyona uğramış kayaçlarda rutilin oluşumundan iki farklı reaksiyonun sorumlu olduğunu ileri sürerler. Araştırmacılara göre, birinci reaksiyon doğrudan sülfür girişi sonucu hornblend ve biotit gibi mafik minerallerin sülfür basıncı etkisiyle parçalanarak pirit, magnetit rutil ve bazı çubuk şekilli silikatlara dönüşmesiyle belirginleşir. Önceleri

Schuilng ve Vink (1967) tarafından ileri sürülmüş olan, daha sonraları Williams ve Cesbron (1977) tarafından da savunulmuş olan rutilin oluşumundan sorumlu ikincil reaksiyon büyük ölçüde yüksek CO<sub>2</sub> basıncının etkisiyle gelişmektedir. Bu modele göre rutil, sfen ve karbonattan oluşan üçlü bir sistemde reaksiyon dengesi CO<sub>2</sub> basıncının bir fonksiyonu olup, yüksek CO<sub>2</sub> basıncı rutilin kristalleşmesi yönünde etkili olmaktadır.

Bazı denizel fosfatlar içinde rutil ve ilmenite rastlanılmıştır. Bu konuda bilinen en iyi örnek Florida'da bulunan fosfat yataklarıdır. Yatakta gözlenmiş olan titanyum mineralleri, Bone Valley formasyonunda fosfat çakıllı konglomeraller içinde detritik taneler halindedir. Atmosferik ayrışmaya mazur kaldığı kabul edilen ilmenitin TiO<sub>2</sub> içeriği %60'dan daha fazladır.

Yukarıda değinilen yataklar dışında pek çok farklı türde yatakta titanyumun yan ürün olarak kazanılması mümkündür. Güney Afrika'da bulunan ve dünyanın en önemli krom, vanadyum ve platinyum kaynağı olan Bushveld kompleksinde bir yan ürün olarak büyük miktarlara varan oranda titanyum kazanılır. İlmenit tenörü %1-10 arasındadır. Yüzde birlik bir tenör ortalamasına göre yatakta 2 milyon tonluk ilmenitin bulunduğu tespit saptanmıştır (Espenshade, 1973).

##### SONUÇLAR

Yerkabuğunda oldukça yaygın olan ve birçok oksid ve silikat minerali bilinen titanyumun cevher oluşturabilen mineralleri rutil ve ilmenitle sınırlıdır. Titanyumlu silikat mineralleri kayacın toplam titanyumuna katkı sağlayan ekonomik değeri bulunmayan, yalnızca olabilecek bir jeo-kimyasal titanyum çevrimine katılacak olası mineralizasyonlara ilmenit ve rutil veren birer mineral olarak önem arz ederler. Birçok kayaç türü içinde alkali karakterde olanlar yüksek titanyum içerikleriyle dikkatleri çeker. Özellikle doğrudan manto kökenli olan alkali volkanitlerin yüksek titanyum dioksit değerleri bu kayaçları tanımlamada belirgin bir ip ucudur. Bu kayaçların ortalama TiO<sub>2</sub> değerleri çoğunlukla %2-4 arasında kalır. Buna karşın kıtasal kabuk veya kıtasal özünleme içeren manto ürünlerinden oluşan mağmasal kayaçlar ile volkanitlerin ortalama titanyum içerikleri genelde %1.0 TiO<sub>2</sub> altında olup, bu değerlerin üzerine nadiren çıkar. Kıtasal kabuğun, okyanusal kabuktan belirgin şekilde düşük titanyum içeriğine sahip olması varılan genel sonuçlara uyumluluk gösterir.

Dünyanın en büyük magmatik titanyum yatakları esas olarak andezin-anortozitler içinde yer alır. Bu yataklarda cevher mineralleri değişmez şekilde Fe-Ti oksid minerallerinden oluşur. Yatakların titanyum içeriği çoğunlukla %10-30 TiO<sub>2</sub> arasında değerler alır. Alkali karakter kazanmış olanlarda ilmenitle birlikte rutile rastlamak olağandır. Ülkemizde bugüne değin, magmatik titanyum yataklarının bulunduğu dair verilere

rastlanılmamış, buna karşın titanyum içeriği yüksek bazı demir yataklarının varlığı ortaya konmuştur.

Metamorfik kayalar içinde yüksek sıcaklık ve basınç koşullarını temsil eden kayaların metamorfik orjinli yüksek rutil içerikleri bunların başlıca karakteristik özelliklerinden birini oluşturur. Buna karşın düşük sıcaklık ve basınç koşullarında oluşmuş metamorfikler içinde zaman zaman anatasla birlikte detritik kökenli rutile rastlanılmaktadır. Eklojit, glokofan şist ve amfibolitler en yüksek titanyum içeriğine sahip metamorfik kayalardır.

Metamorfikler içinde rutil ve ilmenitin oluşumundan ilerleyen metamorfizma sorumludur. Metamorfik rutil ilk defa disten zonunda ortaya çıkar. Sillimanit zonunda ise büyük ölçüde serbestleşmiştir. Bu nedenle disten ve sillimanitin izlendiği metamorfik kayalar içinde rutile rastlama olanağı daha yüksektir.

Plaser titanyum yatakları esas olarak rutilin üretildiği yataklar olup, dünya rutil üretiminin yarısından fazlasını karşılarlar. Gerek düşük tenörlerin işletilmesine elverişli olmaları gerekse rutil ve ilmenitin doğal olarak serbestleşmiş olması bu yataklara olan ilginin artmasına yol açmıştır. Bu türdeki yataklar Türkiye içinde önemli birer titanyum potansiyelidir.

Alterasyon sonucu oluşmuş titanyum yatakları ile volkano-sedimanter titanyum yataklarının fazlayca bir önemleri yoktur. Doğada her iki şekilde oluşmuş olan yatakların sayısı oldukça sınırlıdır.

Bazı yataklarda yan ürün olarak titanyumun kazanılması ilginç olabilir. Madencilik pasaları bazı durumlarda yüksek  $TiO_2$  değerlerine sahip olduğundan mutlaka değerlendirilmelidir ve bu yolla önemli bir titanyum potansiyeline sahip olunabileceği hatırlanmalıdır.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Arda, O., 1972, Adana'nın Osmaniye-Yarpuz-Kaynak Havalisindeki Serpantinlerin Kompozisyon ve Orjinlerinin Araştırılması ve Sınıflandırılması, M. T. A. Dergisi, Sayı: 78, Sayfa: 36-43.
- Ayan, M., 1959, Contribution a L'étude Petrographique et Géologique de la Région Située a'Nord-Est de Kaman (Turquie) Tome I-II, Doktora Tezi, p.440.
- Aydın, Y., 1974, Etude Petrographique et Geochimique de la Partle Centrale du Massif d'Istranca (Turquie) Doktora Tezi, 130 sayfa.
- Aykol, A., 1979, Kırklareli-Demirköy Sokulumunun Petroloji ve Jeokimyası, İ. T. Ü. Maden Fak. Doçentlik Tezi, 204 sayfa.
- Baş, H. ve diğ. 1986, Ulukışla-Çamardı (Niğde) Volkanitlerinin Bazı Petrolojik ve Jeokimyasal Özellikleri, Jeoloji Mühendisliği, Sayı: 26, Sayfa: 37-34.
- Bayhan, H., 1988, Bayındır (Kaman) Yöresindeki Alkali Kayaların Jeokimyası ve Kökensel Yorumu, Türkiye Jeoloji Bülteni, C. 31, Sayfa: 59-70.

- Batum, I., 1978, Nevşehir Güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl Yöresi Volkanitlerinin Jeolojisi ve Petrografisi, Yerbilimleri, Sayı: 4, 1-2.
- Best, J. L., Bratshaw, A. C., 1985, Flow Separation-A Physical Process For The Concentration of Heavy Minerals Within Alluvial Channels, J. Geol. Soc. London, Vol. 142, pp. 347-375.
- Blake, M. C. and Morgan, B. A., 1976, Rutile and Sphene in Blueschist and Related High-Pressure-Facies Rocks, Geological Survey Professional, paper 959. C1-C6.
- Boehm, G. A. W., 1949, Titanium: A New Metal, Scientific American, pp.258 1-6.
- Boztuğ, D. ve Yılmaz, O., 1983, Büyükçağ-Elmalıçağ Granitoyidi (Kastamonu) ve Çevre Kayalarının Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Yerbilimleri Dergisi, Sayı:10, Sayfa: 71-89.
- Buddington, A. F., and Lindsley, D. H., 1964, Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents, Journal of Petrology, Vol. 5, Part. 2, pp. 310-357.
- Bürküt, Y., 1966, Kuzeybatı Anadolu'da Yeralan Plütonların Mukayeseli Jenetik Etüdü. İ. T. Ü., doktora Tezi, 272 sayfa.
- Bürküt, Y., 1977, Orta ve Para Gnayslarda Li, Rb, Cs ve Sr'un Dağılımı ve Bazı Petrolojik Sonuçlar, İ. T. Ü. Maden Fak. 68 sayfa.
- Candan, O., 1988, Demirci-Borlu Arasında Kalan Yörenin (Menderes Masifi Kuzey Kanadı) Petrografisi, Petrolojisi ve Mineralojisi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Doktora Tezi.
- Çağatay, A., 1979, Hakkari-Çukurca-Taşbaşı Fossil Plaser Zuhuru ve İçinde Gözlenen Prekambriyen Yaşta Ultrabazik Kayaç İzleri, Jeoloji Mühendisliği, Mayıs sayısı, Sayfa: 15-22.
- Çapan, U. Z., 1981, Toros Kuşağına Ait Beş Ofiyolit Masifinde (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı, Divriği) Major Element Analizlerinin İstatistiksel Yorumu: 1. Ortalama Değerlerin Karşılaştırılması. Yerbilimleri, Sayı: 7.
- Çoban, F., 1988, Batı Karadeniz Bölgesinde Üst Kretase Yaşlı Akçakoca Volkanitlerinin Petrokimyasal Özellikleri, Jeoloji Mühendisliği, Sayı: 16, Sayfa: 43-48.
- Çoğulu, E., 1975, Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrolojik ve Jeokronometrik araştırmalar, İ. T. Ü. Kütüphanesi, No. 1034.
- Dachille, F. and Others, 1968, Pressure-Temperature Studies of Anatase, Brookite Rutile and  $TiO_2$ -II. The American Mineralogist, Vol. 53, pp. 1229-1939.
- Dağ, N., 1988, Gördes Pegmatoidlerinin Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Dokuz Eylül Üniversitesi, Doktora Tezi, 142 Sayfa.
- Dickson, T., 1986, Turkey's Minerals, Industrial Minerals, No. 227.

- Duchesne, J., 1972, Iron-Titanium Oxide Minerals in the Bjerkrem-Sognal Massif, South-Western Norway, *Journal of Petrology*. Vol. 13, Part. 1, pp. 57-81.
- Ercan, T. ve diğ., 1978, Uşak Yöresindeki Neojen Havzaların Jeolojisi. T. J. K. Bülteni, Sayı: 21/2.
- Ercan, T. ve diğ., 1979, Uşak Volkanitlerinin Petrolojisi ve Plaka Tektoniği Açısından Ege Bölgesindeki Yeri, T. J. K. Bülteni, 22/2, Sayfa: 185-198.
- Ercan, T. ve diğ., 1985, Batı Anadolu Senozoyik Volkanitlerine Ait Yeni Kimyasal, İzotopik ve Radyometrik Verilerin Yorumu, T. J. K. Bülteni, Cilt. 28, Sayı: 2, Sayfa: 121-136.
- Ercan, T. ve diğ., 1990, Balıkesir-Bandırma Arasının Jeolojisi, Tersiyer Volkanizmasının Petrolojisi ve Bölgesel Yayılımı, M. T. A. Dergisi Sayı: 110, Sayfa: 113-130.
- Ercan, T. ve Türkecan, A., 1984, Batı Anadolu-Ege Adaları-Yunanistan ve Bulgaristan'daki Plütonların Gözden Geçirilişi, T. J. K. Ketin Simpozyumu, Sayfa: 189-208.
- Erdoğan, B., 1990, İzmir-Ankara Zonu ile Karaburun Kuşağının Tektonik İlişkisi, M. T. A. Dergisi, Sayı: 110, Sayfa: 1-15.
- Eren, R. H., 1979, Kastamonu-Taşköprü Bölgesi Metamorfitlerinin Jeolojik ve Petrografik Etüdü, İ. T. Ü. Doktora Tezi.
- Erkan, Y., 1975, Orta Anadolu Masifinin Güneybatısında (Kırşehir Bölgesi) Etkili Rejyonel Metamorfizmanın Petrolojik İncelenmesi, Doktora Tezi, Sayfa: 149.
- Espenshade, G., 1973, Kyanite and Related Minerals, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 820, pp. 304-312.
- Evirgen, M. M., 1979, Menderes Masifi Metamorfizmasına Petroloji, Petrokimya ve Jenez Açısından Yaklaşımlar (Ödemiş-Tire-Bayındır-Turgutlu Yöresi) H. Üniversitesi, Doktora Tezi.
- Force, E. R., 1976 a, Titanium Contents and Titanium Partitioning in Rocks, Geological Survey Professional paper, 959, A1-Ag.
- Force, E. R., 1976 b, Titanium Minerals in Deposits of Other Minerals, Geological Survey Professional Paper, 959, F1-F14.
- Force, E. R., 1976 c, Metamorphic Source Rocks of Titanium Placer Deposits -A Geochemical Cycle, Geological Survey Professional Paper, 1959, B6-B13.
- Force, E. R., 1980, The Provenance of Rutile, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 50, No. 2, pp. 485-488.
- Gallagher, M. J., 1974, Rutile and Zircon in North Umbrian Beach Sands, *Institution of Mining and Metallurgy Bulletin*, No. 813, pp. B97-98.
- Gediköğlü, A. ve diğ., 1985, Doğu Karadeniz Çevreleşmesine bir örnek: Ocaklı (Çağca- Trabzon) Manganez Zuhuru. *Jeoloji Mühendisliği*, Sayı: 25, Sayfa: 23-38.
- Genç, S., 1990, Bitlis Masifi, Çökekyazı-Gökyay (Hizan, Bitlis) Yöresi Metamorfitlerinin Petrografisi, Metamorfizması ve Kökeni T. J. K. Bülteni, Cilt. 38, Sayı: 2, Sayfa: 1-14.
- Gjelsvik, T., 1957, Geochemical and Mineralogical Investigation of Ti-Taniferous Iron Ores, West Coast of Norway, *Economic Geology*, Vol. 52, pp. 482-498.
- Goldsmith, R., Force, E. R., 1978, *Mineral Deposita*, 13, pp. 329-343.
- Göncü, N., 1986, Titanyum Mineralleri ve Geleceği, *Yer yuvarı ve İnsan*, Cilt. 11, Sayı: 4, Sayfa: 3-7.
- Gültekin, A. H., 1989 a, Titanyum Yatakları ve Türkiye'nin Potansiyeli, *Maden dergisi*, Yıl. 1, Sayı: 3, Sayfa: 11-13.
- Gültekin, A. H., 1986 b, Metamorfik Kayaçlarda Titanyumun Dağılımı, İ. T. Ü. Dergisi, Cilt. 47, Sayı: 2.
- Gültekin, A. H., 1990, Menderes Masifi (Çiniyeri-Küre Bölgesi) Plaser Rutil Yatakları, İ. T. Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, Sayfa: 256.
- Gültekin, A. H., 1991 a, Titanyum Endüstriyel Önemi, *Maden Dergisi*, Eylül Sayısı, Sayfa: 12.
- Gültekin, A. H., 1991 b, Dünya Alüvyal Altın Plaserleri, İ. T. Ü. Dergisi Cilt 49. Sayı: 2, Sayfa: 30-39.
- Gültekin, A. H., 1991 c, Çiniyeri-Küre (Tire) Sahasındaki Fulival Sedimanların Ağır Mineralleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C. 34, Sayfa: 73-83.
- Gültekin, A. H., 1992, Çiniyeri-Küre Bölgesi (Menderes Masifi) Metamorfik Kayalarında Rutilin Kökeni ve Fluvial Sedimanların Rutil İçeriği, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt. 35, Sayı: 1.
- Herz, N., 1976 a, Titanium deposits in Anorthosite Massifs, *Geological Survey Professional Paper*, 959, D1-6.
- Herz, N., 1976 b, Titanium Deposits in Alkalic Igneous Rocks, *Geological Survey Professional Paper*, 959, E1-E6.
- İzdar, E., 1968, Kozak İntusif Masifi Petrolojisi ve Paleozoyik Çevre Kayaçları ile Jeolojik Bağlantıları, T. J. K. Bülteni, XI/1-2.
- Innocenti, F., et al., 1975, The Neogene Calcalkaline Volcanism of Central Anatolia: Geochronological Data on Kayseri-Niğde Area. *Geol. Mag.*, 112/4, pp. 349-360.
- Jamieson, J. C., and Olinger, B., 1969, Pressure-Temperature Studies of Anatase, Brookite, Rutile and TiO<sub>2</sub> (R): A Discussion, *the American Mineralogist*, Vol.54, pp. 1477-1481.
- Kartashov, I. P., 1971, Geological Features of Alluvial Placers, *Economic Geology*, Vol. 66, pp. 870-885.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İ. T. Ü. Maden Fak. Sayı: 1259, Sayfa: 595.
- Kibici, Y., 1990, Sarıcakaya (Eskişehir) Volkanitlerinin Petrolojisi ve Kökensel Yorumu. T. J. K. Bülteni, Cilt. 33, Sayı: 2, Sayfa: 69-78.

- Klemic and Others, 1976, Titanium, Geol. Survey Prof. Paper, 820, pp. 653-665.
- Kwak, A. P., 1968, Ti in Biotite and Muscovite as an Indication of Metamorphic Grade In Almandine Amphibolite Facies Rocks From Sudbury Ontario, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 32, pp. 1222-1229.
- Lambert, R. J., et al. 1974, Chemical Petrology of a Suite of Calcaline Lavas From Mount Ararat, Turkey, *Jour. of Geology*, Vol. 82, pp. 419-438.
- Lee, T. and Yao, C., 1970, Abundance of Chemical Elements in the Earth's Crust and its Major Tectonic Units: *Internat. Geology Rev.* V.12, pp. 778-786.
- Lister, G. F., 1966, The Composition and Origin of Selected Iron-Titanium Deposits, *Economic Geology*, Vol. 61, pp. 275-310.
- Marsh, S., and Sheridan, D. M., 1976, Rutile in Precambrian Sillimanite-Quartz Gneiss and Related Rocks, East-Central Front Range, Colorado, *Geological Survey Professional Paper*, 959. G1-G17.
- Minard, J. P. and Other, 1976, Alluvial İlmenite Placer Deposits, Central Virginia, *Geological Survey Professional Paper*, 959-H.
- M. T. A. Dergisi, 1966, Ağır ve Nadir Mineraller ve Kıymetli Mineraller Arama Projesi, No: 4636.
- Nuhoğlu, İ., 1988, Çavdar-Demirtepe (Söke-Aydın) Demir Yatağının Petrokimyasal İncelenmesi, *T. J. K. Bülteni*, Cilt. 31, Sayı: 2, s. 37-50.
- Önen, A. P. ve Ünán, Ç., 1988, Kaman (Kırşehir) Kuzeydoğusunda Bulunan Gabroların Mineralojisi, Petrografisi, *T. J. K. Bülteni*, Cilt. 31, Sayfa: 23-28.
- Örgün, Y., 1992, Orhaneli Bölgesi Ultrabaziklerinin Kimyasal Özellikleri. *İ.TÜ Dergisi*, (Yayınlanacak).
- Özpeker, I., 1973, Nemrut Yanardağının Volkanolojik İncelenmesi, Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Temel Bilimler Araştırma Grubu, Proje No: TBAG-83, Sayfa: 68.
- Özkoçak, O., 1969, Etude Ge'ologique du Massif Ultrabasique d'Orhaneli et de Sa Proche Bordure, These, Univ. Paris. 181 p.
- Pişkin, Ö., 1979, Kadıkalesi-Girelbelen (Turgutreis-Muğla) Pb-Zn-Cu Cevherleşmelerinin Mineralojik-Jenetik İncelenmesi, Doçentlik Tezi, Ege Üniversitesi.
- Pettijohn, F. J., 1941, Persistence of Heavy Minerals and Geologic Age, *The Journal of Geology*, Vol. XLIX., No. 1, pp. 610-625.
- Reid, I., and Frostck, L. E., 1985, Role Setting Entrainment and Dispersive Equivalence and Interstic Trapping in Placer Formation. *J. Geol. Soc. London*, Vol. 142, pp. 739-746.
- Savaşın, Y., 1794, Batı Anadolu'da Andezit ve Bazalt Jenezi Sorununa Katkıları, *T.J.K.Bülteni*, Sayı: 1211.
- Schuilng, R. D., and Vink, B. W., 1967, Stability Relations of Some Titanium-Minerals (Sphene, Perovskite, Rutile, Anatase), *Geochemica et cosmochimica Acta*, Vol. 31, pp. 2399-2411.
- Schuilng, R. D., 1962, Türkiye'nin Güneybatısındaki Menderes Migmatit Kompleksinin Petrolojisi, Yaşı ve Yapısı Hakkında, *M. T. A. Dergisi*, Sayı: 58, Sayfa: 71-83.
- Scott, P. W., 1977, Titanium in Aegirines-a Comment On: Crystallizations Trends of Pyroxenes From The Alcaline Volcanic Rocks of Tenerife, Canary Islands, *Mineralogical Magazine*, Vol. 41, pp. 553-554.
- Shannon, R. D., and Park, J. A., 1964, Topotaxy in the Anatase-Rutile Transformation, *the American Mineralogist*, Vol. 49.
- Smirnov, W. I. and Other, 1983, *Studies of Mineral Deposit*, Moscow, pp. 50-59.
- Solmaz, O. M., 1983, Çukur (Kayseri) Bölgesi Siyenitik Kompleksinin Petrolojik Etüdü. *İ. T. Ü. Doktora Tezi*, Sayfa: 85.
- Stamper, J.W., 1965, Titanium, Mineral Fact and Problems, *Buletin* 630, pp. 970-990.
- Tanyolu, E., 1979, Marmara Adası Metamorfik Serilerinin Petrolojik Etüdü, *Z. D. M. M. A. Maden Bölümü, Doktora Tezi*.
- Tankut, A., 1990, Ankara Ofiyolit Melanj Kuşağı İçindeki Ofiyolitik Kayaçların Tektonik Oluşum Ortamlarına Jeokimyasal Bir Yaklaşım, *M. T. A. Dergisi*, Sayı: 110, Sayfa: 17-28.
- Tankut, A., ve Sayın N. M., 1990, Edige Ofiyolit Kütleisindeki Mineral Fazları. *M. T. A. Dergisi*, Sayı: 110, Sayfa: 97-111.
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen Yaşlı Kalk-Alkalen Andezitler ve Jeotektonizma, *T. J. K. Bülteni* 20/1. Sayfa: 49-54.
- Tourtlot, H. A., 1968, Hydraulic Equivalence of Grains of Quartz and Heavier Minerals and Implications for the Study of Placers. *U. S. Geol. Survey Profess. Paper*, 594-F, pp. F1-F13.
- Uncugil, G., 1969, Küçük Menderes Nehri Alüvyonlarında Titanla İlgili Ağır Minerallerin Alüvyoner Prospeksiyon Raporu. *M. T. A. Raporu*, No: 8653, Sayfa: 6.
- Uz, B., 1973, Les Formation Métamorphiques et Granitiques du Massif Ancien d'Akdağ (Simav-Turquie) et Leur Convertures Volcano-Sedimentaire. Tome. I-II, *Doktora Tezi*.
- Williams, S. A., and Cesbron, F. P. 1977, Rutile and Apatite: Use Ful Prospecting Guides for Porphyry Copper Deposits, *Mineralogical Magazine*, Vol. 41, pp. 288-292.
- Yılmaz, Y., 1984, Türkiye'nin Jeolojik Tarihinde Mağmatik Etkinlik ve Tektonik Evrimle İlişkisi, *Türkiye Jeoloji Kurumu, Ketin Simpozyumu*, Sayfa: 63-81.

## GÜLEDAR DERİVASYON TÜNELİNDEKİ DESTEK SINIFLAMALARININ RSR METODU İLE SEÇİMİ

Selecting the support categories with the RSR method of the Güledar derivation tunnel

Aydın ÖZSAN Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeolojisi Mühendisliği Bölümü, Tandoğan-ANKARA

**ÖZ:** Bu inceleme, Güledar barajına ait derivasyon tünelineki kaya birimlerinin RSR sınıflamasını içermektedir. Tünel güzergahındaki başlıca kaya birimleri, kireçtaşı ile metadetritik ve metavolkaniklerin oluşturduğu matrikstir. Derivasyon tünelineki destek sınıflamaları (Çelik kafes, püskürtme betonu ve bulon), kaya sınıflamasına bağlı parametrelerden elde edilen RSR değerlerinden önerilmiştir.

**ABSTRACT:** This study contains RSR classification of the rock units of the derivation tunnel of the Güledar dam. The main rock units on the tunnel alignmet consist of limestone and the matrix which have metadetritics and metavolcanics. Support categories of the derivation tunnel (steel rib, concrete and bolt) have been proposed by the RSR values, obtained from parameters related to the rock classification.

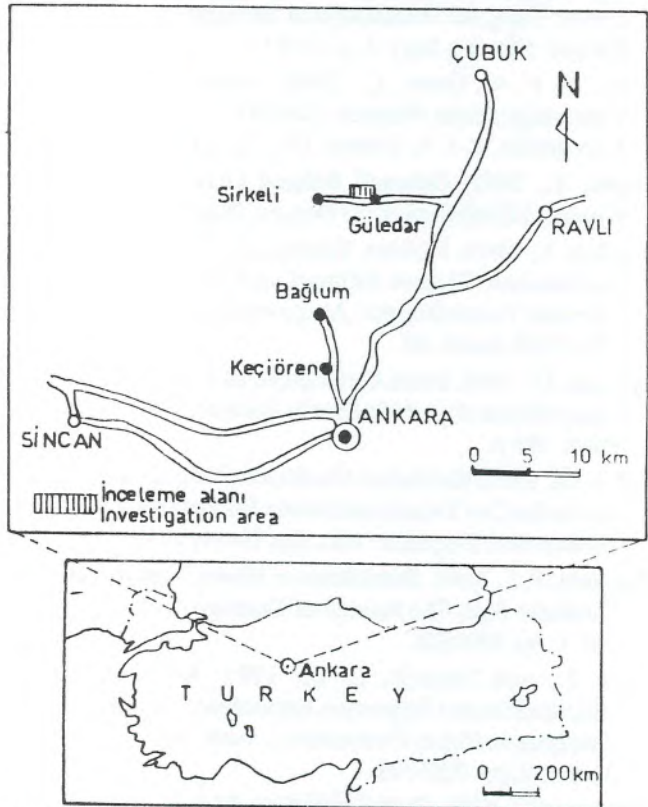
### GİRİŞ

İnceleme alanı içinde yer alan Güledar baraj yeri, Ankara'nın kuzeyinde, Çubuk ilçesinin güney batısında Azman Çayı üzerindedir (Şekil 1). Bu çalışmada Güledar barajının yapımı esnasında açılacak derivasyon tüneli boyunca kesilecek kaya birimlerinin yapısal özellikleri incelenmiş ve buna bağlı olarak bazı jeoteknik parametreler elde edilmiştir. Elde edilen jeoteknik parametreler ile derivasyon tünel güzergahındaki kaya birimlerinin kalitesi ve alınacak destek önlemleri için RSR (Rock Structure Rating) sınıflaması (Wickham ve Diğ., 1974) kullanılmıştır. Güledar baraj yeri ve göl alanının jeolojisi ve jeoteknik özellikleri ayrıntılı olarak incelenmiştir. Tünel güzergahındaki kaya birimlerine ait jeomekanik-RMR ve Q-Sistemi sınıflamaları yapılmıştır (Özsan, 1993).

### GÜLEDAR DERİVASYON TÜNEL GÜZERGAHININ JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

Kireçtaşı, Matriks ve Yamaç molozu Güledar derivasyon tünel güzergahı boyunca görülen kaya birimleridir. Kireçtaşı yüzlekleri, metadetritik (metakumtaşı, grovak) ve metavolkaniklerden (metabazalt) ibaret bir hamur içerisinde blok görünümündedirler (Şekil 2). Derivasyon tüneline giriş ağzında yüzlek veren Permo-Karbonifer yaşlı kireçtaşı birimi masif, sert ve dayanımlıdır. Kireçtaşında görülen eklemler orta ve sık aralıktadır. RQD yüzdeleri (ortalama %84) yüksek olan kireçtaşı bi-

riminin rengi boz ile krem arasında değişmektedir. Triyas yaşlı matriksi oluşturan kaya birimleri yeşilimsiyah renklere olup dayanımsız ve kırılıgandır. Bazı yerlerde elle ufanır özellikte olan bu birimde bulunan



Şekil 1. Yer bulduru haritası  
Figure 1. Location map



RQD yüzdeleri oldukça düşüktür. Güledar barajının derivasyon tüneli 310 metre uzunluğunda olup (Şekil 3) 0.00 ile 14.00 metreler arası kireçtaşı, 14.00-310.00 metreler arası matriks kesilecektir.

### RSR (ROCK STRUCTURE RATING) SINIFLAMASININ TANITIMI VE GÜLEDAR DERİVASYON TÜNELİNE UYGULANMASI

RSR kavramı Wickham ve Diğ., (1974) tarafından geliştirilen bir kaya destek tahmin modelidir. RSR kavramında tünelin kaya kütle kavramına tesir eden iki genel kategori vardır. Bunlar jeolojik parametreler ve yapı parametrelerdir. Jeolojik parametreler: a) Kaya tipi b) Eklem örneği (Eklemlerin ortalama aralığı) c) Eklem yönelimleri (doğrultu ve eğim) d) Süreksizliklerin tipi e) Büyük faylar, makaslamlar ve kıvrımlar f) Kaya gereç özellikleri g) Günlenme ve bozuşma. Yapı parametreleri: a) Tünelin boyutu b) Açılma yönü c) Kazı Metodu

Yukarıdaki faktörler Wickham ve Diğ., (1972) tarafından üç temel parametre olan A, B ve C şeklinde gruplanmıştır.

a) Parametre A: Kaya yapısının genel tanımı şu esaslara göreler.

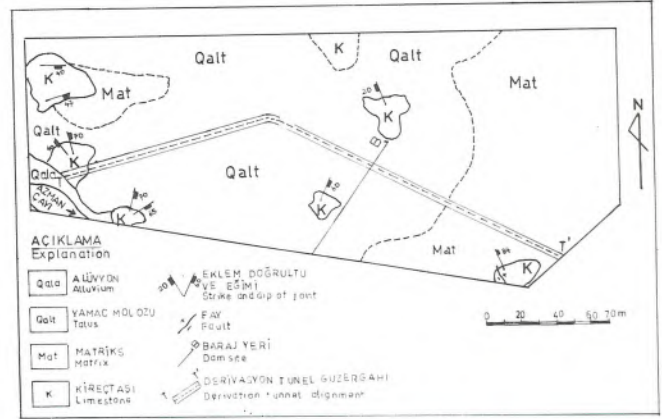
1) Kaya tipinin kökeni (magmatik, metamorfik, sedimentar)

2) Kaya sertliği (sert, orta, yumuşak, ayrılmış)  
3) Jeolojik yapı (masif, az faylı veya kıvrımlı, orta derecede faylı veya kıvrımlı, çok faylı veya kıvrımlı)

b) Parametre B: Tünel açımı yönüne göre süreksizlik örneğinin etkisi

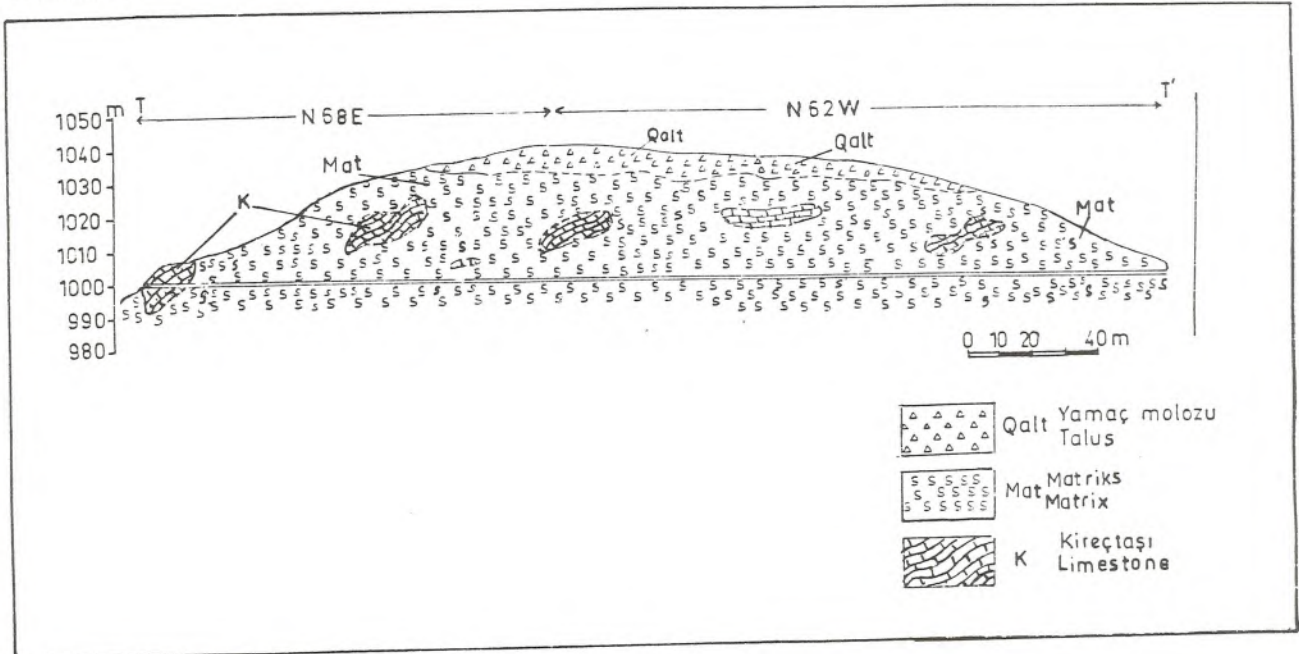
- 1) Eklem aralığı
- 2) Eklem yönlemi (doğrultu ve eğim)
- 3) Tünel açma yönü

c) Parametre C: Yeraltusuyu akımı etkisi



Şekil 2. Güledar derivasyon tünelindeki kaya birimlerini gösteren harita

Figure 2. Map showing lithological units of the Güledar derivation tunnel



Şekil 3. Güledar derivasyon tünelinin jeolojik kesiti

Figure 3. Geological cross-section of the Güledar derivation tunnel

1) Birleştirilmiş A ve B'ye göre tüm kaya kütleli niteliği

2) Eklem durumu (iyi, orta, zayıf)

3) Su akımı miktarı (bir ayak boyundaki tünelde dakikada galon olarak)

Bu üç parametrenin toplamı RSR değerini verir (RSR=A+B+C).

### Kireçtaşı Biriminin RSR Sınıflaması:

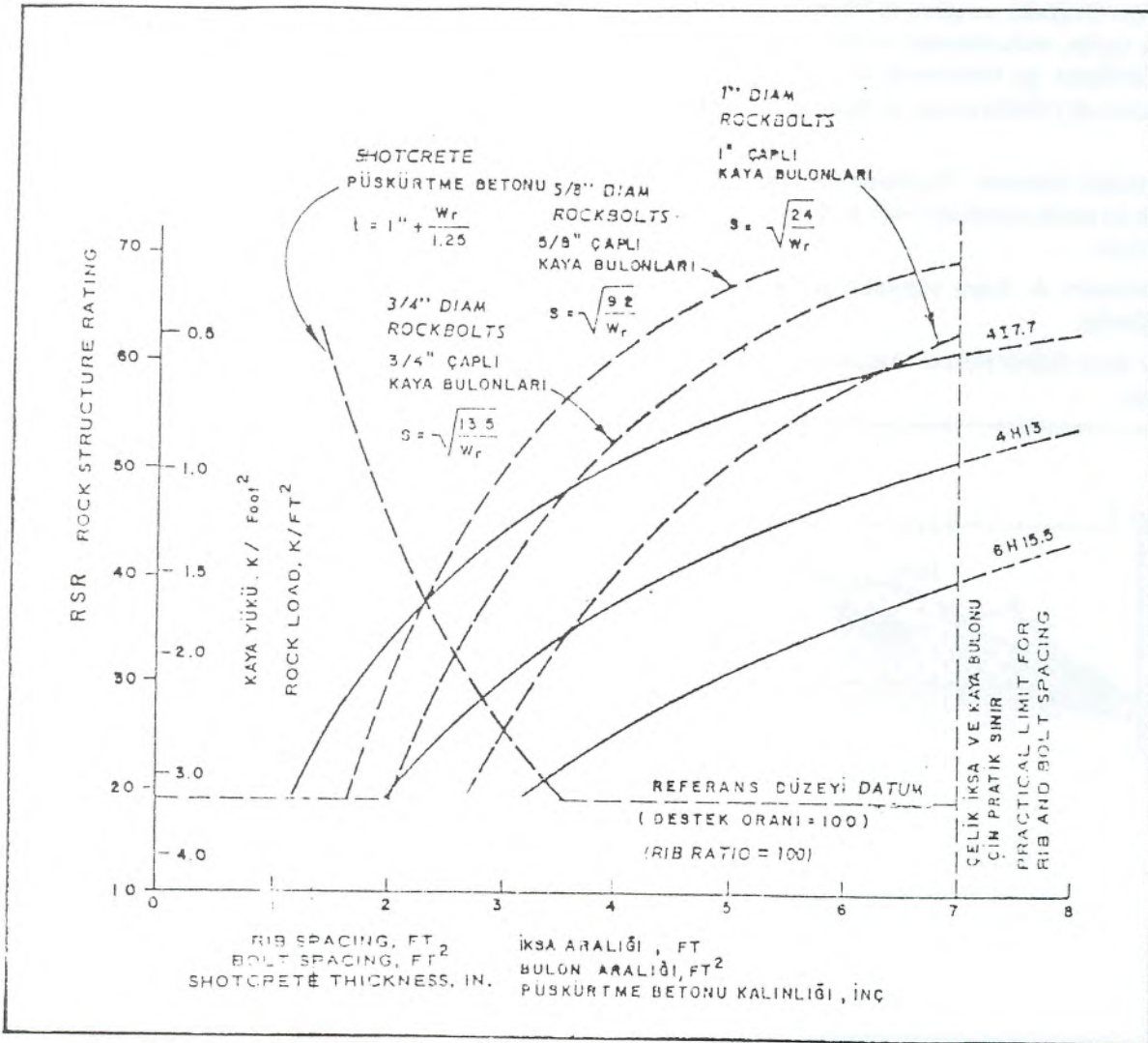
3 metre (10 ft) çaplı Güledar barajı derivasyon tünelineki kireçtaşı orta sertlikte olup az faylı ve kıvrımlıdır (A=20). Kireçtaşındaki açılacak derivasyon tünelineksen, eklem örneğine dik doğrultudadır(N20E 74NW, submax) açma yönü eğimin tersi yönünde olup

eklemler sıkır (B=17). Kireçtaşındaki eklem durumu orta olup dakikada 200-1000 galon su beklenmektedir (C=11).

$$RSR = 20 + 17 + 11 = 48$$

**Destekleme önemi:** 47.6 mm. püskürtme betonu, 1.19 m. aralıklı 417.7'lik veya 2.08 m. aralıklı 4H13'lük çelik kafes gerekir (Şekil 4). Püskürtme betonun kalınlığı  $t = 1 + \frac{W}{1.25}$  formülü ile hesaplanmaktadır.

$t$  = Püskürtme betonu kalınlığı (inç)  $W$  = Kaya yükü (K/FT<sup>2</sup>) RSR=48 için kaya yükü 1.1 K/FT<sup>2</sup>dir (Şekil 4). Buradan  $t = 1.9$  inç=47.6 mm.dir.



Şekil 4. RSR kavramı-10 ft. (3 m.) çaplı tünel için iksa abağı (Wickham ve Diğ., 1974'den)

Figure 4. RSR concept-Support chart for 10-ft-diam. tunnel (After Wickham et al, 1974).

### **Matriks Biriminin RSR Sınıflaması:**

Tünelin büyük bir kısmında kesilecek olan matriksi oluşturan kaya birimleri kırılğan, dağılğan, dayanımsız ve ayrılmış olduklarından RSR değeri en fazla 20 dolayındadır.

Destekleme önlemi: 86 mm. kalınlığındaki püskürtme betonu, 1,05 m. aralıklı 6H15.5'lik veya 68 cm. aralıklı 4H13'lük veya 40 cm. aralıklı 417.7'lik çelik kafes gerekecektir (Şekil 4). Matriks için uygulanacak püskürtme betonunun kalınlığı 3,56 inç olup=90,4 mm.dir (RSR=20 için kaya yükü  $W=3,2 K/FT^2$ dir).

### **SONUÇLAR**

Özellikle Çelik kafes ve türlerinin seçiminde en uygun metod olan RSR kaya sınıflaması; Güledar barajı derivasyon tünelineki kaya birimleri için uygulanmış ve her birim için farklı RSR değerleri bulunmuş ve bunlar için gerekli destek sınıflamaları önerilmiştir. Güledar derivasyon tüneli açılırken bulunan destek sınıflamaları göz önünde tutulmalıdır.

### **DEĞİNİLEN BELGELER**

Özsan, A., 1993, Güledar barajı derivasyon tüneline güzergahındaki (Çubuk, Ankara) kaya birimlerinin mühendislik jeolojisi incelemesi: Türkiye Jeol. Bült., 36/1,75-82.

Wickham, G. E., Tiedeman, H. R., and Skinner, E. H., 1972, Support determination based on geologic predictions: Proceedings, Rapid excavation tunneling conference, American Institution of mining engineers, pp. 43-47.

Wickham, G. E., Tiedeman, H. R., and Skinner, E. H. 1974., Ground support prediction model-RSR concept: Proceedings, Rapid excavation tunneling conference, American Institution of mining engineers, Newyork, pp 691-707.

## GÖRDES ÇEVRESİNDEKİ ZEOLİTLİ TÜFLERDE HOYLANDİT-KLİNOPTİLOLİT MİKTARLARININ X-IŞINLARI DİFRAKSİYONU İLE KANTİTATİF TAYİNİ

Quantitative analysis of Heulandites-Clinoptilolites in Zeolite containing tuffs from Gördes region by X-Ray Diffraction

Fahri ESENLİ İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Maslak, İSTANBUL

**ÖZ:** Gördes çevresinde, Miyosen istif içerisindeki tüfler, yayılım gösterdikleri alanların yaklaşık 2/3'ünde %80'in üzerinde zeolitlidirler. Kaya örneklerindeki hoylandit-klinoptilolit miktarları "dolomit iç standartlı x-ışınları kantitatif analiz yöntemi" ile tayin edilmiş ve diğer bir yöntem ile ayrıca kontrol edilmiştir. Sonuçlar, herbiri 4 tablet olarak hazırlanmış 18 standart örneği ve dolayısıyla 72 noktayı temsil eden kalibrasyon doğrusundan elde edilmiştir. Hesaplamalarda hoylandit-klinoptilolitlerin  $d=3.98 \text{ \AA}$  ve dolomitin  $d=2.89 \text{ \AA}$  mesafe değerli ve en yüksek şiddetli yansıma çizgileri ile çalışılmıştır. Yöntemin toplam-ortalama hata payı %4.35 olup, %5'in altında zeolit içerikli örnekler uygulanamaz bulunmuştur.

Toplam 95 adet tüf örneğinin bu yöntem ile hesaplanan zeolit içeriklerine göre Gördes Bölgesinde, Aynaalan Tepe çevresi, Hacıali Dere ve Softalar Mevkilerindeki yüzeylemeler en yüksek hoylandit-klinoptilolitli zonlardır. Öte yandan tek tek pumis tanelerindeki zeolit içeriği tüm kaya zeolit içeriklerinden %40 daha düşük bulunmuştur.

**ABSTRACT:** The tuffs in Miocene sequence around Gördes show zeolite contents up to 80% in 2/3 of the outcrop area. Heulandite-clinoptilolite contents in rock samples have been calculated by the method of quantitative x-ray diffraction with dolomite internal standart. This technique has been verified by known additions method. Standard samples were prepared with 4 slides each. Heulandite-clinoptilolite contents were obtained from the calibration line which represents 18 standard samples and 72 points. Highest integrated peaks of heulandite-clinoptilolite and dolomite ( $d$  spacing of  $3.97 \text{ \AA}$  and  $d$  spacing of  $2.89 \text{ \AA}$ ) have been used in the calculations. The error involved in this method is 4.35%. The method was found to be applicable to samples assaying only more than 5% zeolite.

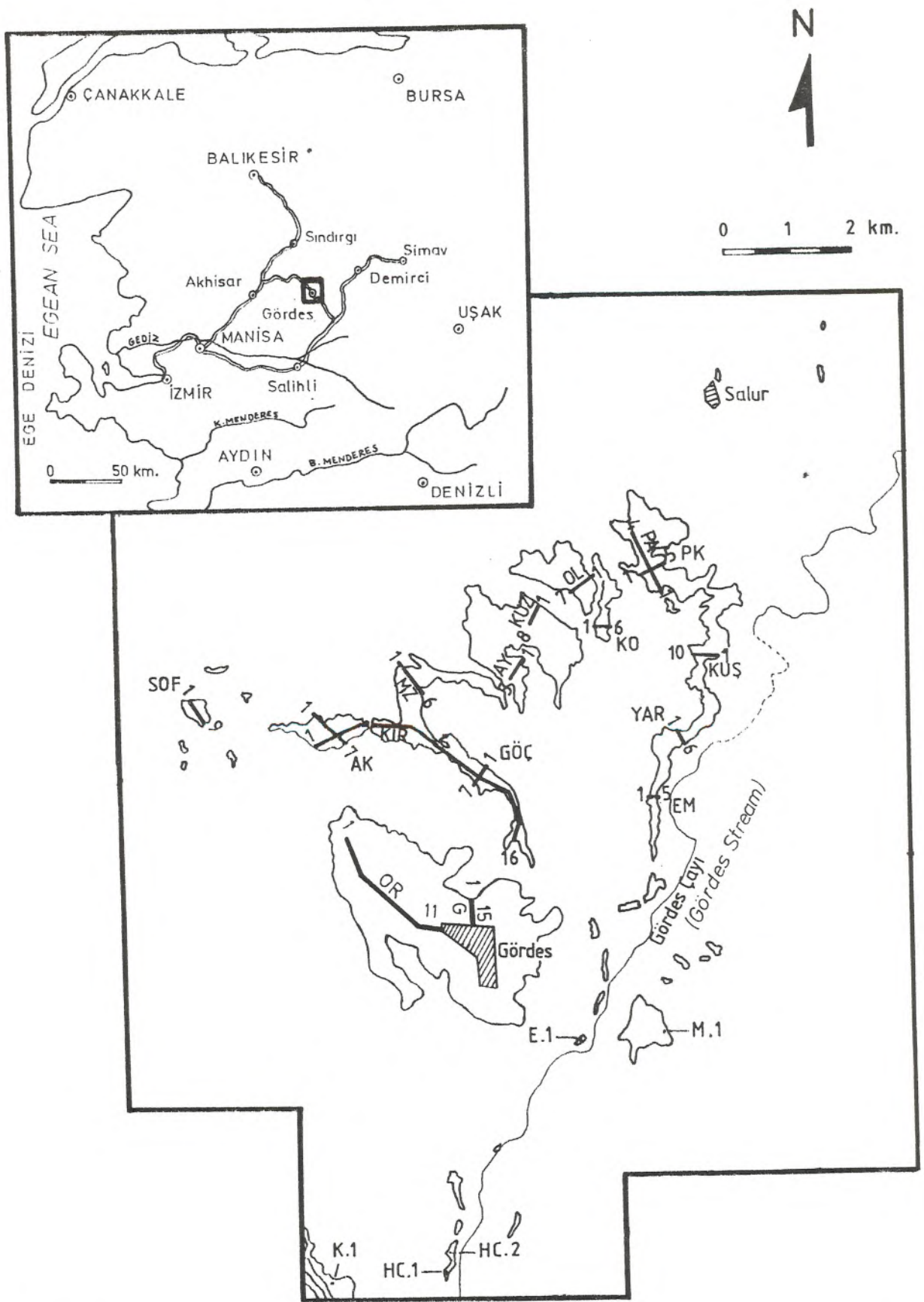
The tuffs in Gördes, Aynaalan, Hacıalidere and Softalar Regions exhibit the highest heulandite-clinoptilolite contents based on 95 tuff samples calculated by this method. The zeolite contents in pumice fragments were found to exhibit 40% less zeolite than the whole rock.

### GİRİŞ

Bu çalışma ile Gördes çevresindeki zeolitli (hoylandit-klinoptilolit) tüflerde tüm kaya içerisindeki zeolit miktarlarının (ağırlıkça) kantitatif tayini ve buna bağlı olarak yüksek zeolit içerikli zonların belirlenmesi amaçlanmıştır.

Çalışmanın konusunu oluşturan tüfler Gördes(Manisa) ilçe merkezinin yakın çevresinde yer alır (Şekil 1) ve litostratigrafik olarak iki seviye halinde konumlandıkları. Bölgedeki Neojen istifin jeolojisi, mineralojisi ve zeolitlenmesi Esenli (1992) ve Esenli ve Özpeker (1993) tarafından incelenmiştir. Bunlara göre, Menderes Masifinin kristalen kayaları ve İzmir-Ankara Zonuna ait kaya birimleri üzerine uyumsuz olarak gelen, 1000 m.'ye ulaşan kalınlıktaki Miyosen çökel istifi altta bir fluyiyatlı

seri (alt kaba ve ince taneli birimler; bloktaşı-çakıltaşı-kumtaşı ve bunlar üzerinde kumtaşı-çakıllı kumtaşı-yerel çamurtaşı ve şeyl) ile üstte bir volkanoklastik gölsel seriden ibarettir. Bu üst seri içerisinde ise altta ve en üstte (sırasıyla en fazla 80 ve 70 m. kalınlıklarda) iki tüf seviyesi ile aralarında kumlu, killi, karbonatlı, tüflü ve bunların karışık tiplerinden oluşan ardalanmalı bir birim yer alır. İki tüf seviyesi de riyolit-riyodasit karakterli, alt tüfler için camsı-kristal-kısmen litik geçişli, kuzeyden güneye lapilli-kül-toz tüf dizilimidir. Üst tüfler ise camsı-kristal, kül-toz tüflerdir. Fenokristaller kuvars, plajyoklaz (albit-oligoklaz), sanidin ve düşük oranlardaki biotitlerdir. Tüflerin saha genelindeki diğer mineralleri ise zeolitler (başlıca hoylandit-klinoptilolitler, yerel olarak analcim ve nadiren flipsit), silis mineralleri (opal-CT ve



**Şekil 1.** Çalışma alanını ve alt ve üst tüflere ait kesit lokasyonları ile örnek no'larını gösterir harita.  
**Figure 1.** Map of the investigated area including section locations and sample numbers of the lower and upper tuffs.

kuvars), kil mineralleri (smektitler ve 10 Å killeri; illitseladonit), K-feldspat ve karbonat mineralleri (kalsit, nadiren dolomit)'dir.

Volkanoklastik serinin zeolitik diyajenezi sonucu yaygın bir zeolitlenme meydana gelmiş ve özellikle hoylandit-klinoptilolit tip grup mineralleri, başlıca tüfler içerisinde ve onların cam parçaları, boşlukları, pumis lifleri ve tüm bağlayıcı malzemesinde gelişmişlerdir. Grup mineral tipleri alt tüflerde büyük oranda klinoptilolit, üst tüflerde ise tümüyle hoylandit-2 tipindedirler (Esenli, 1992; Esenli ve Özpeker, 1993).

Alt tüflerde 14 kesitte toplam 75 örnek, üst tüflerde ise 2 kesitte toplam 20 örnek üzerinde hoylandit-klinoptilolit miktar tayinleri yapılmıştır. Örneklem haritası Şekil 1'de verilmiştir. X-ışınları difraksiyon çalışmaları Philips difraktometre, CuK $\alpha$  radyasyon, Ni filtre kullanılarak, çekim hızı 2 $\theta$ =1°/dak. ve duyarlılık=1000 şartlarında gerçekleştirilmiştir. Ayrıca, çeşitli kontroller ve özel çekimler için değişik çekim hızı ve duyarlılıklarda da çalışılmıştır.

## YÖNTEM SEÇİMİ

Kil gibi çok ince malzemelerin, buldukları bütün içerisindeki oranlarını, optik mikroskopta nokta sayımını kullanarak uygulanan klasik modal analiz yöntemi ile belirlemek olanaksızdır. X-ışınları difraksiyonunu kullanan kantitatif modal analiz ise hem ince taneli bileşenlere başarıyla uygulanabilir hemde oldukça hızlı bir yöntemdir (Cosgrove ve Sulaiman, 1973; Davis ve Walawender 1982; Pawloski, 1985; Maniar ve Cooke, 1987; Synder ve Bish, 1989). Bu yöntem sonucu meydana gelebilecek hata payı ise dikkatli bir örnek hazırlama ile çok düşük oranda gerçekleştirilebilir.

X-ışınları kullanan modal analiz yöntemleri, karışım (kaya) içerisindeki bileşen (mineral) sayısına, bileşen ve karışım arasındaki kütle soğurma katsayılarının (mass absorption coefficients veya attenuation coefficients) benzerliğine ve çalışmacıların uygulama biçimlerine göre farklılıklar gösterir (Klug ve Alexander, 1954; Moore, 1969; Chung, 1974; Zevin, 1977; Brindley, 1980; Pawloski, 1985). Bu farklılıkların uygulamaya yansımış biçimleri ise standart kullanılıp kullanılmaması, kullanılan standartın analiz edilen karışımın içerisinde veya harici bir bileşen olması ve kütle soğurma katsayılarının kullanılıp kullanılmaması şeklinde tariflenebilir. Seçilen yöntem hangisi olursa olsun, x-ışınları ile kantitatif analizin esasını, bir karışımındaki bileşenlerin x-ışınları yansıma şiddetlerinin onların

karışım içerisindeki oranlarına önemli derecede bağlı olması prensibi oluşturur.

Bu çalışmada, Gördes Neojen havzasındaki alt ve üst tüflere ait örneklerde hoylandit-klinoptilolit oranlarını (ağırlıkça) belirlemek için iç standartlı (internal standart) x-ışınları kantitatif analiz yöntemi kullanılmış ve iç standart olarak dolomit minerali seçilmiştir. Uygulamada hoylandit-klinoptilolitlerin d=3.97 Å, dolomitin ise d=2.89 Å mesafe değerli ve en yüksek şiddetli yansıma çizgileri ile çalışılmış, ağırlıkça hoylandit-klinoptilolit miktarlarını, W (HOY.-KLİ.), veya % oranlarını saptamak için bu çizgi şiddetlerinin oranları, I (d=3.97 Å) HOY.KLİ. / I (d=2.89 Å) DOL., kullanılmıştır. Formülden hesaplama yapılacaksa kullanılacak denklem,

$$\frac{I(d=3.97 \text{ \AA}) \text{ HOY.-KLİ}}{I(d=2.89 \text{ \AA}) \text{ DOL.}} = K \frac{W(\text{HOY.-KLİ.})}{W(\text{DOL.})}$$

olup, burada K, kalibrasyon eğrisinden (veya doğrusundan) bulunacak sabit bir değerdir.

Kullanılan standart mineral dolomit, düşük soğurma katsayısına sahiptir ve hoylandit-klinoptilolit önemli çizgileri ile örtme yapmaz. Hoylandit-klinoptilolit en yüksek şiddetli, 2 $\theta$ = 22.40° civarında (CuK $\alpha$ ) gözlenen çizgisine yakın bir yansımaya sahip standart seçilmemesinin nedeni, örneklerimizin birçoğunda, zeolit mineralinin yanısıra opal-CT, kuvars, feldspat, kil minerali içerikleri nedeniyle, yaklaşık 2 $\theta$ = 18°-30° arasında çok fazla çizginin bulunması ve dolayısıyla bu aralıktaki bir standart çizginin kullanılmasının hata payını arttıracığı düşüncesidir. Kantitatif analiz için örneklerimizde bulunan bir bileşenin değıilde, harici bir mineralin (dolomit) standart seçilmesinin nedeni ise önemli sayıda örnekte hoylandit-klinoptilolit tek faz olarak saptanmış olmasıdır. Böyle bazı örneklerde zeolit mineralinin dışında başka bir bileşenin bulunmaması, düşük miktarlardaki bazı diğer minerallerin x-ışınları ile saptanabilme sınırlarının (dedection limit) altındaki oranlarda olmalarından kaynaklanabilir. Bu çalışmada çeşitli standart örneklerin denenmesi sonucu hoylandit-klinoptilolit bu sınırı %4 olarak bulunmuştur.

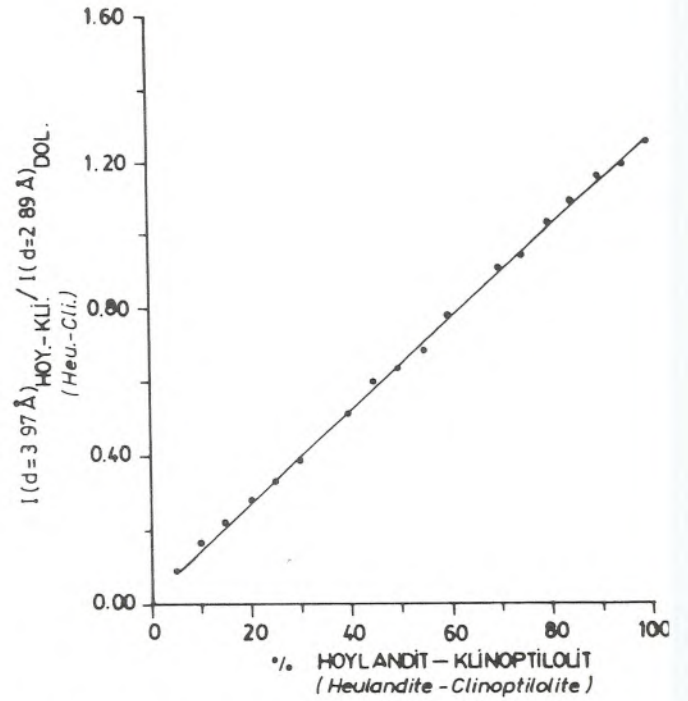
## UYGULAMA

### Örnek Hazırlama ve Standartların Oluşturulması

Deneyel standart örneklerin hazırlanmasında öncelikle saf hoylandit-klinoptilolit elde edilmiş ve bunun için

çalışma alanına ait bir karışım örnekte, ağır sıvı (bromofom+karbontetraklorür karışımı,  $d= 2.10 \text{ gr/cm}^3$ ) içerisindeki yüzdürme-batırma işlemi uygulanmış ve daha sonra yüzen kısım kurutularak değişik akım şiddetleri ve açılarda manyetik ayırıcıdan (Franz Isodynamic) geçirilmiştir. Saflaştırma sonrası; x-ışınları difraktogramında başka bir mineral tespit edilmediği, hoylandit-klinoptilolite ait çizgi şiddetlerinin yükselmiş olduğu hatta daha önce çekimleri yapılmış (ayni şartlarda) tüm örneklerinkinden yüksek olduğu ve nihayet, amorf malzemenin meydana getirdiği  $2\theta= 19^\circ\text{-}35^\circ$ ler arasındaki horgüçlenmenin (hump) giderilmiş olduğu için örneğimizi tamamen saf olarak kabul edilmiştir.

Daha sonra, saf zeolit minerali ile karıştırılacak bir malzeme oluşturulmuştur. Bu malzeme, içerisinde hiç hoylandit-klinoptilolit bulunmayan doğal ve bozulmamış tüf örneklerimize benzer şekilde, özel hazırlanmış, bunun için %25 oranında kuvars+feldspat+biotit+opal-CT+kalsit+smektit ve %75 amorf (saf cam) içerikli bir karışım meydana getirilmiştir. Nihayet, bu özel malzeme, saf hoylandit-klinoptilolit ve saf dolomit (saflığı x-ışınları difraksiyonu ile kontrol edilmiş), ayrı ayrı 325 mesh elek altına geçecek tane boyutunda öğütülerek örnek hazırlamanın ilk aşaması tamamlanmıştır. Tane boyutunun bu küçüklükte seçilmesi mikrosoğurmaya ve sönmeyi önleyecek ve dolayısıyla bunlardan kaynaklanabilecek hatayı ihmal edilebilir düzeye indirecektir. Pawloski (1985) içerisinde klinoptilolitin bulunduğu tüflerle çalışmış, en



Şekil 2. %5-100 arası hoylandit-klinoptilolit içerikli 18 standart örnek ile oluşturulan kalibrasyon doğrusu.

Figure 2. The calibration line represented by 18 standard samples containing 5-100% heulandite-clinoptilolite contents.

STANDART ÜRNEK (Standard sample)	STANDART KARIŞIMDAKİ ELEMANLARIN AĞIRLIKLARI (gr). (The weight of elements in standard)			STANDART İÇİNDEKİ HOY.-KLI. ORANI (%) (Heu.-Cli.content in standard)	I (d= 3.97Å)HOY.-KLI./ I (d= 2.89Å) DOL. (I(d=3.97 Å)Heu.-Cli./ I(d=2.89Å) Dol.)				
	HOY.-KLI. (Heu.-Cli.)	ÖZEL MALZEME (Special material)	DOLOMİT (Dolomite)		1	2	3	4	ORT. (Aver)
1	0.05	0.95	0.2	05	0.080	0.084	0.092	0.092	0.087
2	0.10	0.90	0.2	10	0.155	0.160	0.164	0.173	0.163
3	0.15	0.85	0.2	15	0.200	0.209	0.224	0.226	0.215
4	0.20	0.80	0.2	20	0.261	0.266	0.290	0.290	0.277
5	0.25	0.75	0.2	25	0.321	0.325	0.336	0.338	0.330
6	0.30	0.70	0.2	30	0.370	0.375	0.392	0.395	0.383
7	0.40	0.60	0.2	40	0.485	0.494	0.528	0.530	0.509
8	0.45	0.55	0.2	45	0.586	0.593	0.593	0.596	0.592
9	0.50	0.50	0.2	50	0.621	0.621	0.636	0.638	0.629
10	0.55	0.45	0.2	55	0.660	0.672	0.690	0.696	0.680
11	0.60	0.40	0.2	60	0.753	0.756	0.785	0.794	0.772
12	0.70	0.30	0.2	70	0.889	0.894	0.910	0.916	0.902
13	0.75	0.25	0.2	75	0.929	0.935	0.936	0.949	0.937
14	0.80	0.20	0.2	80	1.006	1.023	1.035	1.041	1.026
15	0.85	0.15	0.2	85	1.080	1.087	1.087	1.099	1.088
16	0.90	0.10	0.2	90	1.144	1.149	1.164	1.178	1.159
17	0.95	0.05	0.2	95	1.167	1.179	1.205	1.207	1.190
18	1.00	-	0.2	100	1.226	1.254	1.277	1.280	1.259

Çizelge 1. Kalibrasyon doğrusu için kullanılan veriler.

Table 1. The data used for calibration line.

iyi verileri 5-60 mikron boyutlarında elde etmiştir. Yine, Parker (1978), Pumis örneklerindeki analimsi içeriğini incelediği çalışmada da 400 mesh altı boyutları salık vermektedir. Bu çalışmada da, çeşitli örnekler üzerine yapılan denemeler sonucu en iyi x-ışınları verilerinin 44 mikron (325 mesh) altında elde edildiği anlaşılmıştır.

Son olarak, saf hoylandit-klinoptilolit+özel malzeme=1 gr. olacak şekilde ve zeolit minerali oranı %5-100 arasında değişen 18 adet karışım hazırlanmıştır (Çizelge 1). Bu karışımların herbirine 0.2 gr. dolomit iç standart olarak katılmış ve sonuç örnek karışımlar 8 saat süre ile titreşim ve döndürmek suretiyle karıştırılarak,  $2\theta = 20^\circ - 33^\circ$  ler arasında x-ışınları çekimine tabi tutulmuşlardır. Hata payını belirlemek amacıyla herbir sonuç örnekten iki ayrı tablette iki kez olmak üzere 4 çekim yapılmış ve sonuç olarak 72 adet I (d= 3.97 Å) HOY.-KLİ. / I (d= 2.89 Å) DOL. değeri elde edilmiştir. Herbir standart örneğe ait 4 adet şiddet oranı değerinin ortalaması ise kalibrasyon doğrusunun oluşturulmasında kullanılmıştır.

#### Kalibrasyon Doğrusunun Oluşturulması

Kalibrasyon doğrusu x ekseninde % HOY. KLİ. veya W(HOY.-KLİ.), Y ekseninde ise I (d= 3.97 Å) HOY.-KLİ. / I (d= 2.89 Å) DOL. olacak şekilde oluşturulmuştur. Doğru, 18 adet noktadan (Çizelge 1) en küçük kareler yöntemine göre seçilmiştir (Şekil 2). Nispi hatası %0.04'dür ve eğiminden bulunan K sabit değeri ise 1.2387'dir.

#### YÖNTEMİN KULLANILABİLİRLİĞİ

Bu çalışmada kullanılan metodun başarısı herşeyden önce yeterli küçüklükte tane boyutunda çalışmaya ve gayet homojen karışımda örnek hazırlamaya bağlıdır. Herhangi bir örnek için kalibrasyon doğrusunda bulunacak zeolit miktarının hata payı, başlıca bu unsurlara ve yanısıra aletsel hatalar ile doğrunun kendi hatasına bağlıdır. Kalibrasyon doğrusunun hatası yukarıda verildiği gibi %0.04'dür. Mikro soğurma ve sönme (extinction) hataları 44 mikron altı gibi küçük tane boyutunda çalışıldığında ihmal edilebilir düzeydedir ve sıfır kabul edilmiştir. Örnek hazırlamadan ötürü meydana gelebilecek hataları enaza indirmek amacıyla herbir standart örnek iki ayrı karışım olarak hazırlanmış ve her karışım için iki tablet hazırlanarak 4 kez değerlendirilmiştir. Böylece, tek tek standartlar için standart sapmalar hesaplanmış ve buradanda standart sapmaların nispi hataları bulunmuştur (Çizelge 2). 18 standart için bulunan nispi standart sapmaların ortalaması alındığında, örnek hazırlamadan dolayı meydana gelen hata %2.76'dır. Bu değer

literatürdeki benzerlerinden çok daha düşük olup, örnek hazırlamanın homojenliği ile eleman seçimleri ve karışım paylarının doğruluğunu gösterir. Bu hata payı, örneklerdeki hoylandit-klinoptilolit oranı azaldıkça büyümektedir ancak, sadece %5 hoylandit-klinoptilolitli örneklerde bile bulunabilecek örnek hazırlama hatası %6.9'dur. %25-40 zeolit içerikli örneklerde bu oran %2.5-4.5 ve %45-100 zeolit içerikli örneklerde ise %0.7-2.7 aralıklarındadır.

Yöntemin diğer bir hata payı aletsel parametrelere

STANDART ÖRNEK (Standard sample)	ORTALAMA I (d= 3.97Å) HOY.- KLİ. / I (d= 2.89Å) DOL. (Average I (d= 3.97Å) Heu.- Cl. / I (d= 2.89Å) Dol.)	STANDART SAPMA (Standard deviation)	NİSPİ STANDART SAPMA (Relative standard deviation)
1	0.087	0.0060	0.0690
2	0.163	0.0076	0.0466
3	0.215	0.0124	0.0577
4	0.277	0.0154	0.0556
5	0.330	0.0083	0.0252
6	0.383	0.0124	0.0324
7	0.409	0.0231	0.0454
8	0.592	0.0062	0.0071
9	0.629	0.0093	0.0148
10	0.680	0.0165	0.0245
11	0.777	0.0206	0.0267
12	0.902	0.0100	0.0111
13	0.957	0.0084	0.0090
14	1.026	0.0154	0.0150
15	1.088	0.0079	0.0073
16	1.159	0.0154	0.0133
17	1.190	0.0198	0.0166
18	1.259	0.0250	0.0199

Çizelge 2. Standartlar için hesaplanan örnek hazırlama hataları.

Table 2. The sample preparation errors for standards.

ÖRNEK (Sample)	HOYLANDİT - KLİNOPTİLİT İÇERİĞİ (%) (Heulandite-Clinoptilolite content %)	
	DOLOMİT İÇ STANDARTLI YÖNTEM İLE (By the method of internal standard with dolomite)	BİLİNEN JAVAFİLİ YÖNTEM İLE (By the method of known additions)
KUŞ-2	14	15
TM-1	77	73
KO-6	55	47
KU-5	98	99
AY-5	100	100
M-5	97	98
AK-2	80	80
GÜ-6	78	71
SÜ-5	95	92
G-6	78	75
G-12	80	91

Çizelge 3. Çalışma alanına ait 11 tüf örneğinde, dolomit iç standartlı ve bilinen ilave yöntemler ile hesaplanmış hoylandit-klinoptilolit içerikleri.

Table 3. The heulandite-clinoptilolite contents calculated by the method of internal standard with dolomite and the method of known additions in 11 tuff samples.



bağlı olarak ortaya çıkan sayma hatasıdır (counting statistics). Yukarıda sonuçları verilen hazırlama hataları içerisinde, bir miktar, ama her zaman bu sayma hatasında bulunmaktadır. Öte yandan, sadece sayma hatasının tespiti amacıyla ayrı bir çalışma yapılmış ve 5 adet örnekte çekim yapılarak, aynı örneğin aynı tabletteki tozunda hiçbir değişiklik yapılmadan, üstüste 8 x-ışınları çekimi sonucu, tüm örnekler genelinde maksimum %1.55 sapma hatası bulunmuştur.

Kalibrasyon doğrusundan bulunacak herhangi bir hoylandit-klinoptilolit miktarı için buraya kadar verilen hatalara-eğer formülden hesaplama ile miktar tayini yapılacaksa-K sabitinin doğruluğunda etki edecektir. Bu çalışmada doğrudan veya formülden bulunacak hoylandit-klinoptilolit miktarları arasında % (-0.11)-(+3.15) mutlak (absolute) hata bulunmuştur. Bu ise zeolit içeriğindeki artışa karşılık, azalan bir nispi hataya tekabül etmektedir. Bu nispi hata; hoylandit-klinoptilolit içeriği %10'un altındaki örneklerde %30'un üzerinde, %15-20 içerikli örneklerde %10-15 arasında, %25-40 içerikli örneklerde %2.5-6.5 arasında ve %45-100 arasındaki örneklerde ise %0.2-4 arasındadır.

Gördes alt ve üst tüf birimlerine ait örneklerin bazılarında, yukarıda tariflenen iç standartlı yöntemin haricinde-bir karşılaştırma yapmak amacıyla-diğer bir yöntem daha kullanılarak hoylandit-klinoptilolit miktar tayini yapılmıştır. Burada kullanılan yöntem aslında iç standartlı aynı zamanda analiz edilen bileşenin kendisidir (Brindley, 1980). Genellikle tek bileşenli sistemlere uygulanan bu yöntemde:

$$W(\text{HOY-KLİ.}) = \frac{W(\text{St.}) (I_1/I_2)}{1+W(\text{St.}) - (I_1/I_2)}$$

formülü kullanılır. Burada,

$W(\text{HOY-KLİ.})$  : Test edilen bileşenin (bu çalışmada hoylandit-klinoptilolit) karışım içerisindeki ağırlık fraksiyonu.

$W(\text{St.})$  : 1 gr. karışıma ilave edilen standartın (bu çalışmada saf hoylandit-klinoptilolit) ağırlık fraksiyonudur ve 0.2 gr. olarak seçilmiştir.

$I_1$  : Bileşenin seçilmiş bir çizgisinin (bu çalışmada hoylandit-klinoptilolit d= 3.97 Å değerli yansıma çizgisi) doğal çekimdeki yüksekliği (mm).

$I_2$  : Aynı çizginin standart ilavesinden sonraki çekiminden bulunan yüksekliği (mm).

11 adet tüf örneğinde, bu yöntem ile belirlenen hoylandit-klinoptilolit % oranları dolomit iç standartlı yöntem ile belirlenen değerlere oldukça yakındır (Çizelge 3).

## SONUÇLAR

Gördes çevresine ait tüf örneklerinin hoylandit-klinoptilolit içeriklerinin tespiti için kullanılan iç standartlı x-ışınları kantitatif analiz yöntemi düşük hata paylı ve oldukça hızlı bir metoddur. Kalibrasyon doğrusundan bulunacak %5-100 arasındaki bir hoylandit-klinoptilolit içeriği, ortalama %2.76 örnek hazırlama hatası, maksimum %1.55 aletsel hata ve %0.04 kalibrasyon doğrusunun hatası olmak üzere toplam %4.35 nispi hataya sahip olacaktır. Bu metodu yaklaşık %5'in altında hoylandit-klinoptilolit içeriğine sahip örneklere uygulamak olanaksızdır.

Çalışma alanından 95 adet tüf örneğinin hoylandit-klinoptilolit içeriklerinin tayini için dolomit iç standartlı

ÖRNEK (Sample)	% HOY.-KLİ. Heu.-Clı.	ÖRNEK (Sample)	% HOY.-KLİ. Heu.-Clı.	ÖRNEK (Sample)	% HOY.-KLİ. Heu.-Clı.
ALTI TÜFLER (Lower Tuffs)					
OL-1	27	KO-1	95	KIR-1	75
OL-2	30	KO-2	89	KIR-2	78
OL-5	-	KO-5	85	KIR-3	68
OL-6	29	KO-6	55	KIR-4	79
OL-7	-	ORTALAMA	81	KIR-5	53
ORTALAMA	17	KUZ-1	29	KIR-6	76
KUŞ-2	14	KUZ-2	72	KIR-7	68
KUŞ-4	12	KUZ-3	80	KIR-8	58
KUŞ-6	-	KUZ-4	73	KIR-10	64
KUŞ-9	10	KUZ-5	98	KIR-12	90
KUŞ-10	-	KUZ-6	74	KIR-13	90
ORTALAMA	7	KUZ-7	85	KIR-14	80
PA-2	26	KUZ-8	95	ORTALAMA	71
PA-3	13	ORTALAMA	76	GÜÇ-2	81
PA-4	-	AY-2	89	GÜÇ-4	78
ORTALAMA	13	AY-3	100	GÜÇ-5	90
PK-1	17	AY-5	100	GÜÇ-6	93
PK-3	38	AY-6	92	GÜÇ-7	85
PK-5	40	ORTALAMA	95	ORTALAMA	85
ORTALAMA	32	MZ-1	74	SOF-1	100
YAR-1	-	MZ-2	77	SOF-2	79
YAR-2	-	MZ-3	97	SOF-3	95
YAR-3	15	MZ-4	77	SOF-5	92
YAR-4	14	MZ-5	78	SOF-6	78
YAR-5	44	MZ-6	80	SOF-8	56
YAR-6	60	ORTALAMA	81	ORTALAMA	90
ORTALAMA	22	AK-2	80	HC-1	97
EM-1	77	AK-4	78		
EM-4	86	AK-5	59		
EM-5	91	AK-7	69		
ORTALAMA	85	ORTALAMA	72		
ÜST TÜFLER (Upper Tuffs)					
G-3	98	G-11	60	OR-4	-
G-4	65	G-12	88	OR-6	-
G-5	-	G-13	67	OR-9	79
G-6	78	G-14	80	OR-10	40
G-7	90	G-15	90	OR-11	85
G-8	90	ORTALAMA	73	ORTALAMA	52
G-9	81	OR-1	90		
G-10	65	OR-3	69		

Çizelge 4. Gördes çevresindeki tüflere ait örneklerde iç standartlı x-ışınları difraksiyonu ile saptanan hoylandit-klinoptilolit içerikleri.

Table 4. The heulandite-clinoptilolite contents calculated by the method of x-ray diffraction with internal standard in tuff samples from Gördes area.

kantitatif analiz yöntemi ve standart örnekler ile oluşturulan kalibrasyon doğrusu kullanılmıştır. Sonuçlar Çizelge 4'de verilmiştir.

Alt tüflerin Oğulduruk ve Kuşluk köyleri çevresine ait örnekleri düşük miktarda hoylandit-klinoptilolit içerirler. Bu yöreye ait 16 örneğin değer aralığı %0-40 arasında olup, ortalaması %17'dir (OL, KUŞ, PA ve PK kodlu örnekler). Bu yöre tüfleri zeolit minerallerinden ziyade, bozulmamış volkanik cam ve kil minerallerince zengindir. Aslında, birimin bu özellikteki zonu KUZ-1 ve YAR-1-4 arası kodlu örnekleride içerir. Bu örnekleride dahil ettiğimizde, alt tüflerin, çalışma alanının kuzeybatısına tekabül eden bu zonu toplam 21 örnek için ortalama %18 hoylandit-klinoptilolit içeriğine sahiptir. Çok düşük zeolit içerikli bu zon, aynı zamanda çeşitli çalışmacılar tarafından modellenmiş diyajenetik mineral fasiyes alanlarının bozulmamış cam fasiyesine karşılık gelir (Sheppard ve Gude, 1968; 1973; Surdam, 1981; Hay, 1981) ve Gördes kuzeyinde bir "volkanik cam+smektit" fasiyesi olarak Esenli (1992) tarafından ayrılanmıştır. Güney kesimde, esasen zeolitli bir ana fasiyese ait tüm diğer kesit örneklerinin ortalaması ise %80 ve değişim aralığı %44-100'dür. En yüksek hoylandit-klinoptilolitli yöreler Aynaalan Tepe civarı (AY kodlu örnekler, ortalaması %95), Hacıali Dere mevki (HC kodlu örnek, %97) ve Softalar mevkidir (SOF kodlu örnekler, ortalaması %90).

Üst tüflere ait örnekler ortalama %66 hoylandit-klinoptilolit içeriğine ve örnek bazında %0-98, kesit bazında da %52-73 arasında değişime sahiptirler. Alt tüflerdeki zeolitli altere örnekler göre, daha düşük ortalamanın nedeni, bu tüf birimi içersinde önemli oranda K-feldspatdan oluşmuş ve hiç zeolit içermeyen örneklerin bulunmasıdır. Eğer, bu tip 3 örnek (G-5, OR-4, OR-6) hariç tutulursa üst tüflerin ortalama hoylandit-klinoptilolit içeriği %77 olacaktır.

ÜRNEK (Sample)	TÜM KAYADA HOY.-KLI. (%) (% Heu.-Cli. in whole rock)	PUMIS TANESİNDE HOY.-KLI. (%) (% Heu.-Cli. in pumice fragment)
OL-2	30	16
KUŞ-2	14	05
KD-1	95	69
KUZ-6	74	55
AK-4	78	50

**Çizelge 5.** Çalışma alanından 5 adet örnekte tüm kaya ve salt pumis tanelerindeki hoylandit-klinoptilolit içeriklerinin karşılaştırılması

**Table 5.** The comparison of the heulandite-clinoptilolite contents in whole rock and pumice fragments in 5 samples from investigated area.

Nihayet tüm inceleme alanı gözönüne alındığında, alt ve üst tüflere ait 95 adet örneğin ortalama hoylandit-klinoptilolit içeriği %62'dir. Ancak tüflerin alansal dağılımları dikkate alındığında, yaklaşık bir ifade ile Gördes Çevresindeki tüflerin 2/3'ü %80'nin üzerinde hoylandit-klinoptilolit ortalama içeriğine sahiptir.

Tek tek pumis tanelerindeki hoylandit-klinoptilolit miktarları tüm kaya miktarlarından düşük bulunmuştur. 5 adet örnekte pumis taneleri ayrılanarak kantitatif analizleri yapılmış ve ait oldukları tüm kaya hoylandit-klinoptilolit içerikleri ile birlikte Çizelge 5'de verilmiştir.

Tüm kaya analizlerine göre, pumis tanelerindeki hoylandit-klinoptilolit içeriği nispi olarak ortalama %40 düşük bulunmuştur. Bunun nedeni, muhtemelen pumis tanelerinin dar hacimlerinden dolayıdır. Diğer bir ifade ile pumis liflerinde gelişen zeolitlenme, taze cam ve kil kınlarından sonra kendisine dar bir hacim bulabilirken kayanın geri kalan boşlukları ve cam parçalarındaki zeolitlenme daha geniş hacimlerde ve diğer otiyenlere göre daha yüksek oranlarda gelişebilmiştir. Bu varsayım, daha bol ve iri pumis tüflerin daha düşük zeolit içeriğine sahip olacağı sonucunu getirirki, gözlemlenen birçok örnek için bu sonuç geçerli olmuştur.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Brindley, G. W., 1980, Quantitative X-Ray Mineral Analysis of Clays. Mineral. Soc., Monograph No. 5, Edited by G. W. Brindley and G. Brown. Chapter 7, p. 411-439.
- Chung, F. H., 1974, Quantitative Interpretation of X-Ray Diffraction Patterns. 1. Matrix-Flushing Method of Quantitative Multicomponent Analysis. J. Appl. Cryst. 7, p. 519-525.
- Cosgrove, M. E., Sulaiman, A. M., 1973, Rapid Method for the Determination of Quartz in Sedimentary Rocks by X-Ray Diffraction. Clay Minerals 10, p. 51-55.
- Davis, B. L., Walawender, M. J., 1982, Quantitative Mineralogical Analysis of Granitoid Rocks. A Comparison of X-Ray and Optical Techniques. Amer. Mineral. 67, p. 1135-1143.
- Esenli, F., 1992, Gördes Çevresindeki Neojen Serilerin ve Zeolitlenmenin Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Doktora Tezi, İ. T. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 210 s. yayınlanmamış.
- Esenli, F., Özpeker, I., 1993, Gördes Çevresindeki Neojen Havzanın Zeolitik Diyajenezi ve Hoylandit-Klinoptilolitlerin Mineralojisi. 46. T. J. Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, s. 63, 15-19 Şubat, Ankara.

- Hay, R. L., 1981, Geology of Zeolites in Sedimentary Rocks. *Reviews in Mineralogy*, V. 4, p. 53-64.
- Klug, H. P., Alexander, L. E., 1954, *X-Ray Diffraction Procedures for Polycrystalline and Amorphous Materials*. John Wiley and Sons, New York.
- Maniar, P. D., Cooke, G. A., 1987, Modal Analysis of Granitoids by Quantitative X-Ray Diffraction. *Amer. Mineral.*, 72, p. 433-437.
- Moore, A. C., 1969, A Method for Determining Mineral Compositions by Measurement of the Mass Absorption Coefficient. *The Amer. Mineralogist*. V. 54, p. 1180-1189.
- Parker, R. J., 1978, Quantitative Determination of Analcime in Pumice Samples by X-Ray Diffraction. *Mineral Mag.* 42, p. 103-106.
- Pawloski, G. A., 1985, Quantitative Determination of Mineral Content of Geological Samples by X-Ray Diffraction. *Amer. Mineral.*, 70, p. 663-667.
- Sheppard, R. A., Gude, A. J., 1968, Distribution and Genesis of Authigenic Silicate Minerals in Tuffs of Pleistocene Lake Tecopa Inyo County, California. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 597, 38 p.
- Sheppard, R. A., Gude, A. J., 1973, Zeolites and Associated Authigenic Silicate Minerals in Tuffaceous Rock of the Big Sandy Formation, Mohave County, Arizona. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 83, 36 p.
- Snyder, R. L., Bish, D. L., 1989, Quantitative Phase Analysis by X-Ray Powder Diffraction. *Reviews in Mineralogy*, V. 20, p. 101-143.
- Surdam, R. C., 1981, Zeolites in Closed Hydrologic Systems. *Reviews in Mineralogy*, V. 4, p. 65-91.
- Zevin, L. S., 1977, A Method of Quantitative Phase Analysis Without Standards. *Journal of Appl. Cryst.* 10, p. 147-150.

## EĞİRDİR GÖLÜ ÇANAĞININ OLUŞUM ZAMANINA İLİŞKİN BİR GÖZLEM

*An observation on the formation time of Lake Eğirdir depression*

Nizamettin KAZANCI A.Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

**ÖZ:** Eğirdir gölünün güneyinde, göre doğru ilerleyen alüvyon koniler istifinin içinde piroklastik döküntü tortulları bulunmuştur. Bunlar Pliyosen yaşlı Gölcük (Isparta) volkanizmasının ürünleri olup, göl çanağının Orta?-Üst Pliyosen öncesi meydana geldiğini belirtir.

**ABSTRACT:** A layer of pyroclastic air-fall deposits of Pliocene Gölcük (Isparta) volcanism has been observed within the sediments of colluvium cones which have prograded into the Eğirdir lake. This layer makes easy the interpretation of lake depression.

*Göller, genellikle, su toplama alanı olan topoğrafik çukurluk veya çanak ile bu çanak içerisindeki suyun birikim zamanı ele alınarak değerlendirilir. Çünkü, göller bu iki elemandan biri olmayınca oluşamayan coğrafya parçalarıdır. Göl çanağı ve suyun birikim zamanı hakkında bilgiler çevre jeolojisi, jeomorfolojisi ve eski göl tortullarından elde edilir. Eğirdir gölünün yüzeyleyen yaşlı tortulu yoktur. Çevresi dik, yarı ve kayalıktır. Isparta büklümü olarak bilinen ve tektonikçe aktif bir yörede yer almasına rağmen, gerek göl çanağının ve gerekse gölün oluşum zamanı tartışmalı kalmıştır. Aşağıda sunulan bir gözlem bu konuda açıklayıcı olabilecektir.*

Eğirdir gölünün yüzölçümü yaklaşık 465 km<sup>2</sup>, çekik dönemde su yüzeyinin denizden yüksekliği 915 m'dir. Kuzey bölümü (Hoyran gölü) güneye göre daha sığdır. Ortalama 6-8 metre, maksimum 16 m. derinliğe sahiptir. Su seviye değişiminin uzun yıllar ortalaması 40-120 cm arasında kaldığı için karstik boşalımın olduğu düşünülmektedir. Yüzeyden Kovada gölüne akışı da vardır ve bu bağlantı kanalı son yıllarda derinleştirilmiştir. Eğirdir ilçe merkezine yakın iki ada (Can ada ve Yeşil ada), yine yakın zamanda araları doldurularak karaya bağlanmışlardır.

İlk incelemelerde Eğirdir göl çukurluğunun plüvyal dönemlerdeki karstik olaylar sonucu oluştuğu ve yine bu dönemde su ile dolduğu belirtilmiştir (Alagöz, 1944). Lahn (1946; 1948) göl çukurluğunun tektonik kökenli, su birikiminin Neojen sonrasında geliştiğini, Ardel (1951) ise bu gölün Holosen'de büyük bir polyenin çökmesi sonucu ortaya çıktığını, göl içindeki küçük adaların da bunun delili olduğunu söylemektedir. İnandık (1965), tektonik kökenli çukurluğun karstik olaylarla mevcut şeklini kazandığını gölün plüvyal dönemde geliştiğini belirtmiştir. Anadolu'nun eski iklimi ile birleştirilerek Eğirdir dahil yöredeki büyük su kütleleri plüvyal göller şeklinde gruplandırılmaktadır (Erol, 1969; 1984).

Eğirdir ilçesi 1750 metre yükseklikteki Sivri Tepe'nin eteğinde, göl kenarındadır. İlçe merkezinin iki tarafında, Sivri tepenin 65° eğimli alt yamaçlarına yaslanan bir dizi birikinti konisi vardır. Yaklaşık 2 km'lik bir uzanım içinde, koniler üst üste ve yana gelişerek önemli bir kolüvyum deposu teşkil etmişlerdir. Bu depo yol ve yerleşim yeri açma işleri için yarılmış ve iç yapısı açığa çıkmıştır. Yarmanın yaklaşık orta düzeylerinde kalınlığı 5-45 cm arasında değişen bir tüf seviyesi vardır. Konilerdeki depolanma tarzı ve yarma biçimine bağlı olarak yer yer merceksi konumdadır. İlçenin Isparta çıkışında,

Öğretmenler kooperatifi arkasındaki yarmalarda tüflerin yer yer altere olduğu ve altındaki kaba bloklu kesimi beyaza boyadığı izlenir.

Tüfler bu kolüvyum deposu için klavuz seviyedir. %30 pümis, %20 kristal ve %50 litik tanelerden yapılmıştır. Ortalama tane boyu 1 mm, maksimum tane boyu ise 6 mm'dir. İçlerinde yabancı klastik tane yoktur. Yer yer laminalanma ve normal derecelenme gözlenir fakat bunlar ekseri konu olarak depolanmanın doğurduğu ikincil özelliklerdir.

Kolüvyum deposu içindeki bu düzey piroklastik döküntü ürünleridir. Bölgenin jeolojik ve topoğrafik yapısı da bunu gerektirir. Ancak tüflerin kaynağı açık değildir. Buna karşılık, yöreye en yakın patlamalı volkanizma 25 km mesafedeki Pliyosen yaşlı Isparta-Gölcük maarıdır ve iki evreli bu volkanik merkez (Kazancı ve Karaman, 1988) incelenen tüflerin kaynağı olmalıdır. Alternatif açıklama tarafımızdan bulunamamıştır.

Kaynağı Gölcük maar volkanizması olan döküntü tüflerin kolüvyum konileri içinde yer alabilmesi, Eğirdir gölünü çevreleyen yamaçların en azından Orta?-Üst Pliyosen öncesinde yaratılması ile mümkündür. Bu da yaklaşık Isparta büklümünü oluşturan tektonik olaylara karşılık gelir. Oluşan çukurluğun karstik süreçlerle şekillenmesi ve su ile dolması önceki çalışmalarda belirtildiği gibi plüvyal dönemlerde gerçekleşmiş olmalıdır.

## DEĞİNİLEN BELGELER

Alagöz, C.A., 1944, Türkiye'de karst olayları hakkında bir araştırma. Türkiye Coğrafya Kurumu Yayını, no 1, 95 s., Ankara.

Ardel, A., 1951, Göller bölgesinde morfolojik müşahadeler I. ist. Coğrafya Enst. Dergisi, 2, 1-19.

Erol, O., 1969, Tuzgözü Havzasının jeolojisi ve jeomorfolojisi. T.B.T.A.K. Araştırma Projesi Rap., no TBAG-26, 336 s. Ankara.

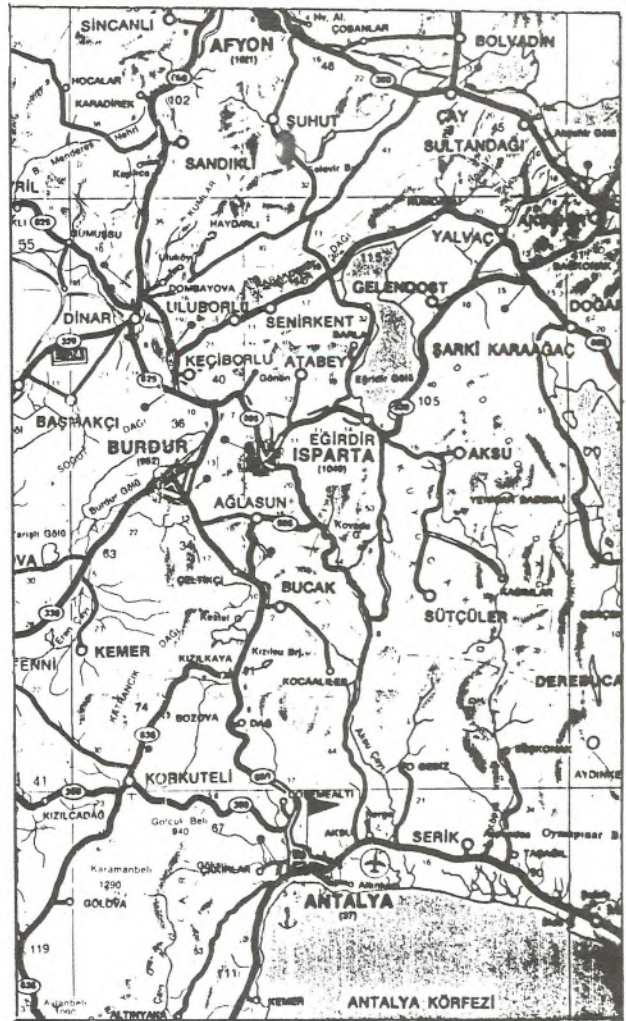
Erol, O., 1984, Geomorphology and neotectonics of the pluvial lake basins in the Taurus Belt and south central Anatolia. Geology of the Taurus Belt (Eds. O. Tekeli ve C. Göncüoğlu) da, MTA Matbaası, 119-124, Ankara.

İnandık, H.- 1965, Türkiye gölleri. İ.Ü. Coğrafya Enst. Yay. no. 44, 214 s., İstanbul.

Kazancı, N. ve Karaman, E., 1988, Gölcük (Isparta) volkaniklastiklerinin sedimenter özellikleri ve depolanma mekanizmaları. Ak. üniv. Isparta Müh. Fak. Derg., 4, 16-35.

Lahn, E., 1945, Batı Toros göllerinin jeomorfolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enst. Dergisi, 34, 387-393.

Lahn, E., 1948, Türkiye göllerinin jeolojisi ve jeomorfolojisi hakkında bir etüd. M.T.A. Yayını, Seri B, no 12, 87 s., Ankara.



Şekil 1. Yer Buldur Haritası

Figure 1. Location map.

## HATAY HORST VE GRABEN YAPISININ AMANOS DAĞLARI ALTIN YATAK VE ZUHURLARI

Gold deposits and occurrences of the Amanos mountain range in the basin and range structure of Hatay

M. Orhan ÖZKOÇAK

Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı, ANKARA

**ÖZ:** Suriye sınırı yakınında Ölü Deniz Rifti boyunca uzanan Amanos dağları 200 km. uzunluğunda, 25 km. genişliğindedir. Bu bölge esas olarak Üst Kretase ofiyolitleri, üç fazlı volkanikler ve Alt Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar uzanan sedimanlardan oluşur. Üst Kretase yaşlı Kızıldağ bindirmesi ve Tersiyer yaşlı horst-graben faylanması yerel morfolojiyi şekillendirmiş ve çoğunlukla Antakya-Karasu grabeni ile Amanos horstu arasındaki kenar zonuna ve bir miktar da horstun batı kenar zonuna yerleşen bölgesel altın cevherleşmelerinin oluşumunu etkilemiştir. Bu bölgenin altın potansiyeli Kısıcık altın yatağı ve diğer altın zuhurlarıdır.

Kısıcık altın yatağı, Antakya'nın 14 km. KB"sında Amanos dağlarının GD kenarında yer alır. Altın pirit, kalkopirit ve arsenopirit içindedir; oksidasyon zonunda serbest altın mevcuttur. Halen %1 Cu, %5 As ve 4 gr/ton Au tenörlü 12 milyon ton işletilebilir rezerv tesbit edilmiştir.

Amanos dağlarının doğu ve batı kenar zonlarında altın oluşumuna elverişli onbeşten fazla ilginç potansiyel saha saptanmıştır. Bunlar yer yer realgar, orpiment, kükürt, pirit, markasit, kalkopirit, kükürtlü sular, silis kabukları ve ppb mertebesinde ümit verici jeokimyasal altın değerleri kapsarlar.

Amanos dağları cevherleşmelerinin sıklık derecesi ve konumu, Nevada-Pershing County-Humbolt Range-Florida Canyon altın yataklarının özelliklerini hatırlatır. Kızıldağ bindirmesi ve Hatay horst-graben faylanmasından oluşan birleşik yapı, yine aynı şekilde, Nevada-Eureka County-Buckhorn altın ve gümüş yatağı ile birlikte Antler bindirmesi ve Buckhorn horst ve graben faylanmasıyla büyük benzerlik gösterir.

Amanos dağlarının elverişli jeolojik özellikleri, ilgili altın cevherleşmeleri ve bunların dünyadaki diğer önemli cevher sahaları ile benzerlikleri Hatay bölgesinde daha ilâve kaynakların bulunabileceğini göstermektedir.

**ABSTRACT:** The Amanos Range situated near the border between Turkey and Syria along Dead Sea Rift is 25 km. wide and 200 km. long. This region consists of essentially Upper Cretaceous ophiolites, three phased volcanics and Lower Paleozoic to Quaternary sediments. Upper Cretaceous Kızıldağ thrusting, Tertiary basin and range faulting have shaped local morphology and have influenced the formation of local gold mineralizations mostly proximal to the Antakya-Karasu graben.

Gold deposit of Kısıcık is situated on the SE border of the Amanos range between horst and graben. A joint venture, Nerco and Yurttaşlar, has explored the area and calculated an exploitable reserve of 12 million tonnes of ore with 1%Cu, 5%As and 4 gr/tonne Au, in one sector. Gold is found in pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite and accompanied by hematite, sphalerite and quartz; free gold is present in the oxidation zone. More than fifteen hopeful indications have been reported especially in the borders of the range.

Favorable geological features of the Amanos range and related gold mineralizations and similarities with other important mineralized areas in the world indicate that large additional potential resources may exist in the Hatay region of Turkey.

## GİRİŞ

Kızıldağ ofiyolit masifi olarak da bilinen meşhur Hatay ofiyolitleri, Türkiye'nin Suriye sınırı yakınında, Amanos dağlarının güney bölümünde bulunur (Şekil 1). Amanos dağları 25 km. genişliğinde, 200 km. uzunluğunda olup GGB-KKD yönünde uzanır. Karasu vadisinde meşhur Ölü Deniz Rifti boyunca 35°-37°D boylamları ve 36°-37,5° K enlemleri arasındadır.

## GENEL JEOLJİ

Hatay ve kuzeybatı Suriye bölgesi, esas olarak magmatik ve sedimanter kayalardan oluşur; metamorfik kayalar çok azdır. Magmatik kayaların çoğunluğu ofiyolitler ve volkanik kökenli artıklardır. Sedimanlar Alt Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar uzanırlar (Atan, 1969; Aslaner, 1973; Selçuk, 1981; Pişkin, 1986).

Otokton yukarıdan aşağıya doğru komprehensif bir serinin Kretase, Jurasik ve Triyas formasyonlarından ve Paleozoyik yaşlı kayalardan oluşur. Komprehensif seri, Paleozoyik formasyonlar üzerine diskordandır. Kretase; kireçtaşları, marnlı kireçtaşları, marnlar, kumlu kireçtaşları, sileksli kireçtaşları ve kumtaşlarını kapsar. Jurasik; kireçtaşlarından, dolomitik oolitik ve kumlu kireçtaşlarından oluşur. Triyas ise kuvarsitler, kireçtaşları ve konglomeralardan müteşekkildir. (Şekil 1).

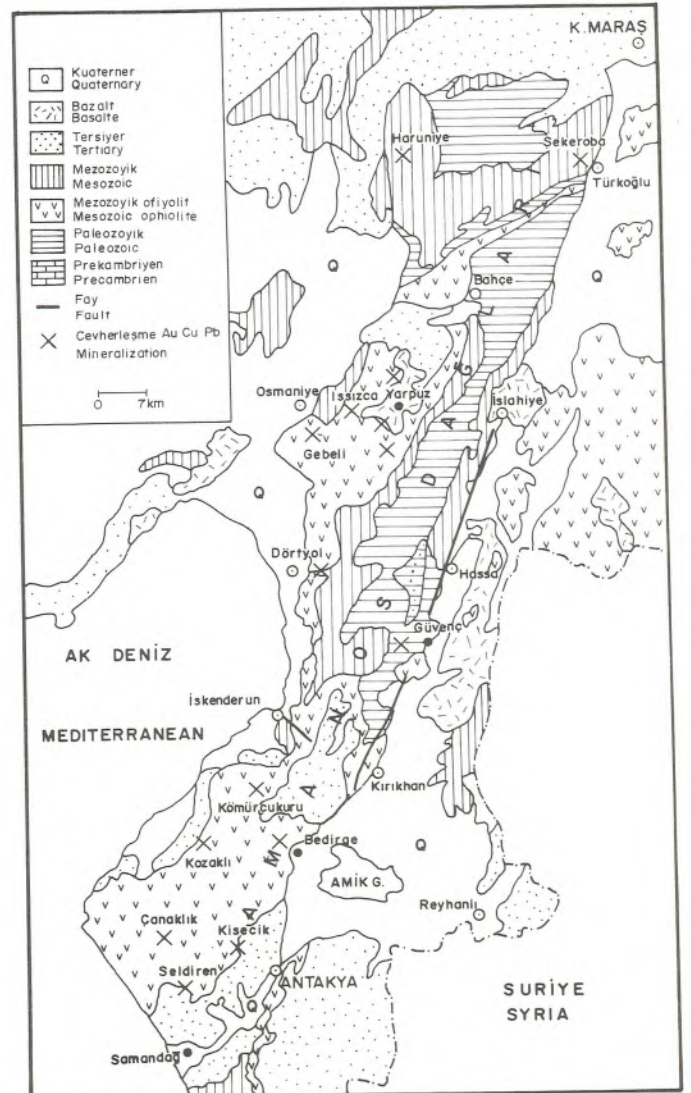
Alloktan esas olarak iki birimden oluşur: Aşağıdan yukarıya doğru ofiyolitler ve örtü. Ofiyolitik masif, serpantinleşmiş dünit ve harzbürjitle, tabakalı gabrolar, sheeted dayk kompleksi ve yastık lavlardan oluşan tipik bir ofiyolit serisi şeklindedir. Masifin çekirdeği, KD-GB yönlü bir antiklinalin merkezinde yer alan peridotitlerden oluşur. Antiklinalin kanatları üzerinde ofiyolitlerin daha üst üyeleri yüzeyler. Ofiyolitler zeolit fasiyesi metamorfizmasına mâruz kalmışlardır. Bunun, okyanusal bir olay olduğu düşünülür; zira stratigrafik olarak ofiyolitlerin üzerinde ve tektonik olarak ofiyolitlerin altında bulunan karasal sedimanlar, metamorfizma geçirmemişlerdir. Ofiyolitler üzerine diskordan olan örtü, aşağıdan yukarıya doğru Üst Kretase kireçtaşları, konglomeralar ve kumtaşları; Paleojen yaşlı kireçtaşları, marnlı kireçtaşları, marnlar ve kumtaşları; Neojen yaşlı diskordan kumtaşları, killer, marnlı kireçtaşları, marnlar, jips, resifal kireçtaşları ve kumtaşları; Kuvaterner bazaltlar ve alüvyonlardan oluşur.

Bölgede iki önemli yapı mevcuttur: Ofiyolitler, tektonik olarak, Albiyen-Apsiyen yaşlı Alt Kretase kireçtaşlarının üzerine oturmuş kalın bir bindirme örtüsü şeklindedir. İkinci yapı ise Tersiyer yaşlı graben faylanmasıdır.

Hatay ilinde ve kuzeybatı Suriye'de, doğrudan ofiyolitlerle ilişkili olmayan volkanizma, üç ana safhada oluşmuştur: Triyas, Jura ve Neojen-Kuvaterner. Triyas yaşlı Baer-Bassit volkano-sedimanter serisi genellikle yastık lavları şeklinde, hafif alkalın eğilimli toleit bileşiminde akıntular içerir (Parrot, 1974; 1977). Bu volkanizma, Afrika-Arap platformunun kuzey sınırını etkileyen bir riftleşme safhasının kanıtı olarak yorumlanır.

Bir plaka volkanizmasının ürünleri olan Jura yaşlı alkalın volkanikler, Parrot (1977) tarafından Baer-Bassit'de tanımlanmıştır ve bir bazanit-lamprofirik topluluk ve bir tingaitik fonolit topluluğu oluştururlar.

Neojen-Kuvaterner yaşlı yarılım volkanizması Hatay'da iyi gelişmiştir. Bu ilde, Miyosen ve Kuvaterner bazaltlar özellikle Karasu vadisinde boldur. Ölü Deniz



Şekil 1. Hatay ve KB Suriye jeolojik haritası.

Figure 1. The geological map of the Hatay and NW Syria.

rifti, bu fay zonu içinde Miyosen sırasında Arap platformu ile Toros-Anadolu platformunun çarpışmasıyla oluşan Doğu Anadolu transform fayı ile karşılaşır.

Hatay ofiyoliti üç ana değişim gösterir: Serpantinleşme, az çok rodenjit oluşumu ve zayıf bir metamorfizma gelişimi (Okyanus tabanı tipinde). Yeşil şist-zeolit fasiyesinde olan okyanus tabanı metamorfizması, Troodos'unkinden daha zayıftır (Smewing, 1975); gabroların bir kısmını, bütün sheeted dayk kompleksini ve muhtemelen yastık lavlarını etkiler.

Hatay ve Baer-Bassit lavlarının iz element analizleri, volkanik yay bazaltlarına veya kenar havza bazaltlarına daha yakın olduklarını göstermiştir. Andezitlerin bulunmayışı, bu iki masifin de tipik bir ada yayına ait olmadığını gösterir. Bu nedenle kenar havza kökeni, en muhtemel olarak görünür (Delaloye ve Wagner, 1984).

Yastık lavlarından potasyum-argon metodu ile tayin edilen jeokronolojik yaşlar, bu kayalar çok altere olduklarından biraz şüphe ile karşılanmalıdır. Bu kayaların kristalleşme yaşı, yastık lavlar üzerine Maestrihtiyen transgresyonu ile belirlenmiş bir üst sınıra sahiptir (Delaloye ve diğerleri, 1980 b).

Hatay sheeted dayk kompleksinin jeokronometrik olarak tayin edilmiş yaşları, 73 ile 99 milyon yıl arasındadır; bu da Orta Kretase veya biraz daha büyük bir yaşı gösterir. Gabrolardan alınan yeşil amfibollerden elde edilen yaşlar, biraz daha büyüktür: Üst Jura.

Baer-Bassit ofiyolitinin metamorfik tabanından alınan amfiboller, 85-95 milyon yıllık bir yaş verirler. Bu taban, okyanus kabuğunun kopması ve sürüklenmesiyle oluştuğundan ve sırt eksenini, böyle bir kopma için bir zayıf zon olduğundan, bu amfibollerle birlikte olan bu ofiyolit bölümü, litosferin en genç kısmını temsil eder. Bunun için, böyle bir çevre için elde edilen izotopik yaş, ofiyolit formasyon yaşının üst sınırı olabilir. Bu nedenle, Hatay ve Baer-Bassit ofiyolitleri, Jura devrinde aktif olan bir sırtın en genç kısımlarını temsil eder (Delaloye ve Wagner, 1984).

## TEKTONİK

Amanos sıradağları, Alt Paleozoyik çekirdeği kuzey kısmında yer alan KKD-GGB yönlü büyük bir antiklinal şeklindedir. Bu antiklinali oluşturan çeşitli formasyonların yönleri, genellikle KKD-GGB'dır ve dalımları ya BKB'ya veya daha dik olarak DGD'yadır. Genel olarak, kıvrım derecesi ve arızalar kuzeyden güneye doğru azalır.

Önemli faylar KKD-GGB yönlü ve Karasu grabenine paraleldir. Ters faylar nedeniyle, antiklinalin eksenini az çok

sigmoidal bir şekle sahiptir. Alt Paleozoyik ile Üst Paleozoyik ve Alt Mezozoyik komprehenzif seri arasında önemli bir uyumsuzluk vardır (Janetsko, 1972).

Senoniyen sırasında orojenik hareketlerin bir sonucu olarak, ofiyolitler platform üzerine bindirmişlerdir.

Kızıldağ masifinin kuzey kısmında, Kömürçukuru köyünün yakınında, küçük bir tektonik pencerede, ultrabazikler tektonik olarak Albiyen-Apsiyen kireçtaşları ile kontak halindedirler. Bu kontakın yakınında, 20-40 m. uzunluğunda ve 10-20 m. kalınlığında, Alt ve Üst Kretase yaşlı, en genci Kampaniyen, en yaşlısı muhtemelen Triyas yaşında olan kireçtaşı merccekleri, ultrabazikler içine bırakılmıştır. Bu nokta göz önünde bulundurularak, ofiyolitlerin yerleşme yaşı Kampaniyen sonrası Maestrihtiyen öncesinden Maestrihtiyen'e kadar düşünülebilir.

Hatay ilinde ofiyolitlerin yerleşme sonrası evrimi, bir çok safhalarda olabilir; bunların en önemlileri şunlardır: Normal Maestrihtiyen sonrası - Lütesyen öncesi faylanması, normal Maestrihtiyen sonrası - Miyosen öncesi faylanması, Miyosen sonrası yapıları, Pliyosen sonrası ve genç yapılar. Bu tektonik sadece ofiyolit kütlelerini değil, bütün formasyonları etkilemiştir.

Ofiyolit masifinin içinde, çeşitli üyeler arasındaki kontaklar normal faylardır. KKD-GGB yönlü bu faylar, Kızıldağ masifinin merkezî kısmınının 1000-2000 m. yükselmesinden sorumludur. Miyosen sedimanlarınca örtülmüş bu faylar, Miyosen öncesidirler.

## CEVHERLEŞMELER

Amanos dağlarının ekonomik potansiyeli kromit, demir, demirli boksit, asbest, manganez, altın cevherleşmeleri ve biraz nikel ve kobalttır.

Hatay bölgesinde, iki yapısal olay yerel morfolojiyi şekillendirmiş ve altın yataklarının oluşumunu etkilemiştir. En erken cereyan eden olay, Üst Kretase yaşlı Kızıldağ bindirmesidir. İkinci olay, Neojen'de başlayıp halen devam eden horst-graben faylanmasıdır (Şekil 2; Foto 1, 2, 3, 4).

Cevherleşme belirgin olarak yüksek açılı yerel faylar tarafından kontrol edilmiştir; en büyük cevher kütleleri ve zuhurları, Antakya grabeninin kenarındadır. Faylanmanın, yükselen cevher yüklü sıvılara geçirimsizlik sağladığına ve az geçirimli gabrolarda aşırı derecede sıkışmış sıvıların boşaltılması için gerekli mekanizmayı oluşturduğuna inanılmaktadır. Grabenin sınırları dışında, altın, gümüş ve polimetaller belirgin bir şekilde azalır.

Altın potansiyeli iki kategoriye ayrılabilir: Kisecik altın yatağı ve Amanos sıradağlarındaki diğer altın zuhurları.



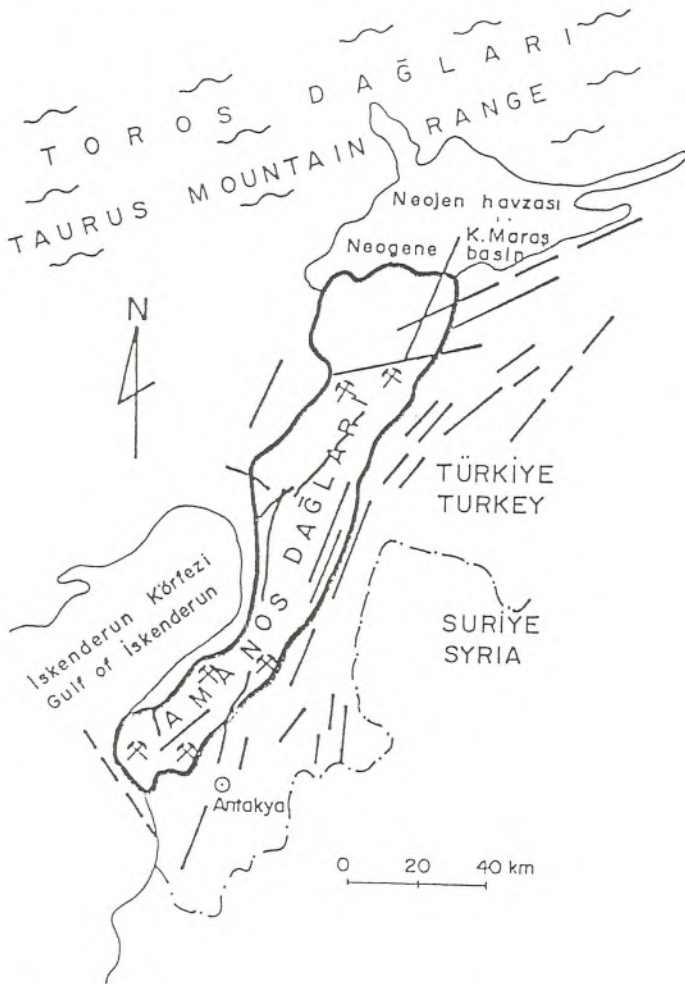
## 1- KİSECİK ALTIN YATAĞI

Özellikle Kiseçik plaser altın yatağı, 1950 yılından beri birçok jeolog tarafından etüd edilmiştir. Son yıllarda Nerco Maden Şirketi (Vancouver-Wash, ABD) ve Yurttaşlar Madencilik Sanayi ve Ticaret Şirketi (Kayseri) 1987 yılında ilk olarak iki adet, daha sonra dört adet arama ruhsatı almıştır.

Maden sahası, Antakya'nın 14 km. KB'sında 400 ve 900 m. kotları arasında yer alır; daha ziyade engebeli olup çeşitli tepeler ve vadilerden oluşur. Kızıldağ masifinin güneydoğu bölümünü temsil eder. Kiseçik köyünün KB'sında bulunan Kızıltepe-Deliklitepe bölgesi, horst ve graben arasında ana cevherleşme sahasını teşkil eder.

Arama sahası tamamen, genel olarak peridotitler, dünitler, gabrolar, olivinli gabrolar, piroksenitler ve sheeted dayklar şeklindeki ofiyolitik kayalardan oluşur.

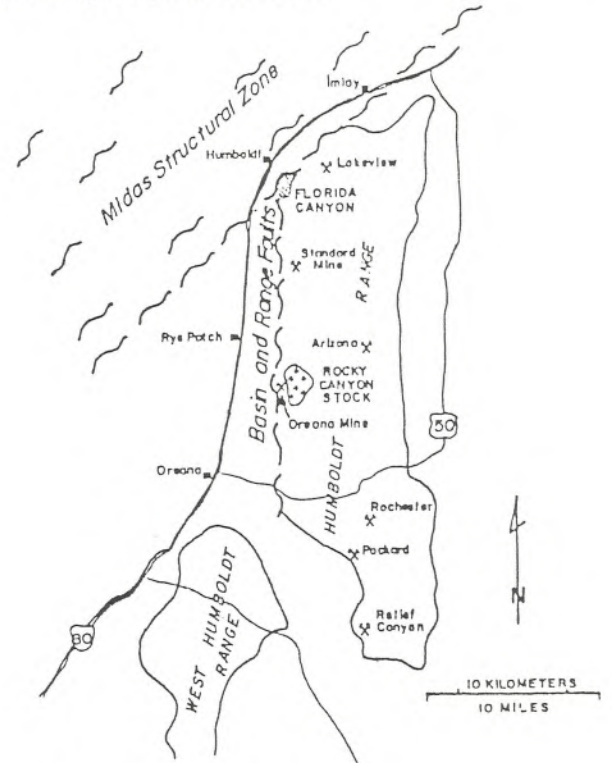
Altın cevherleşmesi faylar boyunca, breşleşmiş



Şekil 2. a. Amanos Sıradağları.  
Figure 2. a. Amanos Mountain Range.

gabrolar ve diyabaz-diyorit dayklarında bulunur. Cevherleşme 250°-300°C'da hidrotermal olarak oluşmuştur (Yıldız, 1991). Damarlar genellikle KB yönünde uzanır ve 60°-70°'lik açılarla dalarlar. Altın pirit, kalkopirit, arsenopirit içinde ve hematit, sfalerit kuvars ile birlikte bulunur. Altın oksidasyon zonunda 5-20 mikron büyüklüğünde serbest taneler oluşturur.. Alüvyonlarda buğday tanesine kadar ulaştığı görülmüştür. Gang minerali ise hidrotermal kuvarstır. Altının kılavuz minerali arsenik bileşikleridir.

En iyi cevherleşmiş Kızıltepe-Deliklitepe bölgesi, önemli bir hidrotermal alterasyona uğramıştır.. Bu oksidasyon sarı, kırmızı ve beyaz renklindedir. Altın kuvars damarları 1 cm. ilâ 10 m. kalınlıkta, 565 m.'ye kadar ulaşan uzunluklardadır. Damar derinlikleri, 400 m.'ye kadar sondajlarla irdelenmiştir. Cevherleşmeler esas olarak sheeted dayklarda olup gabrolara kadar devam eder. Cevherli damarlar esas olarak KD-GB yönlü ve 60°-70° eğimlidir. KD-GB yönlü verrev faylar da cevherlidirler. Damarların kesişme noktaları en yüksek tenörleri kapsarlar (Yıldız, 1991). Breşler de cevherlidir. Kiseçik'in güneybatı bölümünde, Miyosen konglomeraları, sheeted daykları örterler; köyün KKD'suna doğru, cevherli ve altere zon, eski Roma galeri ve desandreleri ile Günyüzü köyüne doğru beş km. devam eder.



Şekil 2. b. Humboldt Sıradağları.  
Figure 2. b. Humboldt Mountain Range.

1989 Mart sonuna kadar, 19 adet sondaj yapılmış, 860 m. karot alınmış, 110 m. galeri sürülmüş ve 1820 m. yarma yapılmıştır. Cevherler genellikle 1 ilâ 30 gr/ton Au ihtiva eder. Kırış Ali ocağının cevheri 140-156 gr/ton Au içerir.

Başlangıçta, Kızıltepe'de ortalama 7 gr/ton Au tenörlü 400.000 ton cevher hesaplanmıştır; Delikli-tepe'nin rezervi 11 gr/ton Au tenörlü 1.200.000 ton idi. Pırmallı Dere sektöründe, ortalama 4 gr/ton Au tenörlü 1.000.000 ton



**Foto 1.** Kızıldağ ofiyolitleri ve Üst Kretase ve Tersiyer sediman örtüsü (Amanos Dağlarının doğu yamacı).

**Photo 1.** Ophiolites of Kızıldağ and cover of Upper Cretaceous and Tertiary sediments (Eastern flank of the Amanos Mountain Range).



**Foto 2.** İskenderun yakınında Miyosen birimlerinin altından yüzeyleyen ofiyolitler (Amanos Dağlarının batı yamacında Kızıldağ'dan kuzeye bakış).

**Photo 2.** Ophiolites underlying Miocene near İskenderun (A view from Kızıldağ, west of Amanos Mountains)

cevher hesaplanmıştır. Bu üç bölgede ortalama 6,5 gr/ton Au tenörlü toplam 3.250.000 ton cevher rezervi hesaplanmıştır.

1989 sonu arama sonuçlarına göre, rezerv 0,5-30 gr/ton Au tenörlü 10.954.000 tona ulaşmıştır. 1990 yılı sonuçlarına göre, işletilebilir rezerv 4 gr/ton Au, %1 Cu, %5 As tenörlü 12 milyon ton cevher olarak hesap edilmiştir. Halen diğer ruhsat sahalarında jeolojik, jeokimyasal ve jeofizik etüdler sürdürülmektedir.

İşletme projesine göre, işletme yeraltı ve açık işletme şeklinde olacaktır. Tenör limit (Cut-off grade) açık işletme için 1 gr/ton ve yeraltı için 4 gr/ton Au olarak hesaplanmıştır. Üretilen cevher iki kategoriye ayrılacaktır: 4 gr/ton'dan az altın ihtiva eden fakir cevher ve 4 gr/ton'dan fazla altın ihtiva eden zengin cevher.

Altın siyanürleme ile cevherden ayrılacaktır. Yığılma özütleme (heap-leach) fakir cevhere, hareketli (karıştırmalı) özütleme (agitation leach) zengin cevhere uygulanacaktır. Aktif karbonla soğurma, asit ile yıkama ve elektroliz, prosesin nihai safhaları olacaktır.

Yılda 200.000 ton fakir cevher ve 150.000 ton zengin cevher işlenecek ve nihai ürün olarak yılda 1.500 kg. altın üretilecektir.

Yığılma özütleme için pilot tesisin kapasitesi 10 tondur. Kazanma verimi %70-75'dir.

Hareketli özütleme işlemine Kütahya tesislerinde devam edilmektedir. Proje hazırlığı için Sala International AB (İsveç) firmasına flotasyon ve özütleme testleri yaptırılmaktadır.

## 2- AMANOS DAĞLARININ ALTIN ZUHURLARI

Amanos Sıradağlarında altın aramaları için ilginç hedef sahalar şunlardır:

**Samandağ-Seldiren:** Seldiren Köyü, Samandağ İlçesinin yaklaşık 15 km. K'indedir. Seldiren'in batı kısmında, kümülat gabrolar, Eğreltiburun Yurdu, Mama Yurdu ve Çanaklık Komu olmak üzere üç yerde pirit ve kalkopirit mostraları ihtiva eder. Bu bölge, Kisecik cevher sahasında olduğu gibi yoğun bir alterasyona mâruz kalmıştır. Sahanın konumu, Kisecik yatağına benzer; Kızıldağ masifinin GD kenarında horst ile graben arasındadır.

**Samandağ-Seldiren-Çoban Maden:** Seldiren ve Kale köyleri arasında, Çoban Madencilik Şirketine ait bir kromit yatağı, hidrotermal bir zuhur olarak tanımlanmış bir bakır cevherleşmesi de içerir.

İl	İlçe	Bucak	Köy	Mevki
Hatay	Samandağ	–	Çanaklık	–
"	"	–	Seldiren	Eğreltiburun Yurdu, Mama Yurdu, Çanaklık Komu
"	"	–	"	Çoban Maden
"	Antakya	–	Kisecik	Fellahın Mezarı Fehminin Yolu
"	"	Bedirge	Bakraz	–
"	Hassa	Güvenç (Aktepe)	Karacaören-Kızıllar	Habilli Özü
"	"	Aktepe	Söğüt	Erikli Kaya
"	"	"	"	Soğukçınar E ve Sığıralan W
K.Maraş	Türkoğlu	–	Şekeroba	–
Hatay	İskenderun	Uluçınar (Arsuz)	Kozaklı	–
"	Dört Yol	Erzin	Başlamış	Ericcek
"	İskenderun	Belen	Kömürçukuru	–
Adana	Osmaniye	–	Issızca	Karaboya
"	"	–	Gebeli	Atışalanı
"	"	Yarpuz	–	Ağoluk Kızılyüce Tepe Yunt Mağarası
"	Düziçi	Haruniye	–	İçmece

**Antakya-Bakraz:** Antakya ile Kırıkhan arasında, Bakraz yakınında serpantinitler içinde bazı kurşun-çinko cevherleşmeleri mevcuttur. Amanos sıradağlarının SE kenarında horst ile graben arasında yer alırlar.

**Hassa-Güvenç (Aktepe):** Güvenç Bucağı, Ölü Deniz rifti Karasu vadisinde, Antakya'nın 70 km. KKD'sundadır. Güvenç Bucağı civarında, Karacaören, Kızıllar ve Söğüt köyleri yakınında Habilli Özü, Erikli Kaya ve Soğukçınar kalkopirit ve pirit zuhurları vardır. Cevherleşmeler Amanos dağlarının NE kenarında, horst ile graben arasındadırlar.

**Türkoğlu-Şekeroba:** Amanos dağlarının KD ucunda, K. Maraş'ın Türkoğlu İlçesi Şekeroba köyünde kireçtaşları içinde damar tipinde 0,5 milyon ton rezervli barit yatakları vardır (MTA No: 185). Epitermal altın yataklarının özellikle üst bölümlerinde barit damarlarına sık sık raslanmaktadır.

**İskenderun-Uluçınar:** Kızıldağ masifinin batı yakasında, İskenderun ile Uluçınar arasında gabrolar, Kozaklı köyü yakınında bazı pirit ve kalkopirit cevherleşmeleri ihtiva eder. Kısmen altere olmuş bu sülfür zuhurları, Kızıldağ masifinin batı kenarında yer alır.

**Dört Yol-Erzin:** Erzin Bucağı, Dört Yol İlçesinin 15 km. K'inde bulunur. Başlamış köyü civarında düşük

sıcaklıkta termal maden ve kükürtlü sular mevcuttur. Bunlar şüphesiz genç volkanik faaliyetlerin son ürünleridir. Çok renkli yoğun alterasyon çok önemlidir. Dere sediman numuneleri 120 ppb'ye kadar Au değerleri vermiştir. Bu bölgede eskiden antimuan işletilmiştir.

**Osmaniye-Gebeli:** Gebeli içme suyu kaynağı, Osmaniye'nin 3 km. KD'sundadır. Bu kaynaktan sonra, başka bir kükürtlü su kaynağı da aynı sahada yer alır. 50x100 m.'lik bir alan Issızca'da olduğu gibi karaboya ihtiva eder. Kükürtlü suya ilâveten, Gebeli sahasının birçok yerinde gaz çıkışları izlenmiştir.

**Osmaniye-Issızca:** Issızca köyü, Osmaniye İlçesinin 15 km. KD'sunda bulunur. Köyden birkaç yüz metre daha yüksekte bulunan ve Karaboya olarak isimlendirilen saha tamamen siyaha boyanmış serpantinitlerden oluşur. Sarı renkli orpiment ve koyu portakal renkli realgar cevherleşmeleri çok yaygındır. Sınırlı alanlarda, yeşil rengeyle propilitleşme görülür. Sahanın alt bölümü, silis kabuğu mostraları içerir. Sahanın tam ortasında birçok hektarlık bir alanı kaplar. Sahanın üst kısmında hafifçe altere olmuş (oksitlenmiş) piritli andezitler ve dasitler görülür. Karaboya esas olarak çok ince taneli pirit ve markasit, az miktarda arsenik minerallerinden oluşur. Sahada kükürt için aramalar yapılmıştır; sondajlar, karaboyanın

asgari 200 m. derine kadar devam ettiğini göstermiştir. Serbest kükürt miktarı yaklaşık %15 kadardır. Yine konyum çok önemlidir; saha, Amanos dağlarının KD kenarında, horst ile graben arasındadır.

**Düziçi-Haruniye:** Kargın tepelerinde hidrotermal manganez zuhurları görülür. Haruniye termal tesisleri, Ceyhan nehrinin dar ve dik vadisinin kenarında yer alır. 33°C sıcaklıktaki kükürtlü su kaynağı, yaklaşık nehir seviyesinde yer alır.

**Osmaniye-Yarpuz:** Yarpuz Bucağı, Osmaniye'nin 35 km. NE'sundadır. Yarpuz çevresinde Ağoluk, Kızılyüce ve Yuntmağarası ana cevherleşmeleri teşkil eder. Yarpuz yakınında daha küçük altı adet daha cevherleşme vardır.



**Foto 3.** Amik ovası-Antakya (Ölü Deniz Rifti, Kızıldağ'dan doğuya bakış).

**Photo 3.** Plain of Amik-Antakya (Dead Sea Rift) from Kızıldağ looking East



**Foto 4.** Amik ovası (Olü Deniz Rifti, Kırıkhan yakınında Kızıldağ'dan doğuya bakış).

**Photo 4.** Plain of Amik (Dead Sea Rift, A view from Kızıldağ, near Kırıkhan)

Ağoluk sahası kireçtaşları, serpantinitle, demir cevheri, limonitli silisleşmiş kayalar ve demirli killerden oluşur. Demir cevheri opal, kalsedon ve limonitlerden oluşmuş olup karstik boşlukları doldurur. Bir sondajda arsenik 11. metrede %1'e yükselir ve 31. metrede %0,15 olur; cevher kütesinin daha derin kısmında tamamen düşer.

Kızılyüce ve Yuntmağarası sahalari esas olarak, üstlerinde opal, karbonat, hematit ve limonitten oluşan alterasyon zonları bulunan ultrabazik kayalardan oluşmuşlardır. Kızılyüce fay zonu sadece kuvars ve hematit-limonit kapsar.

Yarpuz çevresinde birçok lateritik ve hidrotermal alterasyonlar izlenir.

**Belen-Kömürçukuru:** Bu bölgede, yastık lavlar arasında az miktarda sedimanlar, bol miktarda hiyaloklastitler yer yer gelişmiştir (Pişkin, 1986). Bununla birlikte, birçok belirgin aratabakalı sedimanlar, kırmızı masif çörtlerden ve çok az korunmuş radyoler içeren silisleşmiş kahverenkli manganlı çamurtaşlarından oluşmuşlardır. Manganez oksitler manganit ve pirolüzit. Tabakaları kesen çatlaklar manganezce zenginleşmişlerdir ve pirit, kalkopirit ve malakitten oluşan, az miktarda altın içeren sülfür cevherleşmesi arzeder (Pişkin, 1986; Yıldız, 1991); Kömürçukuru yakınındaki bazı sahalarda, lav mostralalarının yoğun ve yaygın bir şekilde beyazlaşması hidrotermal alterasyonu gösterir.

**Kisecik-Fellahn Mezarı:** Kisecik-Uluçınar yolu üzerinde, Kisecik'ten 20 km. sonra, Fehminin Yolu mevkiine ulaşılır. Sola ayrılan patika Fellahn Mezarına gider. Saha harzbürjitletlerden oluşur. Bu kayalar bol miktarda pirit damar ve benekleri içerir. Oksidasyon yer yer limonitik şapkalar oluşturmuştur. Pirit ile birlikte, hidrotermal alterasyona uğramış olan bu saha, altın aramalarına değer bir özelliktedir.

## SONUÇLAR

Kisecik altın yatağı ve diğer zuhurlar genellikle bazik ve ultrabazik kayaların içerdiği sıcak su kaynakları tip Au cevherleşmeleridir. Cevher oluşumunda, faylanma ana kontrolü teşkil eder. Cevherleşme, sath yakınına kadar yükselen altın, gümüş ve bazı metallerle yüklü hidrotermal suların özelliklerini taşıdığı izlenimini vermektedir.

Altın yatakları ve ümitli zuhurlar, dinamik bir sıcak su kaynağı sisteminin sonucu şeklinde ortaya çıkar. Bu ilişkinin kanıtı olarak, özellikle Yarpuz sahasında bol miktardaki silis kabuğu zuhurları, cevherli sahalardaki hidrotermal patlama breşleri, sistemin bilinen sıcak su

kaynağı sistemleriyle benzer mineraloji, jeokimya ve saha ilişkileri gösterilebilir. Yarpuz-Ağoluk demir yatağı sondajındaki As dağılımı çok anlamlıdır. Düşük ısı güncel sülfürlü sıcak su kaynakları, maden suları ve özellikle son yıllarda ortaya çıkan Kisecek maden suyu da dinamik sistemin kanıtlarıdır.

Hatay bölgesinin iki yapısal olayı, birincisi Kızıldağ bindirmesi ve ikincisi horts-graben faylanması, KKD-GGB yönlü Amanos sıradağlarının ve KD-GB yönlü Toros dağ silsilesinin konumu arasında şiddetli bir şekilde kıvrılmış sedimanları ile bir Neojen havzasının bulunduğu bu iki dağ silsilesinin ilişkisi, Amanos sıradağlarındaki değerli metal yatakları ve zuhurlarının sıklık derecesi ve konumu Amerika Birleşik Devletleri Nevada Eyaleti Pershing İlçesindeki Humbolt sıradağını, Midas yapısal zonunu ve Florida Canyon altın yataklarını hatırlatır (Hastings, Burkhardt ve Richardson, 1987; Şekil 2).

Hatay bölgesinin Kızıldağ bindirmesi ve horst-graben faylanması ile temsil edilen bu iki yapısal olayı, Nevada'nın Eureka İlçesindeki Üst Devoniyen-Alt Missisipiyeen yaşlı Antler bindirmesi, Miyosen-Aktüel yaşlı Buckhorn horst ve graben faylanmasını ve onlarla ilişkili olan Buckhorn altın ve gümüş yatağını da daha iyi bir şekilde hatırlatır (Monroe, Godlewski ve Plahuta, 1987).

Amanos sıradağlarının jeolojik özellikleri, ilgili altın yatak ve zuhurları ve dünyanın diğer önemli cevherli sahalarıyla benzerlikler büyük ilâve kaynakların bulunabileceğini göstermektedir.

Bu bölgede son yıllarda pembe yakut bulunmuştur; elmas yataklarının aranmasındaki rolü ve altın yatakları ile ilişkisi yazarın daha sonraki bir araştırmasında sözkonusu edilecektir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Aslaner, M., 1973, İskenderun-Kırıkhan sahasındaki ofiyolitlerin jeoloji ve petrografisi. MTA No: 150, Ankara 1973.
- Atan, O.R., 1969, Eğribucak-Karacaören (Hassa)-Ceylanlı-Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos dağlarının jeolojisi. Thesis Ph. D., MTA Publ. No: 139.

- Delaloye, M., De Souza, H., Wagner, J.-J. and Hedley, I., 1980 b, Isotopic ages on ophiolites from the eastern Mediterranean. In: A. Panayiotou (Ed.), Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979, p. 292-295.
- Delaloye, M., and Wagner, J.-J., 1980. Ophiolites and volcanic activity near the western edge of the Arabian Plate. IN: J. E. Dixon and A. H. F. Robertson (Eds.), The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17: 225-233.
- Janetzko, P., 1972, Untersuchungen an der Ostflanke des südl. Amanos-Gebirges-Geotekt. Forsch., 42:3-33.
- Parrot, J. F., 1974, Les différentes manifestations effusives de la région ophiolitique du Baër-Bassit (Nord-ouest de la Syrie): Comparaison pétrographique et géochimique. C. R. Acad. Sci., Paris, D., p. 279, 630.
- Parrot, J. F., 1977, Assemblage ophiolitique du Baër-Bassit et termes effusifs du volcano-sédimentaire. Pétrologie d'un fragment de la croûte océanique, charriée sur la plateforme syrienne. Trav. et Doc. "OSTROM", Série Géol., 6:97-126.
- Pişkin, Ö., Delaloye, M., Selçuk, H. and Wagner, J.-J., 1986, Guide to Hatay Geology (SE TURKEY). Ofioliti. Consiglio Nazionale Delle Ricerche. Bollettino Del Gruppo di Lavoro Sulle Ofioliti Mediterranee. V. 11-N. 2 Agosto 1986.
- Selçuk, H., 1981, Etude Géologique de la partie méridionale du Hatay (Turquie). Thesis No. 1997, Ph. D. (publ.). Univ. de Geneve 116 p.
- Smewing, J. D., 1975, Metamorphism of the Troodos massif, Cyprus. Unpubl. Ph. D. Thesis, Open University, 267 p.
- Yıldız, B., 1991, Oral Communications. Geophysical Engineer of Yurttaşlar Mining Co., Kayseri (Sözlü beyan. Yurttaşlar Madencilik Şirketinin Jeolojisi-Jeofizik Mühendisi).
- Türkiye'nin Bilinen Maden ve Mineral Kaynakları. MTA Yayınlarından No. 185, Ankara, 1989. Hazırlayan Necdet Erseçen.

## PERLİTLER İÇİNDEKİ SUYUN KİMYASAL YAPISI VE BU YAPININ GENLEŞME ÖZELLİĞİNE ETKİSİ

Chemical structure of water in perlites and its effect to expansion characteristic

İsmet ÖZGENÇ DEÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, -Bornova-İZMİR

**ÖZ:** Batı Anadolu'da yaygın olarak gelişen Miyosen yaşlı asit volkanizma riyolit ve riyodasit bileşimli kayalarla birlikte ekonomik perlit yataklarının da gelişimine neden olmuştur.

Bu yataklardan seçilen bazı perlit örnekleri üzerinde yapılan termogravimetric analizler, %2.5-5 oranında uçucu bileşen içerdiğini ve bu uçucuların serbest kalabilmesi için 120 C°, 450C° ve 950C° olmak üzere 3 denge fazının varlığını ortaya koymuştur.

Yapılan infrared spektrofotometre analizleri de bu perlitler içinde suyun büyük bir kısmının zayıf hidrojen bağları ile anyonlara veya zayıf iyonik bağlar ile metallere bağlı moleküler su, kalan kısmının da volkanik camın şebeke yapısında Si-OH formunda bulunan sıkı bağlı monomerik OH şeklinde olduğu göstermiştir.

Kayaç içindeki gevşek bağlı su moleküllerinin tümünün 450 C°'de serbest kaldığı ve kalan az miktardaki sıkı bağlı suyun (Effektif Su) kayacın genleşme özelliği üzerinde etkili olduğu saptanmıştır.

**ABSTRACT:** Volcanic activities create rhyolite and rhyodacite type of acidic volcanites together with economic grade of perlite deposit in the west part of Anatolia.

Thermogravimetric analyses on selected perlite samples from the deposits reveal that the volatile content in the perlites are between %2.5-5. There are three equilibrium stages of loss volatiles in perlitic rocks as 120 C°, 450 C° and 950 C°.

Infrared spectrophotometer analyses indicate that the big amount of the water in perlites in present as molecular H<sub>2</sub>O and rest in the form of Si-OH groups. The water molecules are trapped in the crystal lattice either by weak hydrogen bonds to the anion or by weak ionic bonds to the metal. The weak bonded water molecules release the rock at 450 C°. The small amount of remaining volatiles account for expansion characteristic of the rock.

### GİRİŞ

Perlit petrografik anlamda riyolitten dasite kadar değişebilen kimyasal bileşimde olan, %2-5 oranında uçucu bileşen içeren ve tipik soğan kabuğu dokusu gösteren volkanik camı kayalara denir. Ticari anlamda perlit ise 850 C°-1100 C° arasında ani olarak ısıtıldığında ilk hacminin 10-30 katı kadar genişleyen ve çok hafif bir agrega haline gelen her türlü volkanik camdır.

Perlitlerin genleşme yeteneği üzerinde olan en önemli parametrenin kayacın volkanik cam ve kristal içeriğinin yanısıra içerdiği uçucu bileşen miktarı ve özellikle su olduğu birçok araştırmacı tarafından ortaya konmuştur (Keller ve Pickett, 1954., Leinweber, 1961., Özgenç, 1978). Bu suyun kayaç içindeki kimyasal yapısı ilk kez Keller ve diğr. (1952) ve Keller ve Pickett (1954) tarafından araştırılmıştır. Bu araştırmacılar dünyadaki değişik perlitler içinde monomerik OH ve baskın hidrojen bağlı H<sub>2</sub>O moleküllerinin ve OH gruplarının varlığını saptamışlardır. Aynı araştırmacılara göre genleştirme anında patlama olmaması ve katı partiküllerde parçalanma

görülmemesi, suyun perlit içinde mekanik olarak tutulmasını olanaksız kılmaktadır. Weber (1955) beş ayrı tip perlit örneği üzerinde yaptığı çalışmada, doku ve toplam su içeriği gibi özellikler dikkate alınarak, perlitin kalitesi ve genleşme yeteneği üzerinde tutarlı sonuçlara varılabileceğini ileri sürmüştür. Leinweber (1961) perlitlerin genleşme yeteneğinin, volkanik cam içine serbestçe difüze olan moleküler H<sub>2</sub>O ile cam içinde hidroksil su olarak bulunan ve ancak bir reaksiyon sonucu kayacı terkeden su miktarına bağlı olduğunu belirtmektedir. Bu araştırmacıya göre perlit içindeki suyun %53'ü moleküler sudur. Geriye kalan miktar Si-OH yapısındaki sudur. Kadey (1963) perlitin genleştirilmesine yönelik çalışmalarında, kayacın yumuşama ve ergime sıcaklıkları ile uçucu elemanların serbest kalabilme koşullarının iyi bilinmesi gerektiğini belirtmektedir.

Perlitlerin genleştirme işlemi, bu tür kayaların oluşumları anında ne şekilde olursa olsun bünyesine giren veya bünyesinde var olan suyun çıkış reaksiyonunu; kayacın silikat hamurunun ısınması ile vizkoz hale

**Tablo 1.** Batı Anadolu perlitlerine ait kimyasal analizler (Örnek yerleri ve numaraları için Şekil 1'e bakınız)  
**Table 1.** Chemical analyses of perlites from Western Anatolia (Sample numbers and locations correspond to the Figure 1)

%	C1	C2	C3	M1	M2	B1	B2
SiO <sub>2</sub>	74.43	73.68	73.53	73.83	72.36	72.42	73.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.36	11.92	12.21	12.83	12.61	13.40	13.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.18	1.17	1.00	0.91	1.12	1.34	1.50
MgO	0.11	0.09	0.10	0.13	0.15	0.21	0.24
CaO	0.68	0.57	0.81	0.74	0.97	0.77	0.99
Na <sub>2</sub> O	2.82	2.51	2.69	3.32	3.58	2.76	2.55
K <sub>2</sub> O	5.04	5.21	5.16	4.56	4.17	4.72	4.97
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.08	0.06	0.14	0.16	0.08	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.04	0.03	0.09	0.04	0.05
MnO	0.05	0.04	0.04	0.07	0.08	0.06	0.02
120 C°	0.50	0.61	0.41	0.38	0.57	0.54	0.31
H <sub>2</sub> O 450 C°	3.53	3.60	3.66	3.07	3.36	3.30	2.80
950 C°	0.19	0.15	0.10	0.15	0.86	0.18	0.09

gelmesi anında hızlandırarak çok ince gözenekli silikat süngeri haline dönüşmesi ile gerçekleşmektedir.

Bu çalışmanın amacı Batı Anadolu perlitleri içindeki suyun kimyasal yapısını irdelemek ve bu yapının genleşme üzerindeki etkisini araştırmaktır.

#### PERLİTLERİN KİMYASAL ÖZELLİKLERİ

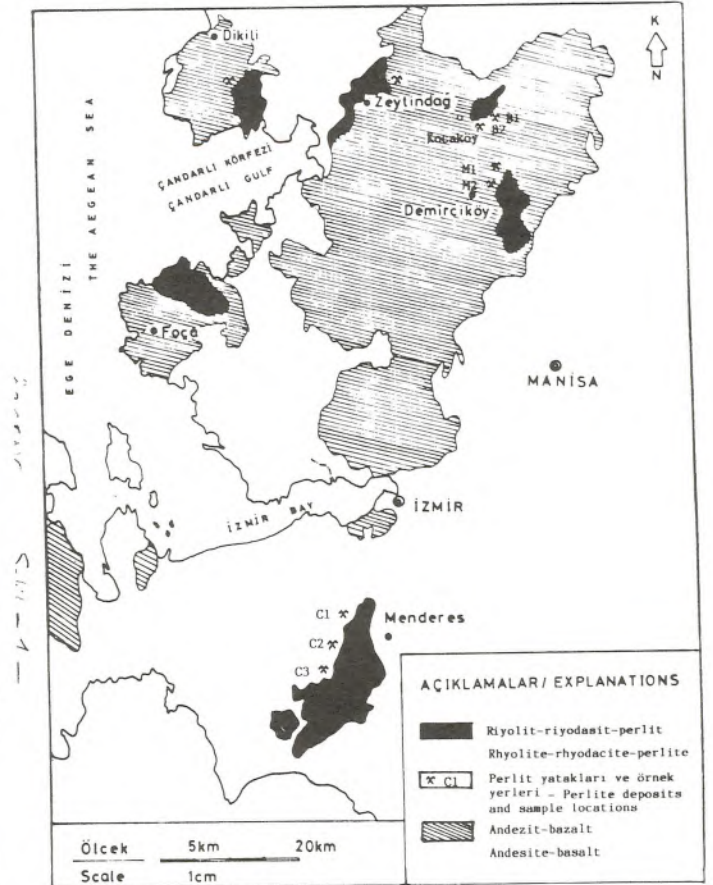
Batı Anadolu'da halen işletilmekte olan Bergama-Kocaköy, Demirciköy-Manisa ve Menderes-İzmir perlit yataklarından örnekler alınmıştır (Şekil 1). Bu örneklerde öncelikle kimyasal analizler yapılarak kayaç bileşimi ve içindeki uçucu bileşen miktarları saptanmıştır.

#### Analiz yöntemleri

Kayaç kimyasal analizlerinde TiO<sub>2</sub> ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> kalorimetrik, diğer elementler atomik absorpsiyon yöntemi ile ölçülmüştür. Kayaç içindeki uçucu bileşenler ise termogravimetrik analiz yöntemi ile saptanmıştır. Bu amaçla Dupont marka bir cihaz kullanılmıştır. Isıtma hızı 15°/dakika olarak sabittir. Ölçümler 100 C° lik adımlarla 1000 C°'ye kadar azot gazı ortamında gerçekleştirilmiş ve uçucu bileşen kayıpları otomatik olarak diyagramlar üzerine kaydedilmiştir.

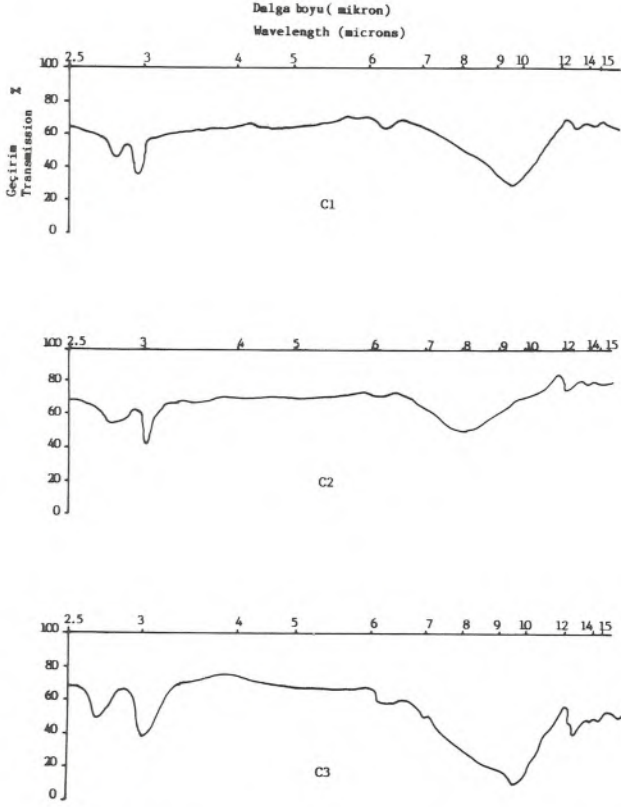
#### Ölçümlerin Değerlendirilmesi

Yapılan kimyasal analizler perlitlerin alkali riyolit bileşiminde olduğunu ve %2.5-5 oranında uçucu bileşen içerdiklerini göstermiştir (Tablo 1). Kayaç içindeki uçucu bileşenlerin serbest kalabilmesi için 120 C°, 450 C° ve 950 C° olmak üzere 3 denge fazının varlığı ortaya çıkmıştır. 120 C° de açığa çıkan uçucuların boşluk suyu (King ve diğr. 1948), 450 C° de açığa çıkan uçucuların

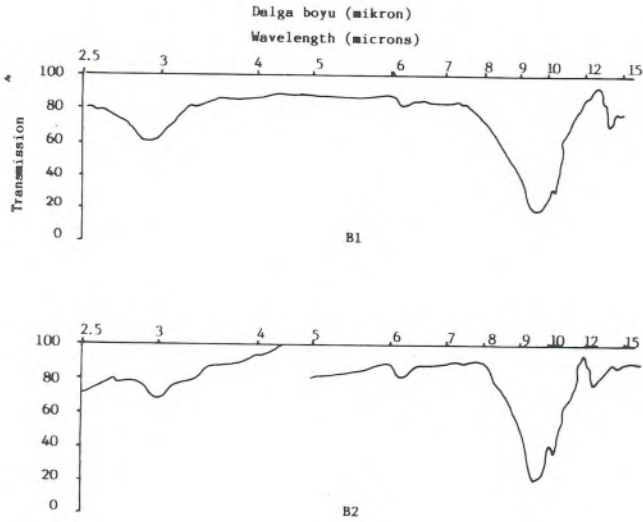


**Şekil 1.** Batı Anadolu'da perlit yataklarının dağılımı ve örnek yerleri

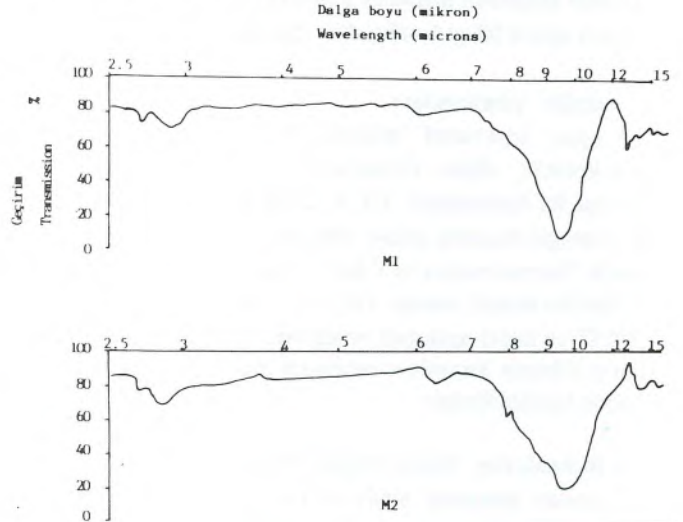
**Figure 1.** Sample locations and distribution of perlitite deposits in the west part of Anatolia



**Şekil 2.** Menderes-Izmir perlitlerine ait infrared diyagramları  
**Figure 2.** Infrared curves for perlite samples of Menderes-Izmir



**Şekil 3.** Demirciköy-Manisa perlitlerine ait infrared diyagramları  
**Figure 3.** Infrared curves for perlite samples of Demirciköy-Manisa



**Şekil 4.** Kocaköy-Bergama perlitlerine ait infrared diyagramları  
**Figure 4.** Infrared curves for perlite samples of Kocaköy-Bergama

doku suyu ve 950 C°'de serbest kalan uçucuların ise kristal suyu ve diğer uçucu bileşenler olduğu (Leineweber, 1961) bilinmektedir. Kayaçlarda en az uçucu kaybı 120 C° ve 950 C°'de olmakta, en fazla kayıp ise 450 C°'de gerçekleşmektedir.

### SUYUN KİMYASAL YAPISI

Önceki araştırmacılarca dünyadaki değişik perlitlerde saptanan suyun kimyasal yapısı ve bu yapısının değişik aşamalarda oluşturduğu kimyasal bağların Batı Anadolu perlitleri içindeki durumu araştırılmıştır.

#### Analiz Yöntemleri

Perlit örnekleri içinde saptanan suyun kayaç içindeki konumunu ortaya koymak için Perkin-Elmer 577 model infrared spektrofotometre cihazı kullanılmıştır. 1 gr. toz numune içine 300 mg. KBr ilave edilerek homojen hale gelinceye kadar karıştırılarak bir fırın içinde 120 C° sıcaklıkta 4 saat bekletilmiştir. Numune pellet haline getirilerek 3-4 saat kadar desikatörde saklanmış ve hemen analize alınmıştır. İnfrared spektrofotometre 2.5-15 mikron dalga boyları arasında çalıştırılarak ölçümler otomatik olarak kaydedilmiştir.

#### Ölçümlerin değerlendirilmesi

İnfrared diyagramlarında (Şekil 2,3 ve 4) en kuvvetli absorpsiyonların 2.75, 3.0, 6.1, 8-11 ve 12.5 mikron dalga boylarında olduğu saptanmıştır. 8-11 ve 12.5 mikron civarlarında elde edilen pikler silis tetraedrilerine aittir (Keller ve diğr. 1952). 3 ve 6.1 mikron dalga



boyunda saptanan pikler hücre suyu veya düzenli su moleküllerine aittir (Nakamoto, 1970). Hücre suyundaki su molekülleri kristal kafesleri içinde, zayıf hidrojen bağları ile anyonlara veya zayıf iyonik bağlarla metallere bağlıdır veya her iki durum da olabilir. Düzenli su molekülleri ise kovalent bağ ile yine metallere bağlıdır. 2.75 mikron dalga boyundaki absorpsiyonlar ise sıkı bağlı monomerik OH gruplarına aittir (Keller ve Pickett, 1954).

### **KİMYASAL YAPININ GENLEŞMEYE ETKİSİ**

İnfrared spektrofotometre analizlerinde perlitlerdeki gevşek bağlı su moleküllerinin hidrojen bağları 3.0 ve 6.1 mikron bantlarında görülmektedir. Volkanik camın şebeke yapısındaki Si-OH şeklindeki sıkı bağlı monomerik OH grupları ise 2.75 mikron dalga boyunda tipik absorpsiyon bandı vermektedir. Batı Anadolu perlitlerinde saptanan toplam %5 oranında suyun, boşluk suyu dışındaki %3-3.5 kadar kısmı gevşek bağlı su molekülleri olup 450 C°'de kolaylıkla serbest kalır. Kalan %0.2-0.8 kadar su sıkı bağlı olup 700 C°-950 C° arasında serbest kalır ve buna **Effektif Su** denir. Perlitlerin genleşmesinde etkili olan su da efektif sudur.

### **SONUÇLAR**

Batı Anadolu perlitlerinin efektif su oranları çok küçük olup endüstriyel anlamda optimal genleştirme koşullarında genleştirilebilirler. Bu perlitlerin genleştirilmesi için gerekli maksimum sıcaklık ise 950 C° olarak belirtilebilir.

### **KATKI BELİRTME**

Yazar, kimyasal, termogravimetrik ve infrared analizlerinin gerçekleştirilmesine olanak sağlayan Gent (Belçika) Devlet Üniversitesi Jeoloji Bölümü öğretim üyesi Prof. Dr. W. Bruck'e teşekkür eder. Yazar ayrıca termogravimetrik ve infrared analizlerini titizlikle yapan Jeoloji Bölümü kimya laboratuvarı teknisyeni Nicole Selen'e teşekkürü borç bilir.

### **DEĞİNİLEN BELGELER**

- Kadey, F. L. 1963, Petrographic techniques in perlite evaluation: Trans. Aime, v. 226, Min. Eng. No. 3, pp. 332-336.
- Keller, W. D., Pickett, E. E. 1954, Hydroxyl and water from Superior, Arizona: Am. Jour. Sci. v. 252, pp. 87-98.
- Keller, W. D., Spotts, J. H., Biggs, D. L. 1952, Infrared spectra of some rock forming minerals: Am. Jour. Sci. v. 250, pp. 453-471.
- King, G. E., Todd, S. S., Kelley, K. K. 1948, Perlite, thermal data and energy required for expansion: U. S. Bur. Mines. Rept. Inv No. 4394, pp. 1-15.
- Leineweber, J. P. 1961, The drying of perlite: Johns Manville Research Dept. Rept. No. 412-7749, 25 p.
- Nakamoto, K. 1970, Infrared spectra of inorganic and coordinate compounds: 2nd. Ed. Wiley Interscience, New York, 338 p.
- Özgenç, İ. 1978, İzmir bölgesi perlit yataklarının jeolojisi ve petrolojisi, perlitlerin fiziksel, kimyasal ve genleşme özellikleri: E. Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Doktora Tezi (Yayınlanmamış), 190 s, İzmir.
- Weber, R. H. 1955, Processing perlite, the technologic problems: Min. Eng. Feb. 1955, pp. 174-176.

## DERME KARST KAYNAĞI VE GELİŞTİRİLMESİ Derme karst spring and development

Ayten ÖNAL İnönü Üniv. Müh. Fak. Maden Müh. Böl., MALATYA

**ÖZ:** Derme kaynağı ortalama 2.6 m<sup>3</sup>/sn'lik debisi ile Malatya il sınırları içindeki en önemli karstik boşalımdır. Kaynak civarında ve beslenme alanında Permo-karbonifer yaşlı Malatya metamorfileri, Kretase yaşlı Gündüzbey grubu, Eosen yaşlı Yeşilyurt grubu ve güneyde Maden Karmaşığı, Miyosen yaşlı Kilayik grubu kayaları yüzeylenmektedir.

Malatya Metamorfilerine ait kireçtaşları bu alandaki en önemli akiferlerdir. Derme kaynağı Malatya metamorfilerinin alt kireçtaşından 1235 m. kotundan boşalır. Örtü birimlerine ait taban çakıltası ve resifal kireçtaşı düzeyleri kalınlık ve yayılımları oranında su içerirler.

Bu inceleme ile akifer kireçtaşının sahasal yayılımı, komşu yeraltısuyu havzaları ile ilişkisi, yıllık beslenme miktarı ve akiferin boşalım katsayısı tespit edilmiştir. Bu araştırmanın sonuçlarına dayanarak, Derme kaynağının geliştirilmesi çalışmalarına DSİ tarafından başlanmıştır.

**ABSTRACT:** Derme spring that has an average discharge of 2.6 m<sup>3</sup>/sc is the most important karstic discharge in Malatya. Exposed geological units around the spring and its recharge basin; Permo-carboniferous Malatya metamorphites, Cretaceous Gündüzbey group, Eocene Yeşilyurt group and at the south Eocene Maden complex, Miocene Kilayik group.

In this area, limestones of Malatya metamorphites are the most important aquifers. Derme spring discharges through the lower limestone of Malatya metamorphites at 1235 m level. Horizons of basal conglomerate and reef limestone of overburden units bear water of which amounts vary with the thickness and distribution of the units.

In this research, distribution of aquifer limestone, its relationship with adjoining groundwater basin, amount of annual recharge and coefficient of aquifer recession are determined. State Hydraulic Works (DSİ) has started to operations based on the results of this research for development of Derme spring.

**GİRİŞ:** Yurdumuzdaki karstik boşalımların çoğu kendi doğal akışı ile kullanılmaktadır. Yani kaptaj, galeri vs. ile sadece doğal boşalım denetlenmektedir. Oysa önemli boşalımları olan karst kaynaklarını yeraltısuyu akiferinin bir mostrası olarak ele alıp geliştirmek daha ideal çözüm olacaktır. Böylece; kurak dönemlerdeki aşırı su isteği, yağışlı dönemlerdeki gereksiz boşalmalar denetlenerek karşılanabilecektir.

Bu inceleme ile Derme kaynağını boşaltan akifer kireçtaşının Hidrojeolojik özellikleri tespit edilmiş ve kaynağın geliştirilebilme olanakları araştırılmıştır. Malatya'nın 12 km. kadar güneyinde Yeşilyurt ilçesi Gündüzbey mevkiinde Derme çayı vadisi sol yamacından boşalan kaynak Toros karst kuşağının doğu ucunda yer alır. Kaynağın geliştirilmesi amacıyla bugüne kadar hidrojeolojik amaçlı çalışma yapılmamıştır. İnceleme alanı yakın dolayında genel jeoloji ve mühendislik jeolojisi amaçlı çalışmalar yapılmıştır.

Birand (1938) yörede yaptığı incelemeler sonucunda bu kaynak grubunun karst kaynağı olduğunu belirterek derme kaynağı için "yeraltı deresi" deyimini kullanmıştır.

Perinçek (1978) Çelikhan-Koçali-Sincik (Adıyaman) yöresinin petrol olanaklarını incelediği doktora çalışmasında inceleme alanımızda geniş yayılımı olan Permo-

karbonifer yaşlı şist ve kireçtaşı birimlerini ilk defa Malatya Metamorfileri olarak adlandırarak evrimini modellemiştir.

Gülenbay (1984) inceleme alanı güneyindeki Çat barajının Karst Hidrojeolojik etüdünü yapmıştır.

Gözübol-Önal (1986) tarafından yapılan "Çat barajı Beyler isale tüneli Mühendislik Jeolojisi incelemesi" adlı TBAG projesi çalışma alanı yakınındaki tek detaylı incelemedir. Araştırmacılar Malatya Metamorfileri adlamasını koruyarak istifte dört formasyon ayırtlamışlardır.

Derme kaynağının geliştirme projesi DSİ IX Bölge, 92. Şube Müdürlüğü tarafından önerilmiş ve 1989 yılında programa alınmıştır. Tarafımızdan yapılan incelemelerin sonuçları bu makalede açıklanmış olup DSİ tarafından geliştirme çalışmalarına başlanmıştır.

### GENEL JEOLJİ

İnceleme alanı Güneydoğu Anadolu kenar kıvrımları ile Toros orojenik kuşağının bir araya geldiği kesimde yer almaktadır. Araştırma sahasında stratigrafik istifin tabanını Permo-karbonifer yaşlı allokton kütle konumundaki Malatya Metamorfileri oluşturur. Metamorfileri üstleyen ve parallokton olduğu belirtilen (Gözübol-Önal,

1986) Üst kretase yaşlı fliş istifi ve bunları açılı uyumsuzlukla örten Tersiyer yaşlı çökeller ana birimleri oluşturmaktadır. (Şekil 1).

### 1. Malatya Metamorfileri

Çeşitli şist, kristalize kireçtaşı, fillat-kalkışist ve dolomit oluşmuş istifin tabanını kuvars damarlı ve sedimenter demir ara seviyeli şistler oluşturur. İstifte 4 farklı litolojii ayırt edilmiştir. Tabanda yer alan şistler sarı, boz, yüzeyde bozlaşmış, iyi yapraklanmalı ve fosilsiz olup kaynak GB'sında ve Beydağı eteklerinde geniş yayımlıdır. Birimin tabanı kaynak civarında ve inceleme alanında görülmez. Ancak inceleme alanının oldukça güneyinde Çat barajı (Adıyaman) rezervuarında Eosen yaşlı Maden karmaşığı üzerinde tektonik ilişkide görünmektedir (Şekil 2). Şistler üzerine koyu gri, oldukça sert kalsit damarlı kristalize kireçtaşı gelmektedir. İncelenen alanın B ve özellikle G'inde oldukça geniş yayımlı olup derme kaynağı bu kireçtaşı biriminden boşalmaktadır. Oldukça kırıklı, çatlaklı ve bol eklemli olan birimde eklem boyunca yer yer erime boşlukları gelişmiştir. Kazısı devam eden Beyler tüneline özellikle fay zonlarında büyük boşluklar (genişliği 10-15 m) geçilmiştir. Birimin alt dokanağı şistlerle uyumlu olmakla beraber yer yer tektonik ilişki de gözlenmektedir. Kalınlığı 200-1000 m. arasında değişmekte olup tektonik dokanaklı kesimler kısmi kalınlık sunar. Üstüne uyumlu olarak kalkışist, fillat ve grafitşist ardalanması gelmektedir. Fillat düzeyleri sarı-yeşilimsi, boz, kahverenkli, ince-orta katmanlı yer yer laminalı, kıvrımlı ve kırıklandır. Kalkışist ise; grimsi boz, sert, ince-orta katmanlı kırıklıdır. Grafitşist düzeyleri koyu gri, siyahımsı, çok kıvrımcıklı ve yapraklanmalıdır. Fillatlı seviyelerde tespit edilen bitki fosillerinden birimin Permo-karbonifer aralığında olduğu (Gözübol-Önal, 1986) tespit edilmiştir. İstifin kalınlığı arazi gözlemlerine göre 600-800 m. arasında olup Beydağı etekleri ve inceleme alanı B'sında İnek pınarı civarında geniş yayımlıdır. Metamorfik istifin üst seviyeleri yine kireçtaşı ile temsil olunur. Tabandaki kristalize kireçtaşı oldukça farklı olan birimin taban seviyeleri koyu gri, bitümlü, üst seviyeleri ise açık gri, beyazımsı, dolomitik özelliktedir. Derme kaynağı G'yi ve GB'sındaki yüksek kotlarda yaygın mostraları bulunmaktadır. Yer yer erimenin denetiminde gelişmiş karst topografyası dikkati çeker. Birimde tespit edilen fosillerden Permo-karbonifer yaş aralığı verilmiştir.

Malatya Metamorfilerinin litolojik özellikleri incelendiğinde bunların alttan üste doğru önce derin denizel sonra şelf ve daha sonra sığ denizel ortamda çökeldiği düşünülmektedir.

### 2. Örtü Birimleri

Üst Kretase yaşlı Gündüzbey grubu kayaları olarak bilinen fliş istifi ile Tersiyer yaşlı Yeşilyurt grubu, Kilayık grubu kayaları ve genç Kuvaterner oluşuklar inceleme alanı ve civarındaki örtü birimlerini oluşturmaktadır.

Gündüzbey grubu kayaları: Malatya Metamorfileri sırasında taşınarak bölgeye yerleştiği öne sürülen bu yarı-alkon çökel kayaları yanal ve düşey geçişli heterojen bir istif sunar. Formasyon ayırıcı yapılmadan incelenmiş olan bu istif altta taban çakıltısı, kumtaşı ve yersel çamurtaşı ile başlayıp, üste doğru resifal kireçtaşı, çakıltısı, kumtaşı şeyl arakatmanları ihtiva eden pelajik kireçtaşı ile son bulur. Derme kaynağı civarında tüm istif görmek mümkün olmayıp daha çok kumtaşı şeyl arakatmanları ihtiva eden pelajik kireçtaşı seviyeleri bulunmaktadır. İnceleme alanı batısındaki İnek pınarı civarında ise altta taban çakıltısı, üste doğru yanal ve düşey olarak resifal kireçtaşı ve en üstte kumtaşı-şeyl arakatlı pelajik kireçtaşı olarak bütün istif görmek mümkündür. Resifal kireçtaşı birimi yanal olarak süreksiz olup, 10-100 m. arasında kısmi kalınlık sunar. İstifin üst seviyelerinde bulunan pelajik kireçtaşının şeyl

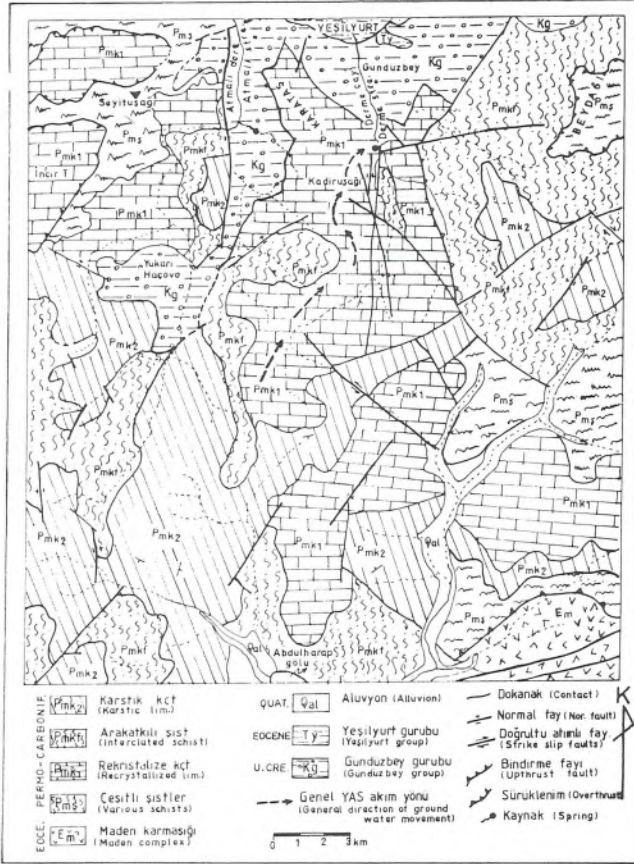
SİSTEM (System)	STRATİGRAFİK SERİ (Stratigraphic Series)	TERSEYER (Tertiary)	KRETASE (Cretaceous)	PERMO-KARBONIFER (Permian-Carboniferous)	DOSEN (Dosen)	TERSEYER (Tertiary)	LİTOLOJİK KESİTİ (Lithological Section)	ACIKLAMALAR (Explanations)	HİDROJEOLOJİK ÖZELİKLERİ (Hydrogeological Features)
								Çakıl, Kum, Kil (Pebble, Sand, Clay)	Önemli (Unimportant)
								Çakıltı (Conglomerate) Marn (Marlstone) Kumtaşı (Sandstone) Çakıltı (Conglomerate)	Yarı geçirimli Yersel Akifer (Semi-permeable) (Local Aquifer)
								Kireçtaşı (Limestone) Marn (Marlstone) Kumtaşı (Sandstone) Şeyl (Shale) Taban çakıltısı (Basal conglomerate) Pelajik kireçtaşı (Pelagic limestone) Kumtaşı (Sandstone)	Akifer (Aquifer)
								Resifal kireçtaşı (Racial limestone) Taban çakıltısı (Basal conglomerate)	Akifer (Aquifer)
								Karstik kireçtaşı (Karstic limestone)	Geçirimli Akifer (Permeable, Aquifer)
								Kalkışist, fillat arakatlı şist (Calcschist, fillate intercalated schist)	Yarı geçirimli Yersel akifer (Semi-permeable) (Local aquifer)
								Rekristalize kireçtaşı (Recrystallized limestone)	Geçirimli Önemli Akifer (Permeable) (Important aquifer)
								Çeşitli şistler (Various schists)	Geçirimsiz Engal kaya (Impermeable rock)
								Tektonik (Tectonic)	
								Split, kireçtaşı, çamurtaşı, aglomera (Split, limestone, mudstone, agglomerate)	Geçirimsiz (Impermeable rock)

Şekil 1: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik istifi

Figure 1: Generalized stratigraphic sequence of the investigated area

düzeyleri ise bol iz fosillidir. Dizer ve Meriç, (1985: Gözübol-Önal 1986'dan) tarafından tayin edilen fosillerden üst Maestrichtiyen yaşında olduğu belirlenmiştir. İstifin toplam kalınlığının arazi gözlemlerine göre yaklaşık 600-700 m. arasında olduğu düşünülmektedir. Tabanda yer alan çakıltaşı Malatya Metamorfitlerinden türemiş ve Ü. kretase transgresyonunun başlangıcında çökelmiştir. Çakıllarda görülen uzun eksen yönlendirmeleri bunların akıntı ile durulduğuna işaret etmektedir. Resifal kireçtaşı kesimleri yüksek enerjili ortamda, taban çakıltaşı üzerinde oluşmuş bir kıyı resifi tipindedir (Gözübol-Önal, 1986). Transgresyon ile derinleşen denizin sakin ve oldukça derin ortamında pelajik kireçtaşı çökelmiştir. Kumtaşı ve çakıltaşı düzeylerinin ise türbiditik akıntularla oluştuğu düşünülmektedir.

Yeşilyurt grubu kayaçları: İnceleme alanının daha çok K'inde yaygın mostraları bulunan Eosen yaşlı birimler ilk olarak Gözübol-Önal (1986) tarafından Yeşilyurt grubu kayaçları olarak adlandırılmıştır. Yer yer Malatya Meta-



Şekil 2: İnceleme alanının genel jeoloji haritası ve akifer kireçtaşının yayılımı (Gözübol ve Önal 1986'dan yorumlanmıştır).

Figure 2: General geological map of investigated area and distribution of the aquifer limestone (Interpreted from Gözübol and Önal, 1986)

morfitlerini, yer yer de Gündüzbey grubu kayaçlarını açılı uyumsuzlukla örten bu heterojen istif genelde fliş özelliğindedir. Altta kırmızı, kahverenkli, masif katmanlı ve yaşlı birimlerden türeme polijenik çakıltaşı ile başlar Üstüne klavuz düzey niteliğinde bol fosilli resifal kireçtaşı ve kumtaşı-şeyl ardalanması ve marn gelmektedir. Şeyl; açık yeşil, yeşilimsi, boz, laminalı. Kumtaşı ise sarımsı, kahverenkli, orta-kalın katmanlı ve iyi pekleşmiştir. Katman tabanlarında oygu-dolgu yapısı görülmektedir. Üstündeki marn düzeyinden dereceli olarak kireçtaşına geçilir. Açık gri, grimsi, boz, sert, oldukça sert, yüzeyde bol kırıklı ve yer yer karstik erimeli olan birim Yeşilyurt Gedik mevkiindeki kireç ocaklarının hammaddesini oluşturur. İstifin yaklaşık 500-750 m kalınlıkta olduğu düşünülmektedir. Yeşilyurt grubu kayaçlarının tabanını oluşturan çakıltaşı Orta Eosen Transgresyonunun başlangıcında, resifal kireçtaşı kıyı yakını ortamda, kumtaşı-şeyl ardalanması ise Lütésiyen denizinin sığ kesiminden derinlere doğru gelişen türbiditik akıntuların ürünleri olmalıdır. Deniz yersel transgresyonla derinleştiği sakin ve oldukça derin kesimlerinde marn çökelmiştir. Üstte yer alan karstik özellikli kireçtaşı birimi yine Lütésiyen denizinin tektonik bakımdan duraylı sığ kesimlerinde çökelmiş olmalıdır.

Kilayik grubu kayaçları: Genellikle fazla tutturulmamış kum, çakıl, kil ve marn'dan oluşan Miyo-Pliyosen yaşlı genç çökellerdir. İnceleme alanı K'indeki düzlükleri oluşturur. Çoğun örtülü olduğundan kesin dokanak sınırını izlemek zor olmaktadır. Eosen kireçtaşı üzerine açılı uyumsuzlukla çökelen istif tabanda çakıltaşı ile başlayıp yer yer az tutturulmuş kumtaşı ve marn ile temsil olunur. Arazi gözlemleri ve enine kesitlerden istifin 150-200 m. kalınlıkta olduğu tahmin edilmektedir. İstif Eosen transgresyonu sonunda Neojen'de oluşan gösel ortamda çökelmiş olmalıdır.

İnceleme alanındaki tüm birimler dere yataklarında genelde çakıllı, kumlu ve az killi alüvyon ile örtülmüştür. Ayrıca Derme çayı vadisi boyunca Derme kaynağı manşabında traverten oluşumları da gözlenmiştir. Bu oluşumlar kaynak sularının bünyesindeki karbonatın çökmesi ile oluşmuş süngerimsi yapıdadır.

## YAPISAL JEOLJİ VE JEOMORFOLOJİ

İnceleme alanı Toros orojenik kuşağı ile kenar kıvrımları kuşağı arasında yer almaktadır. Toros orojenik kuşağının birimleri çalışma alanının daha G kesimini oluşturmakta ve kenar kıvrımları kuşağının birimleri üzerine sürüklenmiş bulunmaktadır.

İnceleme alanının G'inden geçen Doğu Anadolu fayı

tektonik rejimin değişmesinde etkili olmuştur. Malatya Metamorfitletindeki bindirme fayları genellikle KD-GB doğrultulu olup olasılıkla K ve KB'dan gelen yatay itilme ile gelişmiştir. Çalışma alanı K'indeki örtü birimlerinde yapı sade olup, daha çok D-B gidişli geç evrede oluşmuş düşey faylar görülmektedir. Malatya Metamorfitletine ait kireçtaşlarında faylı, ekaylı yapı gelişmiş olup şist, fillat ve kalkşistler ikincil olarak yapraklanma kazanmışlardır. Özellikle alt kireçtaşında (Pmk1) eklem takımları iyi gelişmiş olup, ölçülen eklemelerin genel doğrultusu K 30-40° D, eğimi ise 70° ile 60° arası KB'dır. Üst kireçtaşında (Pmk2) ise KD doğrultulu ve GD'ya eğimli eklem takımları tespit edilmiştir.

İnceleme alanı ve dolayındaki topografik değişimler litolojinin ve özellikle yapının denetiminde gelişmiştir. Kaya birimlerinin farklı yaşta ve litolojide olması morfolojiye yansımıştır. Dayanımlı kireçtaşı ve dayanımsız şistlerden oluşmuş Malatya Metamorfitletinde kireçtaşı-şist mostra dağılımı morfolojik gelişimi kontrol etmiştir. Küçük kireçtaşı mostraları veya kireçtaşı ekay dilimleri topoğrafik çıkıntı veya sırtları oluşturmuştur. Yaygın kireçtaşı mostraları ise yüksek topoğrafya (2000-2500 m) alanlarını oluşturmaktadır. Şistler ise genelde alçak topoğrafya alanlarını oluştururlar. Ancak beraberindeki dayanımlı kireçtaşlarının korunmasında bulunduğu kesimlerde daha yüksek alanlarda yer alırlar. Örtü birimleri yükseltileri daha az olan tepeleri (1300-1500 m) oluştururlar. Resifal kireçtaşı düzeyleri ince şerit halinde dik yamaçları meydana getirirken, çakıltaşları daha az eğimli sırtları, fliş ise hemen hemen yatay bir topoğrafya'yı oluşturur. Malatya ovası kenarındaki ilk yükseltiler Eosen kireçtaşlarıdır. Yapısal düzlemler, faylar ve kırıklar topoğrafik gediklerin, çentiklerin, vadilerin gelişimine neden olmuştur. Vadilerin genellikle bölgesel fay ve kırık yönelimine uyumlu geliştiği görülmektedir. Birçoğu da doğrudan doğruya bir fayın ve sürüklenim çizgisinin etkisinde (Meryemdere, Şekil 3) gelişmiştir. Vadiler arasındaki dik açı ilişkileri ve vadi girişlerindeki ani dönüşler büyük ölçüde yapısal hatlara veya litoloji değişimine bağlı olarak gelişmiştir. Kireçtaşlarındaki karstik erimelerin ezik zonlar, fay zonlarında, eklem ve kırık yöneliminde etkinlik kazandığı görülmektedir.

## HİDROLOJİ

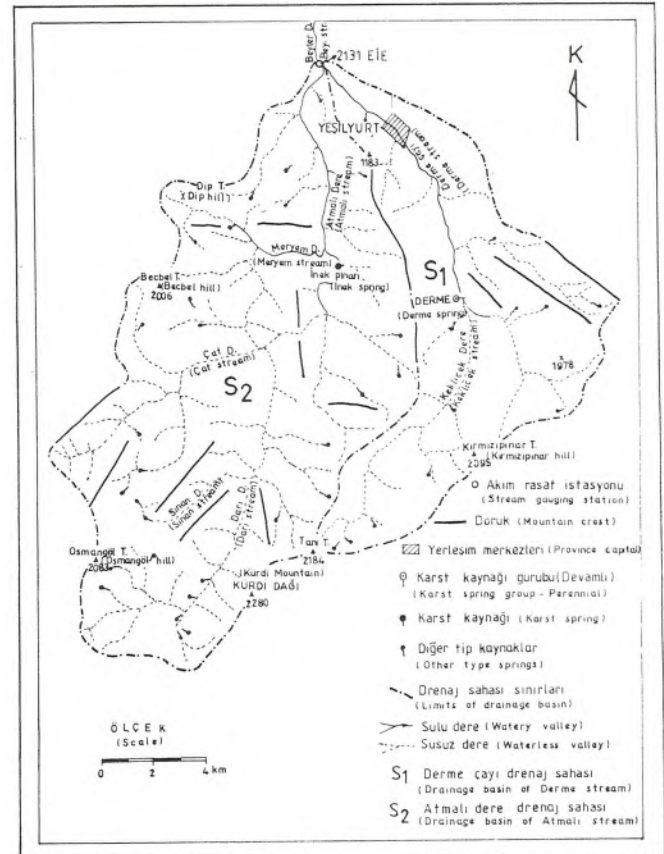
### Yeraltısuyu Taşıyan Formasyonlar (Yayılm ve kalınlıkları):

İnceleme alanında yeraltısuyu potansiyeline sahip formasyonların başında Malatya Metamorfitletleri gelmektedir. Metamorfitletler içinde ayrıntılanan alt kireçtaşı (Pmk1) ve üst

kireçtaşı (Pmk2) bölgede yeraltısuyu depolayan ve ileten en önemli birimlerdir. 1/150.000 ölçekte derlenen Genel Jeoloji haritasında (Şekil 2) görüldüğü gibi özellikle alt kireçtaşı birimi çalışma alanının G ve B'sında geniş yayılım alanlarına sahiptir. Yaklaşık 200-1000 m. arasında kalınlığa sahip birim bu alandaki en önemli akiferdir. Derme kaynağı (ort. 2.6 m<sup>3</sup>/sn) bu akifer kireçtaşının suyunu boşaltır. Metamorfik istifin en üst kesimlerini oluşturan üst kireçtaşı akiferi (Pmk2) oldukça karstik ve su potansiyeli zengindir. Fakat çalışma alanında yayılımı fazla olmayıp güneyde geniş yayılım alanı vardır. İnceleme alanında bu birimden önemli kaynak boşalımı görülmez.

Örtü birimlerinin taban çakıltaşı ve resifal kireçtaşı düzeyleri kalınlık ve yayılımları oranında su taşırlar. Ü. Kretase yaşlı Gündüzbey grubu kayaçlarının (Kg) taban çakıltaşının yayılımı inceleme alanının B'sı ve G'inde genişdir. Bu birimden boşalan İnekpınarı (0-1900 lt/s) yüksek debili tek kaynaktır.

**İklim Verileri:** İnceleme alanına en yakın meteoroloji istasyonları K'de Malatya ve Yeşilyurt, güneyde ise



**Şekil 3:** Derme çayı ve Atmalı dere drenaj alanı haritası

**Figure 3:** Drainage area map of Derme and Atmalı streams.

Çelikhan istasyonlarıdır. Malatya merkez istasyonunda kotu 835 m. yıllık ort. yağış 385 mm, Yeşilyurt (Zeydanlı) istasyonu kotu 1400 m yıllık ort. yağış 505 mm, Çelikhan istasyonu kotu 1400 m, yıllık ort. yağış 834 mm (40 yıllık tahsisli ortalama)'dir. Yıllık ortalama yağışın yaklaşık %74'ü Ekim-Mart arasındaki altı aylık dönemde düşer. Malatya'da aylık ort. yağışın max. olduğu ay 57.41 mm ile Nisan (top. yağışın %14.91'i), min. olduğu ay 1.80 mm (%0.46) Temmuz ayıdır (1930-1980 yılları ortalaması). Yeşilyurt'ta aylık ort. yağışın max. olduğu ay 74.6 mm ile Mart (%14.77), min. olduğu ay 2.7 mm ile (%0.53) Ağustos'tur. Çelikhan'da ise aylık ort. yağışın max. olduğu ay 223.8 mm ile (%26.83) Ocak, min. olduğu ay 0.5 mm ile (% 0.05) Ağustos ayıdır. Malatya merkez meteoroloji istasyonu verilerine göre 50 yıllık ortalama sıcaklık 13.34°C olup, Temmuz 26.8°C ile en sıcak, Şubat 0.8°C ile en soğuk aydır. Meteoroloji istasyonlarından elde edilen değerlerden; inceleme alanı ve dolayında yazları sıcak ve kurak, kışları ise soğuk ve yağışlı iklim görülmektedir.

Çevre meteoroloji istasyonlarının kotları ile yağış miktarları arasında yapılan korelasyonla  $P=a+0.26h$  bağıntısı elde edilmiştir. Derme çayı drenaj alanını belirleyen Tanı tepenin kotu 2184 m. alındığında (Şekil 3) bu alanlara düşen ortalama yağış  $P= 140+0,26*2184$ 'den  $P=707.84$  mm olarak hesaplanmıştır. Ovaya düşen ort. 395 mm yağışa nazaran Derme kaynağı beslenme alanına düşen ort. yağışın oldukça fazla (yaklaşık 700 mm) olduğu görülmektedir. Ortalama yıllık yağış değişimleri ile ortalama yıllık yağıştan eklenik sapma eğrisine baktığımızda da genel olarak 1970-1978 kurak, 1978-1984 yağışlı, 1984-1987 periyodunda ise kurak devrenin hakim olduğu belirlenmektedir.

**Akarsular:** İnceleme alanında devamlı akan başlıca yüzeysuyu GD-KB yönünde akan Derme çayı ve yaklaşık G-K yönünde akan Atmalı deresidir. Bu iki dere birleşerek Beyler deresi ve daha sonra Şahnahan deresi adı altında K'de Tohma çayına katılır. İnceleme alanını içine alan Beyler deresi yağış alanı D'da Beydağları (2545 m), B'da Becbel tepe (2006 m) ve Osmangöl tepe (2083 m), G'de Kürdi dağı (2280 m), Tanı tepe (2184 m), Kırmızıpınar tepe (2095 m) ve K'de Tohma çayı ile sınırlıdır. Atmalı dere ve Derme çayının birleştiği kesimin mansabında EİE (2131) tarafından işletilen Kilayik rasat istasyonuna kadar Beyler deresi yağış alanı 277.6 km<sup>2</sup>'dir (1/25.000'lik topoğrafya haritasından planimetre ile ölçülmüştür). Bunun 102.5 km<sup>2</sup>'si Derme çayı drenaj alanı, 175.1 km<sup>2</sup>'si ise Atmalı dere drenaj alanıdır. Derme çayı drenaj alanında ortalama drenaj yoğunluğu 1.46 (toplam dere uzunluğu/toplam alan), ortalama drenaj dokusu 1.44 (toplam dere sayısı/toplam alan) ve Atmalı dere drenaj alanında ise ortalama drenaj yoğunluğu 1.73, ortalama drenaj dokusu 1.69

olarak hesaplanmıştır. Akarsu boylarının ölçümü yine 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritasından küvimetre ile yapılmıştır.

**Kaynaklar:** İnceleme alanı ve dolayında birçok kaynak boşalımı gözlenmiştir. Bu kaynakları beslenme alanları ve boşaldıkları birimlere göre iki gruba ayırabiliriz. Birinci grup kaynaklar inceleme alanı K'indeki örtü birimlerinden boşalan kaynaklar, ikinci grup kaynaklar ise Malatya Metamorfitlerine ait kireçtaşlarından boşalan kaynaklardır. Örtü birimlerinden boşalan kaynakların başlıcaları D'da Horata ve B'da İnekpınarıdır. Yine daha genç örtülerden boşalan 50-100 lt/s debili kaynaklar da vardır. İkinci grup kaynaklar ise bu araştırmanın konusunu oluşturan Derme kaynağı, aynı akiferin K'deki son uzantısından boşalan Elemendik kaynağı ve inceleme alanının oldukça B'sında kalan Sürgü-Takas kaynaklarıdır.

Bu kaynaklara bakacak olursak;

Kaynak ismi	Kot (m)	Ort. Boş-alım(lt/s)	Boşaldığı formasyon
İnekpınarı...	1125.....	0-1900	Ü.Kretase taban çakıltaşı
Horata.....	1150....	110-850	Ü.Kretase kumtaşı, kireçtaşı
Elemendik...	940.....	14-600	Permo-Karb. alt kireçtaşı
Derme.....	1235...	2000-3000	Permo-Karb. alt kireçtaşı

**Sondaj Kuyuları ve Sığ Kuyular:** Derme çayı drenaj alanında YAS araştırma, işletme veya içme suyu temini amacıyla bugüne kadar sondaj kuyusu açılmamıştır. Sadece Çat barajı Beyler isale tüneli güzergahında açılmış temel araştırma sondajları vardır. Derme kaynağına yakın tünel çıkışında açılan temel sondajlarında 1383 m. kotuna kadar inilmiş ancak YASS'ne girilememiştir. (Derme kaynağı boşaltım kotu 1235 m). Örtü birimlerinde ise sadece sulama amacıyla açılmış keson kuyular vardır.

## KARST HİDROJEOLOJİSİ

**Derme Kaynağı:** Malatya'nın 12 km kadar güneyinde Yeşilyurt ilçesi Gündüzbey kasabasında Derme çayı vadisi sol yamacından boşalmaktadır. Ortalama 2.6 m<sup>3</sup>/s debi ile Malatya il sınırları içindeki en önemli karst kaynağıdır. Permokarbonifer yaşlı bol kırıklı eklemli kireçtaşı (Pmk1) ile onun altında bulunan aynı yaştaki geçirimsiz şistlerin (Pmş) faylı dokanağından 1235 m. kotundan boşalır. Kaynaklar grubu şeklidir. Kaynak, İller Bankası tarafından kaptajlanmış olup Malatya Merkez ve Battalgazi, Yeşilyurt ilçelerinin içme suyu ihtiyacını karşılamaktadır. Kaynağın işletmesi Malatya Belediyesi

Derme Kaynağı boşalım değerleri(lt/s)

Gözlem Yılları	A		Y		L		A		R		ort.lt/sn		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		11	12
1984	1955	2217	3499	3640	4035	3288	3159	2847	2551	2328	2273	2105	2823.8
1985	2005	2005	2105	-	3030	2802	2490	2161	2005	1954	1950	1950	2223.9
1986	1915	1959	2328	3098	3031	2908	2650	2328	2217	2005	2005	1955	2366.5
1987	2105	2702	2908	3288	4320	3689	3288	2847	2730	2440	2613	2668	2966.5
1988	2908	2970	-	2998	4320	3756	3159	2908	2613	2496	2496	2908	3048.3
1989	2730	2613	2802	3298	2868	2585	23005	2205	2105	2205	2500	2300	2543.0
Ort.	2269	2411	2726	3264	e3600	3171	2842	2549	2370	2238	2306	2314	2662.0

tarafından yapılmaktadır. İçme suyu şebekesinden arta kalan yaklaşık 1.5 m<sup>3</sup>/s'lik su kaynak mansabındaki Sümerbank Hidroelektrik santralından geçerek Kapuluk Regülatörü ile Gündüzbey'de Derme sulaması ana kanalına verilir. Gündüzbey Malatya arasındaki sulamada kullanıldıktan sonra Malatya Kernek HES'na gelir. Santraldan çıkan su Derme ovası sulamasına verilmektedir. Malatya ilinin artan nüfusuna paralel olarak artış gösteren içme ve kullanma suyu ihtiyacı nedeniyle önümüzdeki 2-3 yıl içerisinde inşaatı devam eden Çat barajının tamamlanması sonucu Derme kaynağının suyu tümüyle içme suyu şebekesine alınacaktır. Eski ve yeni kaptajın her ikisinde de kaptaj içinde debi ölçümü yapılamamaktadır. İçme suyu şebekesine alındıktan sonra sulama kanalına verilen su miktarı hergün kanal başlangıcındaki eşelde DSİ tarafından günde iki kez ölçüm yapılmaktadır. Bu nedenle bu araştırmada kullandığımız debi içme suyu şebekesine verilen yaklaşık 1200 lt/s'lik su kanaldaki eşel ile ölçülen suya ilave edilerek bulunmuştur.

1984-1989 yılları arasındaki boşalım değerlerine bakacak olursak; 1984-1989 yılları arasında kaynaktan boşalan max. debinin 4320 lt/s ile 1988 yılı Mayıs ayında gerçekleştiği ortaya çıkar. Bu yıllar arasındaki yağış değerleri incelenmiş ve max. yağışın yine 1988 yılında olduğu (Malatya'da 597.4 mm., Çelikhane'da 1171.9 mm) gözlenmiştir.

Derme kaynağında bugüne kadar geliştirme amaçlı Hidrojeolojik çalışma yapılmamıştır. Sadece kaptajlanarak boşalan su kanallara alınmıştır. 1989 yılında DSİ tarafından kaynağın geliştirilmesi programa alınmış ve bu araştırma sonucunda geliştirme çalışmalarına başlanmıştır.

**Kaynağın Değişkenliği:** Derme kaynağının 1984-1989 yılları arasındaki boşalım değerlerine bakacak olursak

max. boşalımın genelde Mayıs ayında olduğunu görmekteyiz. Drenaj alanına düşen yağışın ise yaklaşık %74'ü Ekim-Mart arasındaki 6 aylık dönemde olmaktadır. Buradan hareketle aylık yağış miktarlarındaki artışların kaynak boşalmasını yaklaşık 1.5-2 ay sonra etkileyerek arttırdığı tespit edilmiştir. Kurak periyotta ise kaynak debisi azalmaktadır. Ancak bu azalma fazla olmayıp yapılan korelasyonla Malatya'da hiç yağış olmadığı dönemlerde dahi aktif depodan yaklaşık 1.5 m<sup>3</sup>/s su boşalacağı tespit edilmiştir.

Kaynağın değişkenliğine bakacak olursak (Meinzer 1923'den)

$Dk=100*Q_{max}-Q_{min}/Q_{ort}$ ,  $100*4320-1915/2662$  dan

$Dk<100$  olarak bulunmuştur.

Değişkenlik katsayısı 100'den küçük olduğundan Derme kaynağının az değişken veya yarı değişken bir kaynak olduğu görülmüştür. Bu değer ile Malatya Metamorfizmlerine ait alt kireçtaşı biriminde (Pmk1) karstlaşmanın genç ve halen devam ettiğini görmekteyiz. Çünkü karstlaşmanın çok geliştiği sahalarda yağışlı periyotları izleyen dönemlerde yüksek debili, kurak periyotlarda ise debileri çok azalan hatta kuruyan, kaynak değişkenliği yüksek ( $Dk>100$ ) kaynak boşalımları gözlenmektedir. Örneğin, Gündüzbey grubu kayaçlarının (Kg) taban çakıltısından boşalan İnekpınarı çok değişken bir kaynak olup ilkbaharda 1600 lt/s'ye kadar çıkan boşalım yaz aylarında çok azalmakta hatta kurumaktadır. Zaman zaman gerçekleşen kuruma ve ardından ani boşalımların tespit edildiği İnekpınarı'nı "Dönemli boşalan bir kaynak" olarak değerlendirebiliriz.

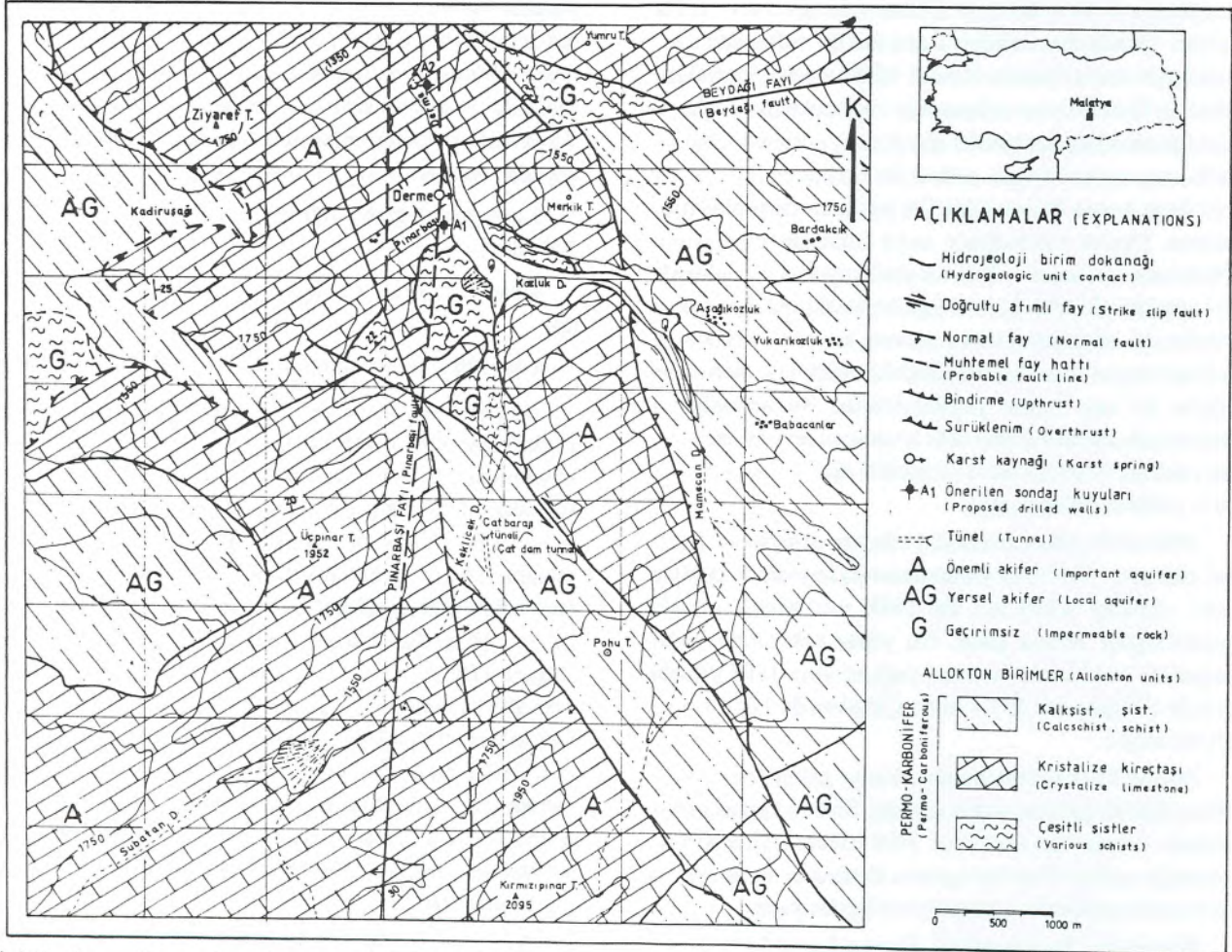
$Dk=100*1903-0/435$   $Dk=437$  gibi oldukça büyük değişkenlik katsayısı elde edilmiştir. Kurumanın ardından

gelen ani boşalım genellikle başlangıçta geniş yeraltı mecralarının hızlı drene olduğuna işaret etmektedir.

**Süzülme ve Beslenme:** Malatya Metamorfitlelerine ait alt kireçtaşı akiferinin (A) bol kırıklı, eklemli, yer yerde erime boşluklu olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4). Jeolojik evrimi içinde kireçtaşında birincil gözeneklilik azalırken ikincil gözeneklilik artmıştır. Yani kireçtaşının ilksel geçirimsizliği metamorfizmaya bağlı olarak azalırken, bölgeye yerleşimi sırasında ve daha sonraki tektonik evrimi ile oldukça kırıklı eklemli yapı kazanmıştır. Karstik erimelerin ezik zonlarda (fay ve bindirme zonları), eklem ve kırık yöneliminde etkinlik kazandığı görülmektedir. Beyler isale tüneli açılışında özellikle fay ve sürüklenme zonlarında derine doğru daralan çoğu susuz karstik boşluklar izlenmiştir. Derine doğru boşluklu yapıdan ziyade bol kırık ve eklemli yapının egemen olduğu temel sondajlarında izlenmiştir. Alt kireçtaşı akiferinin bol eklemli ve kırıklı olması nedeniyle yağıştan süzülme önemli olmaktadır. Derme çayı drenaj alanındaki drenaj yoğunluğu ve drenaj

dokusunun düşük (1.46 ve 1.44) olması da (Şekil 3) bunu desteklemektedir. Ayrıca Mayıs ayına kadar kalan yüksek kotlardaki kar örtünün yavaş erimesi ile de süzülme oranı daha da artmaktadır. Derme kaynağı beslenme alanında devamlı akarsu olmadığından yüzeysel akıştan süzülme dikkate alınmamıştır. Farklı karstik alanlarda yapılan önceki çalışmalar da dikkate alınarak (Eroskay, 1978; Günay, 1980) hesaplamalarda akifer kireçtaşındaki yağıştan süzülme %50 olarak alınmıştır. Derme kaynağını boşaltan bol kırıklı eklemli bu kireçtaşı kaynağın B'sında ve özellikle G'inde çok geniş yayımlıdır (Şekil 2). Derme çayı yüzeysel drenaj bölümü içinde kalan sahasal yayılım alanı ise yaklaşık 38 km<sup>2</sup>'dir. (1/25.000 ölçekte hazırlanan Hidrojeoloji haritasından planimetre ile ölçülmüştür). Drenaj alanında korelasyonla bulunan yıllık ort. yağış 700 mm ve süzülme oranı %50 alındığında;

**Beslenme=38.09\*10<sup>6</sup>\*0,700\*0.50=13.33\*10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>/y** su drenaj alanındaki kireçtaşından süzülerek YAS'nu beslediği düşünülmektedir.



Şekil 4: Derme karst kaynağı Hidrojeoloji haritası  
Figure 4: Hydrogeologic map of Derme karst spring



**Boşalım Katsayısı ( $\alpha$ ):** Derme kaynağının boşalım değerlerinden akım hidrogramları çizilerek baz akım değerlendirilmesi ile kaynak rezervuarının hidrolik özellikleri tahmin edilebilmiştir. Boşalım katsayılarının hesabı için kaynağın 1984-1989 yılları arasındaki boşalım miktarları önce Maillet (1905) bağıntısı ile ve daha sonra baz akım eğrileri çizilerek yıllık ortalama baz akım değerleri ve baz akımdaki değişimler hesaplanmıştır. Her iki yöntemle de yaklaşık aynı sonuçlar elde edilmiştir. Örneğin 1989 yılı için (Şekil 5).

#### Maillet bağıntısı ile

Boşalım katsayısı ( $\alpha$ ) = 0.57 yıl  
 Boşalım =  $76.24 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/yıl  
 Ortalama baz akım = 2.42 m<sup>3</sup>/s olarak

#### Baz akım alçalma eğrisi ile;

Boşalım =  $75.11 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/yıl  
 Ortalama baz akım = 2.38 m<sup>3</sup>/yıl

Maillet (1905) bağıntısı ile edilen diğer yıllara ait değerlere baktığımızda aşırı farklılıkların olmadığını görürüz.

Gözlem Yılları	Boşalım Katsayısı ( $\alpha$ ) $10^{-3}/\text{gün}^{-1}$ /yıl
1984	1.78 0.65
1985	1.49 0.54
1986	1.33 0.48
1987	1.65 0.60
1988	1.75 0.64
1989	1.58 0.57 (örn.Şek.5)
<b>Ortalama</b>	<b><math>1.59 \cdot 10^{-3} / \text{gün}^{-1}</math> 0.58/yıl</b>

Bu değerler incelendiğinde karstik akiferin iletkenliği (T), depolama katsayısı (S) ve geometrisinin fonksiyonu olan boşalım katsayısının ( $\alpha$ ) 1984-1989 periyodunda yılda 0.48 ile 0.65 arasında değiştiği görülmektedir. Yani ortalama boşalım katsayısı ( $\alpha$ )= $1.59 \cdot 10^{-3}/\text{gün}^{-1}$  ya da 0.58/yıl'dır. Bu değer bize inceleme alanında karstlaşmanın orta derecede olduğunu yani genç ve halen devam ettiğini belirtmektedir. Ayrıca boşalım katsayısının  $10^{-3}/\text{gün}^{-1}$  dolayında olması yeraltısuyunun eklemler ve çatlaklar boyunca hareket ettiği bir ortamın varlığını açıklamaktadır. Karstlaşmış som kireçtaşı akiferlerinde ise genelde ( $\alpha$ )=  $10^{-2}$  ile  $10^{-1} / \text{gün}^{-1}$  arasında değişir.

**Depolanan Su Hacmi:** Kaynağın boşalım değerlerinden çizilen akım hidrogramı ve baz akım eğrilerinden akiferde depolanan su hacmi hesaplanmış ve her iki yöntemde de sonuçların birbirine çok yakın olduğu görülmüştür.

Yıllar	Akım hidrogramlarından		Baz Akım alçalma eğrilerinden		
	Ort. Baz Akım	Baz Akım	Ort. Baz Akım	Baz Akım	
	$10^6 \text{m}^3/\text{y}$	$\text{m}^3/\text{s}$	$10^6 \text{m}^3/\text{y}$	$\text{m}^3/\text{s}$	
1984	84.63	2.68	0.34	82.88	2.63
1985	69.58	2.20	0.23a	77.34	2.13
1986	70.82	2.24	0.21	68.63	2.17
1987	88.82	2.81	0.25	86.76	2.75
1988	89.3e2	2.83	0.23	88.06	2.79
1989	76.24	2.42	0.24	75.11	2.38
Ort.	79.90	2.53	0.25	78.13	2.47

Her iki yöntemle elde edilen değerler incelendiğinde; 1984-1989 yılları arasındaki periyotta bir yılda depolanan su hacminin  $67.34 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> ile  $89.32 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> arasında değiştiği görülmektedir. Yani bu yıllar arasında baz akımdaki değişim 0.21 ile 0.34 arasındadır.

Baz akımdaki yıllık değişim 0.20'den ve boşalım katsayısı ( $\alpha$ ) da 0.45/yıl'dan büyük olması akiferde karstlaşmanın genç ve halen devam etmekte olduğunu düşündürmektedir. Akiferde yılda ortalama  $79 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> su depolanmaktadır. Derme kaynağının boşalım katsayısının küçük ( $\alpha = 10^{-3} \text{gün}^{-1}$ ), kaynak debi değişkenliğinin az olması akiferin iletkenliğinin küçük, depolama hacminin ise büyük olduğunu göstermektedir.

#### Karstik Sistemde Yeraltısuyu Dolaşımı ve Bilançosu

**Yeraltısuyu Dolaşımı:** İnceleme alanında karstik özelliğe sahip en önemli birimler Malatya Metamorfitlelerine ait kireçtaşlarıdır (Şekil 3). Bu kireçtaşları Derme kaynağının G ve B'sında çok geniş yayımlıdır. Derme kaynağı yüzeysel drenaj alanı içinde kalan sahasal yayılımı yaklaşık 38 km<sup>2</sup>'dir. Bu kireçtaşları üzerine gelen yağış kireçtaşı rezervuarı içinde bağlantılı kırık sisteminde kendilerinin açtığı karstik yollardan geçerek K'ye Derme kaynağına doğru hareket etmektedir. (YAS hareket yönünün K'ye olduğu Çat barajı rezervuarında açılan sondaj kuyuları ile de tespit edilmiştir). Yağıştan süzülen su geniş ve kırıkları bağlantılı kireçtaşı deposu içinde yayılım olanağı bulmaktadır. Bu nedenle su tablasındaki yük değişimi fazla değildir. Karst depodaki porozite tipinin çatlak porozitesini temsil ettiği nedeni ile permeabilite düşük ve iletme hızı da yavaştır. Gözlem yıllarına ait boşalım katsayılarının  $10^{-3}$  boyutunda hesaplanması da bu yorumu desteklemektedir. Aynı kireçtaşlarından çalışma alanı dışındaki K'de Elementik ve B'da Takas kaynakları ile boşalım olmaktadır. Bu kaynaklar birbirleri ile hidrojeolojik ve kimyasal özellikler bakımından benzer sistem içinde bulunmaktadır.

**Yeraltısuyu Bilançosu:** Araştırma sahasında devamlı akan yüzeysuyu bulunmadığı için YAS rezervuarının beslenimi yağışlarla (yağmur ve kar) olmaktadır. Kireçtaşlarında drenaj yoğunluğu ve dokusunun düşük olması da sellenmenin azlığını göstermektedir. Yağış miktarı (700 mm) süzülme oranı (%50) ve drenaj alanındaki akifer kireçtaşının (A) sahasal yayılımı dikkate alınarak yapılan hesaplamada yılda yaklaşık  $13.33 \times 10^6$  m<sup>3</sup> su yüzeysel beslenimden rezervura ilave olmaktadır. Oysa Derme kaynağı boşalımı her iki yöntemle de yaklaşık  $79 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/yıl olarak hesaplanmıştır. Beslenimi drenaj alanı ile sınırlandırdığımızda yılda beslenmeden yaklaşık altı kat fazla su boşalımının olduğunu görmekteyiz. Hiçbir havzada YAS boşalımı beslenimden fazla olamayacağından düşünülmesi gereken ilk neden Derme kaynağının beslenme alanının 38 km<sup>2</sup>'den daha geniş olması gerektiğidir. Benzer karstik araştırmalarda da yüzeysel drenaj hattı ile yeraltı su bölüm

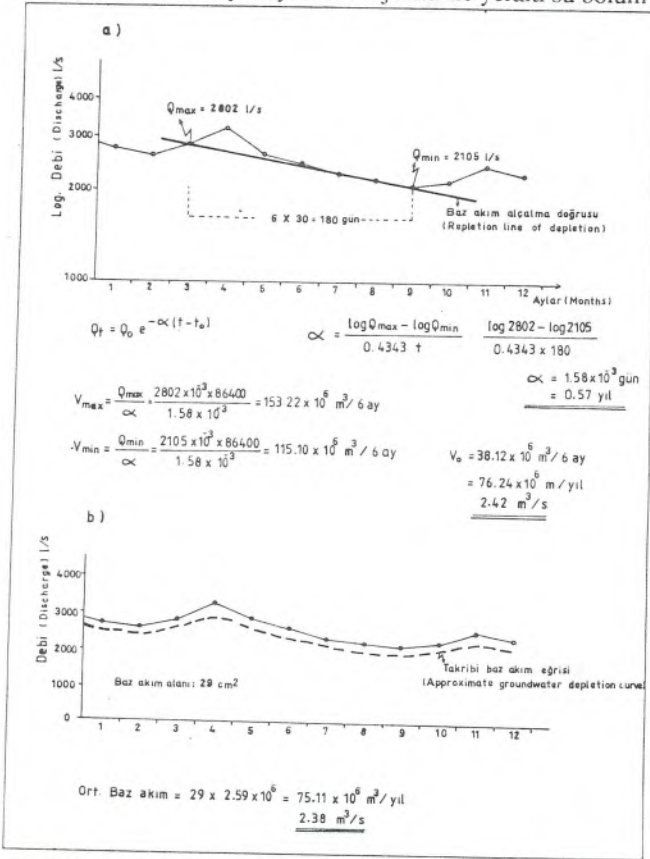
hattının genellikle çakışmadığı görülür. Beslenme alanının yüzeysel drenaj alanından oldukça büyük olması nedeniyle komşu yeraltısuyu havzalarından yılda  $79 \times 10^6$  m<sup>3</sup> -  $13 \times 10^6$  m<sup>3</sup> =  $66 \times 10^6$  m<sup>3</sup> ilave yeraltısuyu Derme kaynağını beslemesi gerekmektedir. Bu ise komşu yeraltı havzalarındaki yaklaşık 187 km<sup>2</sup>'lik akifer kireçtaşına karşılık gelmektedir. Komşu havzaların tesbiti için 1/150.000 ölçekte hazırlanan jeoloji haritasına baktığımızda (Şekil 2). Derme kaynağının suyunu boşalttığı alt kireçtaşı akiferinin D'da Beydağları geçirimsiz sınırına yaslandığı, B'da yine drenaj alanı dışında geçirimsiz birimlerle sınırlandırıldığını görmekteyiz. Oysa drenaj alanı G'inde akifer kireçtaşının devam ettiği hatta oldukça güneyindeki Abdülharap fayının geniş, geçirimsiz ezik zonuna kadar uzandığı görülmektedir (Şekil 2). Bu nedenle Derme kaynağı beslenimi drenaj alanındaki kireçtaşından olan yağıştan beslenimden ziyade G'deki komşu yeraltısuyu havzasından yeraltı akışı ile olmaktadır. Böylece, Derme kaynağının "beslenme alanının" yüzeysel drenaj alanından çok daha büyük olduğu ve G'deki komşu havzadan yeraltı akışı ile beslendiği belirlenmiştir.

Akifer kireçtaşının sahasal yayılımı ve Derme kaynağı boşalım miktarlarından yararlanarak karstik sistemin yıllık "Yeraltısuyu Bilançosunu" yapacak olursak;

BESLENİM 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> /yıl	BOŞALIM 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> /yıl
1. Yüzeysel drenaj alanından: 13.3	1. Derme kaynağından olan boşalım : 79.0
2. G'deki komşu havzadan (az oranda B'dan) yeraltı beslenimi: 65.67	
<b>Top. : 79.0</b>	<b>Top. : 79.0</b>

**Su Kimyası:** Derme kaynağından alınan su numunesinin 1.2.1988 tarihinde DSİ Genel Müdürlüğü laboratuvarlarında yapılan analiz sonuçlarına göre,

pH	: 7.7
EC*10 <sup>6</sup>	: 300
CO <sup>-3</sup>	: 0
HCO <sup>-3</sup>	: 2.60
Cl	: 0.13
SO <sub>4</sub>	: 0.83
%Na	: 1.12
SAR	: 0.03
Na <sup>+</sup>	: 0.04
K <sup>+</sup>	: 0.02
Ca <sup>+2</sup> , Mg <sup>+2</sup>	: 3.5
Sertlik (FS°)	: 17.5
Total tuz (ppm)	: 192
Nitrit	: yok
Amonyak	: Eser
Organik madde (O <sub>2</sub> mg/l)	: 0.50



**Şekil 5:** 1989 yılı için Derme kaynağı ortalama baz akımı (depolanan su hacmi).

- a. Maillet (1905) denklemi ile,  
b. Takribi baz akım eğrisi ile

**Figure 5:** Average depletion of Derme spring for 1989 year (volume of the collected water).

- a. with Maillet (1905) equation,  
b. with approximate groundwater depletion curve.

olup, analiz sonuçlarından Derme kaynağı suyunun bazik karakterde olduğu ve ABD tuzluluk lab. diyagramına göre  $C_2S_1$  sınıfında yani orta tuzlu az sodyumlu suyu karakterize ettiği görülmektedir. Wilcox diyagramında ise çok iyi-iyi su sınıfında olup TSE içme suyu standartlarına uygundur. Ancak karstik sistemde YAS akımı genellikle kırık, çatlak, eklemler ve karst boşluklarıyla olmaktadır. Ayrıca yeraltı suyu hareketi kırıntılı malzemelerden oluşmuş akiferlere göre daha hızlı olmaktadır. Bu nedenle karst akiferleri kolaylıkla kirlenebilecek özelliktedir. İnsanların kullandığı suni gübreler, muhtelif organizma artıkları ve endüstriyel atıklar filtrelenme olanağı bulamadan yeraltına inerek akiferi kirlitebilecektir. Bunun olumsuz etkileri de kaynak boşalmalarında görülecektir. Derme kaynağı da içme suyu olarak kullanıldığı için yalnızca kaynağın değil akiferin de çok iyi korunması gerekmektedir. Özellikle beslenme alanında yer alan akifer kireçtaşının kirlenmeye her zaman açık durumda olduğu gözönünde bulundurulmalıdır.

### SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Derme karst kaynağının geliştirilmesi amacıyla yapılmış olan bu araştırma sonucunda aşağıda sıralanan veriler elde edilmiştir.

-Permo-karbonifer yaşlı Malatya Metamorfitlelerine ait kireçtaşları (özellikle alt kireçtaşı) inceleme alanındaki en önemli akiferi oluşturur.

- Metamorfitlelere ait fillat-kalkşit seviyeleri ile örtü birimlerinin çakıltası ve kireçtaşı düzeyleri yayılım ve kalınlıkları oranında su taşırlar, yarı akifer özelliktedirler ve bu birimlerden debileri oldukça değişken kaynak boşalmaları görülür.

-Litoloji birimleri akifer özelliklerine göre geçirimsiz temel (G), geçirimli kireçtaşı akiferi (A) ve yersel akifer (AG) olarak üç ana grupta toplanabilir (Şekil 4).

-Derme kaynağı bu alandaki en önemli karst kaynağı olup Malatya Metamorfitlelerine ait alt kireçtaşı (A) birimi ile altındaki şistlerin (G) faylı (Pınarbaşı fayı) kontağından 1235 m. kotundan boşalmaktadır.

-Derme kaynağının 1984-1989 yılları arasındaki boşalma katsayısı  $10^{-3}/gün^{-1}$  mertebesinde olduğu ve boşalmanın bağlantılı kırık sisteminden gerçekleştiği tespit edilmiştir.

-Derme kaynağı boşalmaları düzenli olup yağışlardan direkt olarak etkilenmemektedir. Yağışın olmadığı dönemlerde dahi kaynak aktif depodan yaklaşık 1.5 m<sup>3</sup>/s su boşaltmaktadır.

-Kaynağın 1984-1989 yılları arasındaki ort. boşalımı 2.6 m<sup>3</sup>/s olup, akiferde bir yılda yaklaşık  $79 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> su depolanması olmaktadır.

-Akiferde depolanmış su hacminin yaklaşık  $13 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>'ü Derme çayı drenaj alanındaki yağıştan süzülme ile,  $66 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>'ü ise özellikle G ve az oranda B'daki komşu havzadan yeraltı akışı ile olmaktadır.

-Kireçtaşı akiferi (A)'nin depolama katsayısının oldukça yüksek, iletkenliğinin az fakat rezervuarının oldukça yaygın olduğu düşünülmektedir.

-Derme kaynağının geliştirilebilmesi için kaynağın hemen G'inde akifer kireçtaşında öncelikle bir adet yaklaşık 200 m derinlikte araştırma sondajı (A1) açılarak akiferin hidrolik özellikleri açıklanmalıdır.

-Akiferin verimli olması halinde araştırma amaçlı açılacak bu kuyu işletilerek kaynaktan debi ölçümleri düzenli olarak yapılmalı ve grafiklendirilmelidir.

-A1 sondaj kuyusunun işletilmesi sonrasında kaynak boşalımında azalma görülmez ise mansaptaki A2 kuyusu ve memba tarafında akifer kireçtaşında (kaynağın GGB'sında) belirlenecek yeni kuyular açılabilir.

-Karstik sistemdeki YAS'nun kolayca kirlenebileceği unutulmamalı, beslenme alanındaki kireçtaşları korunmalı ve yılda iki defa su örneği alınarak kimyasal-bakteriyolojik analizler yapılmalıdır.

### KATKI BELİRTME

Yazar, bu araştırmaya katkılardan dolayı Prof. Dr. S. Okay Eroskay ve yardımcılarından dolayı DSİ IX Böl. 92. Şub'den Başmüh. Vahap Aslan ile Jeofizik Müh. Orhan Çağlar'a teşekkür eder.

### DEĞİNİLEN BELGELER

AHMET, Ş., 1985, Malatya Çat barajının Jeolojisi ve Mühendislik Jeolojisi. İ.Ü. Fen Bilimleri Ens. Yük. Lisans Tezi.

EROSKAY, S.O., 1978, Kocaeli yarımadası güneyindeki kireçtaşlarının Hidrojeolojisi ve Karst parametrelerinin analizi. TÜBİTAK TBAG-124 projesi.

EROSKAY, S.O., 1980, Karst kaynaklarının geliştirilmesi. İ.Ü. Coğrafya Ens. Dergisi, Sayı 23.

GÖZÜBOL, A.M., ÖNAL, M., 1986, Çat Barajı isale tünelinin Mühendislik Jeolojisi ve kaya mekaniği incelemesi. Malatya Çelikhan alanının Jeolojisi. TÜBİTAK TBAG-647 projesi, Ankara

GÜLENBAY, A., 1984, Çat Barajı Karst Hidrojeolojisi etüd raporu. DSİ, Ankara

INTERNATIONAL Seminar on Karst Hydrogeology. Editor Dr. G. Günay. DSİ-UNDP project, 1980 TUR-77-015, Ankara.

PERİNÇEK, D., 1978, Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman) alanının Jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması. İ.Ü. Fen Fak. Tatb. Geo. Kürsüsü Doktora Tezi, İstanbul

ÖNAL, A., 1982, Büyükçekmece-Karaağaç (İstanbul) alanının Jeoloji ve Hidrojeoloji incelemesi, İ.Ü. Yer Bil. Fak. Lisans Tezi.

ÖNAL, A., 1989, Malatya-Yeşilyurt Derme Karst kaynağının Hidrojeolojik incelememesi. İ.Ü. Fen Bilimleri Ens. Yük. Lisans Tezi.

## ELEŞKİRT (AĞRI) YÖRESİNDEKİ TERSİYER YAŞLI VOLKANİZMANIN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE BÖLGESEL YAYILIMI

Geochemical characteristics and areal/regional distribution of the Tertiary volcanism in the surroundings of Eleşkirt (Ağrı), Eastern Turkey

Tuncay ERCAN MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, ANKARA  
İsmail KESKİN MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, ANKARA  
Mustafa DÖNMEZ MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, ANKARA

**ÖZ :** Doğu Anadolu'da Ağrı il merkezine bağlı Eleşkirt ilçesi dolaylarında Tersiyer yaşlı volkanizma Üst Miyosen-başlarından başlayarak farklı üç ana evre ile Alt Pliyosen ortalarına değin devam etmiştir. Üst Miyosen yaşlı Köseadağ volkanitleri dasitik lav, tuf ve aglomeralardan; Üst Miyosen yaşlı Sekirdağ volkanitleri çoğunlukla andezit, ender olarak da trakiandezit ve dasit türde lav ve piroklastiklerden; Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Karakurt volkanitleri ise çoğun dasit, yer yer de riyodasit, riyolit ve andezit türde lavlar ve bunlarla ardalanmalı olarak gözlenen tuf ve ignimbrit yataklanmalarından meydana gelmişlerdir. Yapılan jeokimyasal çalışmalarla, her üç evreye ait volkanik kayaların Subalkalen nitelikte olup, kalkalkalen özellikler taşıdıkları; Kaskat (Cascade) tipi kalkalkalen volkanitlerle benzer kimyasal kapsamda oldukları; esas olarak kabuksal kökenli bir mağmadan türedikleri ve Doğu Anadolu'da çarpışma sonrası oluşan volkanik topluluğun ilk temsilci ürünleri olarak sıkışma rejimi ile kalınlaşan kıta kabuğu içinde manto yükselimi ile oluşabilecekleri sonucuna varılmış ve volkanizmanın bölgesel yayılımı araştırılmıştır.

**ABSTRACT:** Tertiary volcanism in the surroundings of Eleşkirt, a provincial town of Ağrı, in Eastern Anatolia, commenced at the beginning of Upper Miocene and continued till to the middle of Lower Pliocene with three main/distinct phases. Upper Miocene aged Köseadağ volcanics are represented by dacitic lavas, tuffs and agglomerates. Upper Miocene aged Sekirdağ volcanics are mainly represented by andesites with subordinate trachyandesite and dacite type lavas and pyroclastics. Upper Miocene-Lower Pliocene aged Karakurt volcanics are largely represented by dacites and locally by rhyodacite, rhyolite and andesitic lavas interbedded with tuffs and ignimbrites. The results of geochemical (carried out on this three-distinct volcanic rocks) analyses indicate a subalkaline affinity with calcalkaline characteristics and show similar chemical characteristics with that of Cascade-type calc alkaline volcanic rock. The geochemical results also indicate that the volcanic rocks of the investigated area were basically originated from a crustal magma and represents the earliest products of the post-collisional volcanism in the Eastern Anatolia, resulting from mantle uplifting underlying a thick crust that was formed in a compressional regime.

### GİRİŞ:

İnceleme alanı, Doğu Anadolu bölgesinde, Ağrı il merkezine bağlı Eleşkirt ilçe merkezi, dolayları olup yaklaşık 1650 km<sup>2</sup>'lik bir sahayı kapsamaktadır. Çalışma alanında ve yakın çevresinde, özellikle Miyosen yaşlı genç volkanizma yaygın yüzlekler oluşturmaktadır. Bu araştırmanın amacı, volkanik kayalarda jeokimyasal ve jeokronolojik sonuçlar elde ederek, bölgesel yayılmalarını ve kökensel yorumlamalarını tanımlamaktır. Volkanik kayalarda bugüne değin yapılan incelemeler yeterli değildir. Ancak son yıllarda yapılan bazı araştırmalarla konuya açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

İnceleme alanı yakın çevresinde yer alan Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda ilk ayrıntılı jeokim-

yasal çalışma Lambert ve diğerleri (1974) tarafından Ağrı dağındaki volkanitlerde yapılmış ve ender bulunan bazı lavların dışındaki andezit-dasit-riyolit türde lavlar, kalkalkalen nitelikli ve "Yüksek Yitriumlu (Y)" ile kalkalkalen ve toleyitik nitelikli ve "Düşük Yitriumlu (Y)" olmak üzere iki ana gruba ayırtlanmışlardır. Araştırmacılar ayrıca lavlarda Stronsiyum izotop ölçüm (87 Sr/86 Sr) çalışmaları da yapmışlar ve 0,7042-0,7065 arasında değerler bularak, volkanitlerin oluşumlarında manto+kabuk karışımının egemen olduğunu belirtmişlerdir. Erzurum, Kars ve Sarıkamış volkanitlerinde ayrıntılı jeokimyasal çalışmalar yapan Tokel (1979-1980 a-1980 b-1981), bu bölgede volkanizmanın Üst Miyosen'de başlayarak Kuvaterner başlarına kadar devam ettiğini, vol-

kanizmanın Üst Miyosen'de alkali olivin bazaltlarla başlayarak, ayrımlaşma göstererek Mugearitik-trakitik lavlar ve ignimbritlerle devam ettiğini, Pliyosen'de ise toleyitik bazalt ve andezitler oluşturduğunu belirtmiştir. Araştırmacı, volkanik kayaların Zr, Y, Nb, Rb, içerikleri ve K/Rb ile Rb/Sr oransallıkları bakımından kıta ortası volkanik dizelere benzerlik gösterdiklerini ve volkanitlerin kökenlerini açıklamada plaka ortası manto yükselimi hipotezinin uygun düşeceğini öne sürmüştür.

Kıral ve Çağlayan (1980), Kağızman, Ağrı ve Taşlıçay yöresinde jeolojik araştırmalar yapmış; volkanitlerin Pliyo-Kuvaterner yaşta olduklarını, bunlardan bazaltik türde olanların üç ayrı fazda meydana geldiklerini, tüf ve aglomeraların geniş alanlar kapladıklarını yer yer de andezit, dasit ve riyolit türde lavların bulunduğunu saptamışlardır.

Innocenti ve diğerleri (1981-1982) Erzurum-Kars volkanitlerinde jeokimyasal ve jeokronolojik incelemeler yaparak, volkanik kayaların çoğunlukla kalkalkalen, sadece Kuvaterner yaşlı olanlarının bir kısmının alkalin nitelikte olduklarını, yaşlarının 8 milyon yıl ile 1,3 milyon yıl arasında değiştiğini, Doğu Anadolu'da etkin olan Tersiyer volkanizmasının yaklaşık 6 milyon yıl kadar önce kuzeye doğru sıçrayarak yer değiştirdiğini, bu kuzeye kayışın nedeninin ise Arap plakasının Avrasya plakası altında dalma geometrisinin değişimi olduğunu belirtmişlerdir.

Bilgin (1984 ve 1987), Erzurum yakınlarındaki Serçeme yöresindeki Miyosen yaşlı volkanitlerde çalışmış, bunların bazalttan başlamak üzere riyolite kadar uzanan geniş bir aralıkta bileşimlerinin değiştiğini saptamış ve Orta-Üst Miyosen de Avrasya kıtasının Anadolu-İran bölümü ile Arap kıtasının çarpışmaları sonucunda Doğu Anadolu sıkışma zonu boyunca gelişmiş olan Himalaya tipi orojenik yerleşim temsilcisi olduklarını belirtmiştir.

Bayraktutan (1987), Erzurum kuzeydoğusunda Torum ve Narman dolaylarında incelemeler yaparak Bazalt, andezit, dasit, riyolit türde yüzlekleri bulunan Üst Miyosen yaşlı volkanizmadan sonra, olasılıkla Pliyosen de yeni bir volkanik evre ile yaygın bazaltik lavlar oluştuğunu gözlemiştir.

Güner ve Şaroğlu (1987), Ağrı dağı ve dolaylarında incelemeler yaparak, Ağrı dağının oluşumunu 11 farklı volkanik evrede tamamladığını, Üst Kuvaterner sonlarına doğru en son evre ile hornblentli bazaltlar, hyalo andezitler ve volkanik küller meydana geldiğini, günümüzde de bazı gaz çıkışları bulunduğunu belirtmişlerdir.

Ercan (1986), Tendürek dağının ikiz koni ve kraterinden de yaklaşık 50° C sıcaklıkta su buharı ve çeşitli bileşimde gazların çıktığını, gazların içindeki H<sub>2</sub>S'in ayrılarak bol miktarda kükürt birikimi meydana getir-

diğini ve tarihsel çağlarda da lav püskürten bu genç yarıardağın günümüzde de etkinliğini solfatar evrede sürdürdüğünü belirtmiştir.

Yılmaz ve diğerleri (1987 a ve b), Bingöl ve Muş volkanitlerinde petrokimyasal incelemeler yaparak, Doğu Anadolu'da kıta-kıta çarpışması ile başlayan ve sıkışma rejimi ile karakterize edilen neotektonik dönemin Orta Miyosen'de başladığını ve Solhan (Muş) volkanitlerinin bölge neomagmatizmasının ilk örneklerinden olduğunu ve alkali nitelikli bir magmanın sığ denilebilecek bir derinlikte kabuğun hemen altında yukarı mantoda yerleşmesi sonucunda meydana geldiklerini öne sürmüşlerdir. Ancak, aynı araştırmacılar daha sonra Doğu Anadolu'da neotektonik dönemin Orta-Üst Eosen'de başladığını belirtmektedirler (Şaroğlu ve Yılmaz, 1991).

Buket (1988), Bingöl volkanitlerinde çalışarak Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı "Hamurpet volkanitleri" ile Pliyo-Kuvaterner "Keleştepe volkanitleri" olarak adlanmış, çeşitli volkanik örneklerde yaptığı Stronsiyum izotop ölçüm değerlerinin 0.70333-0.70508 arasında olduğunu ve bu volkanizmanın Bitlis-Zağros okyanus kabuğu dalımı ile ilişkili olduğunu belirtmiştir. Buket (1989), Varto yöresindeki volkanik kayalarda yaptığı çalışmalarda Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı "Hamurpet volkanitlerinin trakibazalt, trakiandezit, andezit, latit ve dasit türde lavlardan meydana geldiğini, bölgede alkali ve kalkalkali kayaların birarada yüzeylendiğini, yer yer de toleyitik eğilimli bazaltik andezit türde lavların bulunduğunu saptamıştır.

Nagao ve diğerleri (1989), Tendürek dağının güneyinde yer alan Çaldıran ilçe merkezi yakınlarından ve daha kuzeyde Diyadin dolaylarından, arazide kendiliğinden çıkan doğal gazlardan aldıkları örneklerde yapmış oldukları Helyum izotop çalışmaları (3He/4He) ile bunların bir magma rezervuarından türeyen volkanik kökenli gazlar olduklarını belirtmişlerdir. Bunlar Tendürek volkanik sistemine ilişkin olarak meydana gelmişlerdir ve manto kökenli gazlardır.

Özgür ve Bilgin (1990), Sarıkamış-Kars yöresindeki perlit ve obsidiyenlerde jeokimyasal çalışmalar yaparak, volkanik kayaların bazaltlarla başlayarak obsidiyen ve perlitlerle sona erdiklerini, obsidiyenlerin volkanik camların bünyesine bir miktar H<sub>2</sub>O alması ve hidratlaşma ile ana magmadan oluştuklarını, perlitlerin ise ikincil olarak riyolitlerin camsal bünyelerine H<sub>2</sub>O molekülü alması ve atmosfer ve su tabakalarıyla ilişkileri sonucu kayacın hidratlaşması ve genleşmesi sonucunda meydana geldiklerini belirtmişlerdir.

Pearce ve diğerleri (1990), Doğu Anadolu volkanitlerinde yaptıkları jeokimyasal incelemeler sonucunda, Kars ve Ağrı dolaylarındaki volkanitlerin subalkalen ba-

zalt-andezit-dasit-riyolit fraksiyonlaşması ile meydana geldiklerini belirterek, bunların radyometrik yaş ölçümlerinin 7 m. y-0,5 m.y. arasında değişik sonuçlar verdiklerini, çarpışma zonu volkanitleri olduklarını ve izotopsal çalışmalarla da yitim zonları ile ilişkili manto köken özellikleri taşıdıklarını öne sürmüşlerdir.

Ercan ve diğerleri (1990), Doğu Anadolu'da Orta Miyosen'den itibaren etkin olan çarpışma zonu volkanizmasında jeokimyasal çalışmalar, stronsiyum izotop ölçümü ve K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemeleri yapmış, volkanitlerin iz element kapsamlarının genellikle üst kıtasal kabuk, kısmen alt kabuk ve ender olarak da manto ortalama değerine uyduklarını; Stronsiyum izotop oranlarının bölgede Anadolu ve Arap plakalarının birbirleriyle çarpışmalarından önce alta dalan Arap plakasına ilişkin kabuk parçasının volkanitleri oluşturan magmaya bulaştığının işareti olduğunu ve bölgede ölçülen en eski yaşın Eleşkirt Kösedag'a ait olup 11, 4±0,9 milyon yıllık bir değer elde edildiğini belirtmişlerdir.

Aktimur ve diğerleri (1991), Kars-Arpaçay dolaylarındaki volkanitlerde yaptıkları çalışmalarda, volkanizmanın Üst Miyosen'de başlayarak Kuvaterner ortalarına kadar devam ettiklerini, tüketilmiş mantodan türemiş toleyitlere özdeş olan toleyitik nitelikli lavlar ile birlikte olasılıkla kıta altındaki mantonun bölümsel ergimesi ve Doğu Anadolu'da plakaların çarpışması sonucu kalınlaşmış olan kıta kabuğu içinden yeryüzüne yükselirken kabuktan özümleme ve kristallenmeyle ayrımlaştırıp oluşturduğu kalkalkalen lavların birarada geniş yüzlekler verdiklerini belirtmişlerdir.

Keskin (1992-a), Erzurum-Kars platosunu oluşturan volkanik aktivitenin genel olarak fissür erüpsiyonları ve lav domları olduklarını, volkanik istifin tabanını, riyolitik ve dasitik bileşimli piroklastik ürünlerin oluşturduğunu, bunlarla arakatlı asitik ve ortaç lav düzeylerinin bulunduğunu ve istifin üst düzeylerinde plato-lav özellikleri gösteren ortaç veya bazik lavların yer aldıklarını belirtmiş, genellikle kalkalkalen nitelik taşıdıklarını ve iz element kapsamlarının bölgede çarpışma öncesi Üst Kretase-Eosen Pontid yayından miras kalan belirgin bir yitim bileşeni ile birlikte litosferik-manto'dan kümelendiklerini gösterdiğini öne sürmüştür. Keskin (1992-b), Erzurum-Kars volkaniklerinin Yitrium (Y) kapsamlarına göre "Düşük Y'lu" ve "Yüksek Y'lu" olmak üzere iki farklı gruba ayrılanabileceklerini, yaptığı radyometrik yaş tayinlerine göre, bölgedeki en eski Tersiyer volkanizmasının Horasan yakınlarında 9,9±0,4 milyon yıl önce başladığını belirtmektedir.

Türkecan ve diğerleri (1992-a), Patnos, Tutak ve Hamur yöresindeki volkanik kayalarda incelemeler yaparak bölgedeki Miyosen volkanizmasının Üst Oligosen-Alt

Miyosen yaşlı "Üryanbaba volkanitleri" ile başladıklarını, Orta-Üst Miyosen yaşlı Cemalverdi volkanitleri ve Üst Miyosen yaşlı "Sekirdağ volkanitleri" ile devam ettiklerini belirtmişlerdir.

Türkecan ve diğerleri (1992-b), Hamur yöresinde geniş alanlar kaplayan alkali silisik volkanitlerin lav, obsidiyen ve ignimbritlerden oluştuğunu, viskoziteleri düşük olan lavların inceleme alanında üç seviye halinde izlendiklerini, ignimbritlerin geniş alanlar kapladıklarını ve 5-10 m. kalınlıkta olduklarını ve peralkalen nitelik taşıdıklarını saptamışlardır.

Ercan ve Asutay (1993), Bingöl volkanitlerinin genellikle bazaltik lav akıntıları, tüf ve aglomeralar ile yer yer de bunları kesen trakit dayakları şeklinde yüzlekler verdiklerini belirterek bunların bölgede Arap plakası ile Anadolu plakalarının çarpışmaları sonucu kabuk kalınlaşması ve buna koşut olarak litosfer incelmesinin yarattığı genişleme kuvvetlerinin etkileri ile oluşan basınç serbestleşmesi ile mantoda bölümsel ergimelerle oluştuğunu öne sürmüşlerdir.

## STRATİGRAFİ VE VOLKANOLOJİK EVRİM

Eleşkirt yöresindeki Tersiyer volkanizması ilk kez Üst Miyosen başlarında etkin olmuş ve farklı üç ana evre şeklinde Alt Pliyosen ortalarına kadar devam etmiş olup, arazi çalışmaları sırasında Kösedag volkanitleri, Sekirdağ volkanitleri ve Karakurt volkanitleri olmak üzere ayrılanlardır (Şekil 1).

### 1- Kösedag Volkanitleri (Mkv)

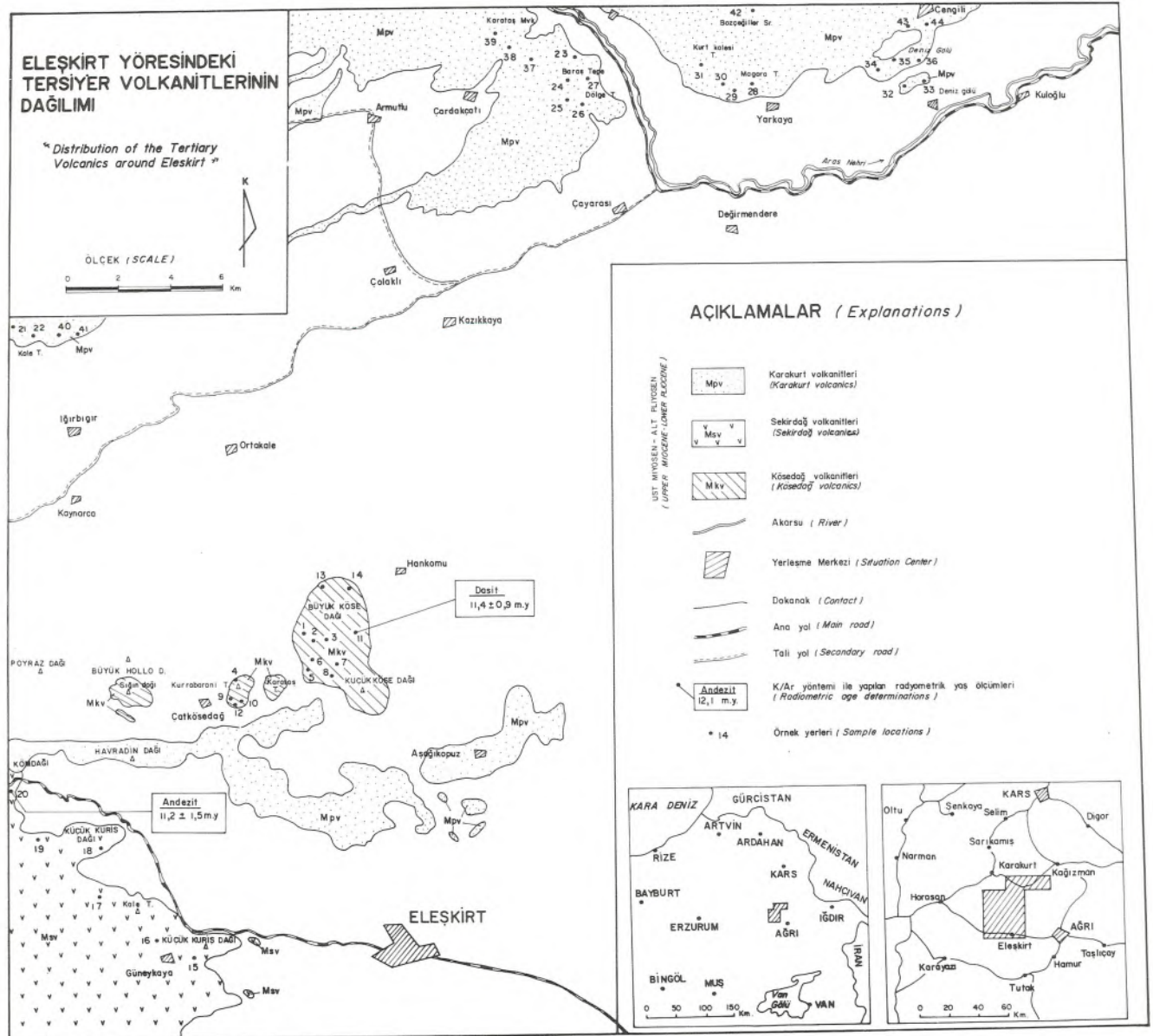
İnceleme alanının en yüksek yeri olup 3500 m.'ye erişen Kösedag ve çevresindeki Kurbarani Tepe, Karataş Tepe ve Sığındağı gibi diğer tepeleri oluşturan volkanizmadır. Tamamen açık gri-pembe, yer yer kahve renkli dasitik lav, tüf ve aglomeralardan meydana gelen bu volkanik tepelerde domsal yapı gözlenmiştir. Lavlar sert, yer yer altere olup yüksek viskoziteleri nedeniyle çok fazla akma olanağı bulamamış, çıkış merkezleri dolaylarında soğuyarak domlar oluşturmuşlardır. Yapılan petrografik çalışmalarla porfirik- hyaloporfirik, yer yer fluidal dokuda olup plajiyoklas (genellikle oligoklas ve andezin) ve mafik minerallerden (ojit) meydana geldikleri saptanmıştır. Kısmen karbonatlaşma ve silisleşmenin de gözlendiği örnekler yüksek viskozite ve de yavaş soğumaları nedeniyle iri kristallerden meydana gelmişlerdir. Formasyona adı Kösedag'dan bu çalışma ile verilmiş olup Türkecan ve diğerleri (1992-a) tarafından inceleme alanının daha güneyinde "Cemalverdi volkanitleri" olarak adlanan birimlerle benzeşme göstermektedirler. Büyük Kösedag'dan alınan dasitik bir

lavda Ercan ve diğerleri (1990) tarafından Japonya'da Kobe Üniversitesi jeokronoloji laboratuvarlarında K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlenmesi yapılmış ve  $11,4 \pm 0,9$  milyon yıllık (Üst Miyosen) bir sonuç elde edilmiş olup, Doğu Anadolu'da, inceleme alanı ve yakın çevresinde Tersiyer volkanizmasında ölçülen en eski yaştır.

## 2- Sekirdağ Volkanitleri (Msv)

Eleşkirt ilçe merkezi batısında yaygın olarak izlenen çoğunlukla andezit, ender olarak da trakiandezit ve dasit türde lavlar ve piroklastiklerden meydana gelen volkanitlerdir. Lavlar çoğun piroklastikler üzerinde yer alarak hakim tepeler oluşturmakta, yer yer de proklastiklerle arakatılı olarak

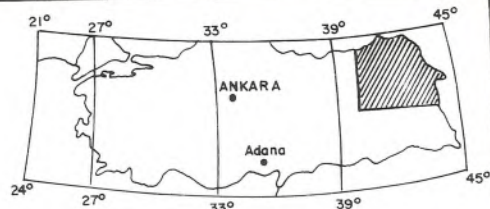
gözlenmektedirler. Piroklastik birimler bazı yerlerde sulu ortamlarda çökme özellikleri taşırlarken, çoğunlukla aglomeralar şeklinde yığılmışlardır. Tüfler genellikle litik tüf olup açık gri, gri ve beyazımsı-sarımsı renklindedirler. Tüfler içinde andezit parçaları bulunmakta olup, plajiyoklas ve hornblend parçacıkları ile hamur maddesi olan volkanik cam ve küller de bulunmaktadır. Aglomeraların çakılları da çoğunlukla andezitik türde olup bazen blok boyutuna erişebilmektedirler. Aralarında tüflü düzeyler de göze çarpar. Lavlar gri, koyu gri, siyahımsı renklerde, ince taneli ve sert olup- akma yapıları ve sütunsal eklemeler gözlenmiştir. Koyu renkleri ve yapıları nedeniyle bazaltik lavları







# DOĞU ANADOLUDAKİ SENOZOYİK VOLKANİZMASI "Cenozoic volcanism in Eastern Anatolia"



ÖLÇEK (Scale) 0 10 20 30 40 Km.

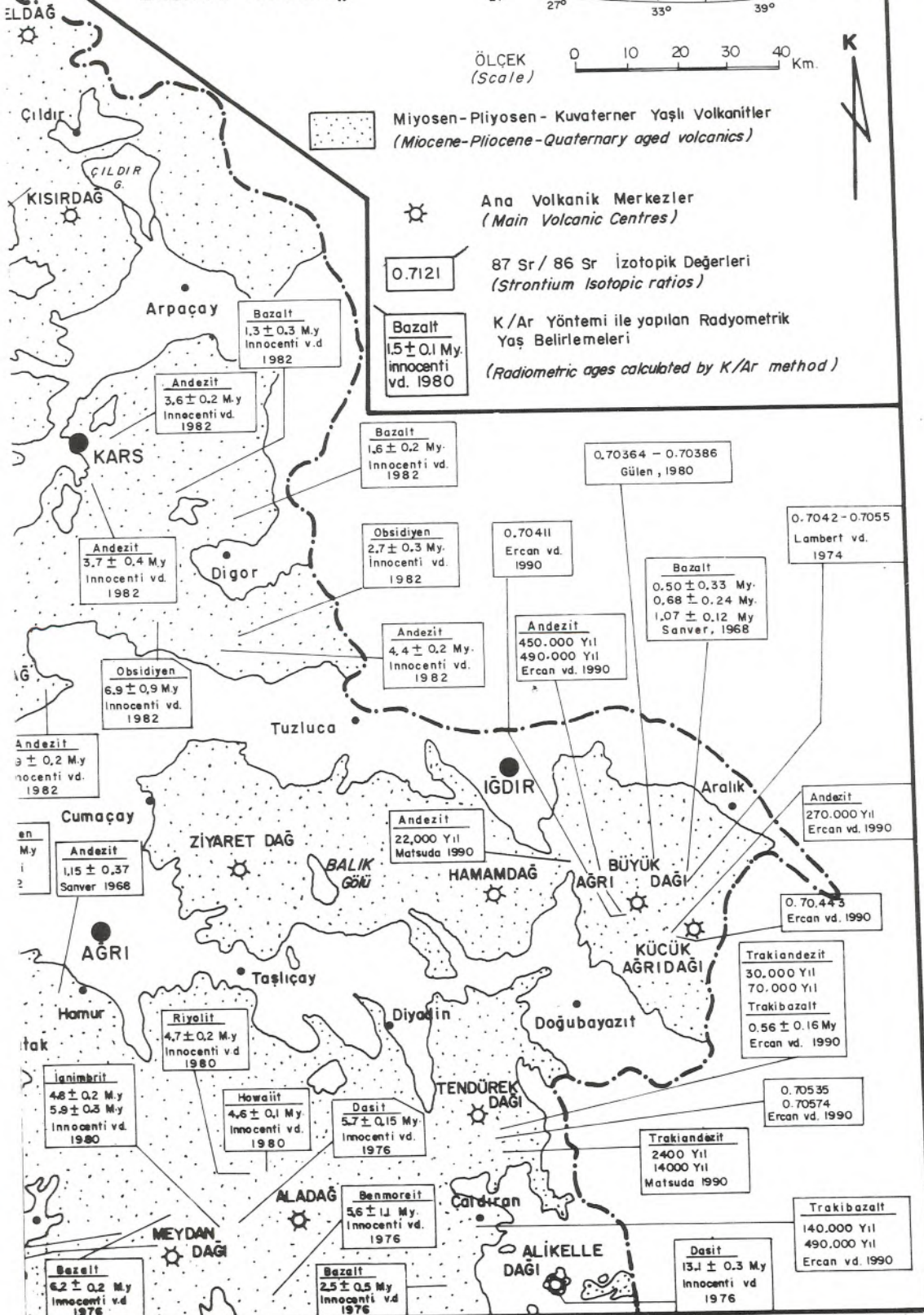


Figure 2. Cenozoic volcanism in Eastern Anatolia

andırılır. Ancak, yapılan petrografik çalışmalarla bunların bazalt olmayıp çoğunlukla andezit, ender olarak da trakianandezit ve dasit türde oldukları saptanmıştır. Andezitik lavlar, porfirik, kısmen de inekigranüler dokuda olup, plajiyoklas (çoğunlukla andezin, kısmen oligoklas), hornblend, ojit ve biyotit kristalleri içerirler. Hamur maddelerini volkanik cam ve plajiyoklas mikrolitleri ve opak mineraller oluşturur ve hyalopilitik dokudadır. Hamurda yer yer kloritleşme, silişleşme ve killeşmeler gözlenmektedir. Dasitik lavlar porfirik ve inekigranüler dokuda olup plajiyoklas (çoğunlukla andezin, kısmen oligoklas), hornblend, az miktarda hipersten, biyotit ve kuvars kristalleri içerirler. Hamur maddelerini volkanik cam ile plajiyoklas mikrolitleri ve opak mineral granülleri oluşturmuştur ve mikrokristalen ve kriptomkristalen dokuda olup, andezitler kadar bozuşma göstermezler.

Sekirdağ volkanitleri, inceleme alanı güneyinde çalışan Türkecan ve diğerleri (1992-a) tarafından adlandırılmış olup, aynı adlama birliktelik sağlamak amacıyla bu çalışmada da kullanılmıştır.

İnceleme alanında Eleşkirt-Horasan karayolu üzerinde Eleşkirt'e 15 km. mesafede aglomera çakıllarından alınan örnekte Ercan ve diğerleri (1990) tarafından radyometrik yaş belirlemesi ile  $11,2 \pm 1,5$  milyon yıllık (Üst Miyosen) bir sonuç elde edilmiştir.

### 3-Karakurt Volkanitleri (Mpv)

İnceleme alanında Eleşkirt ilçe merkezi yakınlarında ve daha kuzeyde geniş alanları kaplayan Karakurt volkanitleri çoğunlukla dasit, yer yer riyodasit ve andezit türde lavlar ve bunlarla ardalanmalı olarak gözlenen tuf ve ignimbrit düzeyleriyle karakterizedirler. Lavlar gri, koyu gri, kahvems renklerde olup çeşitli fazlarda oluşmuş lav akıntuları şeklinde gözlenmişlerdir. Andezitik ve dasitik lavlar, Sekirdağ volkanitlerine ilişkin andezitik ve dasitik lavların petrografik özelliklerini taşımaktadırlar. Riyodasitik ve riyolitik lavlarda ise hamurdaki volkanik cam kapsamı ile kuvars kristali miktarı artmaktadır. İgnimbritler ve tüfler geniş alanlarda platolar oluşturmakta ve beyaz, sarımsı, pembemsi, gri, renkleriyle belirgindirler. Ayrıca bu birimlerin yanısıra inceleme alanında çok az, hemen kuzeyinde gayet yaygın olan perlit ve obsidiyen yığışmaları da tuf ve ignimbrit platoları ile birlikte yer almaktadırlar. Obsidiyenler siyah, kahverengi ve tuğla rengi olup, perlitlerle arakatlıdırlar ve konkoidal kırılmalar ve camsı parlaklık sunarlar. Obsidiyenler, perlit ve riyolitler genellikle vitrofirik olup, riyolitlerin, camsı hamur maddeleri çoğunlukla sferolitik devitrifikasyon göstermektedir. İçinde kimi zaman fluidal olarak dizilmiş biyotit, hornblend, plajiyoklas ve piroksen mikrolitleri ile kuvars, plajiyoklas (genellikle andezin), hornblend, sanidin, biyotit ve ojit fenokristalleri saptanmıştır. Obsidiyenler yer yer

akma yapısı, yer yer de bantlı yapı gösterirler ve plajiyoklas fenokristalleri ile biyotit, hornblend ve plajiyoklas mikrolitleri içermektedirler. Perlitlerde inci parlaklığı ve sedef dokusu belirgindir. İnceleme alanı kuzeyinde perlit ve obsidiyenler çok yaygın olup Sarıkamış yakınlarındaki zengin perlit yataklarının 2 milyar tonluk çok büyük bir rezerv taşıdığı bilinmektedir (Kamanlı, 1975 ve 1977). Sarıkamış perlit ve obsidiyenlerinde çalışmalar yapan Özgür ve Bilgin (1990) obsidiyenlerin, volkanik camların bünyesine bir miktar H<sub>2</sub>O almaları ve hidratlaşma ile ana magmadan oluşmuş olup, perlitlerin ikincil olarak riyolitlerin camsı bünyesine H<sub>2</sub>O molekülü alması ve atmosfer ile sularla olan ilişkileri sonucu kayacın hidratlaşması ve genişlemesi ile meydana geldiklerini belirtmişlerdir.

Karakurt volkanitleri, bu çalışma sırasında tipik olarak gözlendikleri, Karakurt ilçesine dayanarak adlandırılmışlardır. Karakurt volkanitleri Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlıdır. İnceleme alanı yakınlarında, daha kuzeyde Keskin (1992 a ve b) tarafından K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemeleri yapılmış ve formasyonun tabanında 9,9 ile 7,5 milyon yıl (Üst Miyosen) arasında diğerler saptanmıştır. Innocenti ve diğerleri (1982) tarafından obsidiyenlerde  $6,9 \pm 0,9$  milyon yıl (Üst Miyosen), andezitik bir lavda ise  $3,9 \pm 0,2$  milyon yıl (Alt Pliyosen) değerler elde edilmiştir. Karakurt volkanitlerinin üst düzeylerini ise plato-lav özelliği gösteren ortaç ve bazik eğilimli lavlar (inceleme alanı kuzeyinde) oluşturmaktadırlar. Horasan doğusunda bazaltik bir lav örneğinde Ercan ve diğerleri (1990) radyometrik yaş ölçümü yapmışlar ve  $4,61 \pm 0,71$  milyon yıllık (Alt Pliyosen) bir sonuç bulmuşlardır. Keskin (1992-a ve b) ise, Horasan kuzeyinde bazaltik bir lavda 4,1 milyon yıllık bir yaş elde etmiştir. Bu verilerle Karakurt volkanitlerinin Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşında oldukları, ortaç ve asitik pek çok fazda çok farklı volkanik ürünler içerdikleri ortaya çıkmıştır.

İnceleme alanındaki Köseadağ, Sekirdağ ve Karakurt volkanitleri Doğu Anadolu'da yaygın yüzlekler oluşturmakta olup, inceleme alanı dışında bu volkanitlerde çeşitli araştırmacılar tarafından daha önce K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş belirlemeleri ise Şekil 2'de sunulmuştur. Bölgede Tersiyer volkanizmasının en eski ürünleri Köseadağ, Sekirdağ ve Karakurt volkanitlerine ait olup, inceleme alanı dışında daha sonraki genç ve farklı evrelerle, özellikle asitik, yer yer de bazik nitelikli volkanikler meydana gelmişlerdir.

### VOLKANİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanında yer alan volkanik kayalardan, Köseadağ volkanitlerinden 14, Sekirdağ volkanitlerinden 6

ve Karakurt volkanitlerinden 24 örnek olmak üzere toplam 44 adet örnek alınmış, bunların ana ve bazı iz element kimyasal analizleri yaptırılmış- ayrıca Rittmann (1962) ve Gotini (1968) parametreleri hesaplanmıştır (Çizelge 1 ve 2).

Volkanik kayaların kimyasal analizleri gözönüne alınarak bunların alkali ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) ve  $\text{SiO}_2$  içerikleri ile yapılan diyagramda (Şekil-3), Irvine ve Baragar (1971) ile MacDonald ve Katsura (1964) ayırım trendleri kullanıldığında, tüm volkanitlerin subalkalen nitelikte oldukları görülmektedir. Subalkalen nitelikli olan inceleme alanındaki volkanik kayaların kalkalkalen ya da toleyitik niteliklerini belirleyebilmek için bunların FAM üçgen diyagramları da yapılmış (Şekil 4) ve tümünün kalkalkalen nitelikte olup Cascade volkanik kayalarınıninkine benzer bir trend (Wager, 1960; Turner ve Verhoogen, 1960) oluşturdukları ve toleyitik nitelikte örnek bulunmadığı sap-

tanmıştır. Aynı durum- volkanitlerin MgO ile toplam demir ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) içerikleri kullanılarak yapılan diyagramda da belirginleşmekte (Şekil 5) ve inceleme alanındaki tüm volkanik kayaların kalkalkalen nitelikte oldukları ve Cascade tipi kalkalkalen serilerin trendleri ile uyum sağladıkları ortaya çıkarılmıştır.

Eleşkirt yöresindeki volkanitlerin  $\text{K}_2\text{O}$  ile  $\text{SiO}_2$  kapsamları kullanılarak Peccerillo ve Taylor (1976), Barberi ve diğerleri (1974) ve Di Giralomo (1984)'dan modifiye edilen diyagramları da yapılmış (Şekil 6) ve toleyitik ve alkalen (şoşonitik) nitelikli hiçbir örnek bulunmadığı, tümünün de kalkalkalen (ender olarak da yüksek potasyumlu kalkalkalen) nitelikte oldukları bir kez daha belirlenmiştir. Ayrıca bu diyagramda örnekleri kimyasal bileşimlere göre adlama olanağı da bulunmaktadır ve çoğunlukla Andezit-Dasit ve Riyolit alanlarına, ender ola-

ÖRNEK NO ALINDIĞI YER	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	Kösedag	Kösedag	Kösedag	Cat köse Kurrah.T.	Kösedag	Kösedag	Kösedag	Kösedag	Cat köse Kurrah.T.	Cat köse Kurrah.T.	Eleşkirt Kösedag	Cat köse Kurrah.T.	Kösedag	Kösedag	Eleşkirt Güneykaya	Eleşkirt Güneykaya	Eleşkirt Kale T.	Eleşkirt Küçükku ris dağı	Eleşkirt K. Kuris dağı	Eleşkirt Kamdağı güney
$\text{SiO}_2$	68.50	67.80	66.80	64.00	66.00	69.00	68.00	69.00	67.00	67.00	68.88	67.10	68.60	67.50	60.50	60.50	58.80	60.00	56.50	60.50
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16.90	16.30	15.50	15.00	16.00	16.00	17.00	16.00	16.00	16.00	15.29	16.70	15.50	16.00	15.60	16.00	15.70	15.90	15.50	15.81
$\text{TiO}_2$	0.30	0.20	0.30	0.30	0.30	0.20	0.20	0.30	0.30	0.30	0.35	0.40	0.30	0.30	0.70	0.60	0.50	0.50	0.80	0.81
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2.26	1.86	1.16	2.22	2.33	2.18	-2.39	2.21	1.83	1.85	3.01	2.08	1.75	1.70	1.39	1.58	0.96	1.40	4.32	1.31
$\text{FeO}$	1.03	1.03	1.93	1.16	1.15	1.10	1.00	0.90	1.60	1.58		1.46	1.04	1.18	4.34	3.63	3.99	4.06	1.97	4.30
$\text{MgO}$	1.21	1.65	1.55	3.09	0.92	1.00	1.10	0.46	1.94	1.66	0.71	1.30	0.97	1.30	2.86	2.60	4.34	4.47	4.26	2.71
$\text{MnO}$	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.04	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
$\text{CaO}$	3.73	4.19	4.19	7.92	4.45	3.20	2.90	3.40	3.60	3.70	3.12	3.44	3.30	3.00	4.80	4.80	5.95	5.85	5.35	4.81
$\text{Na}_2\text{O}$	3.32	3.23	2.96	3.73	4.50	4.75	4.60	4.50	4.15	4.15	4.29	4.53	5.21	4.81	4.38	4.18	3.60	3.56	5.05	4.37
$\text{K}_2\text{O}$	1.73	1.76	1.76	1.57	2.00	2.00	2.00	2.05	2.00	2.05	2.29	2.05	2.12	2.13	2.15	2.37	1.99	1.99	2.09	2.11
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.30	0.10	0.20	0.20	0.20	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.16	0.20	0.10	0.10	0.10	0.20	0.30	0.30	0.40	0.21
Ateste kayıp	0.48	0.57	1.80	0.95	1.80	0.35	0.47	0.85	1.08	1.00	-	1.11	1.52	2.08	1.95	1.37	2.19	1.42	2.22	-
Toplam	99.86	98.79	98.25	100.24	99.75	99.98	99.86	99.87	99.80	99.49	98.14	100.47	100.51	100.20	98.87	97.93	98.42	99.55	98.56	97.04
Rb	90	90	100	100	100	100	100	100	100	100	-	95	95	90	80	90	55	80	70	45
Sr	1000	1000	800	800	900	1000	1000	950	800	800	-	970	1050	970	870	870	730	865	980	633
Zr	200	200	200	150	180	150	180	150	130	130	-	-	-	-	-	-	-	-	-	80
Cr	20	20	30	20	20	20	20	20	30	20	-	30	20	20	70	100	200	150	300	46
V	40	40	40	70	40	40	40	40	40	40	-	70	40	40	70	150	100	100	150	-
$\eta$	45.20	65.30	41.80	37.60	38.33	56.25	62.00	38.33	39.50	39.50	31.42	30.42	34.30	37.30	16.02	19.70	24.20	24.68	13.06	14.12
$\log \eta$	1.65	1.81	1.62	1.57	1.58	1.75	1.79	1.58	1.59	1.59	1.49	1.48	1.53	1.57	1.20	1.29	1.38	1.39	1.11	1.15
$\eta'$	0.81	0.86	0.80	0.78	0.79	0.84	0.86	0.79	0.79	0.79	0.75	0.75	0.77	0.78	0.61	0.66	0.70	0.71	0.56	0.58
$\phi$	1.00	1.00	0.93	1.33	1.83	1.75	1.74	1.65	1.57	1.60	1.67	1.79	2.09	1.96	2.43	2.45	1.97	1.81	3.77	2.40
$\log \phi$	0.00	0.00	-0.02	0.12	0.26	0.24	0.24	0.21	0.19	0.20	0.22	0.25	0.32	0.29	0.38	0.39	0.29	0.25	0.57	0.38
$\phi'$	0.09	0.09	0.08	0.11	0.15	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.15	0.17	0.16	0.19	0.19	0.16	0.15	0.27	0.19
KAYAC TURU	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	DASİT	ANDEZİT	ANDEZİT	ANDEZİT	ANDEZİT	ANDEZİT	TRAKI ANDEZİT
KAYAC GRUPLARI	K Ö S E D A Ğ V O L K A N İ T L E R İ														S E K İ R D A Ğ V O L K A N İ T L E R İ					
DIYAGRAM SİMGELERİ	x														+					

Tablo 1. Kösedag ve Sekirdag volkanitlerinin kimyasal analizleri ve bazı parametreleri  
Table 1. Some parameters and chemical analyses of Kösedag and Sekirdag volcanics

rak da yüksek potasyumlu Andezit ve Yüksek Potasyumlu Dasit alanlarına düştükleri görülmüştür. Sekirdağ volkanitlerine ilişkin örnekler- Köseadağ ve Karakurt volkanitlerine nazaran biraz daha fazla potasyum içermektedirler.

Volkanik kayaçların ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) ve  $\text{SiO}_2$  kapsamaları kullanılarak Le Bass ve diğerleri (1986) tarafından önerilen adlandırma diyagramları da yapılmış, bunların petrografik incelemeler sonucu yapılan adlamalarla uyum sağladıkları belirlenmiştir (Şekil 7). Bu diyagramda Köseadağ volkanitleri dasit; Sekirdağ volkanitleri andezit (bir tanesi trakiandezit) ve Karakurt volkanitleri ise andezit, dasit ve riyolit alanlarına düşmektedirler.

Kimyasal analizleri yapılan tüm örneklerin Rittmann (1962) ile Gottini (1968) indisleri de saptanmış ve Çizelge 1-2'de sunulmuşlardır. Volkanitleri oluşturan magmanın kökenini belirleyebilmek için bu indislerin logaritmik değerleri kullanılarak Gottini (1969) tarafından önerilen diagram yapılmış (Şekil 8) ve volkanitlerin tamamen sialik (kabuksal) kökenli oldukları belirlenmiştir. Rittmann ve Villari (1979), tüm dünya volkanitleri üzerinde yaptıkları istatistiksel bir araştırmada,

volkanitleri, tansiyonal tektonik rejimlerde oluşan "Kratonik Bölge Volkanitleri" ile kompresyonal tektonik rejimlerde oluşan "orojenik Bölge Volkanitleri" olmak üzere iki ana gruba ayırmışlardır. Çalışma alanında seçilerek alınan temsilci örneklerin kimyasal analiz sonuçlarından hesaplanan Rittmann (1962) ve Gottini (1968) parametreleri kullanılarak, Rittmann ve Villari (1979) diyagramı yapıldığında, bu volkanitlerin tamamen kompresyonal tektonik rejimlerde oluşan Orojenik Bölge Volkanitleri kesimine düştükleri saptanmıştır (Şekil 9).

## SONUÇLAR VE TARTIŞMA

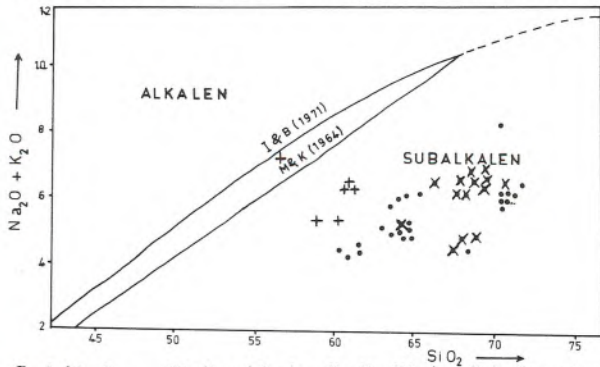
Yapılan jeokimyasal çalışmalar sonucunda, inceleme alanında her üç evreye ait tüm volkanitlerin subalkalen nitelikte olup, kalkalkalen özellikler taşıdıkları, Cascade tipi kalkalkalen volkanitler ile benzer kimyasal özelliklerde oldukları, kabuk kökenli bir kaynaktan türedikleri ve plakaların birbirlerine yaklaşmaları sonucu gelişen kompresyonal tektonik rejimde meydana gelen orojenik volkanitler topluluğuna ait oldukları belirlenmiştir. Böylece volkanizmanın, sıkışma rejimi sonucu

ÖRNEK NO ALINDIĞI YER	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
	İğirbir Kale T.	İğirbir Kale T.	Aras	Pınar T.	Pınar T.	Döğre T.	Borus T.	Hoğoro T.	Bedenin T.	Yarıkaya T.	Kurt Kalesi	Kajızman	Kajızman	Celgili	Cengilli	Cengilli	Cardak ceği	Cardak	Armutlu Koyu	İğirbir Kale T.	İğirbir Kale T.	Baz Kajızman Deniz Sözü	Kajızman Sözü	Kajızman Cengilli
SiO <sub>2</sub>	64.00	66.00	64.00	60.00	61.10	60.50	62.00	64.00	71.45	64.00	70.85	70.00	70.00	70.00	70.00	70.00	63.50	62.00	64.00	63.00	65.00	64.00	70.00	64.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.00	14.60	16.40	16.20	16.10	16.50	16.00	16.00	15.60	15.50	14.30	16.20	15.90	15.40	15.80	15.50	15.50	15.50	17.00	16.30	17.00	15.00	16.00	15.00
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.40	0.80	0.80	0.80	0.90	0.80	0.50	0.30	0.60	0.30	0.20	0.10	0.20	0.20	0.10	0.70	0.90	0.80	0.40	0.30	0.60	0.10	0.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.80	2.80	2.85	2.16	3.23	3.34	3.03	1.90	1.54	1.73	1.91	1.19	2.19	1.54	2.04	1.48	2.49	3.15	3.60	1.80	3.60	1.46	2.15	1.86
FeO	1.54	1.54	2.57	3.73	2.95	3.21	3.85	3.34	0.51	2.95	0.90	0.64	0.64	0.51	0.51	0.38	3.08	2.57	1.57	2.80	1.36	3.10	0.50	3.10
MgO	2.32	1.43	2.54	3.48	3.70	3.15	2.54	2.65	0.33	2.65	0.33	1.10	1.05	0.85	0.16	1.10	2.81	3.26	1.38	1.80	1.44	2.85	0.12	2.70
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
CaO	6.52	5.12	4.66	6.06	5.59	5.59	4.66	5.12	2.79	4.66	2.79	3.26	3.26	2.98	2.79	5.12	5.59	4.66	4.15	4.66	4.45	4.70	1.65	4.55
Na <sub>2</sub> O	3.15	2.92	2.96	2.88	2.87	2.74	3.05	2.96	3.68	2.87	3.28	3.73	3.54	3.32	3.73	3.50	3.19	3.01	3.19	4.15	4.15	3.55	5.08	3.70
K <sub>2</sub> O	1.76	1.61	1.93	1.85	1.65	1.65	2.25	2.24	3.04	2.00	3.01	2.89	2.89	2.73	2.81	2.77	1.89	1.60	2.16	1.65	2.00	2.60	3.55	2.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.20	0.30	0.10	0.20	0.30	0.20	0.20	0.20	0.30	0.20	0.10	0.20	0.30	0.20	0.10	0.20	0.20	0.20	0.30	0.20	0.20	0.10	0.10
Ateste kayıp	0.58	0.83	0.79	0.66	0.03	0.78	0.36	0.58	0.02	0.32	0.13	0.16	0.12	0.77	0.01	0.62	0.02	2.35	1.20	2.00	0.40	1.16	0.22	0.85
Toplam	100.47	99.55	99.90	98.02	98.32	98.76	99.84	99.59	99.55	98.28	98.10	99.56	99.99	98.94	98.53	98.43	98.23	99.83	99.05	99.90	99.32	99.37	99.01	
Rb	100	90	90	80	90	70	90	100	90	100	80	100	100	100	130	150	100	100	100	100	100	100	100	100
Sr	1200	1100	600	700	600	600	600	600	500	600	500	500	600	600	550	600	650	650	700	1000	1000	600	600	600
Zr	250	200	250	250	250	200	200	200	300	200	300	300	300	350	300	350	200	250	350	200	180	180	350	180
Cr	30	70	100	150	150	100	70	150	20	70	20	20	20	20	20	20	150	200	20	100	100	100	20	100
V	100	100	150	150	150	100	100	100	40	100	40	40	40	40	40	40	150	150	40	100	70	100	40	150
$\sigma$	34.60	29.20	16.80	16.60	16.50	15.20	16.10	26.00	39.70	21.00	36.70	62.30	123.60	60.40	60.30	120.00	17.50	13.80	17.20	30.37	4.2.83	19.08	109.20	2.2.60
$\log \sigma$	1.53	1.46	1.22	1.22	1.21	1.18	1.20	1.41	1.59	1.62	1.56	1.79	2.09	1.78	1.78	2.7	1.24	1.14	1.23	1.48	1.63	1.28	2.03	1.35
$\sigma'$	0.77	0.74	0.62	0.62	0.62	0.60	0.61	0.72	0.79	0.67	0.78	0.86	0.92	0.85	0.85	0.92	0.63	0.57	0.63	0.75	0.81	0.65	0.91	0.69
$\sigma''$	1.14	0.82	1.13	1.31	1.12	1.10	1.47	1.28	1.58	1.12	1.42	1.62	1.53	1.35	1.58	1.45	1.15	1.11	1.36	1.68	1.71	1.80	2.75	1.86
$\log \sigma''$	0.05	-0.08	0.05	0.11	0.05	0.04	0.16	0.10	0.20	0.05	0.15	0.20	0.18	0.13	0.20	0.16	0.09	0.04	0.13	0.22	0.23	0.25	0.44	0.26
$\sigma'''$	0.10	0.07	0.10	0.11	0.10	0.09	0.12	0.11	0.13	0.10	0.12	0.13	0.13	0.11	0.13	0.12	0.11	0.09	0.11	0.14	0.14	0.15	0.21	0.15
KAYAC TURU	DASİT	DASİT	DASİT	ANDEZİT	ANDEZİT	ANDEZİT	ANDEZİT	DASİT	RIYOLİT	DASİT	RIYOLİT	RIYOLİT	RIYOLİT	RIYOLİT	RIYOLİT	RIYOLİT	DASİT	ANDEZİT	DASİT	ANDEZİT	DASİT	DASİT	RIYOLİT	DASİT
KAYAC GRUPLARI	KARAKURT VOLKANİTLERİ																							
DIYAGRAM SİMGELERİ																								

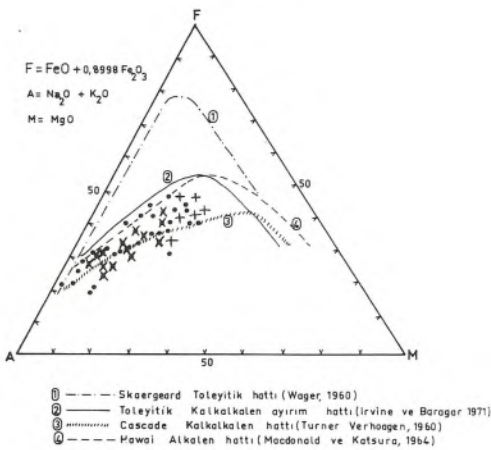
Tablo 2. Karakurt volkanitlerinin kimyasal analizleri ve bazı parametreleri  
Table 2. Some parameters and chemical analyses of Karakurt volcanics

kalınlaşan kıta kabuğu içinde manto yükselimi ile oluşabileceği düşünülebilmektedir. Ayrıca bu çalışma ile volkanizmanın bölgesel yayılımı da araştırılmış ve Doğu Anadolu'da Neotektonik döneme ait en eski ve ilk volkanizmanın Eleşkirt yöresinde etkin olduğu saptanmıştır.

Doğu Anadolu volkanitlerinden alınan çeşitli örneklerin iz ve nadir toprak element (REE) kapsamlarına göz atıldığında (Ercan ve diğerleri, 1990) bunların değerlerinin kabuk, kısmen de manto bileşiminde oldukları, belirgin bir yönelim göstermedikleri ve kendilerine özgü bazı özellikler taşıdıkları görülmektedir. Örneklerin iz ve nadir toprak element kapsamları Wedepohl (1975) ife Taylor ve Mc Lennan (1981) vb. araştırmacılarca dünyadaki üst ve alt kıtasal kabuk, ilksel manto ve kondritler için belirledikleri ortalama değerler ile karşılaştırılmış ve çeşitli veriler elde edilmiştir. Örneğin V, Li, Sc, Co, Ni, Ba, Ga, Y, Rb, Zr, Hf, Ta, Pb kapsamları genellikle üst kıtasal kabuğun bileşimine uymaktadır. Sr, Nb, Cs, Th ve U kapsamları ise değişken olup, bazı örneklerde üst,

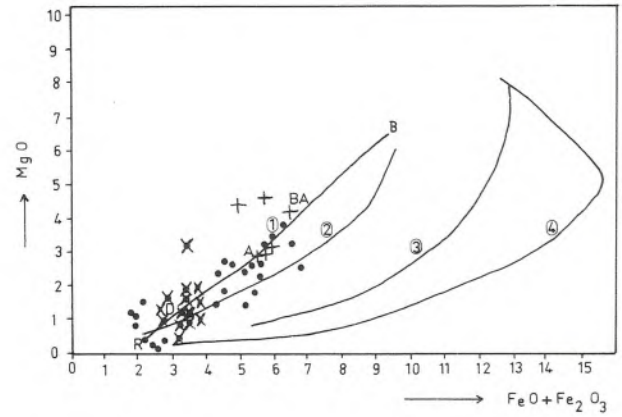


**Şekil 3.** Volkanitlerin alkali-silis içeriklerine göre sınıflandırılması  
**Figure 3.** Classification of the volcanics according to their alkali-silica contents

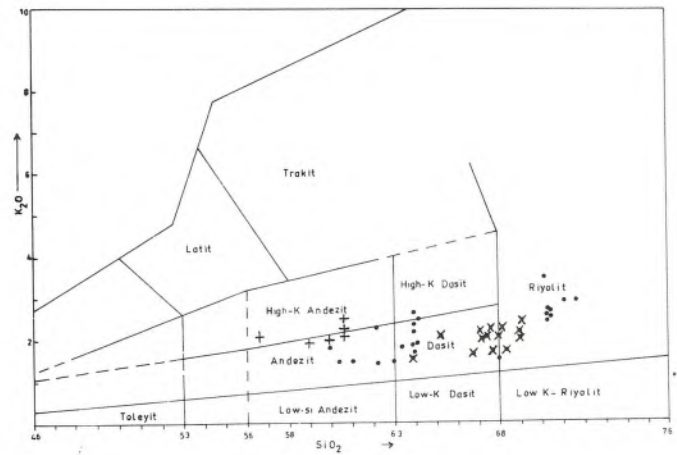


**Şekil 4.** Volkanitlerin FAM Üçgen Diyagramı  
**Figure 4.** FAM Triangular diagram of the volcanics

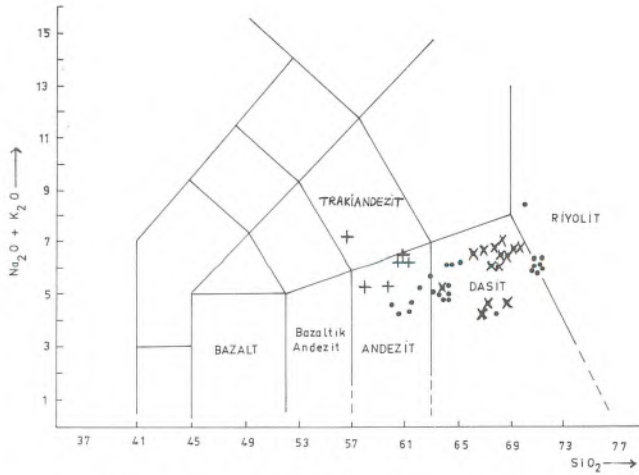
bazılarında ise alt kıtasal kabuk değerlerine uymaktadır. Nadir, toprak element kapsamları ise alt ve üst kabuk ortalama değerleri arasındadır. Ercan ve diğerleri (1990)'dan alınan Şekil 10, Doğu Anadolu'daki bazı bölgelerden alınan örneklerin iz ve nadir toprak element kapsamlarının ilksel konitlere göre normalize edilmiş



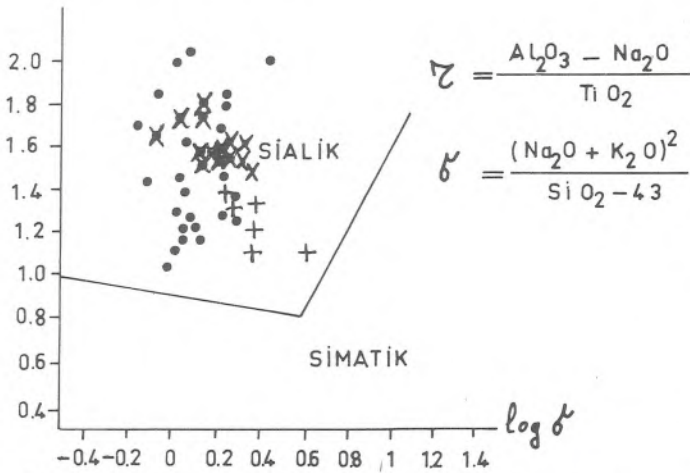
**Şekil 5.** Volkanitlerin toplam demir (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) ve MgO diyagramı  
**Figure 5.** Total iron (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) and MgO diagram of volcanites



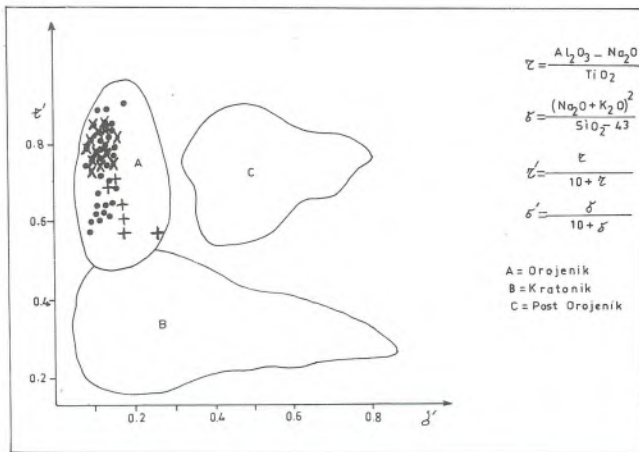
**Şekil 6.** Volkanitlerin K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> kapsamlarına göre adlandırılması  
**Figure 6.** Nomenclature of volcanics according to their K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> contents



**Şekil 7.** Volkanik kayaların Le Bass ve diğerleri (1989) ya göre adlandırılması  
**Figure 7.** Nomenclature of volcanic rocks according to Le Bass et. all.  
 $\log Z$



**Şekil 8.** Volkanitlerin Gottini (1969) diyagramı  
**Figure 8.** Gottini (1969) diagram of volcanites

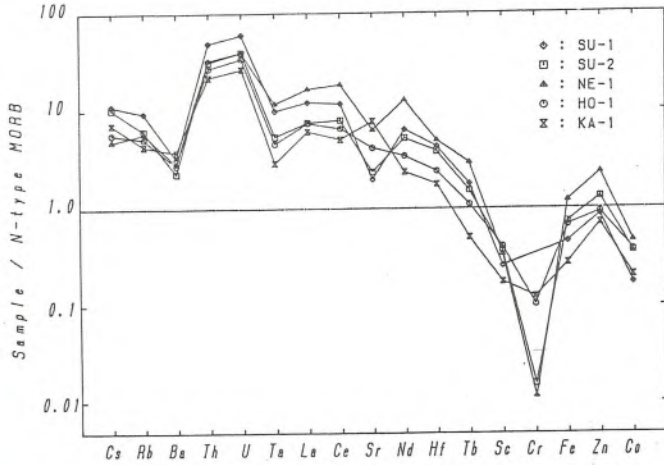


**Şekil 9.** Volkanitlerin Rittmann ve Vilları (1979) diyagramı  
**Figure 9.** Rittmann and Vilları (1969) diagram of volcanites

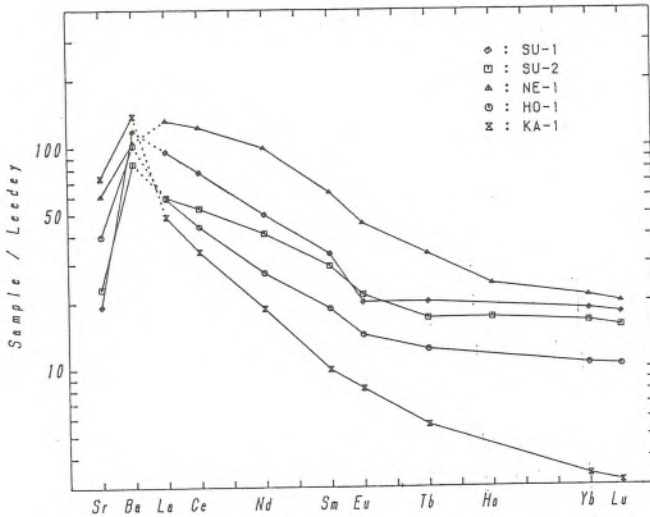
durumları ile N-tipi okyanus ortası sırtlara göre normalize edilmiş durumlarını göstermektedir. Diyagramlarda KA-1 olarak gösterilen örnek inceleme alanında Sekirdağ volkanitlerinden alınmıştır. Doğu Anadolu örneklerinin nadir toprak element (REE) kapsamaları ilksel kondritlerden (Leedey chondrites) yaklaşık 3-150 kat daha fazla olup trendlerin gidişi normal sınırlar içindedir. İz element kapsamaları ise N-tipi okyanus ortası sırtı bazaltlardan yaklaşık 3-90 kat daha zengindir; Sc, Cr, Co bakımından daha fakir olup, Tb, Fe ve Zn kapsamaları ise farklılıklar göstermektedir.

Son yıllarda yapılan çalışmalarla, Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayaların "Çarpışma sonu (Post collision) volkanizması" olarak adlanabilecek özel bir volkanik grup oldukları belirlenmiştir (Tokel 1984-1985; Tokel ve diğerleri, 1988; Ercan ve diğerleri, 1990-1992; Tokel ve Ercan, 1992, Keskin 1992 a ve b vb). Anadolu'da geniş alanlar kaplayan Senozoyik yaşlı çarpışma sonu tektonizmasına eşlik eden volkanizmanın jeokimyası ayrıntılı olarak irdelendiği zaman, bunların dünyadaki bilinen volkanik kayaç dizilerinin trendlerine uymadıkları görülmektedir. Doğu Anadolu'da, Miyosen'den itibaren etkin olmaya başlayan ve tarihsel zamanlara kadar devam eden volkanizmanın kökeni ve oluşum koşullarına ilişkin çeşitli görüşler son 15 yıldan beri tartışılmaktadır. İnceleme alanı çevresindeki ilk jeokimyasal çalışmalar Lambert ve diğerleri (1974) tarafından Ağrı dağı dolaylarındaki volkanitlerde başlamış olup, araştırmacılar volkanitlerin kalkalkalen nitelikte olup, yitim zonu ürünü olmadıklarını, kabuksal makaslama zonlarının volkanizmayı oluşturabileceklerini belirtmişlerdir. Innocenti ve diğerleri (1976-1980-1981-1982), Neojen yaşlı volkanik kayaların çoğun kalkalkalen, kısmen de alkalen nitelikte olduklarını belirtmiş, kalkalkalen volkanitlerin kökeninin Arabistan levhasının Neojen devri boyunca Anadolu-İran levhasının altında yitmesine, alkalen volkanizmanın kökeninin de Anadolu-İran levhasının Van gölü kuzeyinde kırılarak, Anadolu levhasının batıya, İran levhasının ise doğuya doğru uzaklaşmasına bağlamışlardır. Gülen (1980), Süphan ve Ağrı dağlarına ilişkin volkanik kayalarda jeokimyasal çalışmalar yapmış ve bunların kıta kenarı kalkalkalen volkanik kayaların özelliklerini taşıdıklarını, stronsiyum izotop oran kapsamalarının ise kabuk kökenli volkanizmanın belirli bir ölçüde belirteci olduğunu öne sürmüştür. Şengör ve Kidd (1979), Şaroğlu ve diğerleri (1980), Savcı (1980), Yılmaz (1984), Şaroğlu ve Yılmaz (1984) vb. araştırmacılar, volkanizmayı, Orta Miyosen'den beri süregelen sıkışma rejimi ve buna bağlı olarak kalınlaşan

kıta kabuğunun kısmi ergimesiyle oluşup, açılma çatlakları boyunca yukarıya çıkmasına bağlamışlardır. Tokel (1984), Doğu Anadolu'da tüketilmiş mantodan türemiş toleyitlere yakın benzerlikler gösteren toleyitik nitelikli lavlarla, daha az tüketilmiş kıta altı litosferden türemiş hafif alkalin nitelikli lavlar ve bunlarla birlikte kıta altı mantonun bölümsel ergimesi ve kalın kıta kabuğu içinde yeryüzüne yükselirken kabuktan özümleme ve kristalleşme ile ayrımlaşmasının oluşturduğu



**Şekil 10/A.** Doğu Anadolu Volkanitlerinin N-tipi Okyanus Ortası Sırtı Bazaltlarına göre normalize edilmiş iz ve nadir toprak element kapsamaları  
**Figure 10/A.** N Type MORB normalized trace and REE plots for Eastern Anatolian volcanics



**Şekil 10/B.** Doğu Anadolu Volkanitlerinin ilksel kondritlere göre normalize edilmiş iz ve nadir toprak element kapsamaları  
**Figure 10/B.** Chondrite normalized trace and REE plots for Eastern Anatolian volcanics

kalkalkalen lavların birarada bulunduğunu ve volkanitlerin, Doğu Anadolu'da meydana gelen çarpışma zonunda kabuk kalınlaşması ve buna koşut olarak litosfer incelmelerinin yarattığı genişleme kuvvetlerinin etkileri ile basınç ferahlaması ve sığ mantoda bölümsel ergimelerin oluşmaları ile meydana geldiklerini belirtmiştir. Buket (1988), volkanitlerin Bitlis-Zagros okyanus kabuğu dalımı ile ilgili olduğunu, Güneydoğu Anadolu kenet kuşağı boyunca Miyosen yaşlı kıta-kıta çarpışması sonucunda kopan ve dibe dalan bir okyanus kabuğu parçasının, kıtasal kabuk tarafından yaygın bir kalkalkalen volkanizmanın ve tektonik deformasyonları izleyerek derinden yüzeye doğru yükselen bir alkalin volkanizmanın gelişmesine olanak sağladığını öne sürmüştür. Gülen (1988) ise, Doğu Anadolu genç volkanizması ile Bitlis-Zagros denizel kıtası arasındaki dalma-batma zonu arasında doğrudan bir bağlantı kurulmasının mümkün olmadığını, ancak Miyosen kıta çarpışmasını takiben batan bir kitleyle birlikte Bitlis-Zagros suture zonu beraber düşünüldüklerinde, özellikle kalkalkalen kayaların oluşumu ve kıtasal kabuk içine yerleşimlerinin daha uygun olabileceğini belirtmektedir. Ancak pek çok araştırmacı tarafından Doğu Anadolu'da kıta-kıta çarpışmasının Orta Miyosen'de meydana geldiği öne sürülmekte ise de (Şaroğlu ve Yılmaz, 1984; Yılmaz-1984; Yılmaz ve diğerleri 1987 a ve b) bu konu henüz tam aydınlığa kavuşturulamamış ve çarpışmanın daha önce oluştuğuna ilişkin fikirler de geliştirilmiştir. Örneğin Şaroğlu ve Yılmaz (1991), Doğu Anadolu'da Neotektonik dönemin Orta-Üst Eosen'de, Arabistan'ın Avrasya ile çarpışmasına neden olan Neotetis okyanusunun tamamen yok olmasından itibaren başladığını belirtmektedirler.

Sonuç olarak, Eleşkirt yöresindeki volkanizmanın Üst Miyosen başlarında başlayarak farklı üç ana evre ile Alt Pliyosen ortalarına kadar devam ettiği, evreler arasında jeokimyasal açıdan pek bir fark olmadığı, kalkalkalen özellikler taşıdığı, kabuk kökenli bir kaynaktan türediği ve bir sıkışma bölgesinde çarpışma sonrası meydana geldiği ortaya çıkmakta ve volkanizmanın oluşumunda plaka ortası manto yükselimi kuramının geçerli olabileceği belirlenmektedir. Volkanitler bölgede gelişen çarpışma zonunda kabuk kalınlaşması ve buna koşut olarak litosfer incelmelerinin yarattığı genişleme kuvvetlerinin etkileriyle basınç ferahlaması ve sığ mantoda bölümsel ergimelerin oluşmalarıyla meydana gelmişlerdir. İnceleme alanı dolaylarında çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan Stronsiyum izotop oran ölçümleri (87 Sr/86 Sr)'de bölgedeki kabuk-manto ilişkisini kanıtlamaktadır. Kıtasal kabuk kalınlaşmasının meydana getirdiği stres koşulları Artyuskov (1973-1981), Turcotte ve Emerman (1983) ve

Turcotte (1983) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş ve tanımlanmıştır. Kabuk kalınlaşması ile kabuk altı manto litosferi incelemekte, bunun sonucu olarak izostazi dengesi bozulmakta ve yükselim başlamaktadır. Yükselimin başlamasıyla birlikte yatay gerilim kuvvetleri oluşmakta ve bunlar bölgesel sıkışma kuvvetlerine hakim olarak, gelişen büyük çaplı tansiyonal yapılarla volkanizma yeryüzüne ulaşabilmektedir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktimur, H. T., Tekir, M. E., Yurdakul, M. E., Ercan, T., Kecer, M., Ürgün, B., Gürbüz, M., Can, B. ve Yaşar T., 1991, Kars-Arpaçay dolayının jeolojisi ve Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült., 6, 104-117.
- Artyushkov, E. V., 1973, Stress in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogenities: Jour. Geophys., 78, 7675-7708.
- Artyushkov, E. V., 1981, Mechanism of continental riftogenesis: Tectonophysics, 73, 9-14.
- Barberi, F., Innocenti, F., Ferrara, G., Keller, J. ve Villari, L., 1974, Evolution of the Aeolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea): Earth. Planet. Sci. Lett., 21, 269-276.
- Bayraktutan, S., 1978, Tekman havzasının sedimanter litofasiyesleri ve çökeltme tarihçesi: Türkiye Jeol. Kurul. 1987 Bildiri Özleri Kitabı, 69-70.
- Bilgin, A., 1984, Serçeme (Erzurum) deresi ve dolayındaki volkanitlerin jeokimyası: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült., 5, 41-50.
- Bilgin, A., 1987, Serçeme (Erzurum) volkanitlerinin mineralojisi, petrografisi: A. Ü. Isparta Müh. Fak. Derg., 3, 47-59.
- Buket, E., 1988, Doğu Anadolu volkanik provensinin jeokimyası; Varto (Doğu Anadolu) yöresindeki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkaniklerin ana, iz, nadir toprak element içerikleri ve Sr, Nd izotop jeokimyası: Hacettepe Üniversitesinde Yerbilimlerinin 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 54.
- Buket, E., 1989, Petrology and major element geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics from Varto region, Eastern Turkey: Metu Journal of Pure and applied sciences, 22/3, 69-89.
- Di Giralomo, P., 1984, Magmatic character and geotectonic setting of some Tertiary-Quaternary Italian volcanic rocks; Orogenic, Anorogenic and transitional association-A review: Bull. Volcan., 47/3, 421-432.
- Ercan, T., 1986, Anadolu'nun sönmüş volkanları yeniden püskürecekler mi?: Tübitak Bilim ve Teknik Derg., 222, 17-19.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J.-İ., Notsu, K., Tokel, S. ve Ui, T., 1990, Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu: MTA Derg., 110, 143-164.
- Ercan, T., Tokel, S., Matsuda, J.-İ., Ui, T., Notsu, K. ve Fujitani, T., 1992, Hasandağı-Karacadağ (Orta Anadolu) Kuvaterner volkanizmasına ilişkin yeni jeokimyasal izotopik ve radyometrik veriler: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 7, 8-21.
- Ercan, T. ve Asutay, H. J., 1993, Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl-Diyarbakır, dolaylarındaki Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi: AÜFF Jeoloji Böl. Suat Erk Sempozyumu Bildiriler Kitabı 291-302.
- Gottini, V., 1968, The TiO<sub>2</sub> Frequency in volcanic rocks: Geol. Rdsch., 57, 930-935.
- Gottini, V., 1969, Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria: Bull. Volcan., 3, 818-827.
- Gülen, L., 1980, Strontium isotope geochemistry of mount Ararat, and Süphan volcanics, Eastern Turkey: EOS, Transactions American Geophysical Union, 61, 17.
- Gülen, L., 1988, Van gölü civarı çarpışma zonu volkanizması; bir izotop jeokimya çalışması: Hacettepe Üniv. Yerbilimleri 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 53.
- Güner, Y. ve Şaroğlu, F., 1987, Doğu Anadolu'da Kuvaterner volkanizması ve jeotermal enerji açısından önemi: Türkiye 7. Petrol Kong. Bildiriler Kitabı, 371-383.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canad. Jour. Earth. Scien., 8, 523-548.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F., ve Villari, L., 1976, Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey): Journal of Volcan. Geoth. Research., 1, 103-112.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Serri, G. ve Villari, L., 1980, Geology of the volcanic area north of Lake Van (Turkey): Geol. Rdsch., 69/1, 292-323.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G., ve Villari, L., 1981, Anatolia and northwestern Iran: R. S. Thorpe Ed., Andesites: Orogenic andesites and related rocks da. Wiley, Newyork, N. Y., 327-349.



- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F. ve Villari, L., 1982, Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey), Geochronological data and geodynamic evolution: Jour. Volcan. Geoth. Res., 13, 223-240.
- Kamanlı, A., 1975, Sarıkamış-Pasinler civarında perlit imkanları hakkında rapor: MTA Rap. No: 5369 (yayınlanmamış), Ankara
- Kamanlı, A., 1977, Sarıkamış Perlitlerinin jeoloji ve jenezi: TJK I. Ulusal Perlit Kong. Bildiriler Kitabı, 148-152.
- Keskin, M., 1992-a, Erzurum-Kars platosunun çarpışma kökenli volkanizmasının jeokimyasal karakteristikleri: 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 49.
- Keskin, M., 1992-b, Collision volcanism on the Erzurum-Kars plateau, northeastern Anatolia, Türkiye: Work in Progress on the Geology of Türkiye Abstracts, 38, Keele University Department of Geology, England.
- Kıral, K. ve Çağlayan, A., 1980, Kağızman(Kars)-Ağrı-Taşlıçay (Ağrı) dolayının jeolojisi: MTA Rapor No: (Yayınlanmamış), Ankara.
- Lambert, J., Holland, J. G. ve Owen, P., F, 1974, Chemical petrology of a suite calc-alkaline lavas from mount Ararat, Turkey: Jour. Geol., 82, 419-438.
- Le Bass, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., ve Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27/3, 745-750.
- Macdonald, G. A. ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: Journal of Petrology, 5, 83-133.
- Matsuda, J. İ., 1990, K-Ar Ages of Turkey volcanics; Geochemical Study of Collision volcanism at the plate boundary in Turkey, 63-68.
- Nagao, K., Matsuda, J. İ., Kita, İ. ve Ercan, T., 1989, Noble gas and carbon isotopic composition in Quaternary volcanic area in Turkey: Jeomorfoloji Derg., 17, 101-110.
- Özgür, N. ve Bilgin, A., 1990, Sarıkamış-Kars perlit ve obsidiyenlerinin jeokimyası, jenezi ve ekonomik önemi: Jeomorfoloji Derg., 18, 25-38.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., de Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J. G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: Jour. Volcan. Geoth. Res., 44, 189-229.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu aerea, northern Turkey: Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81.
- Rittmann, A., 1962, Volcanoes and their activity: John Wiley and sons, Newyork, London, 305 pp.
- Rittmann, A. ve Villari, L., 1979, Volcanism as a tracer in geodynamic processes: Geologie en Mijnbouw, 58/2, 225-230.
- Sanver, M., 1968, A palaeomagnetic study of Quaternary volcanic rocks from Turkey: Phys. Earth. Planet. Interiors, 1, 403-421.
- Savcı, G., 1980, Doğu Anadolu volkanizmasının neotektonik önemi: Yeryuvarı ve İnsan, 5/3-4, 46-49.
- Şaroğlu, F., Güner, Y., Kidd, W. S. F. ve Şengör, A. M. C., 1980, Neotectonics of Eastern Turkey; New evidence for crustal shortening and thickening in a collisional zone: EOS, Transactions American Geophysical Union, 61, 17, 360.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1984, Doğu Anadolu'nun tektoniği ve ilgili magmatizması: Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Simp. Bildiriler Kitabı, 149-162.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1991, Geology of the Karlıova region; Intersection of the north Anatolion and East. Anatolian transfrom faults: Bull. Tech. Univ. İstanbul, 44/3-4, 475-493.
- Şengör, A.M.C. ve Kidd, W.S.F. 1979, Post-collisional tectonic of the Turkish-İranian, plateau and a comparison with Tibet: Tectonophysics, 55, 361-376.
- Taner, M. F., 1977, Etude geologique et petrographique de la region de Güneyce-İkizdere, situee au sud de Rize (Pontides orientales, Turquie): Doktora tezi, Cenevre Üniv., İsviçre, 180 s. (Yayınlanmamış)
- Taylor, S. R., ve Mc Lennan, M. S. 1981, The composition and evolution of the continental crust; rare earth element evidence from sedimentary rocks: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 301, 388-399.
- Tokel, S., 1979, Erzurum-Kars yöresindeki Neojen çöküntüsüyle ilgili volkanizmanın incelenmesi: Doçentlik tezi, Karadeniz Teknik Üniv., 106 s. (Yayınlanmamış), Trabzon.
- Tokel, S., 1980-a, Doğu Anadolu'da Neojen volkanizmasının jeokimyası: Türkiye Jeol. Kur. 34. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 33.
- Tokel, S., 1980-b, İz ve ana element ayırtman diyagramlarıyla Anadolu'da Neojen volkanizmasının tektonik yerleşiminin incelenmesi: Tübitak 7. Bilim Kong. Yerbilimleri Seksiyonu Tebliğleri Kitabı, 1-10.
- Tokel, S., 1981, Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya; Türkiye'den örnekler: Yeryuvarı ve İnsan, 6/3-4, 53-65.

- Tokel, S., 1984, Doğu Anadolu'da kabuk deformasyon mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi: Türkiye Jeoloji Kur. Ketin Simp. Bildiriler Kitabı, 121-130.
- Tokel, S., 1985, Post collision Neogene volcanism in Eastern Anatolia; implications for their petrogenetic mechanism: IAVCEI 1985 İlimi Toplantısı Bildiri Özleri Kitabı, Giardini-Naxos, İtalya.
- Tokel, S., Ercan, T., Akbaşlı, A., Yıldırım, T., Fişekçi, A., Selvi, Y., Ölmez, M., ve Can, B., 1988, Neogene tholeiitic province of Central Anatolia; implication for magma genesis and post-collision lithospheric dynamics: *Metu Jour. Pure Appl. Scien.*, 21/1-3, 461-477.
- Tokel, S. ve Ercan, T., 1992, Anadolu'da çarpışma sonu volkanizmasının jeokimyasal ayırtman özellikleri; yiten blok-manto etkileşimi: Türkiye Jeoloji kurultayı 1992 Bildiri Özleri Kitabı, 36.
- Turcotte, D. L., 1983, Mechanism of crustal deformation: *J. Geol. Soc. London*, 140, 701-724.
- Turcotte, D. L. ve Emerman, S. H., 1983, Mechanism of active and passive rifting: *Tectonophysics*, 79, 39-50.
- Turner, F. J. ve Verhoogen, J., 1960, *Igneous and metamorphic petrology*: Mc Graw-Hill Book Co., Newyork.
- Türkecan, A., 1991, Muş yöresindeki Pliyosen yaşlı volkanitlerin petrolojisi: *MTA Derg.*, 112, 85-102.
- Türkecan, A. Dönmez, M., Özgür, İ. B., Mutlu, G., Sevin, D. ve Bulut, V., 1992-a, Patnos-Tutak-Hafnır (Ağrı) yöresinin jeolojisi ve volkanik kayaçların petrolojisi: MTA Rap. No: (yayınlanmamış).
- Türkecan, A., Dönmez, M., Sevin, D., Özgür, İ. B. ve Mutlu, G., 1992-b, Perakalen volkanizma ve Doğu Anadolu'daki örnekleri: Türkiye Jeolojisi Kurultayı Bülteni 7, 108-115.
- Wager, L. R., 1960, The major element variation of the Layered series of the Skaergaard intrusion: *Journal of Petrology*, 1, 364-398.
- Wedepohl, K. H., 1975, The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle: *Fortschr. Miner.*, 52/2, 141-172.
- Yılmaz, Y., 1984, Türkiye'nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Simp. Bildiriler Kitabı, 63-81.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1987-a, Initiation of the neomagmatism in East Anatolia: *Tectonophysics*, 134, 177-199.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1987-b, Doğu Anadolu'da Solhan (Muş) volkanitlerinin petrojenetik incelenmesi: *Hacettepe Yerbilimleri*, 14, 133-163.

## HİDROTERMAL MADEN YATAKLARININ KÖKEN VE OLUŞUM KOŞULLARININ ARAŞTIRILMASINDA KARARLI İZOTOPLAR JEOKİMYASI İNCELEMELERİ VE TÜRKİYE'DEN ÖRNEKLER\*

Ahmet GÖKÇE Cumhuriyet Üniversitesi Jeolojisi Müh. Bölümü, SİVAS

**ÖZ:** Bu incelemelerde kararlı izotopları olan S, H, O ve C en çok kullanılan elementlerdir. Bunlardan kükürtün  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ , hidrojenin D/H, oksijenin  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , karbonun ise  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  izotop oranları analiz edilmekte sonuçlar  $\sigma$  sapma değerleri (o/oo) şeklinde ( $\sigma^{34}\text{S}$ ,  $\sigma^{\text{D}}$ ,  $\sigma^{18}\text{O}$  ve  $\sigma^{13}\text{C}$ ) ifade edilmektedir. Bu değerler çeşitli ortamlar için karakteristik bazı değerler ile karşılaştırılarak yorumlanmaya çalışılmaktadır.

S izotopları incelemeleri sülfürlü minerallerin yapısında bulunan kükürtün kökeni ve mineraller arası izotopsal ayrımlanma özelliklerinden yararlanılarak minerallerin oluşum sıcaklıkları hakkında bilgiler vermektedir. Analiz sonuçları mineraller arası ayrımlanma durumları da dikkate alınarak magmatik ( $\sigma^{34}\text{S} \sim 0$  o/oo), deniz suyu içindeki sülfat ( $\sigma^{34}\text{S} \geq +8-10$  o/oo) ve bakteriyel indirgenmiş (biyolojik) ( $\sigma^{34}\text{S} \leq -10$  o/oo) kökenli gibi değerlendirilmektedir.

H ve O izotoplarından mineral oluşturucu çözeltilerdeki suyun kökeninin araştırılmasında yararlanılmakta olup, analiz sonuçları denizel ( $\sigma^{18}\text{O} = 0$ ,  $\sigma^{\text{D}} = 0$  o/oo), meteorik ( $\sigma^{18}\text{O} \leq 0$ ,  $\sigma^{\text{D}} \leq 0$  o/oo;  $\sigma^{\text{D}} = 8 \sigma^{18}\text{O} + 10$  o/oo), magmatik ( $\sigma^{18}\text{O} = +5.5 - +10.1$ ,  $\sigma^{\text{D}} = -50 - 85$  o/oo), metamorfik ( $\sigma^{18}\text{O} = +5 - +25$ ,  $\sigma^{\text{D}} = -20 - -65$  o/oo) kökenli sularla karşılaştırılarak değerlendirilmektedir. Ancak kökeni ne olursa olsun tüm hidrotermal sular, içinden geçtikleri kayalarla su/kayaç oranına bağlı olarak etkileşmekte ve özellikle oksijen izotopları bakımından değişimler gelişmektedir.

C izotopları incelemeleri ise karbonatlı minerallerin ve sıvı kapanımları içindeki  $\text{CO}_2$  ve  $\text{CH}_4$  gibi gazların yapısındaki karbonun kökenlerinin araştırılmasında yararlı olmaktadır.

Türkiye'den örnekler olarak; Turhal (Tokat) ve Muratdağı (Gediz-Kütahya) antimon yataklarında antimonitin bileşimindeki kükürtün magmatik kökenli, hidrotermal suları oluşturan suların meteorik kökenli, Ödemiş (İzmir) yöresindeki antimon ve civa yataklarında antimonit ve sinnoberin bileşimindeki kükürtün magmatik-biyolojik kükürt karışımı, Kurşunlu (Koyulhisar-Sivas) Cu-Pb-Zn yataklarında sülfürlü minerallerin yapısındaki kükürtün magmatik kökenli, Doğu Karadeniz Bölgesindeki stockwork ve stratiform tipi Cu-Pb-Zn yataklarındaki sülfürlü minerallerin yapısındaki kükürtün magmatik kökenli olduğu şeklinde sonuçlar elde edilmiştir.

### GİRİŞ

İzotoplar jeokimyası incelemeleri başta maden jeolojisi ve petroloji olmak üzere jeolojinin pek çok konusunda uygulama alanı bulmuş ve çok sayıda problemin çözümünde katkısı olmuş bir araştırma konusudur. Ancak ülkemizde şu ana kadar kurulmuş bir izotoplar jeokimyası araştırma merkezinin ve laboratuvarlarının bulunmaması oldukça üzücüdür. Diğer yandan yurt dışında lisans üstü öğrenim görme veya kısa süreli burslarla yurt dışına çıkma şansını bulabilmiş az sayıdaki akademisyen dışında bu konuya ilgi duyan meslektaşlarımızın sayısı da oldukça

azdır. Üniversitemizde de bu konunun öğretimine fazla ilgi gösterildiğini ve öğrencilerimize tanıtıldığını da söylemek zordur. Ülkemizde bu tür laboratuvarların kısa bir gelecekte kurulması ve araştırmaların yapılabilmesi en büyük dileğimizdir.

İzotop bir elementin eğer varsa farklı atom ağırlıklı atomları ve/veya türevleridir. Bir elementin izotopları doğal olarak oluşabilecekleri gibi yapay olarak ta elde edilmektedir. Yalnızca bir izotopu bulunan elementler mono izotoplu, birden fazla izotopu bulunan elementler ise poli izotoplu elementler olarak nitelenmektedirler.

Elementlerin izotoplarına ait atomlar zamanla parçalanarak veya başka bir elementin atomuna dönüşerek yok oluyorsa bu tür izotoplar radyoaktif/kararsız izotoplar, zamanla yok olmuyorsa kararlı izotoplar olarak tanımlanmaktadır.

\* 15-19 Şubat 1993 tarihleri arasında TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası tarafından Ankara'da düzenlenen 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda Konferans olarak sunulmuştur.

Diğer yandan hidrotermal maden yatakları; sıcaklıkları 50° ile 400°C arasında değişen veya pnömatolik oluşumlar da dikkate alındığında 50° ile 600°C arasında değişen sıcak sulu ve buharlı çözeltilerin içeriklerini uygun yerlerde çöktürmeleri şeklinde oluşmuş maden yataklarıdır. Sayı ve çeşitlilik bakımından en yaygın olarak gözlenen yeraltı zenginlikleridir. Bu yataklarda cevher minerali olarak özellikle sülfürlü mineraller, gang minerali olarak ise kuvars, kalsit, barit ve florit gibi mineraller oldukça yaygındır. Bu nedenle de bu yatakların köken ve oluşum koşullarının araştırılmasında kararlı izotopları olan elementlerden özellikle S, H, O ve C izotoplarından yararlanılmaktadır.

Bu izotoplardan H ve O izotopları hidrotermal çözeltileri oluşturan suyun, S izotopları sülfürlü ve sülfatlı minerallerin bileşiminde bulunan kükürtün, C izotopları ise karbonatlı minerallerin yapısında bulunan karbonat ile sıvı kapanımları içinde bulunan CO<sub>2</sub> ve CH<sub>4</sub> gibi gazlarda bulunan karbonun kökenlerinin belirlenmesinde yararlı olmaktadır. Ayrıca bu izotoplardan jeotermometre olarak yararlanmak ta mümkün olabilmektedir.

Bu elementlerin izotoplarının ortalama oransal bollukları çeşitli yöntemlerle hesaplanmış olup, çeşitli doğal olaylar sonucunda bu ortalama değerlere göre her olay veya ortam için karakteristik olan farklılaşmalar gelişmekte ve bu farklılıklardan yararlanılarak ortam analizleri ve köken belirlemeleri yapılmaya çalışılmaktadır. İzotopsal farklılaşmaya neden olan önemli doğal olaylar arasında; buharlaşma-yoğunlaşma, çözülme-çökme, fotosentez ve mikroorganizmalarca kullanıma, adsorbanma-absorplanma, yayılma/difüzyon, kimyasal reaksiyonlar ve mineraller arasında paylaşılma gibi olaylar sayılabilir.

İzotop analizleri kütle spektrometreleri ile yapılmaktadır. Analiz tekniği bakımından daha kolay

olduğu için izotopların kantitatif miktarları yerine izotop oranları analiz edilmektedir. Analizlerde yaygın olarak onaylanmış bazı temel standartlar kullanılmakta olup, analiz sonuçları bir elementin örnek içindeki ağır izotopunun hafif izotopuna oranının standart içindeki orandan farkını gösteren  $\sigma$  ağır izotop (<sup>a</sup>I) ‰ değerleri şeklinde ifade edilmekte ve

$$\sigma^{aI} (\text{‰}) = \frac{(\frac{aI}{hI}) \text{ örnek} - (\frac{aI}{hI}) \text{ standart}}{(\frac{aI}{hI}) \text{ standart}} \times 1000 \text{ veya}$$

$$\sigma^{aI} (\text{‰}) = \frac{(\frac{aI}{hI}) \text{ örnek}}{(\frac{aI}{hI}) \text{ standart}} - 1 \times 1000$$

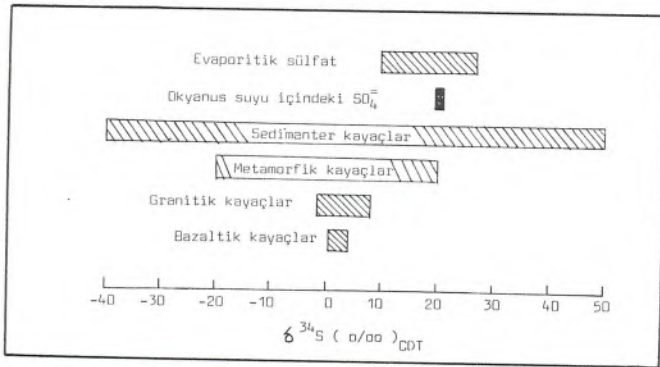
bağıntılardan birisi ile hesaplanmaktadır.

### KÜKÜRT İZOTOPLARI İNCELEMELERİ

Kükürt, atom numarası 16 olan ve atom ağırlıkları 32 ile 36 arasında değişen 4 önemli izotopu bulunan bir elementtir. İzotoplarının ortalama oransal bollukları; <sup>32</sup>S: %95.02, <sup>33</sup>S: %0.75, <sup>34</sup>S: %4.21 ve <sup>36</sup>S: %0.02 şeklindedir (Ohmoto ve Rye, 1979; MacNamara ve Thode, 1950'den). İncelemelerde <sup>34</sup>S/<sup>32</sup>S oranı analiz edilmekte ve standart olarak Canon Diablo Triolit Meteoriti kullanılmaktadır. Analiz sonuçları  $\sigma^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  şeklinde ifade edilmektedir.

Jeolojik açıdan; SO<sub>2</sub>, SO<sub>4</sub><sup>=</sup>, SO<sub>3</sub><sup>=</sup>, SO, SCO, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>SO<sub>3</sub>, S<sub>2</sub>, S<sub>6</sub>, H<sub>2</sub>S, HS<sup>-</sup>, S<sup>=</sup> iyon ve bileşikleri ile sülfürlü ve sülfatlı mineralleri önemlidir. Sulu çözeltilerde yüksek sıcaklıklarda SO<sub>2</sub> ve H<sub>2</sub>S, düşük sıcaklıklarda SO<sub>4</sub><sup>=</sup> ve H<sub>2</sub>S hakimdir. İzotopsal bileşim bakımından SO<sub>2</sub> ve SO<sub>4</sub><sup>=</sup> <sup>34</sup>S'çe (ağır  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri), H<sub>2</sub>S ve HS<sup>-</sup> ise <sup>32</sup>S'çe (hafif  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri) zengin olmaktadır. Diğer yandan sülfürlü mineraller <sup>32</sup>S'ce, sülfatlı mineraller ise <sup>34</sup>S'çe zengin izotopsal bileşimler göstermektedir. Sülfürlü mineraller özellikle H<sub>2</sub>S ve HS<sup>-</sup>'in bileşiminde bulunan indirgen kükürtü kullanarak oluşmaktadır.

Önemli bazı jeolojik malzemeler içinde analiz edilen  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri dağılım Şekil 1'de görüldüğü gibi belirlenmiş olup, magmatik kayalarda 0'a yakın, deniz suyu içindeki sülfatta +18 - +20 ‰, evaporitik sülfatta +5 - +25 ‰, sedimanter ve metamorfik kayalarda çok değişken değerler gözlenmektedir. Sedimanter ve metamorfik kayalardaki hafif  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri özellikle bileşimlerindeki sülfürlü minerallerden ve organik maddeler içindeki kükürtlü bileşiklerden kaynaklanmaktadır.



Şekil 1. Jeolojik olarak önemli bazı malzemelerde  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri (Hoefs, 1987'den).

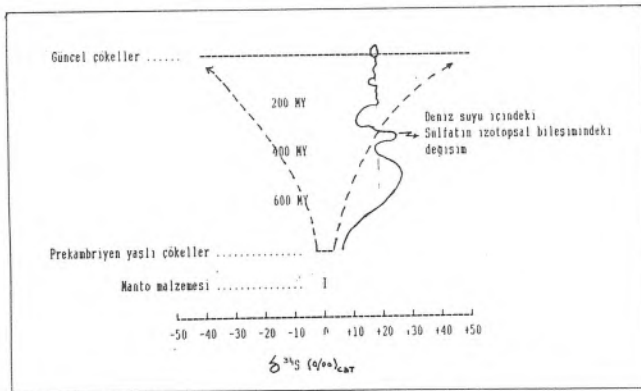
Çeşitli jeolojik malzemelerde kükürt izotopları bileşimi incelendiğinde özellikle jeoloji yaşa bağlı olarak gençleştikçe dağılım aralığı genişleyen bir değişim gözlenmektedir. Manto kökenli ksenolitlerde ve Prekambriyen yaşlı serilerde 0'a çok yakın  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri gözlenirken, jeolojik yaş gençleştikçe izotopsal bileşimin bir yelpaze şeklinde genişlediği görülmektedir (Şekil 2). Bu yelpazenin genişlemesinde sedimenter ortamlarda özellikle bakteriyel indirgenme süreçlerinin ve sülfat çökelimlerinin, magmatik ortamlarda ise asimilasyon ve kirlenme olaylarının çok etkili olduğu sanılmaktadır.

Hidrotermal cevherleşmelerde kükürt izotopları bileşimi oldukça karışık olup;

- i. Kaynaktaki rezervuarın izotopsal bileşimine,
- ii. Kaynaktan hidrotermal çözeltiye geçen kısmın izotopsal bileşimine,
- iii. Hidrotermal çözeltinin ve çevrenin Eh ( $f_{\text{O}_2}$ ), pH ve sıcaklık gibi fizikokimyasal özelliklerine,
- iv. Oluşan minerallerin türüne ve mineraller arası ayrımlanma durumuna,
- v. Farklı kaynaklı malzemelerin karışmasına ve çevreden olabilecek olası kirlenmelere bağlı olarak değişiklik gözlenebilmektedir.

Birinci etken olarak kaynaktaki rezervuarın izotopsal bileşimi belirtilmiş olup, önemli iki kükürt kaynağı magmatik ve deniz suyu içindeki  $\text{SO}_4^{2-}$  şeklindedir. Bu kaynaklar doğrudan veya dolaylı olarak (daha sonraki hidrotermal çözeltilerle çözülerek) çeşitli yollardan kükürt kaynağı haline gelebilmektedirler.

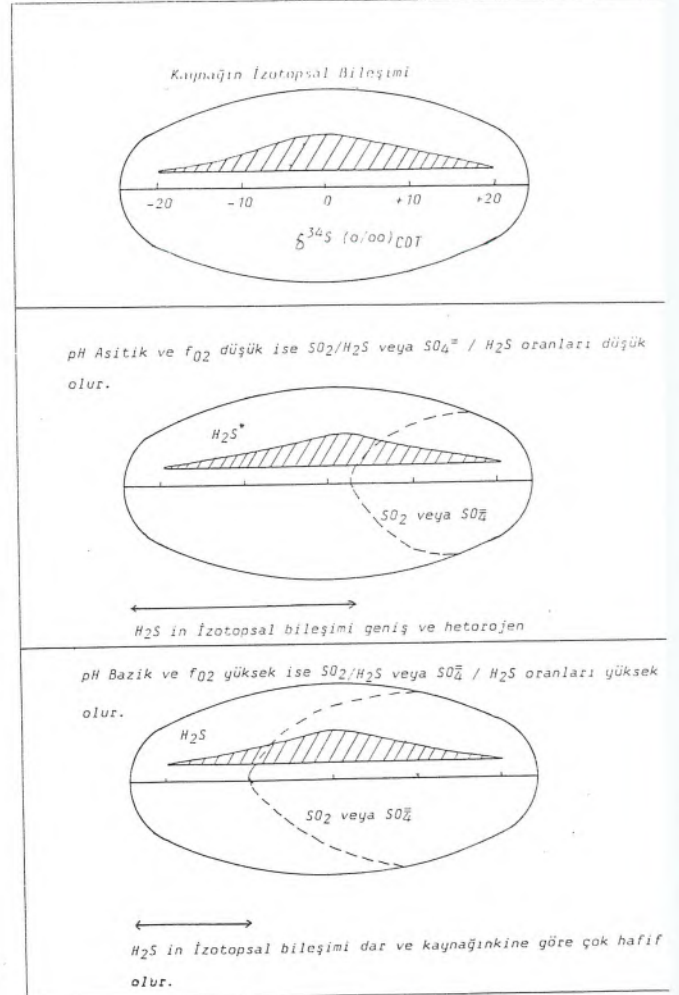
Magmatik kökenli kükürt ya doğrudan magmatik kökenli hidrotermal çözeltiler içine geçerek veya epijenetik



**Şekil 2.** Jeolojik malzemelerde kükürt izotopları bileşiminin jeolojik devirlere bağlı olarak olası değişimi (Deniz suyu içinde sülfatın izotopsal bileşim değişimi; Ohmoto, 1986; Claypool ve diğ., 1980'den).

hidrotermal çözeltilerle magmatik kayalardan ve/veya diğer magmatik oluşumlardan çözülerek zenginleşmekte ve hidrotermal cevherleşmelerdeki sülfürlü ve sülfatlı minerallerin yapısına girmektedir. Birinci tip oluşumlarda sıfıra çok daha yakın ve dar aralıklı  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri beklenebilir.

İkinci önemli kükürt kaynağını oluşturan deniz suyu içindeki  $\text{SO}_4$  ya doğrudan deniz tabanlarında gelişen hidrotermal faaliyetler (eksalatif sedimenter) sırasında deniz suyundan sülfatlı minerallerin çökelişi, inorganik reaksiyonlarla sülfatın indirgenmesi, organik reaksiyonlarla sülfatın indirgenmesi veya kükürt içeren organik bileşiklerin parçalanması, bakteriyel faaliyetlerle sülfatın indirgenmesi ( $\pm$ ) gibi süreçlerden birisi ile veya dolaylı olarak daha önceden bu kaynaktan belirtilen süreçlerden birisi ile tutuklanmış kükürtün epijenetik



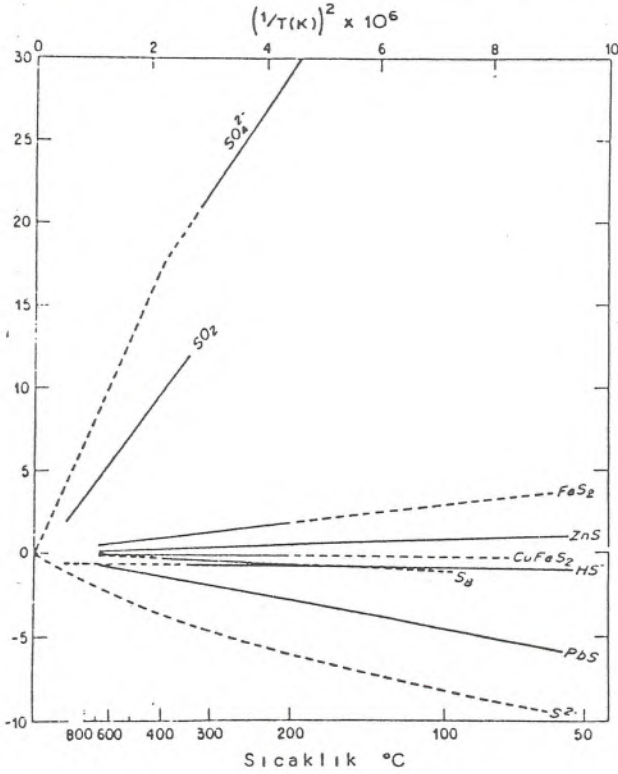
**Şekil 3.** Hidrotermal çözeltilerden  $f_{\text{O}_2}$  ve pH koşullarına bağlı olarak  $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$  veya  $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$  oranlarının ve sülfürlü mineralleri oluşturacak  $\text{H}_2\text{S}$ 'nin izotopsal bileşiminin değişimi.

hidrotermal çözeltilerce çözülmesi ile hidrotermal cevherleşmeler için kükürt kaynağı oluşturabilmektedir.

Deniz suyu içindeki  $SO_4^{2-}$ 'in kullanılarak jips ve barit gibi sülfatlı minerallerin çökelişi hem olağan yüzeysel koşullarda hem de hidrotermal koşullarda mümkün olup, minerallerin çökebilmesi için  $SO_4^{2-}$  ile  $Ca^{2+}$  ve  $Ba^{2+}$  gibi katyonların konsantrasyon çarpımlarının minerallerin çözünürlük çarpımı katsayılarını aşması yeterli olmaktadır. Oluşan sülfatlı minerallerin kükürt izotopları bileşimi deniz suyu içindeki sülfatın izotopsal bileşimine çok yakın olmaktadır. Ancak daha geniş bir dağılım aralığına sahip olduğu düşünülmektedir (Ohmoto ve Rye, 1979).

Deniz suyu içindeki sülfatın yapısındaki kükürtün kullanılarak sülfürlü minerallerin oluşabilmesi için "bakteriyel, organik ve inorganik" indirgenme süreçlerinden birisi ile kükürtün  $S^{6+}$  değerlikten  $S^{2-}$  değerliğe indirgenmesi gerekmektedir.

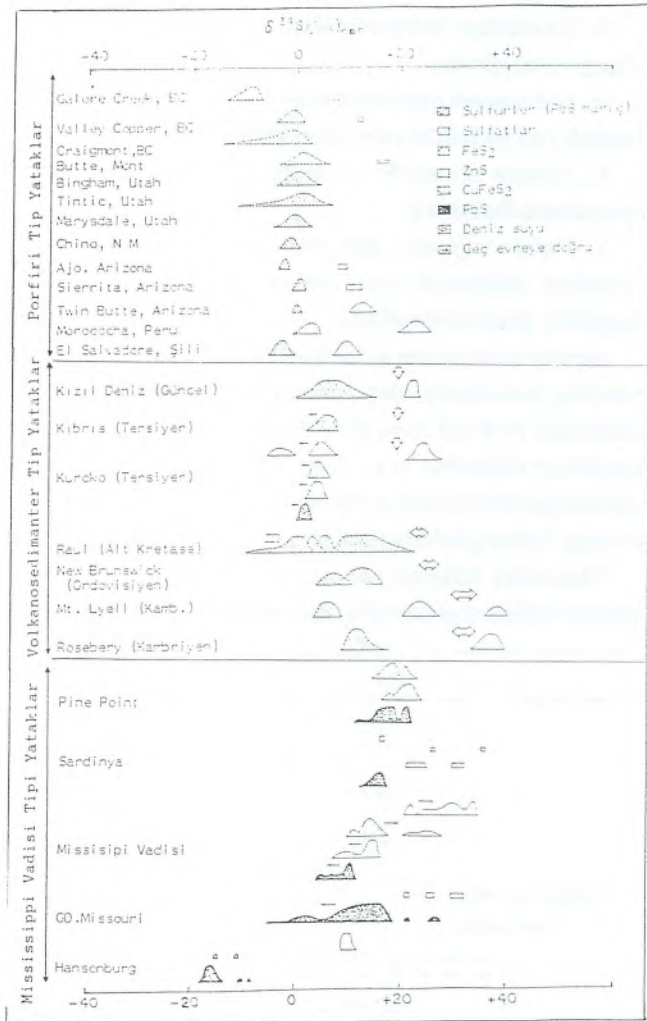
Bakteriyel süreçlerle indirgenme düşük sıcaklıklarda ( $T < 50^\circ C$ ) en yaygın olarak gözlenen indirgenme sürecidir. Desulfotomaculum ve Desulfotomaculum ailelerine ait kükürt



**Şekil 14.** Sıcaklığın fonksiyonu olarak çeşitli kükürtlü bileşiklerin  $H_2S$ 'e göre denge halindeki ayrımlanma faktörlerinin değişimi (Ohmoto ve Rye, 1979'dan; devamlı çizgiler deneysel olarak saptanmış, kesik çizgiler ise tahmini ve teorik olarak hesaplanmıştır).

indirgeyici bakteriler sülfatı indirgeyerek hidrojen ve organik maddelerin aneorobik oksitlenmesiyle beslenmektedirler (Hoefs, 1987). Bakteriyel süreçlerle indirgenmiş kükürt  $-10\%$ 'den daha hafif izotopsal bileşime sahip olması ile karakteristik olup,  $-60\%$ 'e kadar inen  $\delta^{34}S$  değerleri gözlenebilmektedir.

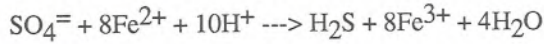
Organik bileşiklerin ve reaksiyonların etkisi ile sülfatın yapısındaki kükürtün indirgenmesi tam olarak anlaşılammış olmakla birlikte; sıcaklığın  $50^\circ C$ 'yi (özellikle  $80^\circ C$ 'yi) aşması halinde kükürt içeren organik bileşiklerin parçalanması, organik bileşiklerin indirgeyici koşullar oluşturması,  $SO_4^{2-}$  ça zengin yüzeysel kökenli suların organik maddece zengin sedimanlar içinden geçmesi



**Şekil 5.** Bazı önemli hidrotermal cevherleşmelerde (porfiri tip, volkanosedimanter tip ve Mississippi vadisi tipi) kükürtün izotopsal bileşimi (Ohmoto ve Rye, 1979'dan derlenmiştir).

ile H<sub>2</sub>S oluşumu gibi süreçlerin kükürt sağlanmasında ve/veya indirgenmesinde etkili olduğu düşünülmektedir. Bu süreçlerle deniz suyu içindeki sülfatın göre 15±5 ‰ kadar daha hafif (+5 ile +20 ‰ arasında) izotopsal bileşime sahip H<sub>2</sub>S üretilebilmektedir (Ohmoto ve Rye, 1979). Ancak bu indirgenme sürecinin organik madde içeriği çok yüksek sedimanter ortamlar dışında fazla etkili olamayacağı ve yalnızca dolaylı olarak epijenetik hidrotermal çözeltiler içinde etkili olabileceği söylenebilir.

İnorganik reaksiyonlarla deniz suyu içindeki sülfatın bileşiminde bulunan kükürtün indirgenmesi sıcak hidrotermal çözeltiler için en önemli indirgenme sürecidir. Bu süreç deneysel olarak ta incelenmiş olup (Ohmoto ve Rye, 1979; Mottl, 1976'dan) bu indirgenmede özellikle;



reaksiyonunun etkili olduğu kabul edilmektedir. Bu indirgenme reaksiyonu ile +20 ‰ civarında bir izotopsal bileşime sahip deniz suyu sülfatından -5 ile +20 ‰ arasında değişen izotopsal bileşime sahip H<sub>2</sub>S'in üretilebileceği tahmin edilmekle birlikte, deneysel incelemelerde sülfürlü minerallerde +8.0 ile +20.7 ‰ arasında değişen değerler elde edilmiştir (Ohmoto ve Rye, 1979; Ohmoto ve diğ., 1976'dan).

Hidrotermal cevherleşmelerde kükürt izotopları bileşimine etki eden ikinci etken kaynaktan çözülye geçen kısmın izotopsal bileşimi olup, genellikle kaynağın bileşimine çok yakın veya birkaç ‰ daha hafif olmaktadır.

Hidrotermal çözeltilerin fO<sub>2</sub> (Eh) ve pH koşulları da çökelen sülfürlü ve sülfatlı minerallerin izotopsal bileşimine etki eden önemli faktörlerden olup sistemin SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S ve SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>/H<sub>2</sub>S oranlarını ve bu bileşenlerin izotopsal bileşimlerini kontrol etmektedir (Şekil 3). fO<sub>2</sub>'si yüksek çözeltilerde ve/veya ortamlarda H<sub>2</sub>S' göre SO<sub>2</sub> veya SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> oluşumu fazla olmakta ve sülfürlü minerallerin yapısına girecek indirgen kükürt türleri bağlı olarak hafif bir izotopsal bileşime sahip olacaklardır. fO<sub>2</sub>'si düşük çözeltilerde ve/veya ortamlarda ise H<sub>2</sub>S; SO<sub>2</sub> ve SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> göre daha fazla olacak, dolayısıyla daha geniş bir aralıkta ve daha ağır bir izotopsal bileşime sahip olacak ve oluşacak sülfürlü minerallerde daha ağır bir izotopsal bileşim gözlenecektir.

Sıcaklık özellikle izotopsal ayırılma faktörlerini etkileyerek çözülye içindeki H<sub>2</sub>S'e göre minerallerin sahip olacağı izotopsal bileşimin ve mineraller arasında kükürtün paylaşımını ve izotopsal farklılaşmayı kontrol etmektedir. Yüksek sıcaklıklarda daha homojen ve birbirine yakın, düşük sıcaklıklarda ise birbirinden farklı

σ<sup>34</sup>S değerleri gözlenmektedir (Şekil 4). Sıcaklığa bağlı bu ayırılma özelliğinden jeotermometre olarak yararlanmak mümkün olup, "Kükürt İzotopları Jeotermometresi" geliştirilmiştir.

Bu jeotermometrede cevherleşme içinde bulunan sülfürlü ve sülfatlı mineral çiftleri belirlenerek σ<sup>34</sup>S değerleri arasındaki fark (Δ) belirlenen mineral çifti için izotopsal ayırılma faktörleri ile sıcaklık arasındaki ilişkiden yararlanılarak geliştirilmiş sıcaklık hesaplama formüllerinde (Çizelge 1) yerine konularak sıcaklık hesaplanmaktadır.

Bu jeotermometre ile cevherleşmelerin oluşum sıcaklıklarının doğru olarak tesbit edilebilmesi için; çift oluşturan minerallerin oluşum sırasında dengede olmaları, mineraller oluşuktan sonra birbirleriyle ve çözülye ile aralarında izotopsal etkileşimin olmaması ve analiz sırasında mineral ayırılmalarının çok iyi bir şekilde ayrılarak hazırlanmış olması gerekmektedir.

Bu bilgilerin ışığında hidrotermal cevherleşmelerdeki sülfürlü ve sülfatlı minerallerde analiz edilen σ<sup>34</sup>S değerlerinden yararlanılarak minerallerin yapısında bulunan kükürtün kökenini ve oluşum koşullarını belirlemek mümkün olabilecektir.

Bu anlatımlara göre doğrudan veya dolaylı olarak;

i. -10 ‰'den daha hafif σ<sup>34</sup>S değerlerini "bakteriyel süreçlerle indirgenmiş kükürt",

Mineral çifti	Eşitlik (T Kelvin; Δ = δ <sup>34</sup> S <sub>A</sub> - δ <sup>34</sup> S <sub>B</sub> )	Belirsizlikler	
		1	2
Sülfat-Kalkopirit	$T = \frac{2.85 \times 10^3}{(\Delta \pm 1)^2}$ (T > 400°C)	± 25'	± 5'
" "	$T = \frac{2.30 \times 10^3}{(\Delta - 0 \pm 0.5)^2}$ (T < 350°C)	± 10	± 5
Sülfat-Pirit	$T = \frac{2.76 \times 10^3}{(\Delta \pm 1)^2}$ (T > 400°C)	± 25'	± 5'
" "	$T = \frac{2.16 \times 10^3}{(\Delta - 0 \pm 0.5)^2}$ (T < 350°C)	± 10	± 5
Pirit-Galenit	$T = \frac{(1.01 \pm 0.04) \times 10^3}{\Delta^2}$	± 25	± 20
Sfalerit(pirotin)-Galenit	$T = \frac{(0.55 \pm 0.03) \times 10^3}{\Delta^2}$	± 20	± 25
Pirit-Kalkopirit	$T = \frac{(0.67 \pm 0.04) \times 10^3}{\Delta^2}$	± 35	± 40
Pirit-Pirotin (sfalerit)	$T = \frac{(0.55 \pm 0.04) \times 10^3}{\Delta^2}$	± 40	± 55

Çizelge 1. Çeşitli mineral çiftlerinin σ<sup>34</sup>S değerleri arasındaki farktan yararlanılarak oluşum sıcaklıklarının hesaplanması formülleri (Ohmoto ve Rye, 1979'dan).

ii. 0 ‰'a çok yakın ve dar bir aralıkta dağılım gösteren  $\sigma^{34}\text{S}$  değerlerini "magmatik kökenli kükürt",

iii. +10 ‰'dan daha büyük  $\sigma^{34}\text{S}$  değerlerini "deniz suyundan inorganik ( $\pm$  organik) reaksiyonlarla indirgenmiş kükürt",

iv. -10 - 0 ‰ arasındaki değerleri "magmatik ve bakteriyel kükürt karışımı, magmatik kükürt içeren hidrotermal çözeltilerden kükürtün yüksek Eh ve pH koşullarında ayrılması, magmatik kükürt içeren kaynaklardan hidrotermal çözeltilerce hafif kükürtün tercihli olarak çözülmesi, magmatik kükürtün sülfatlı ve sülfürlü mineraller arasında paylaşımı sonucu sülfürlü minerallerde hafif kükürtün kullanımı",

v. 0 - +10 ‰ arasındaki değerleri "magmatik ve denizel sülfat kökenli kükürt karışımı, denizel sülfatın aşırı indirgenmesi, hidrotermal çözeltilerin ve çevrenin fizikokimyasal koşullarına bağlı olarak magmatik kükürtün ağır kısmının ayrımlanarak kullanımı, denizel

sülfat kökenli kükürt içeren kaynaklardan hafif kükürtün tercihli olarak çözülmesi" şeklinde değerlendirmek mümkündür. Özellikle iv. ve v. maddelerindeki -10 ‰ ile +10 ‰ arasında değişen ve dağılım aralığı geniş olan  $\sigma^{34}\text{S}$  değerlerini değerlendirmek oldukça zor olup, spekülatif sayılabilecek bazı yorumların ve/veya yaklaşımların yapılması ve teorik düzeyde yeni araştırmaların yapılması gerekmektedir.

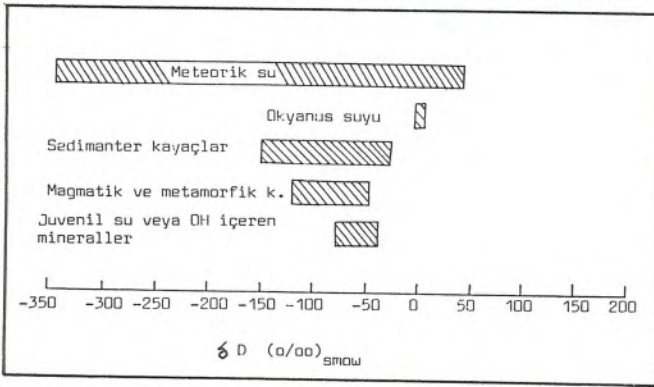
Bazı önemli hidrotermal cevherleşme tiplerinde analiz edilmiş  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri Şekil 5'de olduğu gibi belirlenmiş olup, porfiri tip yataklarda 0 ‰'a yakın (magmatik), volkanosedimanter yataklarda 0 - +20 ‰ (çoğunlukla magmatik, bazılarında deniz suyu içindeki  $\text{SO}_4^{2-}$ 'tan etkilenmiş), Missisipi Vadisi tipi yataklarda ise +20 ‰'a yakın (çoğunlukla denizel  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri gözlenmiştir).

### HİDROJEN VE OKSİJEN İZOTOPLARI JEOKİMYASI İNCELEMELERİ

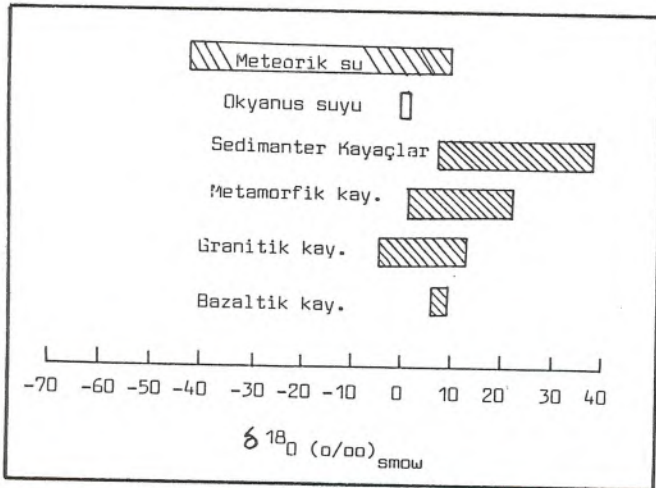
Hidrojen, atom numarası 1 olan ve atom ağırlığı 1 ile 3 arasında değişen ( $^1\text{H}$ ,  $^2\text{D}$  ve  $^3\text{T}$ ) 3 adet izotopu bulunan bir elementtir.  $^3\text{T}$  izotopu radyoaktif olup, diğer izotoplarının ortalama oransal bollukları  $^1\text{H}$ : %99.98,  $^2\text{D}$ : %0.02 şeklindedir (Hoefs, 1987; Way ve diğ., 1950'den). İzotop jeokimyası incelemelerinde D/H oranı analiz edilmekte ve analiz sonuçları  $\delta\text{D}$  (‰) değerleri şeklinde analiz edilmektedir. Analizlerde "Okyonus Suyu Ortalaması (SMOW) en çok kullanılan standarttır. Ancak Hafifi Antartik Yağışı (SLAP) adıyla ikinci bir standart daha bulunmaktadır. Hidrojen izotopları ayrımlanma derecesi en çok olan ve doğal olaylar sırasında en hızlı ve kolay ayrımlanan izotoplardır. Bu nedenle jeolojik bakımdan da önemli olup,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$  ve  $\text{OH}^-$  içeren mineraller en önemli hidrojen içeren türevlerdir.

Jeolojik olarak önemli bazı malzemelerde H izotopları dağılımı Şekil 6'da olduğu gibidir. meteorik su en hafif ve en geniş izotopsal bileşime sahip hidrojen rezervuarıdır.

Oksijen ise atom numarası 8 olan ve atom ağırlıkları 16 ile 18 arasında değişen ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  ve  $^{18}\text{O}$ ) 3 adet izotopu bulunan bir elementtir. İzotoplarının ortalama oransal bollukları  $^{16}\text{O}$ : %99.76,  $^{17}\text{O}$ : %0.04 ve  $^{18}\text{O}$ : %0.20 şeklindedir (Hoefs, 1987; Garlick, 1969'dan). İzotop jeokimyası incelemelerinde  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  oranları analiz edilmekte ve analiz sonuçları  $\sigma^{18}\text{O}$  değerleri şeklinde ifade edilmektedir. Oksijen izotopları analizlerinde de hidrojen izotoplarında kullanılan standartlar (SMOW ve SLAP) kullanılmaktadır. Oksijen suyunun yanısıra oksitli ve sili-



Şekil 6. Jeolojik olarak önemli bazı maddelerde  $\delta\text{D}$  değerleri (Hoefs, 1987'den).



Şekil 7. Jeolojik olarak önemli bazı maddelerde  $\sigma^{18}\text{O}$  değerleri (Hoefs, 1987'den).



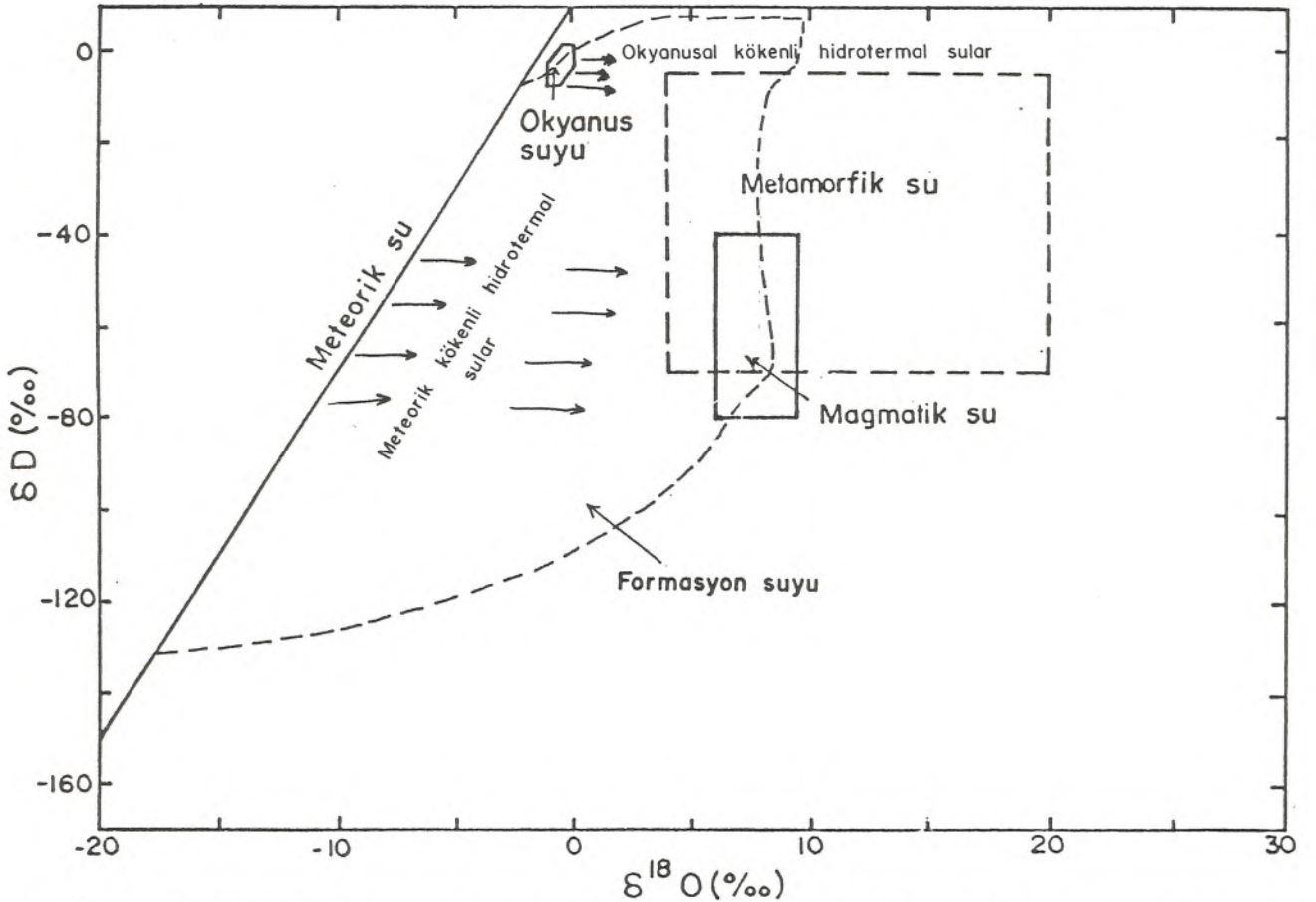
katlı minerallerin yapısında bol bulunduğu için jeolojik bakımdan en önemli izotoplar grubunu oluşturmaktadır.

Jeolojik bakımdan önemli olan bazı malzemelerde  $\sigma^{18}\text{O}$  değerleri dağılımı Şekil 7'de olduğu gibi belirlenmiş olup, sedimanter kayalar en ağır, meteorik su ise en hafif O izotopları bileşimine sahip maddelerdir. Bu şekildeki dağılımdan yararlanılarak hidrotermal cevherleşmeler içindeki yapısında oksijen bulunan (örneğin kuvars) minerallerin çevredeki hangi kayalardan kaynaklanmış olduğunu şüpheli olarak tahmin etmek (örneğin  $\sigma^{18}\text{O}$  değeri -5 - +15 ‰ arasında ise magmatik, +15 - +25 ‰ arasında ise metamorfik, +25 ‰'ten daha büyük ise sedimanter gibi) mümkün olabilmektedir. Ancak şekil üzerinde birbiri ile çakışan kesimler için bu tahmin mümkün olamayacaktır.

Jeolojik bakımından H ve O izotoplarının ortaklaşa kullanıldığı en önemli malzeme sudur. Bir eksene  $\delta\text{D}$  değerleri, diğerlerine  $\sigma^{18}\text{O}$  değerleri konularak hazırlanmış diyagram üzerinde farklı kaynaklı suların konumu Şekil 8'de olduğu gibi belirlenmiştir. Bu şekil üzerinde okyanus

suju kendisi standart olarak kullanıldığı için 0 ‰ çevresinde  $\sigma\text{D}$  ve  $\sigma^{18}\text{O}$  değerleri, magmatik ( $\sigma^{18}\text{O} = +5.5 - +10.1$ ,  $\sigma\text{D} = -50 - 85$  ‰) ve metamorfik ( $\sigma^{18}\text{O} = +5 - +25$ ,  $\sigma\text{D} = -20 - -65$  ‰) sularda pozitif işaretli  $\sigma^{18}\text{O}$  ve negatif işaretli  $\sigma\text{D}$  değerleri gözlenmektedir. Meteorik kökenli su ise ekvatoran kutuplara doğru ve denizlerden kıta içlerine doğru hafifleşecek şekilde bir izotopsal değişim gösterdiği için şekilde görüldüğü gibi " $\sigma^{18}\text{O} \leq 0$ ,  $\sigma\text{D} \leq 0$  ‰,  $\sigma\text{D} = 8 \sigma^{18}\text{O} + 10$  ‰" şeklinde formüle edilebilecek bir doğru şeklinde  $\sigma\text{D}$  ve  $\sigma^{18}\text{O}$  değerleri göstermektedir.

Çeşitli suların izotopsal bileşimleri incelenirken dikkat edilmesi gereken en önemli konu, su ile içinden geçtiği ve/veya içinde bulunduğu kayalarla izotopsal etkileşimlerin gelişmesidir. Kayalar içinde oksijen içeren oksitli ve silikatlı mineraller bol bulunduğundan özellikle bu etkileşimin karşılıklı olarak O izotopları bileşiminde fazla olduğu, H izotoplarında ise  $\text{CH}_4$ 'çe çok zengin seviyelerin bulunmaması halinde bu etkileşimin ihmal edilebilecek derecede olduğu görülmektedir. Bu



Şekil 8. Çeşitli suların  $\sigma\text{D}$ - $\sigma^{18}\text{O}$  diyagramındaki konumları (Sheppard, 1986'dan) ve okyanus suyu ile meteorik su kökenli hidrotermal suların su-yan kayaç etkileşimine bağlı olarak izotopsal bileşimlerinin değişimi (oklar yönünde).

etkileşmenin sonucu olarak meteorik ve deniz suyu kökenli hidrotermal suların izotopsal bileşimleri ağırlaşacak şekilde değişikliğe uğramaktadır (Şekil 8; oklar yönünde). İçinde devri daim yapan suların etkisi ile çevre kayalarda önemli miktarlarda OH<sup>-</sup> içeren alterasyon mineralleri oluşmuş ise minerallerin su içinde hafif hidrojen daha kolay yapılarına lamları sonucu suyun  $\sigma$  D değerlerinin ağırlaşması da sözkonusu olabilmektedir. Bunun sonucu olarak Kanada Kalkani kayaları içinde devridaim yapan meteorik kökenli yeraltı sularının meteorik su çizgisinin üstünde, okyanus tabanlarındaki kayalar içine sızmış denizel kökenli suların ise bazan okyanus suyu alanının daha üstlerinde konumlanan  $\sigma$  D değerlerine sahip oldukları gözlenmiştir.

Önemli bazı hidrotermal cevherleşmelerde gözlenen mineral oluşturucu suların izotopsal bileşimleri de şekil 9'da görülmektedir. Bu şekilden Kıbrıs tipi yataklarda cevher oluşturucu suların deniz suyu kökenli, kuroko tipi yataklarda deniz suyu ve meteorik su karışımı kökenli, porfiri tip yatakların iç kesimlerinde magmatik, dış kesimlerinde

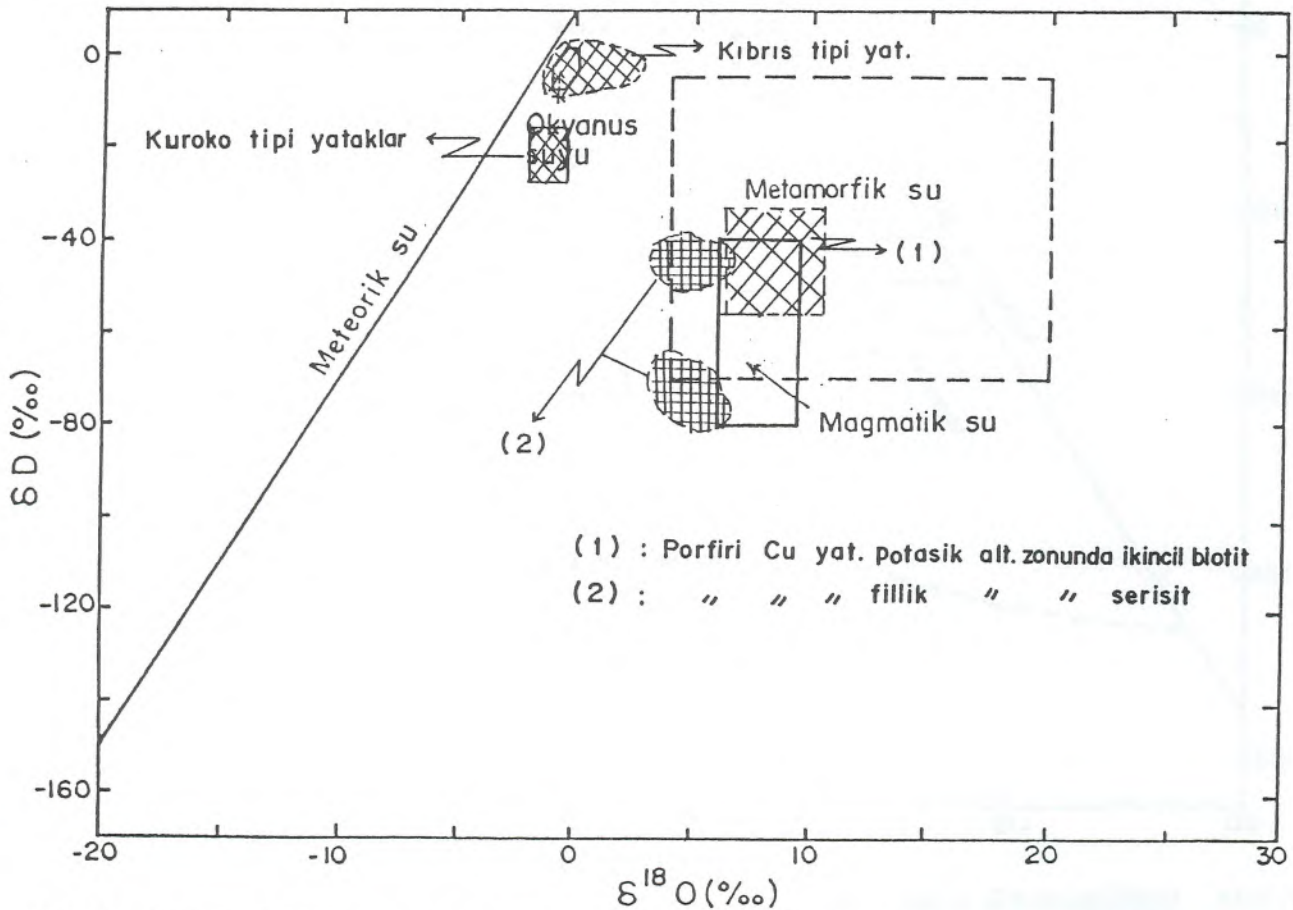
ise meteorik kökenli oldukları görülmektedir.

Yapılarında oksijen içeren çeşitli oksitli ve silikatlı mineraller arasında veya bu mineraller ile su arasında gelişen oksijen izotopları ayrışma faktörleri sıcaklığa bağlı olarak değişmekte olup, bu değişimden jeolojik termometre olarak veya hidrotermal cevherleşmeler içinde bu minerallerin izotopsal bileşiminden yararlanılarak cevher oluşturucu suyun izotopsal bileşiminin bulunmasında yararlanılmaktadır (Şekil 10).

#### KARBON İZOTOPLARI İNCELEMELERİ

Karbon, atom numarası 6 olan ve 3 tane izotopu (<sup>12</sup>C, <sup>13</sup>C ve <sup>14</sup>C) bulunan bir elementtir. <sup>14</sup>C izotopu radyoaktif olup, diğer izotoplarının oransal bollukları <sup>12</sup>C: %98.89 ve <sup>13</sup>C: %1.11 şeklindedir (Hoefs, 1987; Nier, 1950'den). İzotop jeokimyası incelemelerinde <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C oranı analiz edilmekte ve sonuçlar  $\sigma$  <sup>13</sup>C değerleri şeklinde ifade edilmektedir. Standart olarak Chicago Pee Dee Belemniti (PDB) kullanılmaktadır.

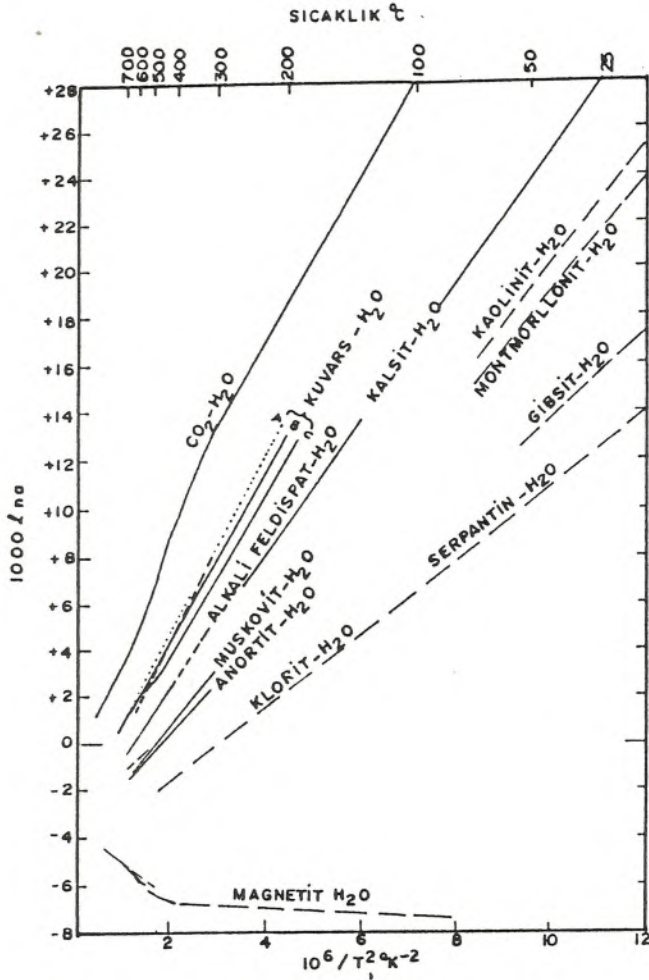
Jeolojik bakımdan önemli bazı malzemelerde  $\sigma$  <sup>13</sup>C



Şekil 19. Bazı önemli hidrotermal cevherleşmelerde hidrotermal suların izotopsal bileşimi (Evans, 1987'den).

değerleri şekil 11'de olduğu gibi belirlenmiştir. Standart olarak kullanılan Chicago Pee Dee Belemniti denizel bir malzeme olduğundan denizel karbonatlar 0 ‰ çok yakın  $\sigma^{13}\text{C}$  değerlerine sahiptirler. Diğer tüm malzemeler standarta ve denizel karbonatlara göre daha hafif izotopsal bileşimlere sahiptirler. Katı haldeki karbonatlı bileşikler en ağır, organik maddeler, petrol ve kömür en hafif, çözümlü iyonlar ise bunların arasında bir  $\sigma^{13}\text{C}$  değeri göstermektedirler.

Hidrotermal cevherleşmelerde karbon izotopları verileri çok az olup, karbonatlı minerallerin ve sıvı kapanımları içindeki  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  gibi gazların yapılarındaki karbonun izotopsal bileşimi incelemektedir. Karbonatlı mineraller genellikle cevher minerallerine göre daha geç oluştukları için izotopsal bileşimden yararlanmak güçtür. Ayrıca sıcaklık değişiminden (100°C'lik bir sıcaklık düşmesi  $\sigma^{13}\text{C}$  değerinde 2-5 ‰'lik artışa neden olabilmektedir), çözeltinin



Şekil 10. Sıcaklığın fonksiyonu olarak çeşitli minerallerle su arasında gelişen denge halinde oksijen izotopları ayırılma faktörlerinin değişimi (Ohmoto ve Rye, 1979'dan).

pH ve Eh gibi özelliklerinden çok etkilenmektedir. Dolayısıyla şekil 11'de görülen dağılım alanlarının yalnızca diğerleri ile çakışmayan kesimleri için değerlendirme yapmak mümkün olup, çakışan kesimleri için birşey söylemek mümkün olamamaktadır. Nitekim bazı hidrotermal cevherleşmelerde saptanan ve -5 - -10 ‰ arasında değişen  $\sigma^{13}\text{C}$  değerlerinin belirtilen kaynaklardan herhangi birinden sağlanması mümkün gözükmemektedir (Ohmoto ve Ryle, 1979). Son yıllarda sıvı kapanımları içindeki  $\text{CO}_2$ - $\text{CH}_4$  gibi gazların  $\sigma^{13}\text{C}$  değerlerinden ve izotopsal ayırılma özelliklerinden jeotermometre olarak yararlanma yolları araştırılmaktadır.

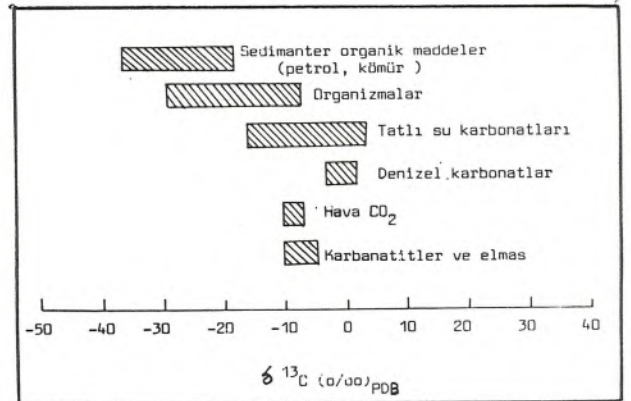
## TÜRKİYE'DEN ÖRNEKLER

### i. Karakoca (Simav-Kütahya) Kurşun-Çinko Yatağı

Bu yatakta yapılmış kükürt izotopları jeokimyası incelemeleri ülkemizde yapılmış ilk kararlı izotoplar jeokimyası incelemeleridir (Erler, 1979). Galen ve kalkopiritlerde +5.85 ile +7.91 ‰ arasında değişen  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri saptanmıştır (Çizelge 2). Bu değerlere göre yataktaki sülfürlü minerallerin bileşiminde bulunan kükürtün magmatik kökenli olduğu belirtilmektedir.

Örnek No. Sample No.	Mineral	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	binde $\delta^{34}\text{S}$ per mil
1	Galen	0,045302	+ 6,61
2	Kalkopirit	0,045360	+ 7,91
2	Galen	0,045271	+ 5,93
4	Galen	0,045337	+ 7,38
5	Galen	0,045268	+ 5,85
6	Galen	0,045284	+ 6,22

Çizelge 2. Karakoca (Simav-Kütahya) yatağında sülfürlü minerallerin  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri (Erler 1979'dan).



Şekil 11. Jeolojik olarak önemli bazı maddelerde  $\sigma^{13}\text{C}$  değerleri (Hoefs, 1987'den).

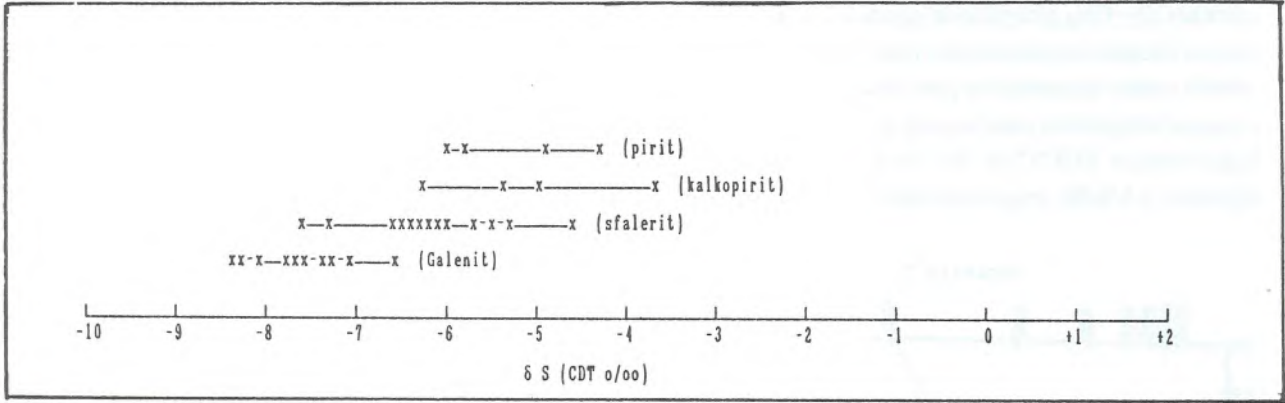
## ii. Kurşunlu (Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu Yatağı

Yöredeki Pb-Zn-Cu yatakları Üst Kretase Volkanitleri içindeki fay düzlemleri boyunca yataklanmış damar tipi yataklardır (Gökçe ve Özgüneylioğlu, 1988).

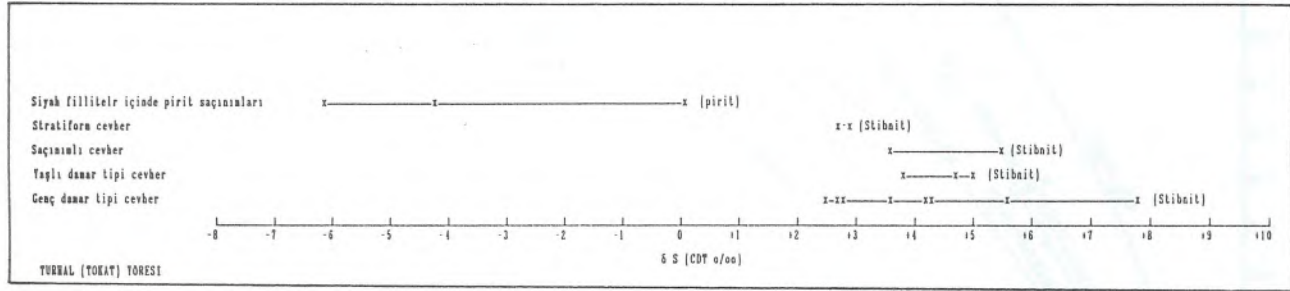
Cevher damarlarının değişik yerlerinden alınan örneklerden ayrılan pirit, kalkopirit, sfalerit ve galenitlerde Şekil 12'de görülmektedir. Bu  $\sigma^{34}\text{S}$  değerlerinin volkanik yan kayaçlardan magmatik kükürtün hafif kısmının tercihli ola-

rak çözülmesi veya yıkanan magmatik kükürtün sülfürlü ve sülfatlı minerallerce paylaşımı sonucu sülfürlü mineralerde hafif kısmının kullanılması şeklinde ortaya çıkmış olabileceği düşünülmektedir (Gökçe, 1990).

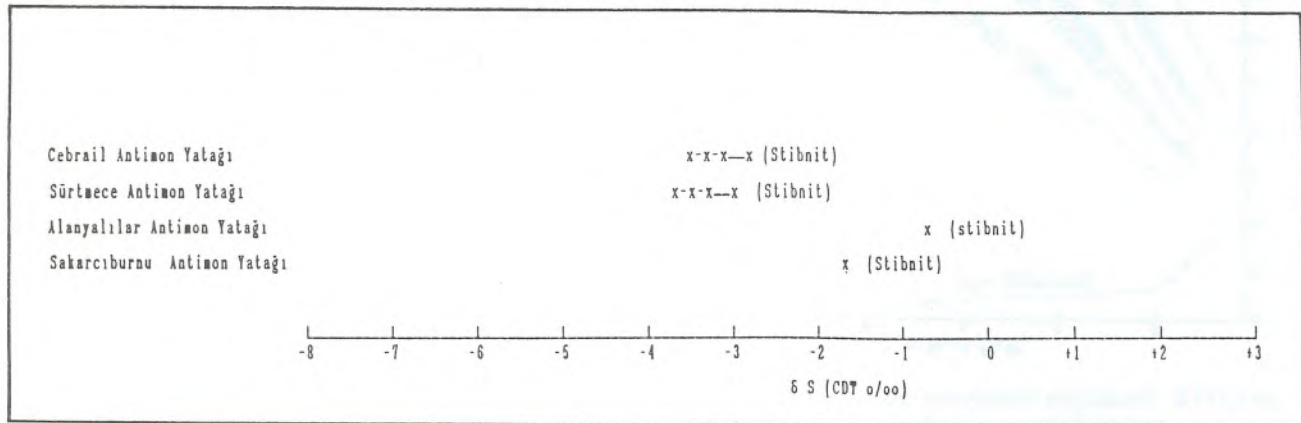
Yöredeki cevher damarlarından alınmış örneklerde yapılan oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemelerinde hidrotermal çözeltileri oluşturan suyun yüzeysel kökenli olduğuna işaret eden veriler elde edilmiştir (A. Gökçe; yayınlanmamış bulgular).



Şekil 12. Kurşunlu yöresi yataklarında çeşitli sülfürlü minerallerin  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri dağılımı (Gökçe, 1990'dan).



Şekil 13. Turhal yöresinde siyah fillitler içindeki piritlerin ve çeşitli cevherleşme tiplerindeki stibnitin  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri dağılımı (Gökçe ve Spiro, 1991'den).



Şekil 14. Muratdağı antimon yöresinde çeşitli yataklarda stibnitin  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri dağılımı (Gökçe ve Spiro, 1993'den).

### iii. Turhal (Tokat) Yöresi Antimon Yatakları

Turhal Yöresi'nde antimon yatakları; fillit, metabazit, karbonatlı kuvarsit ve mermer bloklarından oluşan "Turhal Metamorfiti" içinde yer almaktadırlar. Yapılan incelemelerde a. Siyah renkli fillitler içinde stratiform tip, b. Karbonatlı kuvarsitler içinde stockwork ve saçınımlı tip, c. Fillitleri, metabazitleri ve karbonatlı kuvarsitleri kesen faylar boyunca damar tipi (yaşlı ve genç olmak üzere iki evreli) ve d. Fillit-kuvarsit dokunaklarında stratabound tip (epijenetik dokunak dolgusu) olmak üzere 4 farklı tip cevherleşme saptanmıştır (Gökçe, 1983, Gökçe ve Köksoy, 1984).

Siyah renkli fillitik yan kayaçlar içindeki pirit ve yukarıda belirtilen değişik cevherleşme tiplerinden alınan örneklerden ayrılan antimonit kristallerinde yapılan kükürt izotopları jeokimyası incelemelerinde Şekil 13'te görülen  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri elde edilmiştir (Gökçe ve Spiro, 1991).

Bu çalışmada siyah renkli fillitik yan kayaçlar içindeki piritlerde gözlenen  $\sigma^{34}\text{S}$  değerlerinin metamorfizma öncesi sedimanter ve/veya volkanosedimanter ortamın kükürt izotopları bileşiminin temsil ettiği, stibhitlerde gözlenen değerlerin ise bu değerlere göre çok yüksek olması nedeniyle farklı bir kaynaktan türemiş olması gerektiği belirtilmektedir. Kaynak olarak yöredeki metabazitik kayaçlar düşünülmekte olup, stratiform tip yataklar için bu kayaçların su altı magmatik faaliyetleri ile oluşumu sırasında oluşan hidrotermal çözeltilerce taşınan, diğer tip yataklar için ise bu kayaçlarda epijenetik hidrotermal çözeltilerce çözülen kükürtün kaynak oluşturduğu ve kaynağın oldukça homojen bir izotopsal bileşime sahip olduğu belirtilmektedir.

Aynı araştırmacılarca yöredeki damar tipi yataklar üzerinde yapılan oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemelerinde cevherleşmelerin oluşumunda meteorik kökenli suyun etkili olduğuna ilişkin veriler elde edilmiştir (yayınlanmamış bulgular).

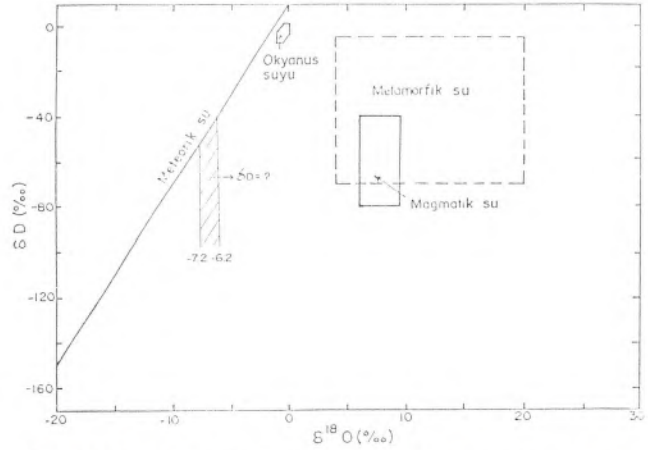
### iv. Muratdağı (Gediz-Kütahya) Yöresi Antimon Yatakları

Muratdağı Yöresindeki antimon yatakları özellikle Muratdağı Karışığı olarak bilinen ve şistlerden, ofiyolitik kayaçlardan ve kireçtaşlarından oluşmuş bir birim içinde gözlenmektedirler. Fay zonlarının özellikle karbonatlı birimlerle temas halinde olduğu yerlerde dokunak ve fay dolguları şeklinde yataklanmış olup, güncel çok yakın bir zamanda (Miyosen sonrası), oluşmuşlardır (Gökçe, 1986 ve 1987).

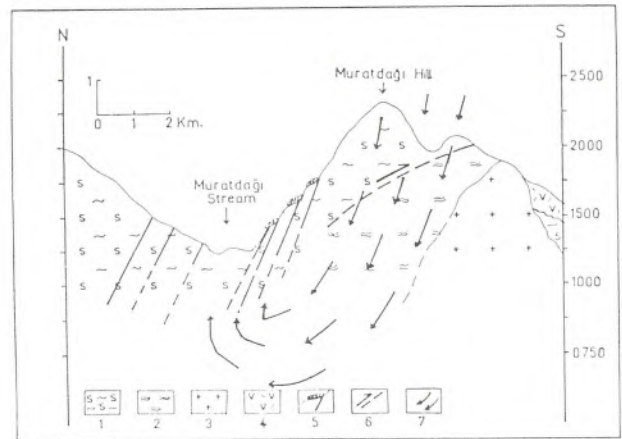
Yöredeki değişik antimon yatak ve cevherleşmelerinden alınan antimonit örneklerinden -3.6 ile -0.7 ‰ arasında değişen  $\sigma^{34}\text{S}$  değerleri analiz edilmiştir (Şekil 14). Her ne kadar yöredeki şistler içinden piritler zenginleştirilerek metamorfizma öncesi sedimanter ortamın ve dolayısıyla yan kayaçların kükürt izotopları bileşimi analiz edilemişse de bu değerler Turhal ve Ödemiş yörelerinde saptanmış piritlere ait değerlerden çok daha ağır değerler olup, metadetritik kayaçlarla ilişkili gözükmemektedirler. Sıfıra yakın değerler olmaları nedeniyle magmatik kökenli olarak yorumlanmışlardır (Gökçe ve Spiro, 1993).

### v. Beydağı (Ödemiş-İzmir) Yöresi Antimon ve Civa Yatakları

Beydağı Yöresi'ndeki antimon ve civa yatakları



Şekil 15. Muratdağı antimon yöresi Sürmece yatağında cevher oluşturucu hidrotermal suyun izotopsal bileşimi (Gökçe ve Spiro, 1993'ten değiştirilerek).



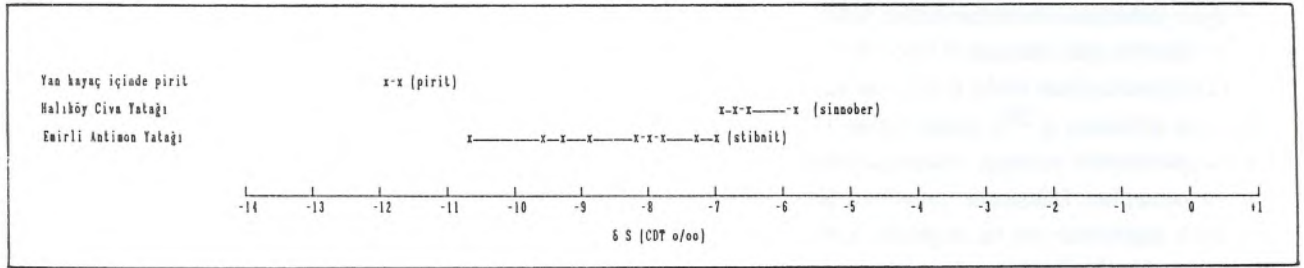
Şekil 16. Muratdağı antimon yöresindeki meteorik suyun sirkülasyonu ve cevherleşmelerin oluşumu modeli (Gökçe ve Spiro, 1993'ten).

Menderes Massifi içindeki şist ve gnaysları kesen fay zonları boyunca oluşmuş, damar tipi yataklardır. Yankayacı oluşturan şistler içindeki piritlerle yataklar içindeki antimonit ve sinnoberlerde saptanan  $\sigma^{34}S$  değerleri Şekil 17'de görülmektedir. Antimonit ve sinnoberin bileşimindeki kükürt piritlerin bileşimindeki kükürt aynı kökenli olsalardı deneysel olarak saptanmış izotopsal ayrımlanma yönü gereği piritlere göre daha hafif bir izotopsal bileşime sahip olmaları gerekirdi (Ohmoto ve Rye, 1979). Piritlere ait değerlerin metamorfizma öncesi sedimanter ortamın izotopsal bileşimini temsil ettiği düşünülürse antimonit ve sinnoberlerdeki kükürtün piritlere göre farklı bir kaynaktan türemiş olmaları gerekmektedir. Saptanan  $\sigma^{34}S$  değerlerinin sıfırdan uzak sayılabilecek negatif işaretli değerler olmaları nedeniyle

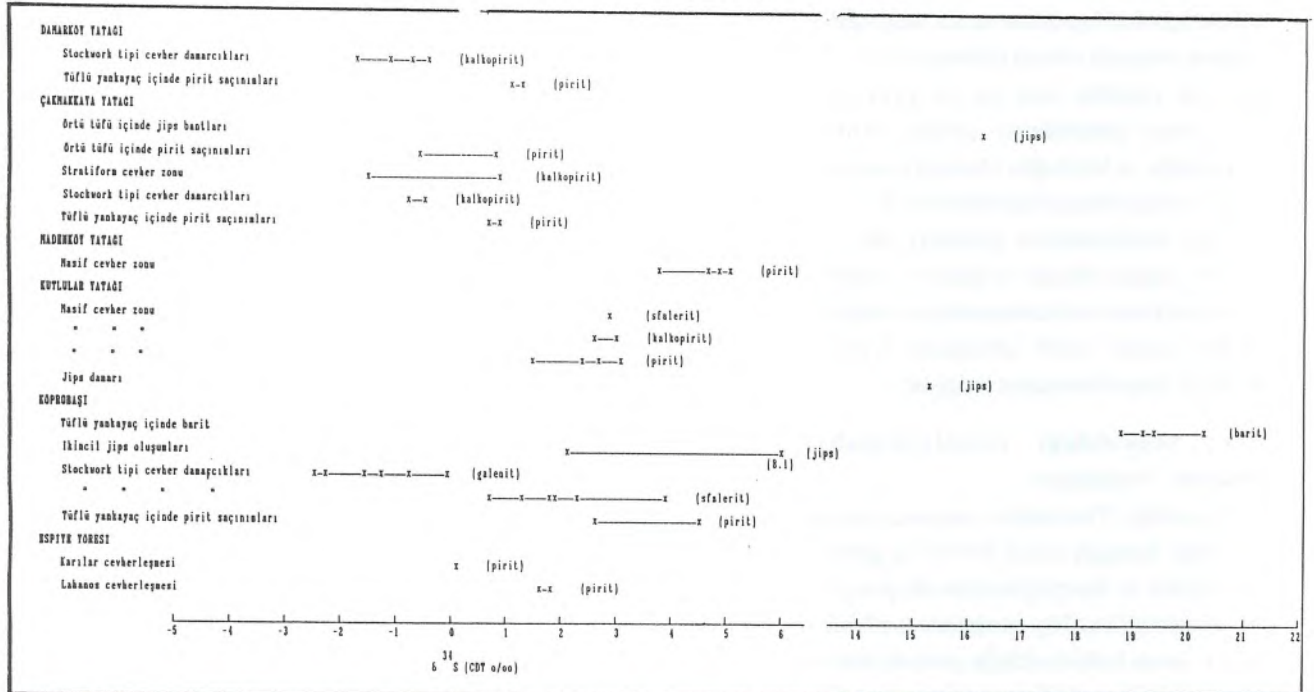
köken olarak; magmatik kükürt ile piritlerin bileşimine benzer bileşimdeki yankayaçlar içindeki kükürt karışımı şeklinde bir kaynak önerilebilir.

#### iv. Doğu Karadeniz Bölgesindeki Stockwork ve Stratiform Tip Cu-Pb-Zn Yatakları

Doğu Karadeniz Bölgesi stockwork ve stratiform tipi Cu-Pb-Zn yataklarının yaygın olarak gözlemlendiği oldukça büyük bir metalojenik provens özelliğindedir. Bölgedeki bazı yataklardaki değişik mineraller de analiz edilen  $\delta^{34}S$  değerleri Şekil 18'de görülmekte olup, sülfürlü minerallerin yapısındaki kükürtün özellikle volkanik yankayaçlardan çözülerek zenginleştirilmiş magmatik kökenli kükürt olduğu düşünülmektedir (Gökçe, 1992).



Şekil 17. Beydağı yöresindeki metamorfizma içindeki pirit, Halıköy civa yatağındaki sinnober ve Emirli antimon yatağındaki stibnitlerin  $\sigma^{34}S$  değerleri dağılımı (Gökçe ve Spiro, 1993'ten).



Şekil 18. Doğu Karadeniz Bölgesindeki bazı stockwork ve stratiform yataklarda çeşitli sülfürlü ve sülfatlı minerallerin  $\sigma^{34}S$  değerleri dağılımı (Gökçe, 1992'den).

## KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Turhal Yöresindeki incelemelerde ÖZDEMİR ANTİMON MADENLERİ LTD. ŞTİ., Muratdağı Yöresindeki incelemelerde METSAN A. Ş. ve ÇOBAN MADENCİLİK A. Ş., Beydağı Yöresindeki incelemelerde ETİBANK HALIKÖY MADENLERİ MÜESS. MÜDÜRLÜĞÜ, Kurşunlu Yöresindeki incelemelerde KAVALA MADENCİLİK, Doğu Karadeniz Bölgesindeki incelemelerde K. B. İ. A. Ş. Murgul ve Kutlular İşletme Müdürlükleri, DEMİR EXPORT A. Ş. ve TÜBİTAK (Yer Bilimleri Araştırma Grubu), İzotop Analizlerinin Yapılması Sırasında NIGLE (NERC İzotop Geos. Lab. İngiltere) ve TÜBİTAK (Bilim Adamı Yetiştirme Grubu) önemli katkılarda bulunmuşlardır. Yazar yardımları için bu kurum ve kuruluşlara teşekkür eder.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Claypoll, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R. Sakai, H. and Zak, T., 1980, The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretations. *Chem. Geol.*, 28, 199-260.
- Erler, A., 1979, Karakoca (Simav-KÜTAHYA) Kurşun yatağı kükürt izotopları, *T. J. K. Bull.*, 32/1, 117-120.
- Evans, A. M., 1987, An introduction to ore geology (second ed.), Blackwell Sci. Publ., Oxford, 358p.
- Garlick, G. D., 1969, The stable isotopes of oxygen (In: Wedepohl, K. H. (ed.). *Handbook of geochemistry*. 8B. Berlin-Heidelberg-New York, Springer.
- Gökçe, A., 1983, Turhal antimon yataklarının maden jeolojisi. Hacettepe Üniv., Doktora Tezi (yayınlanmamış), 150 s.
- Gökçe, A., 1986, Cebirail (Gediz-KÜTAHYA) antimon yatağının jeolojisi. *Cumhuriyet Üniv., Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 3/1, 27-35.
- Gökçe, A., 1987, Muratdağı Bölgesi (Gediz-KÜTAHYA) antimon cevherleşmelerinin jeolojisi. *Cumhuriyet Üniv., Müh. Fak., Yerbilimleri Dergisi*, 4/1, 65-86.
- Gökçe, A., 1990, Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-SİVAS) Pb-Zn-Cu yataklarında kükürt izotopları incelemesi. *M. T. A. Dergisi*, 111, 111-118.
- Gökçe, A., 1992, Doğu Karadeniz Bölgesindeki Kukoro tipi (masif ve stockwork) Cu-Zn-Pb sülfid yataklarının kükürt izotopları incelemesi. TÜBİTAK projesi, No: TBAG-915/YBAG-0008, 103 s.

- Gökçe, A. ve Köksoy, M., 1984a, Turhal antimon yataklarının jeolojisi ve kökeni. *T. J. K. Bull.*, 27, 131-140.
- Gökçe, A. ve Özgüneylioğlu, A., 1988, Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni. *Cumhuriyet Üniv. Müh. Fak., Yerbilimleri Dergisi*, 5/1, 23-36.
- Gökçe, A. and Spiro, B., 1991, Sulfur isotope study of source and deposits of stibnite in the Turhal area. *Mineralium Deposita*, 26, 30-33.
- Gökçe, A. and Spiro, B., 1993 (?), Stable isotope study of antimony deposits in the Muratdağı Region, Western Turkey. *Mineralium Deposita* (incelemede).
- Hoefs, J., 1987, *Stable isotope geochemistry* (Third ed.), Springer Verlag, 241 p.
- Macnamara, J. and Thode, H. G., 1959, Comparison of the isotopic constitution of terrestrial and meteoric sulfur, *Phys. Rev.*, 78, 307-308.
- Mottl, M. J., 1976, Chemical exchange between sea water and basalt during hydrothermal alteration of the oceanic crust. Unpublished Ph.D. thesis, Harvard Univ.
- Neir, A. O., 1950, A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.*, 77, 789.
- Ohmoto, H., 1986, Stable isotope geochemistry of ore deposits (In: Valley et all. (Edts.); *Stable isotopes in high temperature geological processes*, Reviews in mineralogy, V: 16, 491-559).
- Ohmoto, H., Cole D. R. and Mottl, M. J., 1976, Experimental basalt-seawater interaction: sulfur and oxygen isotope study. *EOS*, 57, 342.
- Ohmoto, H. and Rye, O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon (In: Barnes, H. L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, p. 506-567, Wiley, Newyork.
- Sheppard, M. F., 1986, Characterization and isotopic variations in natural waters (In: Valley et all. (Edts.); *Stable isotopes in high temperature geological processes*, Reviews in mineralogy, V: 16, 165-183).
- Way, K., Fano, L., Sctt, M. R. and Thew, K., 1950, Nuclear data. A collection of experimental values of half-lives, radiation energies, relative isotopic abundances, nuclear moments and cross-sections *Nat. Bur. Standards U. S. Circ.* 499.

## SAYISAL KEROJEN TİP İNDEKSİ\*

Turhan AYYILDIZ AÜFF Jeoloji Müh. Böl., ANKARA

Hidrokarbon oluşumunda önemli kantitatif çalışmaların artmasıyla, kesin kerojen tip sınıflama ihtiyacı doğmuştur. Sayısal kerojen tip indeksi (NKTİ), element bileşimine bağlı olarak geniş ölçüde kullanılan üçlü sınıflama (trichotomic) sistemi esas alınarak geliştirilmiştir. Bu sınıflama bir temel parametre gibi olgunlaşma düzeyini göstermekte ve kerojen tipi veya bileşimini sayısal bir değerle de ifade edebilmektedir.

### GİRİŞ

Üçlü (trichotomic) kerojen sınıflamasındaki (Tissot ve Welte, 1984) Tip I, II ve III gibi kerojenler, Van Krevelen diyagramı üzerinde evrim yolları ve element bileşimlerine bağlı olarak tanımlanmışlardır. Bu sınıflama petrol endüstrisinde jeokimyasal araştırmalarda kullanılmaktadır. Bununla birlikte kerojen veya organik maddenin petrol türetme potansiyelinin tam olarak belirlenebilmesi için tabiatdaki kerojenlerin karşılaştırılarak ayırt edilip değerlendirilmesi gereklidir. Kerojene ait ölçülen temel bileşikler günümüzdeki kimyasal karakteristiklerin hacmini göstermektedir. Fakat organik madde sedimantasyondan sonra ve gömülme tarihi boyunca jeokimyasal alterasyona maruz kalmaktadır. Bu nedenle kerojenin hidrokarbon oluşturabilme kapasitesini tahmin edebilmek için jeokimyasal reaksiyonların oluşumundan önceki kerojenin orijinal bileşiminin bilinmesi gerekmektedir. Belirtilen bu olumsuzluklardan dolayı kerojenin temel analiz sonuçları hidrokarbon türüm hesaplamalarında orijinal değer olarak verilmemelidir. Olgunlaşma ile kerojendeki H/C atomik oranının hızla arttığı bilinmektedir (Hunt, 1979). Bu durum özellikle petrol türetme potansiyeline sahip kaynak kayalardaki kerojenlerde çok iyi görülmektedir. Ayrıca kerojenin üç tipe ayrılması organik maddenin tabii temel bileşimindeki devamlılığı yansıtmadığı gibi yalnızca üç sınıf petrol türüm potansiyeli vermektedir. Pratikte Van Krevelen diyagramı üzerindeki veriler geniş bir alana dağılmıştır. Ancak değişik kökenli kerojenlerin yeterli sayıda analizlerindeki üç tip (Tip I, II ve III) eğri üzerine düşmemiştir (Şekil 1).

Üçlü sınıflama (trichotomic) kullanıldığı zaman çoğunlukla gözlenen olay, iki kerojen örneğindeki farklı potansiyelle sahip hidrokarbonlar, benzer atomik oranlar göstermektedirler; bu yüzden hidrokarbon türüm potansiyelleri farklı sınıflamalar içinde dağılmış olsalar

bile tek bir grup içinde toplanmalıdırlar. Ayrıca aynı hidrokarbon potansiyelini farklı element bileşimli başka kerojenler de oluşturabilir.

Hidrojen miktarının azalmasıyla, kerojendeki vitrinit parçalarının yansımaları artmaktadır. Temel bileşim ve vitrinit yansımaları ısıl olgunlaşmanın fonksiyonlarıdır. Burada değişkenler ve kerojenin kimyasal bileşimi arasında var olan ilişkilerin bazıları belirtilmektedir. Doğal kerojenin orijinal haliyle ilişki kurabilmek ve üçlü (trichotomic) sınıflamadan elde edilen grupların petrol üretim potansiyellerindeki açıklığını ortadan kaldırmak için, elemental bileşim ve vitrinit refleksiyon verilerinin matematiksel davranışlarına çok değişkenli istatistiksel analiz işlemleri uygulanmıştır.

### SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Çok değişkenli istatistiksel analizler ile kerojen sınıflaması:

Kerojen ve organik maddenin jeolojik tarih boyunca olan mekanizmaları bu güne kadar halen açıklığa kavuşturulamamış olup çok karmaşık proseslerle jeokimyasal alterasyona uğramaktadır. Bununla beraber istatistiksel analizler kullanılarak organik jeokimyasal parametrelerin lineer, karesel ve üstel fonksiyonların değişiminden organik maddenin sedimantasyonu sırasında geçirdiği jeokimyasal reaksiyonlar tanımlanabilir. İstatistiksel analizler için vitrinit yansımalarına (Ro) dayanan ve H, O ve C içeriği parametreleri birincil değişkenler olarak teklif edilebilir. Bu parametreler, H/C, O/C,  $Ro * H/C$ ,  $Ro * O/C$ ,  $\exp [Ro]$ ,  $(H/C)^2$ ,  $(O/C)^2$ ,  $(Ro)^2$ ,  $\exp (Ro * H/C)$ ,  $\exp (Ro * O/C)$ ,  $(Ro)^2 * O/C$  ve  $1/(O/C)$ 'dir.

Birincil kerojen bileşiminin doğruluğunu tayin etmek için yukarıdaki değişkenler gerçek parametre olmayabilir. Bu nedenle herbirinin doğruluğu istatistiksel olarak test edilmelidir. Sonuç olarak, sayısal kerojen tip indeksi (NKTİ) matematiksel bir eşitliktir. Her bir yalnız değişken son denklemde elimine edilebilir.

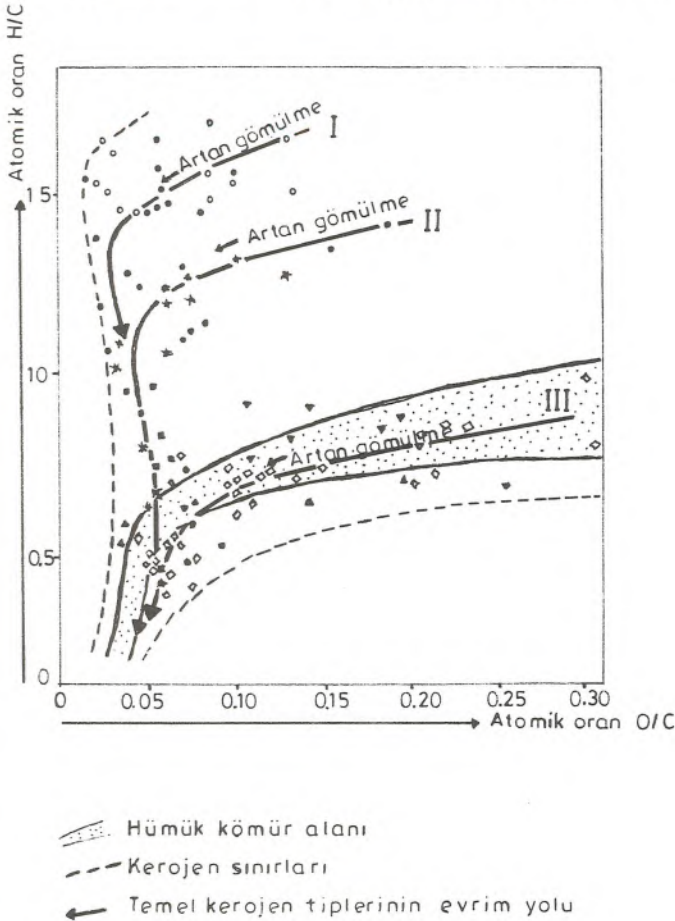
(\*) Journal of Petroleum Geology, vol. 13(1), 1990'da yayınlanan "A numerical Kerogen Type Index" başlıklı makaleden çevrilmiştir.



Altmışdört kerojen örneğinin temel bileşim ve vitrinit yansıması analizleri yapılmıştır (Tablo 1'de bir bölümü verilmiştir). Elde edilen sonuçlara dayanılarak, ileri sürülen her bir değişken hesaplanmıştır. NKT indeksi ile verilen değerler keyfi olarak seçilmiş ve deneme yolu ile hesaplanarak sonuçlandırılmıştır. Sonuçta aşağıdaki eşitlik elde edilmiştir.

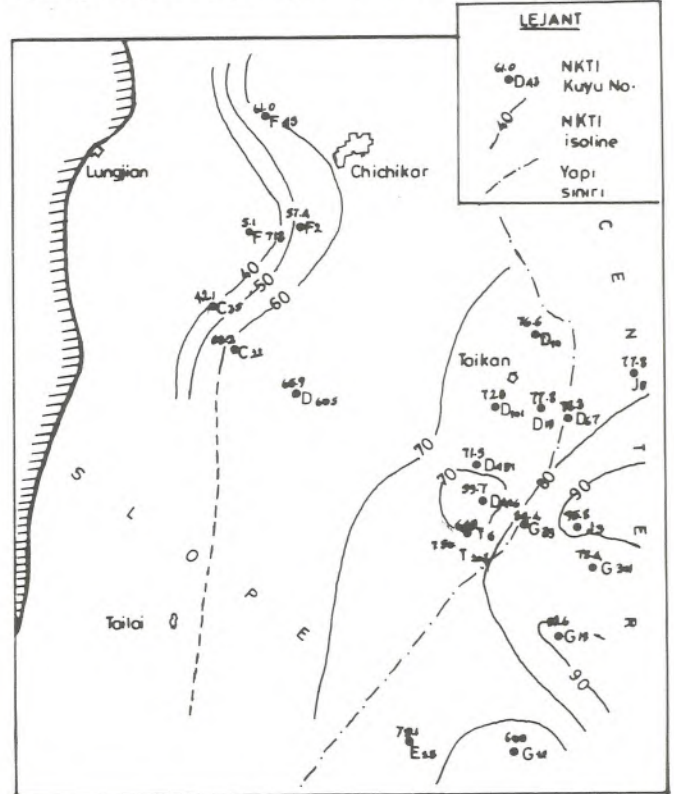
$$\text{NKT indeksi} = 119.42 * \text{H/C} = 27.93 * \text{Ro} * \text{H/C} - 35.67 * [\text{H/C}]^2 - 95.08 * \text{Ro} * \text{O/C} + 55.27 * \text{Ro}^2 * \text{O/C} - 43.29$$

Denklemdaki vitrinit yansıma değeri (Ro) ve atomik oranlar (H/C,O/C) verilen kerojen örnekleri için gerçek değerlerdir. Sabitler, step-wise regresion ile hesaplanmıştır. NKT indeksi değerlerinin dağılımı Tip I ile Tip III kerojenlerde yaklaşık olarak 0'dan 100'e kadardır. Üçlü sınıflama ve NKT indeksi arasında yapılan karşılaştırma Tablo 2'de verilmiştir. Karşılaştırmadan da görüleceği gibi NKT indeksi ile üçlü sınıflama arasında yaklaşık olarak bağlantı vardır.



Şekil 1. Kerojenlerin evrimi ve başlıca tipleri

Bu durum NKT indeksinin önemini anlaşılmasına yardım eder. Sonuç olarak bu indeksin doğrudan jeokimyasal çalışmalarda kullanılabileceği önerilebilir. İndeks eşitliği, başlangıçta istatistiksel analizler için önerilen 13 parametre içindeki 5 parametreden oluşur. Bunun anlamı, birincil kerojenin tipi veya özelliği bu beş değişkene bağlıdır. Bunlar içerisinde, H/C atomik oranı çok önemlidir. Üç değişken terim içinde görülen vitrinit refleksiyonu, sınıflama için elemental bilgiler kullanıldığı zaman aynı olgunlaşma düzeyine sahip yukarıdaki kerojen tipleriyle önemli bir bağımlılığı olduğunu gösterir. Bununla beraber, istatistiksel analizlerden sonra eşitlik içinde Ro tek parametre olarak seçilemez. Genellikle aynı olgunlaşma düzeyine sahip her hangi bir kerojen tipi bu terimle anlaşılır. Bu eşitlik, jeolojik zaman süresince kerojen özelliklerinde meydana gelen değişmelerin bulunmasına yardımcı olduğu gibi, değişken ve NKT indeksi arasında mevcut olan hem lineer, hemde üstel bağlantıyı da gösterir. Diğer ilginç bir nokta, en son NKT eşitliğinde atomik O/C oranının eksik olmasıdır. Muhtemelen bu parametre önce düşünüldüğü gibi kerojen tipinin belirlenmesinde önemli bir parametre olmayabilir. Kısaca NKT indeksi eşitliği, hem olgunlaşma hemde elemental bileşime



Şekil 2. Batı Songliao basenindeki Kretase yaşlı Nen-1 kaynak kayasının NKTİ-isoline haritası

S.L.= Songliao baseni. N.S.= Nanshan baseni.  
 Boh= Bohai körfezi. J.H.= Jainhan baseni.  
 S. C.= Shanxi baseni. C.M.= Qaidam (Chaidam) baseni

No	Alan	Kuyu	Derinlik (m)	H/C	O/C	Ro %	NKT Index	Tip
1	N.S	b74	2726.3	0.19	0.07	1.10	82.29	I
2	S.L.	j66	2157.0	1.32	0.06	1.22	95.15	I
3	S.L.	j66	2174	1.44	0.04	1.23	100	I
4	S.L.	g301	1947.5	1.28	0.14	1.05	83.32	I
5	S.L.	h1	1673	1.78	0.12	0.94	78.13	I
6	S.L.	c3	365	0.90	0.09	0.50	44.82	IIb
7	Boh	i10	2845	1.22	0.09	0.60	66.41	IIa
8	Boh	a29	1664.7	1.22	0.14	0.45	60.22	IIa
9	J.H.	gw10	2117.5	0.85	0.16	0.60	40.75	IIb
10	J.H.	wd16	2854.5	0.91	0.16	0.60	45.15	IIb
11	S.C.	ch7		0.90	0.11	0.92	53.94	II
12	S.C.	wa28	1214.0	0.61	0.10	0.45	20.79	III
13	S.C.	f30	660.0	0.72	0.06	0.45	31.35	III
14	C.M.	ha2	3952	0.74	0.09	0.83	39.00	III
15	S.L.	j39	1619.5	1.40	0.04	0.82	84.42	
16	S.L.	d19	1572.5	1.45	0.08	0.7	82.42	
17	S.L.	d15	1355.8	1.19	0.07	0.65	67.22	
18	S.L.	g12	1112.6	0.79	0.13	0.54	36.13	
19	S.L.	g12	2350.4	0.78	0.06	1.40	57.22	
20	S.L.	g17	1351.6	1.06	0.11	0.64	57.90	
21	S.L.	i15	1299.3	0.99	0.09	0.62	57.73	
22	S.L.	i15	2132.8	0.99	0.04	1.20	71.78	
23	S.L.	i15	2158.0	1.11	0.08	1.21	80.44	
24	S.L.	j66	1892.4	0.68	0.09	1.01	37.43	
25	S.L.	g37	1882.9	0.62	0.12	1.00	29.58	
26	S.L.	f718	452.3	0.49	0.24	0.40	5.13	

(\*) Sınıflamada kullanılan atomik oranlar Hwan (1984)'den alınmıştır.

**Tablo 1.** Kerojenlerin elemental bileşimi ve NKTİ değerleri

Ia	Ib	II	IIIa	IIIb
H/C >1.4-1.6		1.5-1.3-1.0		1.0-0.8-0.5
O/C <0.15		< 0.2		< 0.2
NKTI >80	80-60	60-40		40-20 <20

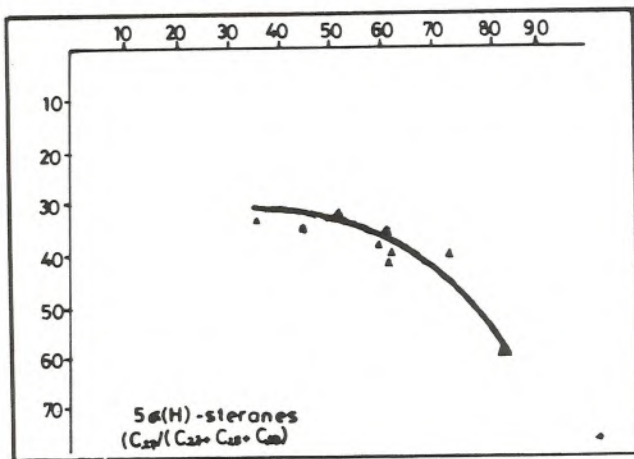
**Tablo 2.** NKTİ değerleri ve üçlü (trichotomic) sınıflama arasındaki karşılaştırma

bağlı olarak kerojenin sayısal bir değer olarak sınıflanmasını bize sağlar. Bu yüzden, NKT indeks değeri bazı orijinal tip derecelerini veya kerojen tiplerini yansıtmaktadır. Ayrıca, eşitlikte benzer elemental bileşime sahip kerojen örnekleri ayırt edilebilir. Böylece farklı petrol oluşum potansiyelleri kesin olarak ayırt edilebilir.

### NKT İndeksinin Başlangıç Uygulamaları

Songliao Baseninin batı kısmında kaynak kaya olarak tanımlanmış Kretase yaşlı indeks haritası Şekil 2'de gösterilmiştir. Haritada basenin orta kısmındaki bölgede NKT eş indeks eğrilerinin değerleri artmaktadır; bu dağılım daha önceki çalışmalarda belirlenen kerojen tip değişimleri ile aynıdır (Yong Wanli, 1985). Bunlara ilaveten, haritadaki alan içinde kerojen tipinin değişim derecesi daha önce belirtilenlerden daha açık bir şekilde belirlenebilir.

Ayrıca, kerojenin ilksel bileşimini temsil eden potansiyel indeksi saptamak için NKT indeksi ve  $5\alpha$  (H) - stean parametresi  $[C_{27}/(C_{27}+C_{28}+C_{29})]$  arasındaki ilişki diyagramda gösterilmiştir (Şekil 3). Stean parametresinin depolanma ortamındaki sedimanter organik maddenin kökenini işaret ettiği ve çok az ısısal olgunluğa uğradığı düşünülmektedir (Shi ve diğ., 1982). NKT indeksi değerleri ile  $5\alpha$  (H) stean parametresinin pozitif korelasyonunun ifade ettiği NKT indeksi, orijinal kerojen özelliklerini gösterdiği için gerçek olarak uygulanabilir. NKT indeksi değerleri kerojen örnekleri için Tablo 1'de hesaplanmıştır. Bazı farklılıklar olmasına rağmen üçlü sınıflama ile uygunluk gösterdiği görülmektedir. No: 18 örneğinde olduğu gibi, No: 19 örneğinde de düşük H/C oranı vardır. Üçlü kerojen



Şekil 3. NKTİ değerleri ve  $5\alpha$  (H)-steran dağılımları  $[C_{27}/(C_{27}+C_{28}+C_{29})]$  arasındaki ilişki

sınıflamasına göre, bunlar Tip III kerojen olarak sınıflandırılır. Bununla birlikte, eğer vitrinit yansıması göz önüne alınırsa önemli farklılıklar bulunabilir. 19 nolu örnekteki vitrinit yansıma seviyesi ( $R_o = \%1.4$ ), 18 nolu örnekten ( $R_o = 0.54$ ) yüksektir. Bu iki örnek için karakteristikleri hesaplanan, NKT indeksi kuyularda oldukça farklıdır. 18 nolu örnek için 36.13 ve 19 nolu örnek için 57.22'dir.

Benzer sonuçlar 1, 4, 22 ve 23 nolu örnekler içinde geçerlidir. Kerojen sınıflaması içine dahil edilen olgunlaşma düzeyi kerojendeki organik madde tipi veya orijinal özelliklerin ortaya çıkarılmasına yardım etmektedir.

### SONUÇLAR

NKT indeksi hem olgunlaşma düzeyi hemde temel bileşime bağlı O'dan 100'e kadar değere sahip kerojen sınıflandırma cetvelidir. Üçlü sınıflandırmadan farkı, NKT indeksi üçlü tipe bağlı kalmaksızın kerojen tipi veya orijinal özellikler hakkında bilgi veya kerojenin hidrokarbon oluşturma potansiyelini kesin olarak belirleyebilmektedir. İndeksin avantajı, sınıflamaya olgunlaşma parametresinin dahil edilmesinden ve tüm analitik matematiksel işlemlerin, bir matematiksel denklemde birleştirilmesinden gelmektedir. Öncelikle indeksi uygulamaları kantitatif hidrokarbon oluşum potansiyel çalışmalarında ayrıntılara uygulanabilir. Bununla birlikte, özellikle değişken faktörler ve aktif enerji gibi hidrokarbon oluşum parametreleri ve NKT indeksi arasındaki muhtemel ilişkilerde ise daha fazla çalışma gerçekleştirilmelidir.

### KAYNAKLAR

- Hunt, J. M., 1979, Petroleum Geochemistry and Geology, Freeman and Co., New York.
- Hwan, T. F., 1984, The availability of parameters classification of type of kerojen. Acta Sedim. Sinica. 3.
- Shi Ji-Yang, Mackenzie, A. S., Alexander, R., Eglinton, G., Gowar, A. P., Wolff, G. A. and Maxwell, J. R., 1982. A biological marker investigation of petroleum and shales from the Shengli oilfield, People's Republic of China. Chem. Geol., 35, 1-31.
- Tissot, B. P. and Welte, D. H., 1978, Petroleum Formation and Occurrence. Springer Verlag, Heidelberg, 2nd ed.
- Yang Wanli, 1985, Daqing oilfield, People's Republic of China. A giant field with oil of nonmarine origin. AAPG Bull., 69, 1101-1111.

## DÜŞÜK DERECELİ KÖMÜR YATAKLARI VE BALKAN ENDEMİK NEFROPATİ ARASINDAKİ İLİŞKİ\*

Robert B. Finkelman  
Gerald L. Feder  
William H. Orem  
Zoran Radovanović

Çeviren: Selami TOPRAK-MTA Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi, ANKARA

Jeolojik maddeler, insan sağlığı ve hastalıklar arasındaki ilişki birçok çalışmanın konusu olmuştur. Vücuda giren iz elementleri (örneğin Selenyum ve Kurşun) veya iz elementlerinin eksikliği (örneğin İyodin ve Magnezyum) sonucu oluşan sağlık problemlerinin üzerinde çok fazla yoğunlaşma olmuştur. Çok az ilgi gören bir önemli konu da, çevreye, doğal olarak oluşan zehirli organik bileşimlerin bırakılmasıyla meydana gelen hastalıklardır. Yugoslavya, Romanya ve Bulgaristan gibi Balkan ülkelerinde, Balkan Endemik Nefropati ('BEN') olarak bilinen hastalığın, böyle bir ilişki sonucu, yani sığ derinlikte olan linyit yataklarının, yeraltı suyunun organik bileşimlerini çözündürmesi sonucu ortaya çıktığı inancındayız.

1956'dan beri tıpla uğraşanlarca bilinen "BEN", bir ilerleyen böbrek hastalığı olup, böbrek yetmezliğinden ölüm sonucunu veya ömür boyu diyaliz makinasına bağlanma sonucunu ortaya çıkarır. BEN hastalığına yakalanan kişilerin %40'ında idrar çekilme bölgesinde (Urinary tract region) kanser gelişmiştir. ABD-Yugoslavya'nın Bilimsel ve Teknolojik Anlaşması içinde ortak desteklenen bir çalışmada yazarları da içeren mesleklerarası çok uluslu bir gurup bu hastalığı çalışmaktadır.

Yugoslavya'da, hastalık çoğunlukla Danube Nehri (Şekil 1'de görünen, hastalığın saptandığı alanlar)'nin kollara ayrıldığı derelerin alüvyal vadilerinde yer alan köylerde yaşamış veya yaşamakta olan insanlarda oluşmaktadır. Ancak köylerde yaşayan tüm insanlarda bu hastalığın görülmemiş olduğunu da açıklamak gereklidir. Çoğunlukla "BEN" görülen yerden bir kaç kilometre uzağa yerleştirilmelidir.

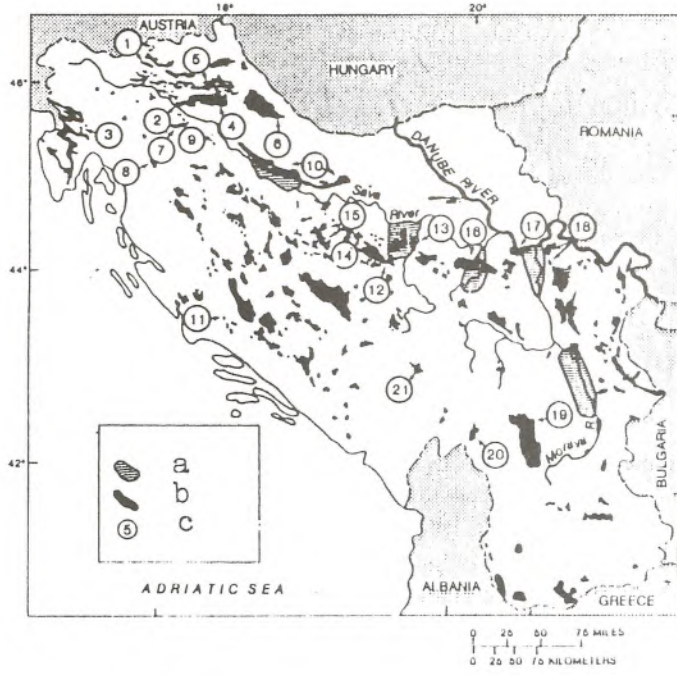
\*Agid News, No: 65, Şubat 1991'den çevrilmiştir.

### Sayısız Teoriler:

BEN ve oluşturduğu kanserler dünyada çok fazla ilgi görmüştür. Oluşumu ve dağılımı için çok sayıda teori ortaya atılmış ancak bu teorilerin hiç biri geniş çapta kabul edilmemiştir. BEN ayrıca hem bilimsel, hemde popüler literatürde çok ilgi gören bir konu olmuştur. Tanındığından beri dünyada BEN konusunda çok sayıda konferanslar verilmiş olup en sonuncusu 1989 yılında Yugoslavya'da yakın zamanda yapılmıştır. Bu konferansta, "BEN" in, jeolojik olarak daha genç linyitlerden çözündürülen, organik bileşimler vasıtasıyla meydana geldiğini açıkladık.

Biz hastalıklı köylerin özellikle de Pliyosen yaşlı linyitlere ve kömür yataklarına yakınlığında belirgin bir ilişkinin olduğunu gözledik (numaralandırılmış kömür alanları Şekil 1'de gösterilmektedir). Pliyosen linyitleri Balkanlar'da en genç kömürler olup, muhtemelen en düşük dereceye sahip kömürlerdir. Her ne kadar düşük dereceli kömürler yaygın da, Pliyosen kömürlerinin sınırlı bir dağılımı vardır. Yugoslavya, Romanya ve Bulgaristan'a ek olarak Pliyosen linyit yatakları Türkiye Yunanistan, İtalya ve Burma'da da yaygındır.

Bu düşük dereceli kömürler, halen kömürün bitki çürümeleriyle oluşan kompleks organik bileşimlerinin çoğunu içinde bulundurmaktadır. Yugoslavya'nın Kosova bölgesinden alınan Pliyosen linyitlerinin birinde yapılan katı durum nükleer magnetik rezonans analizleri; fenolik, metoksil ve karboksilik gruplar gibi çok fazla miktarda organik fonksiyonel grupların varlığını ortaya çıkarmıştır. Bu grupların varlığı kömürden ziyade turbalarda daha fazlaca olabilmektedir. Bu düşük dereceli kömürlerin bozulması, suyla çözünebilen kompleks organik karışımların meydana gelmesini sağlayacaktır.



**Şekil 1.**

Yugoslavya'daki kömür havzalarının ve BEN'in görüldüğü yerleri gösteren harita. Pliyosen havzaları 1'den 21'e kadar numaralandırılmıştır. BEN, Kosova bölgesinde 19 numaralı havzanın yakınında saptanmıştır.

- a. Hastalığın görüldüğü bölge,
- b. Kömür sahaları,
- c. Pliyosen yaşlı kömür sahaları.

Daha önce hastalıklı köylerde sık kazılmış kuyulardan alınan, yeraltı suyu örneklerinde yapılmış, kalitatif gaz kromatografi kütle spektrometri analizleri polisayklik aromatik hidrokarbonlar ve aromatik aminlerin varlığını ortaya koymuştur. Yığın liçing ("Batch Leaching") çalışmaları, bu linyitlerde benzer bozuşma koşulları oluşturularak, bunlardan böyle bileşimlerin ortaya çıkıp çıkmayacağını araştırmak için yapılmaktadır.

Kömürün bozuşması sonucu ortaya çıkan bazı çözünebilir organik bileşimlerin kansere neden olan (carcinogenic) bileşimler olduğu ispatlanmıştır. Çok düşük dereceli kömürlerin bozuşmasıyla ortaya çıkan benzeri bileşimlerin BEN ve ilişkili kanser olaylarına da neden olabileceği sanılmaktadır.

Şekil 1'den de anlaşılacağı gibi, Pliyosen linyitlerine yakınlık yalnız başına BEN oluşturacak bir neden değildir. Bu durum kuzey Yugoslavya'daki bir çok büyük Pliyosen linyit yataklarının hastalıklı bölgelerle ilişkili olmadığı gerçeği ile ispatlanmaktadır. BEN'in yayılmasında önemli rol alan diğer faktörler her köyün içme suyu kaynağının neresi olduğu, hidrolojik rejim, su kimyası ve kirlenmenin diğer kaynaklarıdır.

Diğer jeolojik faktörler olarak genç düşük dereceli kömürlerin çevresindeki böbrek hastalığı olaylarının yüksek olup olmadığını saptamak ve bunu ortaya çıkarmak acilen istenen bir durumdur. Böyle bilgiler, yüzeye yakın düşük dereceli kömürlerin, daha önceden tanındığından daha tehlikeli sağlık problemlerine neden olan organik bileşimleri ortaya çıkarıp çıkarmadığının tanınmasına yardımcı olacaktır. Bunun dışında böyle bilgilerin, BEN gibi hastalıklara, etkilerinin saptanması konusunda değişik faktörlerin tanınmasına yardımcı olabilecektir. Ayrıca bu, jeolojik maddelerle oluşan sağlık problemlerinin saptanmasında mesleklerarası ve uluslararası çalışmaların değerinin ispatlanmasını da ortaya koyabilecektir.

## FİTOLİT SİSTEMATİKLERİ\*

George Rapp Jr. & Susan C. Mulholland

Çeviri: Haydar İLKER TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Sekreteri, Ankara

**ÖZ:** Bitkilerdeki mineral depolanmaları olan fitolitler, önemli arkeolojik ve paleoortamsal bilgiler elde edinebilme potansiyeline sahiptirler. Çeşitli ortamsal koşullar altında korunan bitkilerden sadece fitolitler, arkeolojik ve paleoortamsal yorum için yararlı veriler sunan sistemattikte denenmişlerdir. Buradaki önemli konu, şeklin tanımı ve bitki alemindeki veri dağılımı olan sistemattiktir. Kalsiyum fitolitleri, kristal ve amorf şekillerin genel terimlerle ifade edildiği mikroskop çalışmasının ilk aşamasından başlanarak izlenirler. Opal fitolitleri daha çok dikkat çekmişlerdir. Fitolit sınıflandırmasına yönelik çok çeşitli yaklaşımlar vardır. Bu makale, fitolit sınıflandırmaları ile ilgili birçok konuyu içermektedir.

### TEMEL TANIMLAMALAR

Fitolitler, paleoortamsal ve arkeobotaniksel bilgi sağlayan botanik mikrofosilleridir (Rovner 1983a ve b, 1988). Fitolitler bu çalışmada bitki hücrelerinde ve hücre aralarında oluşmuş mineral depolanmaları olarak tanımlanmışlardır. Diatom ve deniz yosunu gibi tek hücrelilerin kistleri de ayrı ayrı çalışılmış olmasına karşılık, bu incelemede dikkate alınmamıştır. Birçok bitki, yeraltı sularından çeşitli kimyasal elementleri absorbe eder ve bunları bünyesinin çeşitli bölümlerinde depolar. Kalsiyum depolanmaları genellikle kristalizedir; bunlar kısmen kalsiyum okzalat aynı zamanda kalsiyum fosfat ve kalsiyum karbonat bileşimindedir (Lanning 1961). Bazı kalsiyum depolanmaları ise amorfurlar (Arnott 1976). Opalin silika depolanmaları doğada genellikle amorf olarak bulunurlar (Jones ve Handreck 1967), fakat kristalize olanlarından da bahsedilmektedir (Wilding ve Drees 1974). Yakın tarihteki sistemattik araştırmaları opal fitolitler üzerinde yoğunlaşmıştır, ancak bu yazıda da belirtildiği gibi (Cumming, Jones ve Bryant) mikrofosil tanımlanması için gerekli özelliklere kalsiyum fitolitleri sahiptirler.

Angiosperm, gymnosperm ve pteridophylerdeki opal fitolit dağılımı Piperno (1988: 21, 23-37) tarafından gözden geçirilmiştir. Monocotyledon ve dicotyledonlarda opal fitolit üretimi yaygındır. Poaceae veya Gramineae (ot), Cyperaceae (kamuş), Ulmaceae, Fabaceae veya Leguminosae (fasulye), Cucurbitaceae (balkabağı) ve Asteraceae veya Compositae (ayçiçeği) gibi bitki aileleri silika toplayıcıları olarak tanınırlar.

Hernekadar birçok familyanın tanımlanabilir fitolit depolanması göstermemesi veya çok az göstermesinden dolayı opal depolanması universal (genel) değilse de, bu durum bu ailelerin tüm üyelerini kapsamaz. Silikası az olan aileler de belirgin fitolit üreten türlere sahiptirler. Örneğin, Pinaceae'nın fitoliti azdır (Piperno 1988:21) fakat *Pseudotsuga menzeisii* türü için belirgin bir fitolit üretimi kaydedilmiştir (Brydon, Dore ve Clark 1963; Norgren 1973).

Kalsiyum fitolitlerinin dağılımı da yaygındır. Kalsiyum oksalat birçok familyada (McNair 1932) ve bitkilerin her kısmında bulunur (Franceschi ve Horner 1980). Bazı aileler istikrarlı toplayıcılar olarak ortaya çıkarlar. Cactaceae kalsiyum kristalleri için iyi bir örnektir (Franceschi ve Horner 1980). Scurfield, Mitchell ve Silva (1973) iki yıldan fazla yaşayan ağaç gövdelerinin kristallerini kaydetmişlerdir. Chattaway (1953, 1955, 1956) birçok tropik ağaç türünde benzer oluşumları saptamıştır. Kalsiyum karbonat, Urticaceae (ısırgan), Moraceae (dut), Acanthaceae (kenger) ve Cannabinaceae (kendir) familyalarında kaydedilmiştir (Simkiss ve Wilbur 1989; 125). Birçok depolanma hücre duvarındadır, ancak Cystolith olarak adlandırılan belirgin yapılar bazı bitkilerde görülebilmektedir.

Fitolitler çürümeye yüz tutmuş mekanizmalarda açığa çıkarlar ve depolanırlar (Dimbleby 1978: 129). Depolanma normal olarak bitkilerin çürüme yüzeylerinde veya hemen altında oluşmaktadır, böylece fitolitler doğrudan toprağa ve sedimanlara katılırlar. Isı ve güçlü rüzgar erozyonu fitolitleri rüzgar taşımaya maruz

\* *PHYTOLITH SYSTEMATICS: Emerging Issues*, Editors: George Rapp Jr. and Susan C. Mulholland, s. 1-10, Publ. Society for Archaeological Sciences.

birakırlar. Fitolitlerin atmosferik tozlarda izlenmesi, taşınmanın uzun mesafelerde yapıldığının göstergesidir (Folger, Burckle ve Heezen 1967; Twiss, Suess ve Smith 1969). Hernekadar Cape Verde adaları dolayında, okyanus akıntılarının oluşturduğu sanılan çok büyük fitolit konsantrasyonları olmasına rağmen, suda taşınma sorunu detay olarak ele alınmamıştır (Melia 1984: 354). Fitolitler musluk suyunda da izlenmişlerdir (Baker 1959b: 82).

Fitolitler sediman düzeylerinin kalıcı unsurları olabilirler (Rovner 1988: 155). Uç PH koşullarına göre normal şartlar altında daha uzun yaşarlar. Yaklaşık 60 milyon yaşlı Paleosen yaşlı sedimenter kayalarda opal fitolitler saptanmıştır (Joner 1964). Periglasiyal sedimanlar da dahil olmak üzere daha genç sedimanlar (Fredlund, Johnson ve Dort 1985) ve bataklık, bozkır, otluk ve orman gibi habitat silsilesi toprakları fitolit içerirler. Fitolitler okyanus (Bukry 1987) ve göl (Piperno 1985b) içlerinde de bulunurlar. Kalsiyum fitolitleri birçok sedimenter ortamda gözlenmemiş fakat genç koprolitler de bulunmuşlardır (Bryant 1974).

Bitkilerdeki yaygın üretim ve birçok sedimandaki iyi korunma kombinasyonu, arkeolojik ve paleobotanik çalışmalar için fitolitlere büyük potansiyel değer sağlamaktadır. Bunun yanısıra, herhangi bir fosil sistemine göre fitolit analizinin avantaj ve dezavantajları vardır. Küçük bir grup bilim adamı, eski ortamları ve yakın tarihli tarımı incelemek için fitolit üretim ve depolanmasının fasetalarını araştırmaktadırlar.

Araştırmanın önemli konularından biri, fitolitlerin hangi bitki taksasını ne derece tanımladığıdır. Sedimanlardaki fitolitlerin belirlenmesi doğrudan modern bitki fitolit üretiminin ayrıntılı bilgilerine dayandırılır. Çeşitli çalışmalar, monocot ve dicotların birçok familyasında fitolit üretiminin fazla olduğunu göstermektedir (Franceschi ve Horner 1980; Piperno 1988). Mikrofosillerin tanımlanmaları için fitolitler, sedimanlardaki devamlılık gibi ayırtedici bir özelliğe ihtiyaç duyarlar. Arkeolojik ve paleoekolojik amaçlar için yapılan çalışmalar (Pearsall 1979; Piperno 1985a), botanik taksonomisi veya kompozisyonel analizler için yapılan çalışmalardan (Metcalf 1960; Lanning 1961) dayanakları açısından ayrılırlar. Morfoloji, dokudaki dağılım örnekleri veya temel bileşimler üzerinde oturtulmuştur.

Morfolojik çeşitlilik miktarı taksondan taksona değişir, fakat bazı taksaların tanımlama özelliği başka mikrofosillerinkinden daha fazladır. Örneğin, bitki polen taneleri familya düzeyinin altında tanımlanamazlar. Opal fitolitleri, çokluk (bir taksonda birçok şeklin üretimi) ve fazlalık bir şeklin birçok taksada var olması (Rovner

1971) faktörlerine bağlı olsalarda, çok boldurlar ve otlarda morfolojik olarak çeşitlilik gösterirler (Mulholland 1989). Sazlardaki fitolit şekillerinin ayrıntılı analizleri, diğer mikrofosillerden elde edilemeyecek derecede önemli bilgiler sunarlar (Ollendorf, Mulholland, Rapp 1987).

Tafonomik dokular, fosil materyellerinin doğru yorumu için önemlidirler. Mikrofosillerin her tipiyle bütünleşen dağılım metodları, sedimanlardaki dağılımı etkilerler. Üreme işleminin bir bölümü olarak, polen zerrelere sadece çiçeklerde ürerler ve çiçekten çiçeğe rüzgar veya böcekler taşınırlar. Rüzgarla polenlenmiş bitkiler, rejyonal bitki örtüsü altında bilgi veren çok uzun mesafelere taşınabilen birçok zerrecik üretirler. Böceklerle polenlenmiş bitkiler çok az sayıda tanecik üretirler, bundan dolayı rejyonal polen kayıtlarında pek bulunmazlar. Fitolitler bitkilerin birçok kısmında bulunurlar ve bitki dokusunun tahribiyle açığa çıkarlar. Fitolitler, humustaki normal ayrışmayla toprağa karışırlar ve lokal bitki örtüsünün kayıtlarını üretirler. Fitolitler ısı ve güçlü erozyonlarla atmosfer ve hidrosfer karışırlar ve uzun mesafelere taşınabilirler. Toprak ve sedimanlardaki çeşitli aktif fiziksel ve kimyasal prosesler, fosilleri değişik şekillerde etkilerler. Opalin silika, güçlü alkali koşullarda dissolüsyona karşı duyarlıdır (Iler 1979: 41, 65). Bundan dolayı güçlü alkali çökellerin (midye yığınları gibi) önemli ölçüde fitolit içermeleri beklenmemelidir. Hernekadar dissolüsyon prosesini düzenliyen bazı faktörler ortaya çıksa da, fitolit yüzeylerindeki karbon kaplamaları yüksek PH koşullarına karşı koruma görevi yaparlar (Lewis 1981). Opalin silika depolanmalarındaki yüksek alüminyum ve düşük su içerikleri dissolüsyonu geciktirirler (Bartoli ve Wilding 1980). Kalsiyum okzalit fitolitleri, asidik çevrelerdeki dissolüsyonlara neden olurlar. Kalsiyum kristalleri de uygun şartlarda korunabilirler (Andrejko, Cohen ve Raymond 1983).

## TARİH

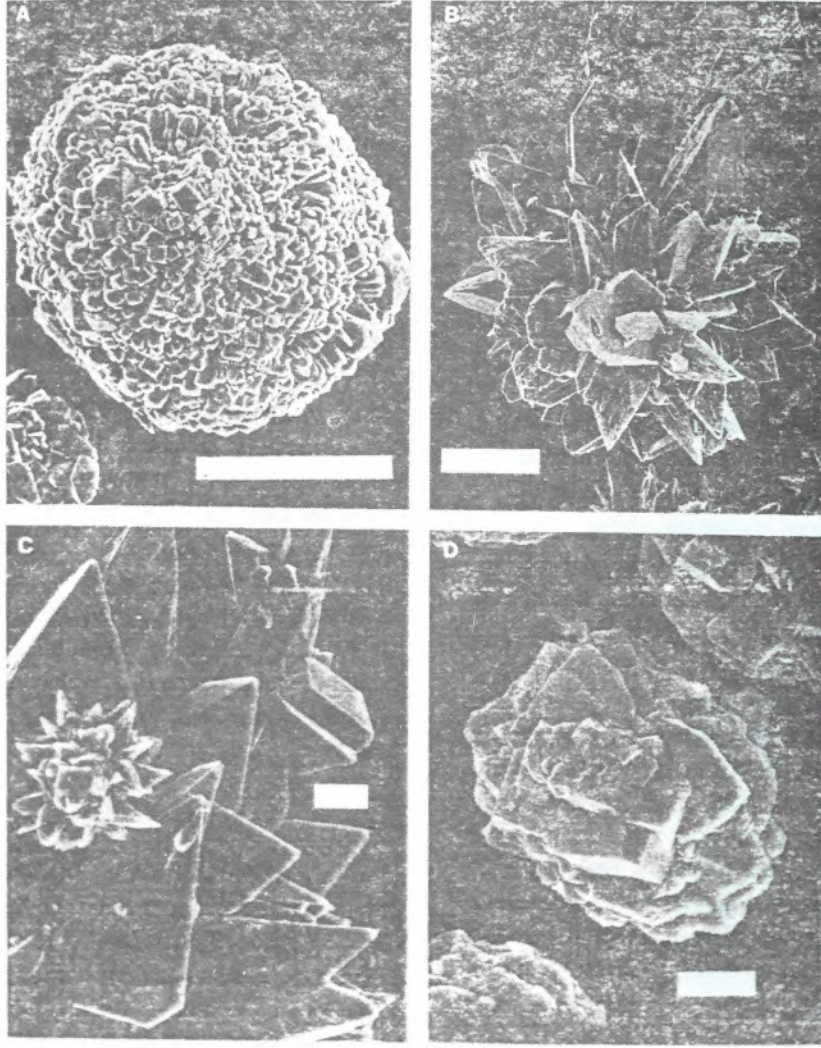
Fitolitler mikroskobun bulunmasından itibaren izlenmişlerdir. İlenirler. Loeuwenhoek, kalsiyum fitolitlerini 1675'te gözlemlemiştir (Arnott 1976: 57). Silika fitolitleri biraz daha sonra kaydedilmişlerdir. İlk çalışma 1835'te ortaya çıkmıştır (Rovner 1983a). 1836'da C.G. Ehrenberg bitki ve çökel fitolitlerinin sistematik tanımlamasına başladı (Baker 1960). Ehrenberg, bu yapıların bitkilerde yaşayan mikro-organizmaların iskeleti olacaklarını düşündü ve 1866'da bazı formların bağımsız organizmalardan ziyade, mineralize bitki dokuları olabileceği kanısına vardı. Yine 1866'da Ruprecht, fitolit terimini bitkilerde depolanmış mikroskopik opalin oluşumları olarak tanımladı

(Baker 1959a). İlk buluş döneminden sonra fitolit araştırmaları seyrekleşti. Çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan tanımlama çalışmaları sonraki yıllarda da devam etti. Örneğin, tozlardaki fitolitler Ehrenberg'in sistemi kullanılarak sınıflandırıldı (Baker 1960).

Fitolitlerin bitki anatomi ve fizyolojisi ile ilişkileri 1900'lerde ele alınmıştır (Piperno 1988 4-5). Netolitzky (1929) opal fitolitlerinin botaniksel araştırılmasına yönelik bir inceleme yayınlamıştır. Kalsiyum fitolitlerinin dağılımı için McNair'e (1932) bakınız (Franceschi ve Horner 1980:381). Rovner (1983a) iki dünya savaşı arasında düzenli olarak artan

çalışmalar kaydetmiştir. Yine bu dönem içerisinde fitolitlerin bitki fizyolojisi ile ilişkisi ve agronomi ile uygunluğu araştırmaları devam etmiştir. Bu çalışmalarla fitolitlerin, bitki familyalarındaki mineral dağılımına odaklanan oluşumu, morfolojisi ve çeşitlilikleri hakkında birçok bilgi elde edilmiştir. Fitolitler, taxonomik amaçlar için, diğer epitermal özelliklerle birleştirilmek için de kullanılmışlardır (Prat 1936). Hernekadar epitermal mikroştrüktürlerde önemli taksonomik korelasyonlar kaydedilmişse de, bu metodoloji kromozomal araştırmaların başlamasıyla terkedilmiştir.

İkinci Dünya savaşından hemen sonra opal fitolit



**Foto 1.** Elektron Mikroskopta çekilen Phytolith resimleri

A) *Mammillaria heyderi* - Ölçek 100 mikron

B) *Opuntia engelmannii* var *texana* - Ölçek 100 mikron

C) *Opuntia engelmannii* var *texana* - Ölçek 10 mikron

D) *Opuntia engelmannii* var *texana* - Ölçek 10 mikron

Bu phytolitler Amerika'nın Texas eyaletinde son 6000 yıllık Kaktüsler içinde saptanmışlardır.



araştırmaları çoğalmıştır. Toprak bilimcileri, fitolit analizlerini paleosol tanımlama ve tarihlemeye olduğu gibi, eski çevrenin yapılanmalarını öğrenmek amacıyla da kullanmışlardır. Çevrenin yeniden yapılanması esas olarak, bozkır ve orman topraklarının ayırt edilmesine yönlendirilmiştir (Witty ve Knox 1964). Birçok araştırmacı, fitolit içeren çeşitli ortamları karakterize etmek için modern toprağı referans olarak analiz etmiştir. Çayır fitolitleri orman topraklarında az olmasına karşılık tüm güncel çökellerde bulunurlar. Bu veriler, daha sonra paleosollere ve değişik coğrafik bölgelerin topraklarına uygulanmıştır (Gross 1973, Jones ve Hay 1975).

Fitolitler seyrekte olsa pedolojik çalışmalarda, bitki atalarıyla ilişkilendirilmişlerdir. İlk olarak sediman örnekleri dikkate alınmıştır. Hernekadar 1900'lerdeki çalışmalarla önceden belirlenmişlerse de, bitkilerdeki opal fitolitlerin sistematik tanımlamaları daha çok yenidir. Botanikçiler (diğer anatomik strüktürler gibi), epidermal dokuları elektron mikroskop çalışmalarında inceleyerek fitolitleri dökümlendirmişlerdir (Hayward ve Parry 1980, Terrel ve Wergen 1981). Hernekadar gövde ve kök dokularının silika içerdiği bulunmuşsa da yaprak ve çiçeklenme dokuları çok daha önemli olarak çalışılmıştır. Diğer botanik çalışmaları, depolanma proseslerine (Sangster ve Parry 1981) veya bitkilerdeki silika fonksiyonlarına (Kaufman ve diğ. 1981) yönelmiştir.

Kalsiyum fitolitleri paleoekolojik açıdan önemli ölçüde çalışılmamışlardır. Bitkilerde yaygın olmalarına karşılık, çökellerden elde edilenlerin örneği azdır. Bu durum birçok sedimentasyonda zayıf korunmanın göstergesidir. Özel bir depolanma konumunu temsil eden Caprolitler, kalsiyum fitolitlerini meydana çıkarırlar (Bryant 1974, Cummings 1989). Farklı çevrelerin kayıtlarının azlığı, materyelin gerçekten az olmasından çok, zayıf elde etme (iyileştirme) metodlarını yansıtabilir. Opalin silikayı elde etmek için özel teknikler geliştirilinceye kadar birçok çevredeki silika fitolitleri kaydedilmemişlerdir.

Fitolit çalışmalarında iki sorun güncel durumdadır: Modern bitki fitolitlerinin sistematığı ve çökel fitolitlerinin yorumu (arkeolojik ilişkileri de içeren). Opal fitolitlerinin oluşumu ve dağılımı hakkındaki birçok bilgi, arkeolojik ve paleoekolojik çalışmaların sonucu olarak son yirmi yılda elde edilmiştir. Ekvator'da (Pearsal 1979), Havai'den (Pearsal ve Trimble 1984), Panama'dan (Piperno 1984, 1985a) ve Birleşik Devletleri'nin orta kısmından (Brown 1984) birçok örnek test edilmiştir. Buna ek olarak botanik çalışmaları, geniş bir bitki taksa silsilesinde, sili-

ka dağılımını kaydetmiştir. Alman literatürünün yeniden incelenmesiyle, çeşitli familyalardaki silika dağılımına özel bir dikkat çekildiği görülecektir. Kalsiyum fitolitleri kısmen de kalsiyum okzalate botanik literatüründe sistemli olarak yer almaktadır. Birçok inceleme (Arnott 1976, Franceschi ve Horner 1980) bitki familyalarındaki oluşumu özetlemektedir. Hernekadar birçok taksa henüz test edilmiş, birçoğu için de ayrıntılı morfolojik çalışmaya gereksinim varsa da, sediman fitolitlerinin yorumu için yeterli bilgiye sahip olduğumuz söylenebilir. Çok sayıda örneğe dayandırılarak gerçekleştirilen opal fitolit analizleri, paleoekoloji çalışmalarında da uygulanmıştır. Eski çevrenin yeni yapılanmalarına ilişkin çalışmalar, yakın tarihli çökellerde yapıldığı gibi (Jones ve Beavers, 1964) buzul devri çökellerinde de yapılmıştır (Jones ve Dort 1985). Fitolitler, paleosol horizonları ve eski bitki örtülerini tanımlamak içinde kullanılmışlardır (Dormaar ve Lutwick 1969). Okyanus çökelleri, rüzgar yönünde dahil olmak üzere, eski ortamlar hakkında bilgi vermektedirler (Melia 1984, Bukry 1987).

Fitolit araştırmalarında birçok arkeolojik araştırma sorunu ele alınmıştır. Cultigenlerin tanımlanması, darı (Pearsal 1978, Piperno 1984), mısır (Fijiwara, Jones ve Brockwell 1985) ve birçok eski dünya tahıllarını içermektedir (Helback 1961, Rosen 1987). Caprolitler, kaktüs veya agaveye olarak atfedilen fitolitleri meydana çıkarırlar (Bryant 1974). Çiftçilik uygulamaları, arazi yüzeylerinin tanımlanmasını (Pearsal ve Trimble 1984), koruyucu tabaka uygulamalarını (Turner ve Harrison 1981) ve sulamayı içerirler. Eski çökel fitolitleri ortamın gelişimini öğrenme konusunda oldukça yararlı olmuşlardır. Carbone (1977) genellikle ormanlar gibi bitki topluluklarını, güncel A horizonlarıyla deneştirerek yorumlamışlardır. Lewis (1981) ve Mac Donald (1974) paleoindiandan yakın tarihlere kadar bozkırların değişen tiplerini dökümlendirmişlerdir.

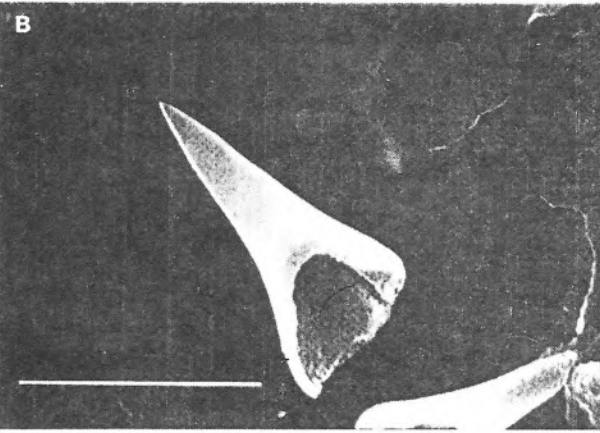
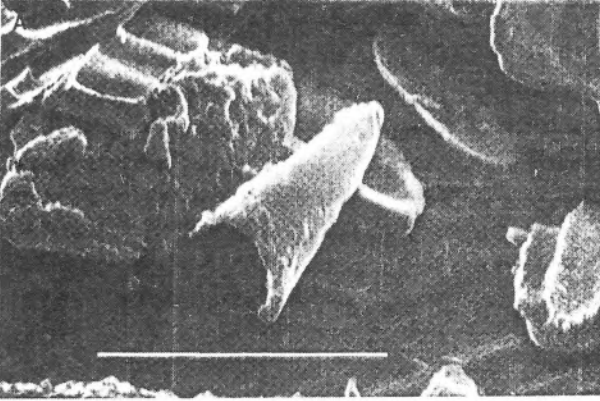
## SİSTEMATİK

Birçok kalsiyum fitoliti, genel biçimlerin 1/5'ini oluşturacak şekilde kristallidirler (Franceschi ve Horner 1980:381). Raphideler, tek hücrelide demetlenerek yığılan iğne şeklindeki kristallerdir. Styloid, biçim olarak raphide ile aynıdır, fakat daha kalındır ve tek olarak oluşur. Prizmatik kalsiyum fitolitleri, blok şeklinde geometrik biçimler oluştururlar. Kristal kumu, tek hücrelide, birlikte oluşan küçük bir kristaller grubunu işaret eder, aynı zamanda beş genel biçimin kombinasyonları ve varyasyonları da oluşabilir.

Beş genel kristal şekli, en azından 1900'lerden beri tanımlanmışlardır (Haberlandt 1914). Franceschi ve Horner 1980:383), biçim ve lokasyon özelliklerinin sınıflandırmada kullanıldığını kaydetmişlerdir. Onların tablo özetleri (pp 384-397, 397-401) bitkilerin türlerini ve kalsiyum fitolit üreten örnekleri tanımlarlar. Fitolit biçimlerinin ayrıntılı anlatımları, fosil materyallerindeki bitki orijinin tanımlanması için gereklidir.

Kalsiyum kristallerinin kimyasal bileşimi sınıflandırmada kullanılabilir. Kalsiyum okzalat, monohidrat (whewellite) ve dihidrat (weddelite) formlarında oluşmaktadır. Bunlar tek türler için kaydedilmişlerdir (Franceschi ve Horner 1980: 397-401). Diğer kalsiyum bileşikleri karbonat ve fosfatlarda kaydedilmişlerdir (Lanning 1961).

Opal fitolit sistematığıne yönelik birçok yaklaşım vardır. Bir tanesi, her fitolit tipini ayrı bir



**Foto** 2. Elektron mikroskopta çekilen Phytolith resimleri

A) *Agrostis scabra*

B) *Triticum dicoccoides*

Bu phytolitler Ayak Otu (*Carex Romans*) adlı bitkiler içinde oluşmaktadır.

varlık olarak ele alıp linnean sistemindeki latince isimleri saptamaktadır. Taksa, morfolojik temelde tanımlanmıştır; gruplandırma parataksa kurallarına göre yapılmıştır (Bukry 1979). Hernekadar fitolitler bitkilerde oluşurlarsa da, orjinal bitkiyi tanımlamak için bir çaba gösterilmemiştir. Bu yaklaşım Ehrenberg'indir (1854). İlk önce fitolitleri, mikroorganizmaların silisli iskeletleri olarak ele aldı; Hernekadar, daha sonra opal fitolitlerini gerçek silisli hücreler veya bitki kısımları olduğunu kabul etmesine rağmen, Ehrenberg bu taksonomik tasarımı korudu. Ehrenberg 90'ın üzerinde fitolit türünü tanımlamış ve sınıflamıştır.

Mikropaleontologlar genellikle bu yaklaşımı izlerler. Dumitrica (1973), Ehrenberg sistemini üç Graminaes (Poaceae) ve bir Uquisetale paragenerasını tanımlayan parataksa olarak biçimlendirmiştir. Hernekadar yakın tarihli çalışmalar, diğer sınıflandırma türlerini de ortaya çıkarıyorsa da, bu sistem okyanus içi kayıtlarında yaygındır. Bukry (1979), linnean taksonomik yaklaşımı kadar yararlı olan Twiss, Suess ve Smith'in (1969) tanımsal yaklaşımını ele alıyor. Locker ve Martini (1986) hernekadar sonunda parataksonomik yaklaşımı kabul etseler de, hiçbir yaklaşımı tatmin edici kabul etmiyorlar. Melia (1984) sadece opal fitolitler gibi yapıları, sınıflandırma sorunundan kaçış olarak ele almaktadır.

Parataksonomik yaklaşımın ardındaki mantık ikilidir. İlk önce botanik terminolojisinin uluslararası kodları, bitki ve hayvanların iskelet kısımlarının saptanmış linnean isimlerini kabul ederler. Bu işlem paleontolojide, fosil orijinlerinin bilinmediği yerlerde yararlıdır. Örneğin kono-dontlar parataksada sınıflandırılan bir gruptur. Hernekadar fitolitlerin bitkilerden oluştuğu biliniyorsa da, var olan taksalarla fitolitlerin familya veya daha alt familyalarına kadar tanımlanması olanaklıdır.

Parataksonomik yaklaşımın esasını oluşturan ikinci neden, orijinal bitkilerin hangi derecede var olduğuna bağlıdır. Dumitrica (1973:940), fitolitlerin tür değil ancak familya seviyesine kadar tanımlanmasının daha iyi olacağını belirterek Smithson'a (1958:154) katılmaktadır. Bukry (1979), "önemli form" ların bitkilerde geniş olarak dağıldığını ve buna ek olarak tek bir yaprağın çeşitli fitolit tipleri üretebileceğini söyler. Bu gözlemler bir dereceye kadar özellikle Poaceae (Smithson'a 1958 de sadece bu familyayı belirtir) için doğrudur. Hernekadar Poaceae'de de morfolojik değişiklik ve fitolit üretimindeki tutarlılık yüzeysel çalışmalarla ortaya konandan daha fazla ise de, çeşitlilik ve bolluk opal fitolit üretiminde potansiyel olarak büyük rol oynamaktadır. Fosil materyallerinden orijinal bitkinin

tanımlanması, yerel genç referans materyallerinin detay morfolojik çalışmasını gerektirir. Brown (1984); Twiss, Suess ve Smith (1969)'in sınıflandırması üzerinde özenle durarak, önemli bitki fitolit şekillerindeki büyük değişkenliği tanımlamıştır. Pearsal (1979) ve Piperno (1984) darının tanımlanmasını çapraz şekilli yapılanmalarda yapmıştır. Piperno (1958a), dicotyledonları da içeren birçok tropik bitki familyasındaki silikanın daha ileri tanımlamasını yapmıştır. Onun çalışması, opal fitolitlerinin genüs veya tür seviyesinde ayırt edici olduklarını gösterir (Piperno 1988: 248-253).

Botanikçiler, eklemli doku kısımlarına dayandırılan opal fitolit sistematiğine başvurmuşlardır. Morfoloji gibi, oriyantasyon ve lokasyon bilgileri, situ fitolitlerinde geçerlidir ve yığılanmamış fitolitlerden daha fazla tanımlama elde edilebilir. Diğer anatomik özelliklerle birleştirilince, normal olarak tanımlama daha iyi yapılabilir. Fitolit tipleri, morfoloji, lokasyon ve oriyantasyon özelliklerinden sonra yazılırlar (örg: sırtlar, küreler, yatay gerili dolambaçlı köşeler).

Botaniksel yaklaşım, Metcalfe'de (1960) tanımlanmıştır. Fitolitler veya silika yapıları, Poaceae için kaydedilen anatomik karakteristiklerden biridir. Fitolitlerin morfolojileri kadar, lokasyon ve oriyantasyonları da tanımlanmıştır. Örneğin, bitki damarlarının üzerindeki fitolitler, damar aralarındakilerden ayırt edilirler. Bir subfamilya olan Oryzoidea, yaprak uzunluğuna dik olan gülle şeklindeki fitolitlerin oriyantasyonlarıyla tanımlanır. Kamış ve palmiyeler de aynı anlamda ele alınırlar (Tomlinson 1969, Metcalfe 1971). 1900'lerdeki kapsamlı araştırmalar, fitolitlerin botaniksel bakışına yönelmiştir.

Üçüncü bir yaklaşım, sınıflandırmayı sadece fitolit morfolojisine dayandırmaktadır. Situ oriyantasyon ve lokasyon özellikleriyle birleşen sınıflandırmalar, kümeleşmemiş fitolitlere uygulanamazlar. Sedimenter çevrelerin çoğu eklemli kısım göstermezler. Buna karşılık kümeleşmemiş fitolitler, tanımlanabilecek birçok üç eksenli morfoloji gösterirler, çünkü situ fitolitlerindeki çevre dokusu morfolojik detayları belirsizleştirme eğilimindedir.

Fitolit tiplerini tanımlayan iki metod, morfolojik yaklaşımda uygulanmıştır. Birinde sadece morfolojik tanımlamalar ve isimler kullanılır. Fitolit tipleri, geometrik şekillere genel olarak taslak şeklinde dayandırılırlar. Bu metod, kolayca uygulanabilme ve kavranabilme avantajına sahiptir. Diğer metod, fitolit tiplerini geometrik metoddan daha çok bitki anatomisiyle ilişkilendirir. Fitolit tipleri, silisli bitki unsurlarından sonra yazılır. Örneğin, uzun silindirler, sclereids veya tracheids olabilirler. Bu metodta bitki anatomisi hakkında daha fazla bilgiye gereksinim vardır. Morfoloji

halen kullanılan tek özelliktir, fakat bu metodta bitki dokusundaki orijini tanımlamak için kullanılır. Avantajlar açıktır, fitolitlerden alınabilecek daha fazla bilgiyle daha değerli yorumlar yapılabilir.

Twiss, Suess ve Smith (1969), kümeleşmemiş fitolitler için morfolojik sınıflandırmanın geometrik metodunu tanımlamışlardır. Onların sınıflaması, bitki fitolitlerini 4 sınıfta toplam 26 türde gruplandırır. Morfolojik isimler, taslaktaki görünüme dayandırılır; gülle, sırt vs. Bu tasarı geniş olarak uygulanır (Lewis 1981; Fredlund, Johnson ve Dort 1985). Brown (1984), Twiss'in sınıflandırmasını genişletmiş ve geometrik sınıf listesine trichomesleri (bitki anatomisine dayanan bir sınıf) de eklemiştir. Piperno (1988) anatomik metodu tanımlar ve önerir. Onun tasarımında ki tüm ilk bölünmeler hücre tipine dayandırılır. İkincil bölünmeler morfolojiye dayanır. Anatomik bilgi ile fosil materyelleri hakkında daha fazla yorum yapılabilir. Örneğin, sclereidslerin tanımlanması türler belli olmadan da ağaç bitkilerinin varlığına işaret eder.

## FİTOLİT SİSTEMATIĞİNİN GÜNCEL DURUMU

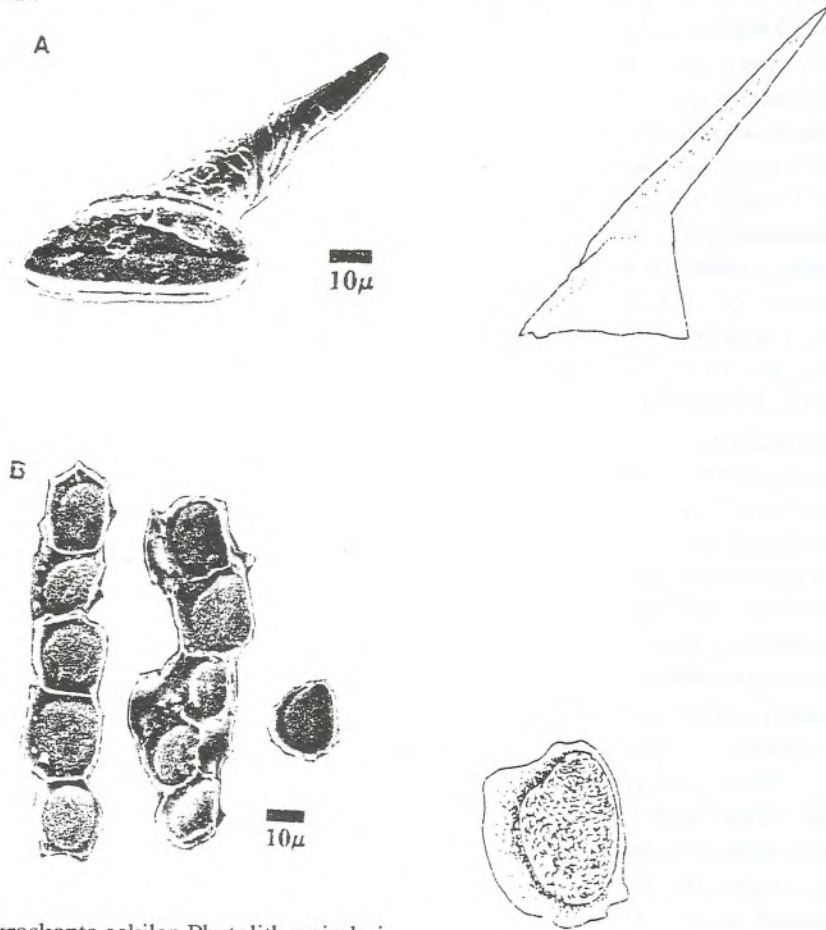
Sınıflandırma planları geniş bilgiye bir düzen getirmek için yapılır. Herhangi bir kişi fitolitler için kladistik, genetik, bitki anatomisi, morfometri veya bitkilerdeki fitolit oluşumunu, doğuştan olan özelliklerin sonuçlarına bağlı değişkenler üzerine kurulan sınıflandırmaları yapabilir. Arkeolojik araştırmalar için yararlı sınıflandırma, fitolitlerin konumunu kesinlikle arkeolojik ve eskiortamsal koşullarda ele almalıdır. Sedimenter ortamlarda tekçe olarak çok iri fosil fitolitleri bulunabilir, bunlar orijinal bitkinin şebeke yapısından ayrılmışlardır. Arkeolojik problemlerin çözümü için araştırmacılar tarafından düzenlenen sınıflandırmalarda botaniğin kladistik koşullarından çok, morfometrik veya morfometrik/anatomik durumlar kullanılmaktadır.

Bu bölümdeki yazılar fitolit sistematiğinin çeşitli durumlarını ele almaktadır. Fitolit sınıflandırmasının genel sorunlarının tanımlanması ve kısa bir tarihçe, verilmiştir. Sistematiğe yönelik çeşitli yaklaşımlar tarihsel olarak verilmiş, bir çoğuda gözden geçirilerek geliştirilmiştir. Avrupa geliştirilen sınıflamanın ayrıntılı incelemesi Powers tarafından sunulmuştur, bu sunuş ayrıca tarihsel tanımlamaları da vermektedir (fitolit analizlerinin dünya çapında incelenmesine genel bir bakış için, Piperno'ya bakınız 1988, 1-10). Pearsal ve Dinan, opal fitolitler için 10 yıldan fazla süren çalışmalara dayanan sınıflandırma sistemleri öne sürerler.

Birçok bölüm özel bitki taksasını veya kısımlarını ele alır. Bitki silika depolanmaları (Mulholland ve Rapp) ve kamış kozalaklarının (Ollendorf) sınıflandırılmaları, yeni bilgiye dayandırılan grupların bir bölümünü incelemektedir, kısımda reorganizasyonunu yapmaktadır. Twiss, paleoklimatolojik yorumları da katarak C3/C4 oransallığını saptıyarak bitki silika gövdeleri arasındaki korelasyonu tartışmıştır. Yiyecek bitkilerinin tanımlanması, birçok makaleye konu olmuştur. Rosen, yabani otlarla, hurma palmyeleri gibi, arpa ve buğdayı da tartışmıştır. Kaplan, cultigenlerin geniş değişim bilgisini sunmuştur. Cummings, vahşi ve evcil bitkilerin birçok kalsiyum ve silika fitolitlerini tanımlar, ve onlara değinir. Bozarth, Birleşik Devletlerin orta bölümünde vahşi dicotları çalışmıştır. Jones ve Bryant, cactinin kalsiyum fitolit sınıflamalarıyla uğraşmışlardır. Sangster ve Hodson, bitkilerin yeraltı kısımlarının da silika toplayıcıları olabileceklerini hatırlatmaktadırlar.

Rovner ve Rus, stereoloji ve morfometri için geliştirilen otomatik tekniklere neden olan sınıflandırmaya yönelik yeni bir yaklaşımı ele almaktadırlar. Sınıflandırmanın ilke ve teknikleri araştırma için zengin bir alan sağlayacaklardır. Eklenmiş bibliyografya yeni analizciler için bir başlama noktası olacaktır. Hernekadar bibliyografya ayrıntılı değilse de (kısmen kalsiyum fitolitleri için), sistematik enformasyon içeren ayrıntılar için bir girişimdir. Sadece fitolit sistematiği ile ilgili maddelerden alıntılar, birkaç fitolitın anlatım ve tanımını içeren morfoloji ve sınıflandırma, geniş bir çalışmanın parçasıdır.

Fitolit sistematiğinde arkeolojik materyellerin yorumlarını elde edebilmek için daha çok çalışmak gereklidir. Piperno'nun (1988) Panama'da yaptığı çalışma diğer alanlarda da yapılmalıdır. Birçok grubun ayrıntılı morfolojik tanımı henüz yapılmamıştır. Russ ve Rovner (1989), bir taksondaki fitolit formlarının, boyut ve şekil



**Foto 3.** Elektron mikroskopta çekilen Phytolith resimleri

A) *Aegilops speltoides*

B) *Lolium perenne*

Bu phytolitler tahıl tohumları içinde saptanmış olup, sağ taraflarında çizimleri gösterilmiştir.

parametrelerinin değişimlerine yönelik ayrıntılı nicel bilginin geneldeki eksikliğine işaret ederler. Hernekadar fitolitler halen birçok arkeolojik ve paleoekolojik koşullara uygulanıyorlarsa da, başka bir fitolit araştırma grubu çalışmasından ortaya çıkan fitolit analizleri uygulamalarına ait araştırmalar birçok yayında yer almıştır.

Günümüzde çok miktarda fitolit enformasyonu kullanılmaktadır. Özel morfolojik çalışmalara ek olarak botanik literatüründe daha fazla sistematik yer almaktadır. Bitki anatomisi çalışmaları, fitolit lokasyonuna ait bilgi içerebilirler. Bitki taksonomileri, potansiyel olarak eklemleri kısımlara dayandırılan çalışmaların morfolojik bilgilerini içerebilirler. Hernekadar ayırtedilebilecek yapılar henüz belirlenmemişse de, nitelikli analiz çalışmaları spesifik taksanın silika içeriği olmasına işaret edebilir. Bu bilgiler; major bitki taksasının titiz çalışmalarıyla olduğu gibi rejyonel çalışmalarla da karşılaştırılmalı ve tanımlanmalıdır. Bu kitap, fitolit sistematığı üzerine bilgimizi artırmaya uğraşan ve halen devam eden çabanın bir bölümünü kapsamaktadır.

#### KAYNAKLAR

- Andrejko, MJ, Cohen, AD and Raymond, R, Jr 1983, Origin of mineral matter in peat. In Roymond, R, Jr and Andrejko, MJ, eds, Mineral Matter in Peat. Los Alamos, New Mexico, Los Alamos National Laboratory: 3-24.
- Arnott, HJ. 1976, Calcification in higher plants. In Watabe, N and Wilbur, KM, eds, The Mechanisms of Mineralization in the Invertebrates and Plants. Columbia, South Carolina, University of South Carolina Press: 55-78.
- Baker, G. 1959a, Fossil opal-phytoliths and phytolith nomenclature. Australian Journal of Science 21: 305-306.
- 1959b, Opal phytoliths in some Victorian soils and "red rain" residues. Australian Journal of Botany 7: 64-87.
- 1960 Phytolitharien. Australian Journal of Science 22: 392-393.
- Bartoli, F. and Wilding, LP. 1980 Dissolution of biogenic opal as a function of its physical and chemical properties. Soil Science Society of America, Journal 44: 873-878.
- Brown, DA. 1984, Prospects and limits of a phytolith key for grasses in the central United States. Journal of Archaeological Science 11: 345-368.
- Bryant, VM. Jr 1974, The role of coprolite analysis in archaeology. Bulletin of the Texas Archeological Society 45: 1-28.
- Brydon, JE, Dore, WG and Clark, JS 1963 Silicified plant asterosclerids preserved in soil. Soil Science Society of America, Proceedings 27: 476-477.
- Bukry, D. 1979, Comments on opal phytoliths and stratigraphy of Neogene silico-falgellates and coccoliths at Deep Sea Drilling Project Site 397 off northwest Africa. In Shamback, JD, ed, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 49: 977-1009. Washington, DC, US Government Printing Office.
- 1987, North Atlantic Quaternary silicoflagellates, Deep Sea Drilling Project Leg 94. In Orlfsky, S, ed, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 94(2): 779-783. Washington, DC, US Government Printing Office.
- Carbone, VA (ms) 1977, Environment and prehistory in the Shenandoah Valley, PhD dissertation, The Catholic University of America: 227 p.
- Chattaway, MM 1953, The occurrence of heartwood crystals in certain timbers. Australian Journal of Botany 1: 27-38.
- 1955, Crystals in woody tissues: Part I. Tropical Woods 102: 55-74.
- 1956, Crystals in woody tissues: Part II. Tropical Woods 104: 100-124.
- Cummings, L. Scott (ms) 1989, Coprolites from medieval Christian Nubia: An interpretation of diet and nutritional stress. PhD dissertation, University of Colorado: 204 p.
- Dimbleby, GW 1978, Plants and Archaeology. Atlantic Heights, Nev Jersey, Humanities Press, Inc: 190 p.
- Dormaar, JF and Lutwick, LE 1969, Infrared spectra of humic acids and opal phytoliths as indicators of paleosols. Canadian Journal of Soil Science 49: 29-37.
- Dumitrica, P 1973 Phytolitharia. In Kaneps, AG, ed, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 13 (2): 940-943.. Washington, DC, Us Government Printing Office.
- Ehrenberg, CG 1854 Mikrogeologie, 2 volumes, Leipzig, Leopold Voss: 374 p.
- Folger, DW, Burckle, LH and Heezen, BC 1967 Opal phytoliths in a North Atlantic dust fall. Science 155: 1243-1244.

- Franceschi, VR and Horner, HT, Jr 1980 Calcium oxalate crystals in plants. *Botanical Review* 46: 361-427.
- Fredlund, GG, Johnson, WC and Dort, W, Jr 1985 A preliminary analysis of opal phytoliths from the Eustis Ash Pit, Frontier County, Nebraska. Institute for Tertiary-Quaternary Studies, TER-QUA Symposium Series 1: 147-162.
- Fujiwara, H, Jones, R and Brockwell, S 1985 Plant opals (phytoliths) in Kakadu archaeological sites: A preliminary report. In Jones, R, ed, *Archaeological Research in Kakadu National Park*. Australian National Park and Wildlife, Special Publication 13, Canberra, Australian National University: 155-164.
- Gross, Er (ms) 1973, Buried soils of the drainageways in the driftless area of the upper Mississippi Valley, PhD dissertation, University of Minnesota: 195 p.
- Haberlandt, G 1914, *Physiological Plant Anatomy*. London, Macmillan and Co: 777 p.
- Hayward, DM and Parry, DW 1980, Scanning electron microscopy of silica deposits in the culms, floral bracts, and awns of barley (*Hordeum sativum* Jess.). *Annals of Botany* 46: 541-548.
- Helbaek, H 1961, Studying the diet of ancient man. *Archaeology* 14: 95-101.
- Her, RK 1979, *The Chemistry of Silica*. New York, John Wiley & Sons: 866 p.
- Jones, LHP and Handrek, KA 1967, Silica in soils, plants and animals. *Advances in Agronomy* 19: 107-149.
- Jones, RL 1964, Note on occurrence of opal phytoliths in some Cenozoic sedimentary rocks. *Journal of Paleontology* 38: 773-775.
- Jones, RL and Beaver, AH 1964, Variation of opal phytolith among some great soil groups in Illinois. *Soil Science Society of America, Proceedings* 28: 711-712.
- Jones, RL and Hay, WW 1975, Bioliths. In Giesking, JE, ed, *Soil Components*. II. New York, Springer-Verlag: 481-496.
- Kaufman, PB, Dayanandan, P, Takeoka, Y, Bigelow, WC, Jones, JD and Her, R 1981, Silica in shoots of higher plants. In Simpson, TL and Volcani, BE, eds, *Silicon and Siliceous Structures in Biological Systems*. New York, Springer-Verlag: 409-449.
- Lanning, FC 1961, Calcite in *Lesquerella ovalifolia* trichomes. *Science* 133: 380.
- Lewis, RO 1981, Use of opal phytoliths in paleoenvironmental reconstruction. *Journal of Ethnobiology* 1: 175-181.
- Locker, S and Martini, E 1986, Phytoliths from the southwest Pacific, site 591. In Blakeslee, JH, ed, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 90(2)*: 1079-1084. Washington, DC, US Government Printing Office.
- MacDonald, LL (ms) 1974, Opal phytoliths as indicators of plant succession in North-Central Wyoming: 71 p.
- McNair, JB 1932, The interrelation between substances in plants: Essential oils and resins, cyanogen and oxalate. *American Journal of Botany* 19: 255-271.
- Melia, MB 1984, The distribution and relationships between palynomorphs in aerosols and deep-sea sediments off the coast of northwest Africa. *Marine Geology* 58: 345-371.
- Metcalfe, CR 1960, *Anatomy of the Monocotyledons. I. Gramineae*. Oxford, Clarendon Press: 731 p.
- 1971 *Anatomy of the Monocotyledons. II. Cyperaceae*. Oxford, Clarendon Press: 597 p.
- Mulholland, SC 1989, Phytoliths shape frequencies in North Dakota grasses: A comparison to general patterns. *Journal of Archaeological Science* 16: 489-511.
- Netolitzky, F 1929, Die kieselkörper. In Linsbauer, K, ed, *Hanbuch der Pflanzen-anatomie* 3(1a): 1-19, Berlin, Gebrüder Borntraeger.
- Norgren, JA (ms) 1973, Distribution, form and significance of plant opal in Oregon soils. PhD dissertation, Oregon State University: 165 p.
- Ollendorf, AL, Mulholland, SC and Rapp, G, Jr 1987, Phytoliths from some Israeli sedges. *Israel Journal of Botany* 36: 125-132.
- Pearsall, DM 1978, Phytoliths analysis of archaeological soils: Evidence for maize cultivation in Formative Ecuador. *Science* 199: 177-178.
- (ms) 1979, The application of ethnobotanical techniques to the problem of subsistence in the Ecuadorian Formative. PhD dissertation, University of Illinois: 267 p.
- Pearsall, DM and Trimble, MK 1984, Identifying past agricultural activity through soil phytoliths analysis: A case study from the Hawaiian Islands. *Journal of Archaeological Science* 11: 119-133.

- Piperno, DR 1984, A comparison and differentiation of phytoliths from maize and wild grasses: Use of morphological criteria. *American Antiquity* 49: 361-383.
- 1985a, Phytolith analysis and tropical paleoecology: Production and taxonomic significance of siliceous forms in New World plant domesticates and wild species. *Review of Palaeobotany and Palynology* 45: 185-228.
- 1985b, Phytolith analysis of geological sediments from Panama. *Antiquity* 59: 13-19.
- 1988, *Phytolith Analysis: An Archaeological and Geological Perspective*. New York, Academic Press: 280 p.
- Prat, H 1936, La systematique des Graminees. *Annales des Sciences Naturelles, Botanique, Series 10*, 18: 165-258.
- Rosen, AM 1987, Phytolith studies at Shiqmim. In Levy, TE, ed, *Shiqmim I: Studies concerning Chalcolithic societies in the Negev Desert, Israel (1982-1984)*, *British Archaeological Reports International Series* 356: 343-249.
- Rovner, I 1971, Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction. *Quaternary Research* 1: 343-359.
- (ms) 1983a, Multi-disciplinary sense and nonsense: Is a science of phytoliths really necessary? Paper presented at the 149th AAAS Annual Meeting, Detroit, Michigan.
- 1983b, Plant opal phytoliths analysis: Major advances in archaeobotanical research. In Schiffer, M, ed, *Advances in Archaeological Method and Theory* 6: 225-266. New York, Academic Press.
- 1988, Macro- and micro-ecological reconstruction using plant opal phytolith data from archaeological sediments. *Geoarchaeology* 3: 155-163.
- Russ, JC and Rovner, I 1989, Stereological identification of opal phytolith populations from wild and cultivated *Zea*. *American antiquity* 54: 784-792.
- Sangster, AG and Parry, DW 1981, Ultrastructure of silica deposits in higher plants. In Simpson, TL and Volcani, BE, eds, *Silicon and Siliceous Structures in Biological Systems*. New York, Springer-Verlag: 383-407.
- Scurfield, G, Michell, AJ and Silva, SR 1973, Crystals in woody stems. *Botanical Journal of the Linnean Society of London* 66: 277-289.
- Simkiss, K and Wilbur, KM 1989, Plant mineralization-ions, silicification, and the transpiration stream. In Simkiss, K and Wilbur, KM, *Biomining: Cell Biology and Mineral Deposition*. New York, Academic Press: 106-130.
- Smithson, F 1958, Grass opal in British soils. *Journal of Soil Science* 9: 148-155.
- Terrell, EE and Wergen, WP 1981, Epidermal features and silica deposition in lemmas and awns of *Zizania* (Gramineae). *American Journal of Botany* 68: 697-707.
- Tomlinson, PB 1969, *Anatomy of the Monocotyledons. II. Palmae*. Oxford, Clarendon Press: 453 p.
- Turner, BL, II and Harrison, PD 1981, Prehistoric raised-field agriculture in the Maya lowlands. *Science Society of America, Proceedings* 33: 109-115.
- Wilding, LP and Drees, LR 1973, Scanning electron microscopy of opaque opaline forms isolated from forest soils in Ohio. *Soil Science Society of America, Proceedings* 37: 647-650.
- 1974, Contributions of forest opal and associated crystalline phases to fine silt and clay fractions of soils. *Clays and Clay Minerals (Clay Mineral Society, Proceedings of the Conference)* 22: 295-306.
- Witty, JE and Knox, EG 1964, Grass opal in some chestnut and forested soils in north central Oregon. *Soil Science Society of America, Proceedings* 28: 685-688.

## JURASSIC PARK Bilimin Halk Düzeyine İndirilmesinin Yolu\*

Vedat OYGÜR

MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi, ANKARA

### GİRİŞ

Sinemanın harika çocuğu Spielberg'in beyaz perdeye aktardığı ve bir yıl içinde bütün hasılat rekorlarını kıran film sonrasında, bütün Dünya'da olduğu gibi bizde de dinozorlarla ilgili kitaplar, dergiler peşpeşe yayımlanmaya başladı. Yerli ve yabancı çeşitli bilim- teknik dergilerinin son sayıları ya tümüyle bu dev sürüngenlere ayrıldı, ya da en azından bir iki yazıyla dinozorların bilinmeyen yaşamına girildi. Ve biz de, konuyla doğrudan ilgili meslek grubu olarak günümüz bilim dünyasını saran bu akımın dışında kalamazdık!

Bunun da ötesinde California'daki Dinamation International Corporation firması, gerçeğiyle tıpatıp benzeri robotlar yaparak tüm renkliliği ve canlılığıyla bu çekici yaratıkları aramıza soktu. Büyük müzeler, bir canlı gibi hareket eden robot fosilleri sergilemeye başladılar. Halkın ilgisi ve gösterinin başarısı o kadar mükemmeldi ki şirket milyonlarca yıl önce yaşamdan kaybolmuş ilginç yaratıklardan oluşan bir fosil hayvanat bahçesi projesini gerçekleştirmek üzere çalışmalara başladı. Gerçek boyutlardaki robotların tüm organlarına hareket verildi ve koşula göre değişen ses çıkarması sağlandı. Derisi renklendirilirken gri, kahverengi veya yeşil gibi doğal renkler yerine lekeli ya da bantlı parlak renkler seçildi; aynı türün üyeleri böylece birbirlerini tanımakta, hareketlerini buna göre düzenlemektedir: Devasa yaratıklara artık bir de ikincil cinsel karakter verilmiştir.

Bütün bu kültürel etkinlikler sonucunda 65 milyon yıl önce kayıplara karışmış bu ilginç dev sürüngenlerin yaşamları, küçük çocuklardan ilerlemiş yaştaki yetişkinlere kadar herkesin ilgisini çekmektedir: Nerelerde yaşamışlardır? Neyle beslenmişlerdir? Vücutlarının kapasite ve performansı neydi? Acaba boynuz, zırh, pul ya da sırtlarında tırtıllı bıçaklar var mıydı ve nasıl kullanıyorlardı? Gerçek anatomi ve fizyolojileri nasıldı?

Böylece, yeryuvarı tarihindeki çeşitli yaratıklar arasında insanların en çok ilgisini çeken dinozorların dünyası değişik yönleriyle birlikte paleontologlardan halka inerek günlük yaşamımızda yer almaya başladı. Dinozorlar hakkındaki bilinmezleri sorgulamak üzere çeşitli fan klüpler kuruldu.

\* Bu yazı, Belçika Kraliyet Doğal Bilimler Enstitüsü tarafından 1992 yılında yayınlanan "Dinosaurs & C" adlı kitaptan derlenmiştir. Kitap, odamız kitaplığındadır.

### Halkın İnanışı ve Bilimsel Gerçekler

Dinozorlar, diğer hayvan gruplarının ötesinde insanın ilgisini garip bir büyüyle çekerler. Son yıllardaki yaygın kültürel etkinlikler sonucunda bu ilgi giderek yoğunlaşmaktadır. Fakat dinozorlar hakkında ne bilinmektedir?

Halkın bildikleri ve inandıklarının çoğu yakıştırma veya benzetmelerden ibarettir. Bunlar sürüngen olduklarına göre soğukkanlı, çok süyük, ağır, yavaş ve aptal hayvanlardır. Tarih öncesinde yaşamışlardır ve belirli yerlerde büyük miktarlarda bulunmaktadır.

Gerçek tümüyle başkadır.

Büyük bir olasılıkla sıcakkanlıdır; yani memeliler ve kuşlar gibi vücut sıcaklıklarını sabit tutabilme yeteneğindedirler. Sabit iç sıcaklık ise enerji ve gelişmiş bir metabolizma gerektirir; bu da sürekli bir kas etkinliğini beraberinde getirir. Şu halde dinozorlar ne yavaş, ne de ağırdırlar; kütleleriyle orantılı bir biçimde oldukça hareketli olmak zorundadırlar. Kemiklerinin mikroskopik yapısı, devinim dinamikleri, beslenme biçimleri (otçul/etçil) dinozorların da memeliler, sürüngenler ve kuşlar gibi ayrı bir sınıf düzeyinde ele alınmalarını öngörmektedir.

Bazı film, roman veya çizgi romanlarda dinozorlar tarih öncesi insanla çağdaş gösterilmektedir; bu görüntü tümüyle hayal ürünüdür. dinozorlar, jeolojik zamanların ikincisi olan Mesozoyik'te yaşamışlardır; 230 milyon yıl önce ortaya çıkmışlar ve 65 milyon yıl önce de yok olmuşlardır. Oysa ki en eski "australopithec" (insanın ilk atası) izleri 4 ya da 5 milyon yaşındadır.

Dinozorların 330 türü vardır. Bu hayvanların çoğunun 30 metreye ulaşan devasa boyutta olmalarına karşın, bazı türleri ancak tavuk boyundadır.

Son olarak, dinozorların pek çoğu sadece bulunan kemik parçalarından tanımlanmaktadır. Bir türün iskeleti ancak çeşitli yörelerden derlenen kemiklerin bir araya getirilmesiyle bütünleştirilmektedir.

Dinozorların, kıtalarda 165 milyon yıl süren bir egemenlik sonrasında Kretase sonunda 65 milyon yıl önce aniden yok olduklarına inanılmaktadır. Burada üç noktada hata yapılmaktadır: Sadece dinozorlar değil, onlarla birlikte, hayvan cinslerinin %60'ı da yok olmuştur; sert iklim ortamında 25 kg.'dan ağır hayvanlar yaşamlarını sürdürme olanağı bulamamıştır. Bu olay kara ve denizi aynı zamanda



etkilemiştir; halbuki hiçbir deniz dinozoru yoktur. "Ani" terimi yeterince kesin değildir; günlük yaşamımızda birkaç saniyeyi ya da dakikayı anlattığı halde, jeolojik zaman ölçeğinde bir milyon yıl ile ölçülmektedir. Onbinlerce yıllık kapsayan bu dönemde pek çok olay geçmiş olabilir.

## DİNOZORLAR NASIL BULUNDU?

Yüzyıllardan beri, hangi hayvana ait olduğu bilinmeksizin dinozor kemikleri bulunmaktadır. En eski dinozor kemiği tanımlaması 1676 tarihlidir, Oxford Ashmolean Müzesi'nden R. Plot'a göre bu kemikler dev gibi bir yaratığın olmalıdır. Daha sonra 1787'de New Jersey, 1802 Massachusetts, 1806'da Missouri'de iri kemikler bulundu. Ayak parmaklarındaki tırnakların benzerliğinden yola çıkılarak, o tarihlerde bu buluntuların dev kuşlara ait olması gerektiği sonucuna varıldı.

Brighton, İngiltere'de 1822 tarihinde, jeoloji ve paleontolojiye meraklı genç bir dişçi olan Mantell yörede bulduğu kemiklerden yola çıkarak "Fossils of South Downs" adlı eserini yayımladı. Elindeki buluntuları İngiltere ve Fransa'daki paleontologlara gösterdi; su aygırı ya da gergedan gibi bildikleri hayvanlara ait olduklarını söylüyorlardı. Mantell yılmadı, 1825'te Stutchbury ile tanıştı; söylediğine göre, buluntular Orta Amerika'da yaşayan İguana kemiklerine benziyordu, hatta çok daha da büyüktüler. Devam eden kazılar sonucunda bozulmamış, devasa bir kafatası buldu. Fossil yaratığı "Iguanodon" adıyla vaftiz etti.

Yine 1822 yılında bir başka doktor, Parkinson Oxford yakınlarında bulduğu dev kertenkele fosiline "Megalosaurus" adını verdi.

Nihayet 1842'de ünlü paleontolog Richard Owen, İngiltere'de bulunan sürüngen fosillerini inceleyen çalışmada "Dinosauria" (korkunç kertenkele) tanımını yarattı. Yunancada "deinos" korkunç veya ürkütücü büyüklükte, "sauros" ise kertenkele anlamına gelmektedir.

1850'den itibaren K. Amerika, Afrika, Asya ve Avustralya'da çok sayıda dinozor fosili bulundu. En son 1986 ve 1989'da Antarktika'da iki yerde farklı türlere ait ayak izleri ortaya çıkarıldı. Bütün bu buluntular açıkça göstermektedir ki dinozorlar tüm kıtaları işgal etmiştir ve her kıtada farklı bir evrim izlemişlerdir; bu da türlerinin çokluğunu açıklamaktadır.

## DİNOZORLARIN EVRİMİ

Dinozorlar, Mesozoyik döneminin büyük bir bölümünde karasal hayata egemen olmuşlardır. Triyas'ta ortaya çıkmışlardır; Üst Triyas (230-205 m.y.) sırasında

küçük, iki ayaklı ve hızlı hareket etmektedirler. Orta ile Üst Jura'da (180-135 m.y.) devleşmişler ve boyları 30 metreye ulaşmıştır. Üst Jura'da çok sayıda türün kaybolmasının peşisıra Alt Kretase'de (135-95 m.y.) yeni bir yayılım görülmektedir. Üst Kretase'de (95-65 m.y.) yüzden fazla türü vardır; bunlar ördek gagalı, iki ayaklı veya dört ayaklı otoburlar ve tüm zamanların en büyük avcısı olan "Tyrannosaurus rex" gibi güçlü çeneye sahip etoburlardır.

## Dinozorların Ortaya Çıkması

Dinozorlar, pterozorlar (uçan sürüngenler), timsahlar ve kuşlar, arkozorları oluştururlar. Hepsisi de, kafatasının ön tarafında, her bir göz çukuru önünde bir açıklık ya da pencereye sahiptir.

Arkozorların tarihçesi Permiyen'de (290-250 m.y.) başlar. **Dimetrodon** gibi memeli sürüngenler kıtalarda egemendir. Permiyen sonunda, iklimdeki önemli bir soğuma hayvanların büyük kısmını yok eder; arkozorlar ise bu felaketten kitle halinde kurtulurlar. Dahası Triyas boyunca gelişirler; bu dönemin sonunda memeli sürüngenlerin yerini alırlar ve bir ilkel grup, tekodontlar, evrim geçirerek dinozorlaşırlar (Şek. 1).

En eski arkozorlar timsaha benzemektedir; gövdeden yatay çıkışlı ayaklar hızlı hareket etmelerini engeller Orta Triyas'ta beliren dinozorların öncüleri düşey ayaklarla gelişmişlerdir (Şek. 2). Bu devinim biçimi hayatlarını sürdürmeyi sağlamıştır. Üst Triyas'ta oluşan sıcak ve kurak iklim değişimine, sürüngenler, derileri sayesinde memelilerden daha iyi uyum sağlamıştır.

Dinozorlar iki büyük gruba ayrılırlar: sorişiyenler, kertenkele kalçasına sahip olanlar; ornitişiyenler, kuş kalçasına sahip olanlar. Tüm karasal hayvanların kalçası üç kemikten oluşmaktadır; her iki grupta bu kemiklerin yönlenmesi farklıdır (Şek. 3). Ornitişiyenlerin hepsi otobur olduğu halde, sorişiyenlerin dört ayaklıları otobur ve iki ayaklıları etoburdur. Dişlerinin biçim ve yerleşimi, beslenme düzenlerini belirlemektedir.

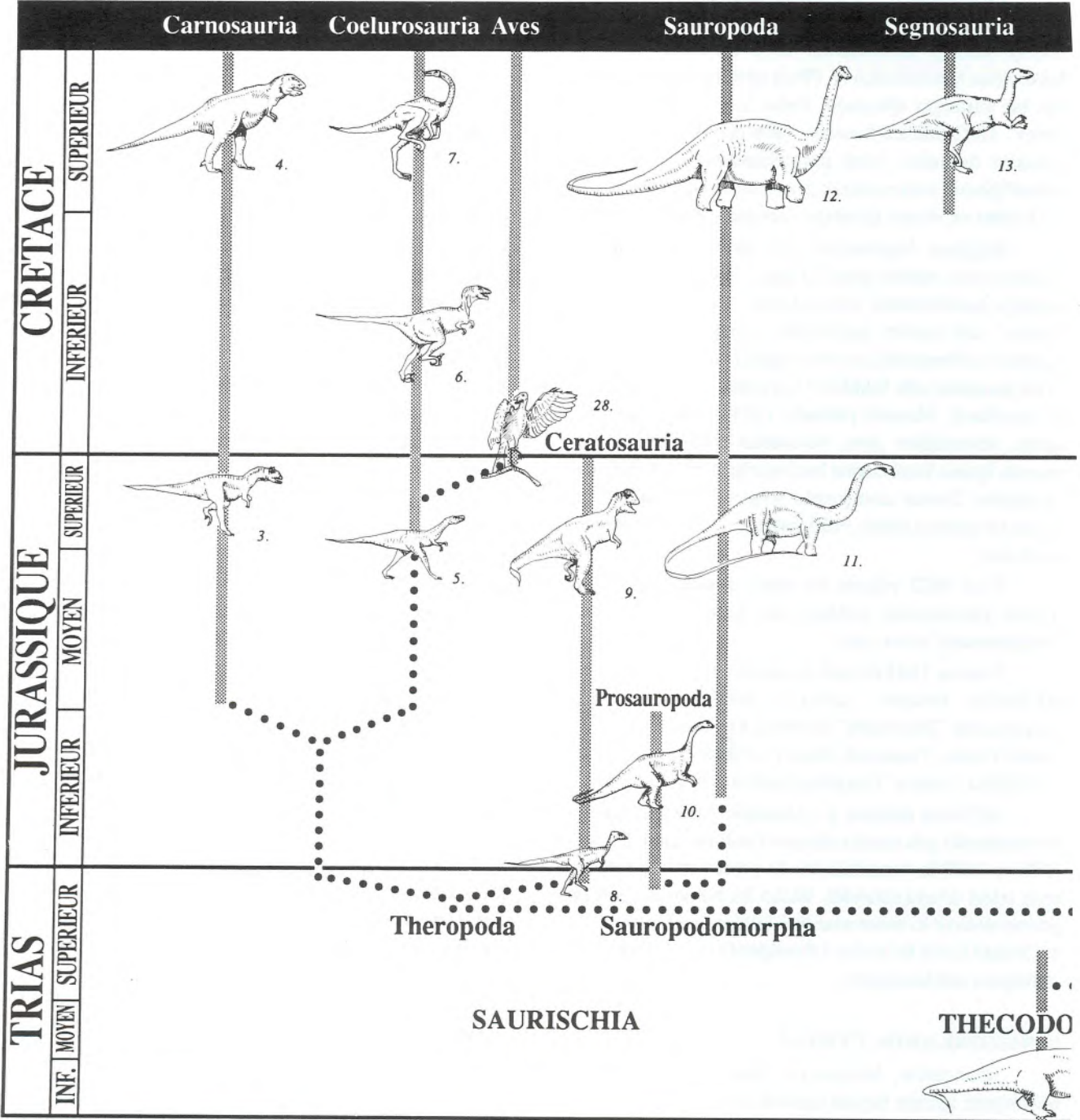
Her iki grubun da ortak bir ataları olmadığına ve dolayısıyla farklı köklerden geldiklerine inanılmaktadır. Buna karşılık, ilkel dinozorlardan **Herrerasaurus**'un (Şek.4) bu iki grubun öncülü olduğu da ileri sürülmektedir. 2 metre uzunluğundaki bu küçük dinozorlar etoburdur ve hızlı koşmaktadır.

Sorişiyenler Üst Triyas'ta başlıca iki kola ayrılırlar: Teropodlar ve Sorodomorflar. En eski teropodlar olan seratozorlar ayrı bir dal oluştururlar ve Üst jura'da kaybolurlar. **Coelophysis** bu grubun en eski temsilcisidir. (Şek. 5). Boyu 2-3 metredir ve 20-30 kiloluk ağırlığıyla hafiftir.

**Plateosaurus**, 6-8 metrelik boyuyla Üst Triyas dinozorlarının en büyüğüdür. Sorodomorfların Alt Jura'da kaybolmuş en eski kolu olan prosoropodlardandır. Avrupa'da en bol olan karasal omurgalıdır.

Dev soropodlar doğrudan prosoropodlar ile bağlantılı değildir. Tarihçeleri, Alt Jura'da **Barapasaurus** ile başlar; Üst Jura'da yaygınlaşırlar.

Üst Triyas ornitişiyenlerinin en eski temsilcisi **Pisanosaurus**'dur. Alt Jura'da ornitişiyenler iki yönlü bir gelişim gösterir: biri kuş ayaklı ornitopodlar, diğeryse zırlı veya bağılı tireoforlar. Ornitopodlar en yaygın gruptur. **Lesothosaurus** bu grubun öncüsüdür. **Scutello-saurus** en eski tireofordur. Bir metre boyundaki bu hayvanın sırt derisi yüzlerce küçük kemik plakayla güçlendirilmiştir.



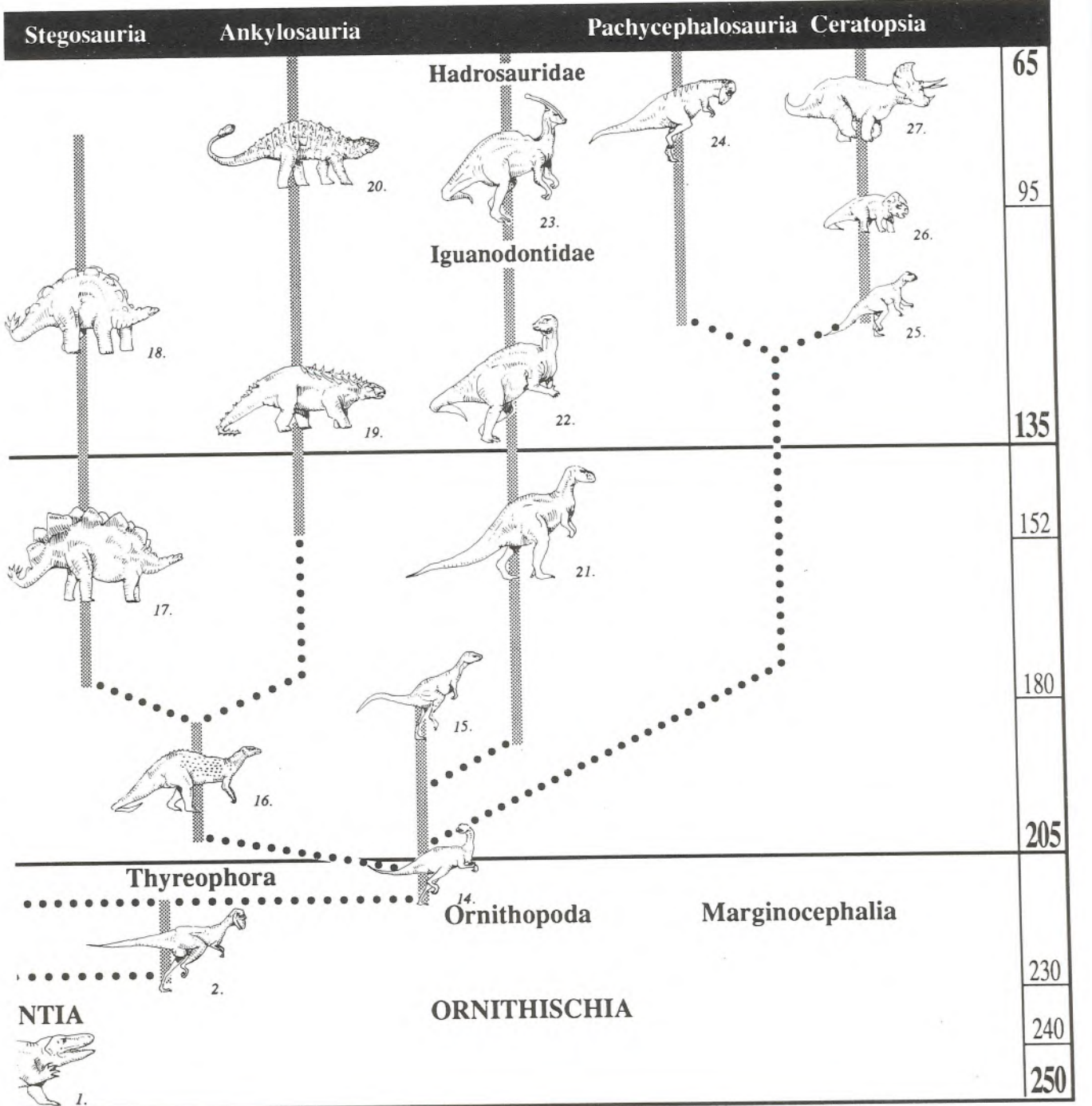
Şekil 1. Dinozorların soy ağacı

## Dinozorların Birinci Krallığı: Jura Devleri

Dinozorlar, Orta ve Üst Jura'da karasal yaşama tümüyle egemendirler. Soropodlar altın çağlarını yaşar. Tüm zamanların en büyük etoburları soropodlar, kuşların olası atası olan, hızlı koşan ve iki ayaklı, küçük avcılar kölurozorlarla birlikte Orta Jura'da ortaya çıkarlar. Dört ayaklı ve sırtları dikenli ve zırhlı stegozorlar Üst Jura'da boldur. Iguanodonların en eski temsilcisi **Camptosaurus** aynı dönemde belirir. Dinozorların doruğa ulaşması ik-

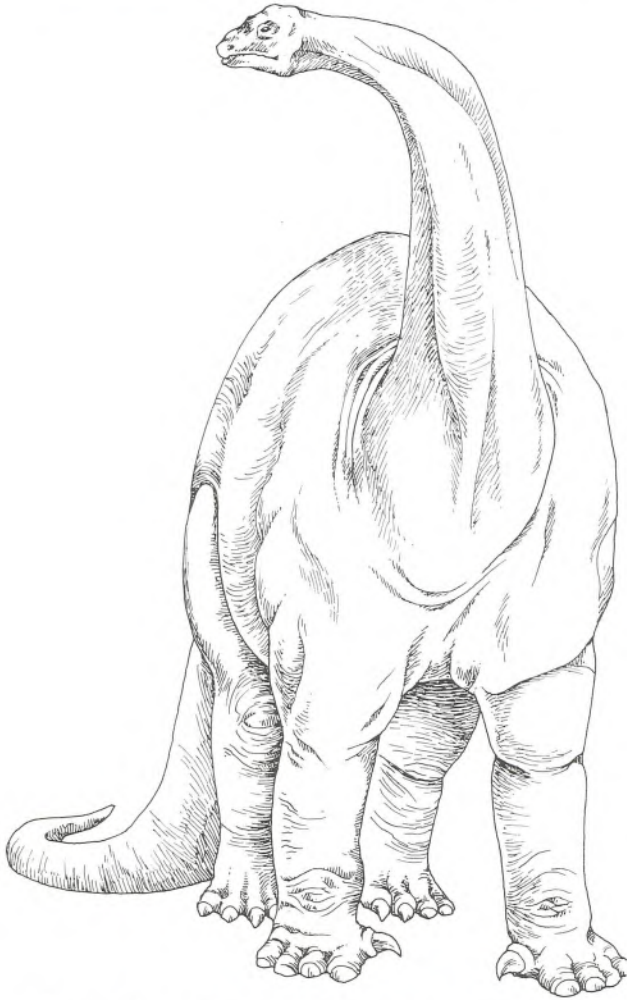
limdeki bir değişikliğe bağlıdır; her zaman sıcakken, daha nemli olmuştur ve kozalaklılar ile eğreltiotlarının bollaşmasına neden olmuştur.

Otuz metreyi geçen boyları ve 80 tonu aşan ağırlıklarıyla soropodlar, dinozorların devleridir (Şek. 6). **Brontosaurus**, **Brachiosaurus**, **Camarasaurus** ve **Diplodocus** gibi türleriyle Üst Jura'da çok sayıda ve çok çeşitlidirler. Devasa gövdeleri sütun benzeri dört ağır bacakla taşınır, bir kuyruk ile çok uzun bir boyna



sahiptirler. Bir atunkyle aynı boydaki baş görece çok küçüktür. Önceleri, iri gövdelerini rahatça taşıyabilmek ve su bitkileriyle beslenebilmek için bataklık veya sığ sularda yaşadıklarına inanılırdı. Başlarının üzerindeki burun delikleriyle de suya yarı gömülü olarak nefes alabilirlerdi. Fakat ciğerleri üzerindeki su basıncının solumalarını zorlaştıracağı ve ayaklarının küçük yüzeyi nedeniyle çamura batacakları için bu görüş reddedilmiştir. Bugün, sert topraklar üzerinde sürüler biçiminde göç ettiklerine ve uzun boyunları sayesinde, diğer dinazorların ulaşamadığı ağaç yapraklarını yediklerine inanılmaktadır.

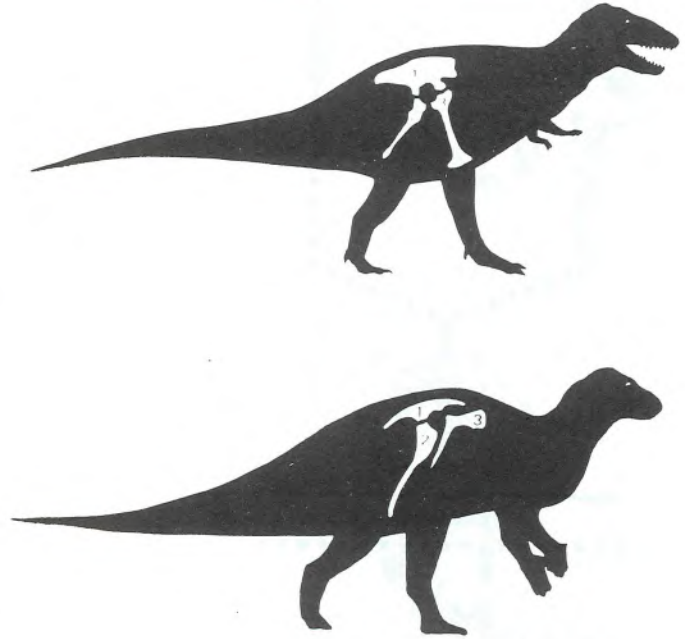
Karnozorlar, iki ayaklı ve etobur iri dinazorlardır. Arka ayakları sütun biçimli ve ön ayakları kısadır, gösterişli bir başları vardır. 1824 yılında ilk kez isimlendirilen dinozor **Megalosaurus** en eskileridir. Bu tehlikeli avcı ornitışiyenler, stegozorlar ve **Camptosaurus** ile beslenmekte, hatta sürü halinde iri soropodlara da saldırmaktadırlar.



**Şekil 2.** Vulcanodon, tüm dinazorlar gibi gövdenin altına doğru uzamış ayaklara sahiptir. (Uzunluk 6,5 m.)

Teropodların yeni bir kolu olan kölurosorlar Üst Jura veya hemen öncesinde başlar. Hafif ve iki ayaklı bu etoburlar hızlı koşmaktadır. Bazı türleri bir tavuktan daha büyük değildir, en büyükleri 3-4 m. boyundadır. Kuşkusuz kurbağa, kertenkele ve küçük ilkel memelilerle beslenmektedir. **Compsognathus** bunların en eski türüdür (Şek. 7). Kuşların öncülü olarak kabul edilen **Archaeopteryx** henüz sürüngen özellikleri taşımakta ve **Compsognathus** ile büyük benzerlikler göstermektedir.

Orta Jura'da beliren stegozorlar Üst Jura'da yaygınlaşır ve Üst Kretase'de kaybolurlar. Dört ayaklı, 2 ile 9 metre uzunluğundaki bu otoburlar, içinde ceviz büyüklüğünde beyin bulunan küçük bir kafaya sahiptir. Ön ayaklarının arka ayaklarından çok daha kısa olması nedeniyle başları yere yakın biçimde gösterilirler. Çift sıra kemik plaka ve/veya diken hayvanın sırtında ve kuyruğunda yer almış olabilir; bazı türlerin her bir omuzunda da bir diken vardır. Kuyruktaki dikenler kuşkusuz savunma silahıdır. İskeletlerden ayrı yerde bulunan plakalar tartışma konusudur. Gövdeyi saran ya da düşey bir veya iki sıra halinde mi yerleşmişlerdir? Bir savunma sistemini mi oluşturmuşlardır ya da genel bir kanı olarak ısı ayarlayıcı bir rol mü oynamışlardır? Bu durumda plakalar, ısının hızlı bir biçimde toplanmasını ve azalmasını sağlayan kan damarları bakımından zengin bir deriyle örtülmüş olmalıdır.



**Şekil 3.** (a) Sorışiyenlerin, (b) ornitışiyenlerin kalçası; 1- ilyon, 2- işiyon, 3- pubis.

Üst Jura'da çok sayıda ornitopodlar ailesi belirir; bunların arasında iguanodontidler Alt Kretase'ye kadar gelişmiştir. İlk temsilcisi **Camptosaurus**, 10 yerine 5 ile 7 metrelik küçük boyuyla ve arka ayaklarındaki üç yerine dört parmakla **Iguanodon**'dan ayrılır (Şek. 8).

#### Dinozorların İkinci Krallığı: Alt Kretase İguanodontideleri

Jura boyunca kıtalar arasında göçler her zaman olasıdır ve birçok dinozor grupları Dünya'ya yayılmıştır. Kretase'de bu gruplar, farklı kıtalarda birbirlerinden yalıtılmış bir halde gelişmişlerdir.

İlk büyük ornitopodlar olan iguanodonlar, öndekilerden daha ağır arka ayaklara sahiptir. Bu otoburlar kuşkusuz iki ayaklıdır ve ön ayaklarını koşmak için kullanmışlardır. **Hypsilophodon** gibi ancak 2 metre boyundaki küçük ornitopodlar da mevcuttur. Dört ayaklı ankilozorlar diğer otobur dinozorlardır. Dinozorlar çağının bu tankları kemikli plakalar, boğum ve dikenlerle güçlenmiş bir deriye sahiptir. İki ailesi vardır: kuyruk bitiminde topuz biçiminde bir şişkinliği olan ankilozorideler ve kuyruktaki şişkinlikten yoksun nodozorideler. Birincisi, bilhassa Üst Kretase'de ve diğeri Alt Kretase'de yaşamıştır. **Hylaeosaurus armatus** 1833 yılında bulunan ilk nodozoridedir. Iguanodonlardan çok daha küçük olan **Tenontosaurus** dört ayaklıdır, uzun ve güçlü bir kuyruğu vardır. Kuşlara yakın bir kölurozor olan **Deinonychus** sadece 3 metre boyundadır ve grup halindeyken büyük dinozorlara bile saldıran güçlü bir avcıdır. Ayağındaki uzun ve keskin dört tırnak nedeniyle ismi "korkunç tırnak" anlamına gelmektedir.

Iguanodontide ailesinden **Ouranosaurus** (Şek. 9) ve bir soropod olan **Rebbachisaurus**, yelken veya yelpaze biçimli yüksek bir sırt genişlemesine sahiptir. Çok gelişmiş omurgaları, bu uzvun varlığını gösterir. Hiç kuşkusuz kan damarlarıyla bolca sulanan bu geniş yüzey, hayvanın hızlı bir biçimde ısınmasını ve soğumasını sağlamıştır.



Şekil 4. Herrerasaurus. (Uzunluk 2 m.)

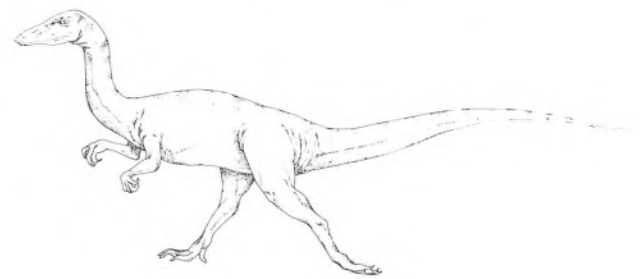
#### Üçüncü Krallık ve Dinozorların Sona Ermesi:

#### Üst Kretase Hadrozorları, Ceratopsia ve Tyrannosaurus

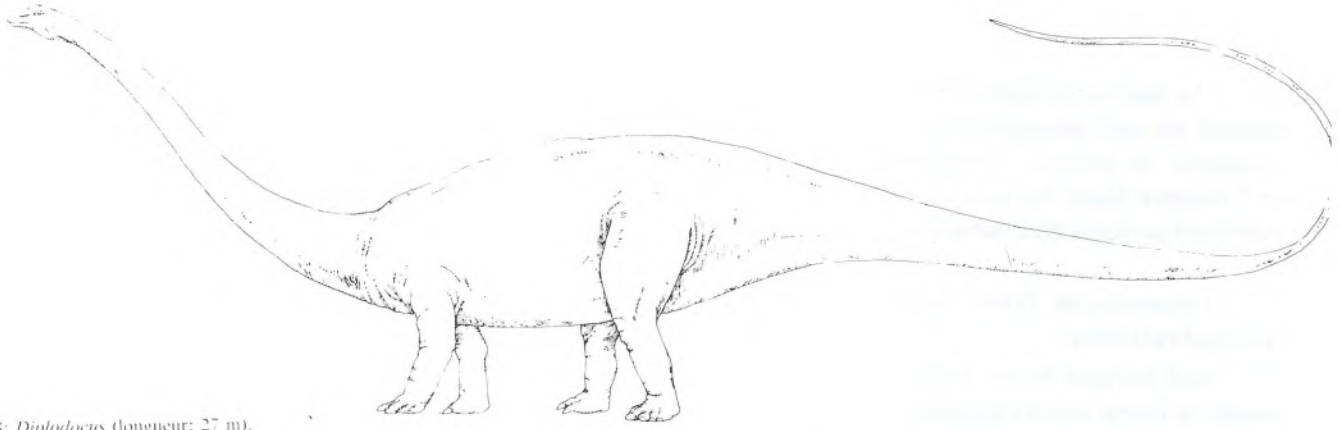
Üst Kretase'deki dinozor türlerinin sayısı, daha önceki dönemler boyunca görülenlerin sayısına eşittir. Yeni otobur gruplarından ördek gagalı hadrozorlar ve boynuzlu seratopsiyenler çok dikkati çekicidir. Yeni otobur grupların gelişmesi bitkilerin değişmesiyle bağlantılıdır: çiçekli bitkiler iyice yaygınlaşmıştır.

Hadrozorlar genel yapı bakımından iguanodona benzerler; fakat düz bir ördek gagası ve değişik fonksiyonlu çok sayıda sıra üzerine yerleşmiş pek çok dişle (bazen 2000 tane) ayrılırlar (Şek. 10). Diş yapısı, dikenler ve kozalaklıların dalları gibi sert bitkileri çiğnemeye elverişlidir. **Lambeosaurinae**, burun delikleriyle bağlantılı kanallarla donanmış kemikli bir kafatasına sahiptir (Şek. 11). Bu organın fonksiyonu her zaman tartışma konusu olmuştur. Uzun zaman hadrozorların, bu kanallar sayesinde su altında nefes alarak su akıntıları, göller ve bataklıklarda yaşadıklarına inanıldı. Bugün, tümüyle karasal oldukları ve kafatasındaki boşlukların, aynı türün diğer bireyleri arasındaki tanışma sinyallerini güçlendirmeye yaradığı düşünülmektedir. **Lambeosaurinae** koşarken iki ayaklı, fakat dururken ve ağır ağır yer değiştirirken dört ayaklı olmalıdır. **Maiasaura** ile ilgili keşifler sonucu bunların yuva yaptıkları, yumurtalarını örttüikleri ve gençleri korudukları öğrenilmiştir.

Otobur ve dört ayaklı dinozorlar olan seratopsiyenlerin, büyük bir kemikli boyun kalkanı bir veya birçok boynuz ve bir papağan gagasıyla etkileyici bir kafası vardır. **Triceratops**, burun ucundaki küçük ve gözleri üzerindeki iki büyük boynuzla gergedana benzer. **Chasmosaurus**, iki büyük deliği veya penceresi olan iri bir boyun yakalığına sahiptir (Şek. 12). İlk başlarda, boynuzların ve yakalığın avcılara karşı savunma aracı olduğu düşünülüyordu. Bugün, bir cinsel ikili yapıyı yansıttığı ve aynı türün erkekleri arasındaki kavgaya karıştığı düşünülmektedir. Renkli bir organ, yakalığın deliklerini örtmüş olmalıdır ve



Şekil 5. Coelophysis (Uzunluk 2-3 m.)



Şekil 8: Diplodocus (longueur: 27 m).

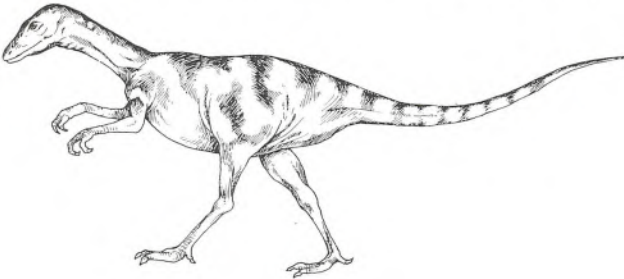
### Şekil 6. Diplodocus (Uzunluk 27 m.)

iki erkek, başlarını öne eğerek, bu bir tür korkutucu bayrağı dikleştirirler. Eğer bu göz korkutma manevrası etkisiz kalırsa, boynuzlar kavga konumuna geçerler. Yakalığın geniş yüzeyi, stegozorlardaki sırt plakaları benzeri bir ısı ayarlayıcı görev de yapabilir.

Büyük teropodlar, bütün bu otoburların pek korkunç düşmanıdır. **Tyrannosaurus** ve **Albertosaurus** sivri ve mazgallı etkileyici dişlerle kocaman ve korkutucu bir kafaya, kalın ve kısa bir boyuna, güçlü arka ayaklara ve iki turnaklı küçük ön ayaklara sahiptir.

Ornitomimozorlar (devekuşu dinazorlar) gibi 3 ile 4 m. uzunluğunda, küçük kafalı uzun bir boynu, uzun ve kıvrak arka ayakları ve uzun bir kuyruğu olan küçük teropodlar vardır (Şek. 13). Dişleri olmaması nedeniyle, kuşkusuz yumurta, böcek, kertenkele ve küçük memelilerle beslenir.

Son dinozorlar 65 milyon yıl önce Kretase-Tersiyer geçişinde kayboldular. Protozoalar, planktonik hayvanlar, ammonitler belemnitler, rudistler bütün büyük deniz sürüngenleri, tüm uçan sürüngenler, memeliler ve dişli kuşlar da hemen hemen aynı zamanda yok olmuşlardır. Gerçekte, ancak yedi tür ve bir düzine kadar cins, jeolojik ölçekte milyonlarca yılla tanımlanan bu sınırdaki kaybolurlar. Tüm diğerleri daha önceden telef olmuşlardır. Dinozorların gerilemesi, sadece yirmidokuz türün yaşadığı



Şekil 7. Compsognathus (Uzunluk 0.7 m.)

70 milyon yıl kadar önce başlamıştı. Bundan 3 milyon yıl sonra onyedinci tür söndü ve sonraki 2 milyon yılda beş tür aynı akibete uğradı. Şu halde dinozorların kaybolması derecelidir; belirgin bir biçimde, deniz düzeyindeki oynamalar ve kıtaların konumundan ileri gelen iklimdeki değişimlere bağlıdır.

### DİNOZORLARIN KAYBOLMASI

Dinazorlar ailesindeki değişimler 165 milyon yıl süresince önemli dalgalanmalar göstermektedir. Özellikle, Kretase sonundan önce cinslerin pek çoğunun zaten önemli miktarda azaldığı kanıtlanmıştır. Şu halde sadece, "son" dinozorlar belirtilen dönemde kaybolmuştur.



Şekil 8. Iguanodon (Uzunluk 6-10 m.)

Ayrıca, dinazorları etkileyen sönme dalgası, yaşamın evrimi süresince olagelen en önemli kitlesel yok olma olayı değildir. 570 milyon yıl önceki Paleozoyik başlangıcından beri, en azından dört ana yok olma evresi yaşanmıştır; bunların en önemlisi, 250 milyon yıl önce Permiyen ile Triyas arasında bilinen cinslerin %90'undan çoğunu söndürmüştür. Bazı paleontologlar yok olmanın, yaklaşık 26 milyon yıl süren dönemlerle tekrarlanan bir olgu olduğuna inanmaktadır.

Dinazorların yok oluşu, halkın ilgisini çeken büyük bilimsel bilmecelerden birisidir. Bazı varsayımlara göre dinazorların sönüşü yalıtılmış bir olaydır; bazılarıysa evrimleşme yeteneği olmayan bu ağır, aptal hayvanların doğa hatası olduğuna inanmaktadır. Önerilen varsayımlara göre, yok olmanın nedenleri sekiz kategoride toplanabilir.

#### **Dinazorlara Özgü Nedenler**

- Dinazorlar o derece iri ve beceriksiz bir hale geldiler ki, artık üreyemediler.
- Yumurtaları çok zayıftır.
- Aynı cinsellikte çok sayıda birey vardır.
- Beyinleri o kadar küçüktü ki, ortam değişimlerine uyamayacak kadar aptaldılar.
- Bu aptallık, intihar eğilimlerine yol açan bir melankoli hali getirmiştir.

#### **Beslenme Nedenleri**

- Besin eksikliğinden dolayı yok oldular.
- Böcekler, bitkileri yedi.
- Zehirli bitkiler ortaya çıktı ve otobur dinazorları öldürdü.
- Müshil etkisi olan, yağlı maddeleri içeren kozalaklılar ve cycades ile besleniyorlardı. Bu bitkilerin, yağdan yoksun çiçekli bitkilerle yer değiştirmesi önemli sindirim sorunlarına neden oldu.

#### **Organik Olmayan Zehirli Maddeler**

- D.D.T.'nin kuş yumurtaları üzerindeki etkisinin anlaşılmasından sonra, benzer bir neden dinazorları kırmış olabilir. Böyle bir ürün beslenme zinciri boyunca birikir ve zincirin son halkasındaki hayvanları etkiler.

#### **Biyolojik Saldırıları**

- Salgınlardan ileri gelmiş veya yeni parazitlerle dayanamamış olabilirler.
- Miyokard enfarktüsü etkilemiştir.
- Bir hormon hastalığı, yumurtaların vaktinden önce düşmesine neden olmuştur.
- Metabolizmadaki bir bozukluk kötü gelişmeye veya zayıflamaya yol açmıştır.
- Kötü ADN kayıtlarındaki tekrar dejenerasyonu ve bireylerin ölmesini getirmiştir.

- Yumurta avcıları hızla gelişmiş ve dinazorların yumurtlamasından daha hızlı bir biçimde yumurtaları tüketmiştir.

- Etobur dinazorların sayısı çoğalmış ve o derecede etkili olmuştur ki, tüm besinleri tüketmiş ve telef olmuşlardır.

- İklim koşullarına daha iyi uyarlanmış memeliler yumurtalara ve gençlere saldırmıştır.

#### **Evrimsel Nedenler**

- Beslenme açısından olduğu kadar, iklime dayanıklılık bakımından dinazorlar son derece özgülleşmişlerdir.

- Bir ekosistem içerisinde, belirli cinslerin egemenliği biyolojik çeşitlilikte bir azalmaya neden olur ve bir ekolojik dengesizlik yaratır. Bu dengesizlik, dinazorlar için öldürücü olmuştur.

#### **Jeolojik ve İklimsel Nedenler**

- Kretase sonunda yerkabuğunda, az derin sıcak denizlerin çekilmesi ve su kütlelerinde yeni bir dağılım gibi



Şekil 9. Ouranosaurus (Uzunluk 7 m.)

önemli olaylar görülür. Bu coğrafik değişimler, birçok bölgede iklimi değiştirmiştir. Mevsimsel değişiklikler şiddetlidir ve dinazorlar kendilerini buna uyarlayamadılar: Denizlerin çekilmesinin ardından, karbondioksidi absorbe eden deniz yosunlarının önemli bir miktarı azalmıştır. Atmosferde karbondioksit artması sera etkisi yapmış ve yeryuvarını ısıtmıştır; ısının azalması; nem ya da kuraklığın artması; su basmaları.

- Timsahlarda, yumurtada kuluçka ısı embriyonun cinsiyetini belirler. Eğer dinozorlarda da benzer bir süreç varsa, iklimdeki ısınma veya soğuma aynı cinsiyetteki bireylerin doğmasına neden olmuş olabilir.

- Jeolojik koşullara bağlı olarak, tuz veya oligoelementler gibi yaşamsal önemdeki bazı elementler ortamda yok ya da kıt; bu eksiklik, dinozorlarda öldürücü olmuştur.

- Yeryuvarının eksenindeki bir değişim veya yer kürenin manyetik alanında bir terslenme, radyasyonlara karşı atmosferin koruyucu etkisini azaltmıştır.

- Yoğun volkanik etkinlik zehirli gazlar ile toz bulutlarını üretmiş ve rüzgârların yardımıyla yeryuvarını sarmıştır.

- Aylar boyunca gökyüzünü karartan toz bulutu fotosentezi engellemiş ve bitkilerin çoğunun yok olmasına neden olmuştur.

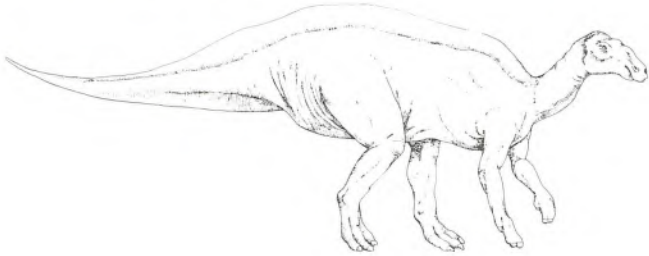
- Asit yağmurları karasal bitkileri etkilemiş ve bir okyanusal hécatumbe'a neden olarak deniz suyunun asitliğini değiştirmiştir.

- Volkanik püskürmeler, ozon katmanını tahrip ederek morötesi ışınların yeryuvarına ulaşmasını ve toprak altındaki yuvalarda yaşamayan türlerin kırılmasını sağlamıştır.

#### Yeryuvarının Dışındaki Nedenler

- Bir süpernovanın patlamasıyla yayılan kozmik ışınlar embriyonlarda kötü gelişime yol açmıştır.

- Yeryuvarı, yıldızlararası zararlı bir toz bulutundan geçmiştir.



Şekil 10. Hadrosaurus (Uzunluk 10-13 m.)

- Kuyruklu yıldızları yörüngesinden saptıran, Nemesis adlı güneşe yakın bir yıldızın varlığı düşünülmektedir. Bu göktaşlarının Dünya'ya düşmesi önemli felaketlere yol açmıştır. Bu yıldızın yörüngesi devrimsel olduğundan, olay tekrarlanmaktadır ve 26 milyon yılda bir olan kitlesel yok olmaların devirselliğini açıklamaktadır.

- Aynı varsayım, Plüton'un ötesinde yer alan bir X gezegeni için de yapılmaktadır.

Bu varsayımlar ilginçtir, fakat bugüne kadar ne Nemesis ne de X gezegeni ortaya konmuştur.

- Güneş sistemimiz, evrenimizdeki gezegenler arasında düzen bozukluğuna yol açan bir başka samanyolunda yol almıştır. Hiç bir astronomik gözlem, bu varsayımı doğrulamamıştır.

- Yeryuvarına çarpan bir meteorit kuramı en basiti ve belki de en gerçekçisidir.

#### Kayıp Nedenler

- Kretase'de yeryuvarı, Dünya dışı yaratıklar için bir av alanıdır ve dinozorlar, onların gözde avlarıdır.

- Büyük boyları nedeniyle Nuh'un Gemisi'nde yer bulamadılar ve tufan sırasında telef oldular.

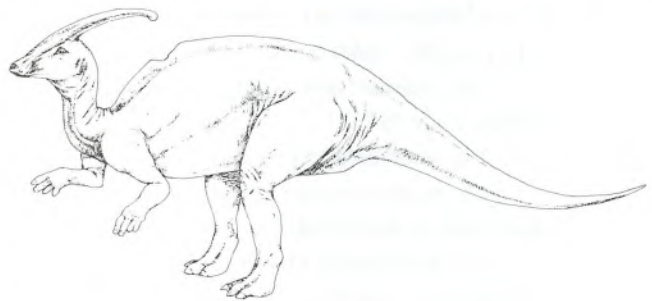
- Yeryuvarında bir çekim değişmesi oldu ve kendi ağırlıkları altında ezildiler.

#### Bütün Bu Kuramlardan Ne Çıkarılabilir?

Kretase'deki karmaşa gezegen boyutundadır; hiç bir kuram tek başına dinozorların yok olmasını açıklayamamakta veya yerel çözümler önermektedir.

Gerçek iki büyük kuram karşı karşıyadır.

**Felaket kuramı:** 10 km. çaplı bir meteorit 60.000 km/s'lik bir hızla yeryüzüne çarparak, Dünya'daki bütün nükleer silahların toplamına eşdeğer güçte bir patlamaya yol açtı. Atmosfere yayılan toz ve buhar, güneş ışınlarının geçmesini engelleyerek atmosferin soğumasına, fotosentezin durmasına, bitkilerin bozulmasına ve dolayısıyla bunlarla beslenen hayvanların yok olmasına neden oldu. Sadece, ağır metabolizmalı veya gençleşmeye



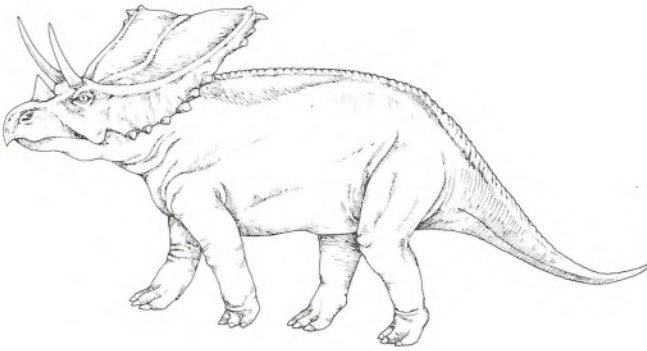
Şekil 11. Parasaurolophus, tipik bir Lambeosaurina (Uzunluk 10 m.)



yetenekli küçük omurgalılar ve toprak altındaki yuvalarda saklananlar katliamdan kurtuldular.

Bu kuramın haklı olduğu bir yanı vardı: Berkeley Üniversitesi'nden Dr. Louis Alvarez, Kretase sonunda çökelmiş siyah renkli ince bir sedimanter katmanda iridyum buldu. İridyum, yeryüzünde son derece ender olan bir metaldir; meteoritlerde ve asteroitlerde boldur. Bu siyah katman yerkürenin başka yerlerinde de arandı ve Japonya, İspanya, Danimarka, ABD'de bulundu... Bu "felaketçileri" rahatlatı.

Dahası, Kretase'nin üst katmanlarında, oluşumu için çok fazla ısı ve güçlü basınç gerektiren iki mineral bulundu: meteorit çarpmalarının olduğu yerlerde bulunan, kuvarşın özel bir hali olan "şok kuvarş" ve yoğun silis halindeki stışovit.



Şekil 12. Chasmosaurus (Uzunluk 5.2 m.)



Şekil 13. Omitomimozor veya devekuşu dinozor (Uzunluk 3-4 m.)

Bununla birlikte, iki kanıt bu kurama karşı çıkmaktadır:

- Bir çarpma noktasında, meteorit 130 ile 170 km. çapında bir krater açmış olmalıydı. Bugüne kadar, yeri kesin bir biçimde belirlenememiştir. Yürümekte olan çalışmalar Meksika körfezine yerleştirmektedir.

- Böylesi bir felaket gürültülü olmalıdır. Çok kısa bir sürede, binlerce ya da milyonlarca hayvan telef olmalıydı. Dünyanın hiç bir yerinde, Kretase sonunu gösteren bir kemik deposu bulunamadı. Dinozor iskeletleri Kretase sonunda enderdir ve iridyumlu siyah katmanın altında bulunurlar: Şu halde, meteorit çarpmasından önce yok olmuşlardır.

**Dereceli geçiş kuramı:** Kitlesele yok olmaların arasında bazı ortak noktalar vardır: Karaya ve denize aynı anda darbe vurmuştur, tatlı su hayvanları az etkilenmiştir, küçük boylu karasal hayvanlar büyüklerden daha az zarar görmüştür, otoburlar bitkilerden daha ciddi surette darbe görmüştür.

Hepsi aynı modeli izlerler; yavaştır ve üç evreden geçer: Faunanın farklılaşması; bazı cinslerin egemenleşmesi ve cins sayılarının azalması; kapsadığı grup veya grupların yok olması.

Dereceli geçiş kuramı yavaş bir yıkım düşüncesini destekler ve jeolojik, iklimsel ve biyolojik süreçleri bütünleştirir. Kretase süresince, coğrafik değişimlerin iklim ve fauna üzerinde doğrudan etkisi vardır. Kıtalar bugünkü konumlarını dereceli olarak kazandılar. Birbirlerinden uzaklaşmaları, büyük dinozorlarinkini de getirdi. Deniz düzeyi, birbirini izleyen yükselme ve alçalmalar gösterir. Parazitlerin sürüde öldürücü salgınlara yol açması sonucunda, alçalmalar dönemi bazı dinozorların Bering Boğazı yoluyla göç etmelerini sağladı.

Kretase'nin son on milyon yılı boyunca dinozor ailelerinin sayısı 16'dan 9'a düştü; bütün yerkürede, cinslerin sayısı bir düzineye kadar azaldı. Karşılaştırma açısından, Jura sonunda, Utah'da birkaç km<sup>2</sup>'de 7 aileye ait 9 cins bulundu.

Bazı grupların dereceli yok oluşu, diğer grupların yükselişleriyle birlikte gitmektedir; bu, Tersiyer başında etkin olarak görülmektedir.

Dinozorların evrimine ve yok oluş nedenlerine ilişkin araştırmaların daha çok uzun yıllar devam edeceği, yeni kuramlar türetileceği ve "Jurassic Park" benzeri başka filmler vasıtasıyla konunun sürekli gündemde tutulacağı kuşkusuzdur.

## MTA'NIN ARTIK BİR İŞLEVİ KALMADI MI?\*

Yusuf Ziya ÖZKAN MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi, ANKARA

1980'lerden beri güçlenerek esen ekonomide liberalleşme rüzgarlarının etkisiyle madencilikte devletin yeri ve işlevi sorgulanmakta ve bu kapsamda MTA'nın yeniden yapılanmasına niyetlenilmektedir. Artık bir işlevi kalmadığı için MTA'nın kapatılması gerektiğinden, küçültülmesi, Maden Dairesi ile birleştirilmesi ya da maden arama dışında başka alanlara kayması gerektiğine kadar değişen görüşler öne sürülmektedir. Ne var ki bu görüşler üzerinde yeterince açık tartışma görülmemektedir. Oysa MTA'nın madencilik sektörü içindeki yeri ve işlevi açıklığa kavuşturulmadan ve buna göre yeniden yapılanma gerekleri saptanmadan adım atılırsa, kaş yapayım derken göz çıkarma tehlikesi az değildir. O nedenle karar vereceklerin dikkatine konuyla ilgili tüm değişik görüş ve seçeneklerin, doğurabilecekleri sonuçlarla birlikte sunulması gereği vardır. Böylece sorunun değişik bakış açılarından görülebilen çeşitli yönleriyle daha iyi algılanabilmesi ve dolayısıyla daha geçerli çözümler bulunabilmesi mümkün olabilecektir. Bu yazı, sorunu teknik bir bakış açısıyla irdeleyerek işte böyle çabalara kararınca bir katkı koymak amacıyla hazırlanmıştır.

### MTA Maden Aramalı mı?

Kimilerine göre devlet, sektördeki işlevini madencilikle ilgili faaliyetleri kamu çıkarlarını gözeterek hukuksal anlamda düzenlemek ve insan gücü ihtiyacını, karşılamak üzere okullar açmak gibi konularla sınırlamalı; vergi, teşvik ve kredi politikalarıyla özel girişimcileri yönlendirmek, teşvik etmek ve desteklemekle yetinmelidir. Çünkü bir ekonomik girişimci olarak devletin -tüm ekonomik faaliyetlerde olduğu gibi- madencilikte de başarısızlığı ortadadır.

Kuşkusuz hem ülkemizin hem de başka ülkelerin bunca yıllık deneyimleri, bu görüşleri doğrulamaktadır. Bununla birlikte madencilikten devletin tümüyle çekilmesini isteyenlerin gözardı ettikleri, madencilik yatırımlarının özelliklerinden kaynaklanan, çok önemli bir nokta bulunmaktadır.

Bilindiği gibi madencilikte üretim faaliyetlerinin

başlayabilmesi için, bölgesel aramalardan fizibilite çalışmasına adım adım ilerleyen yüksek riskli arama ve büyük sermaye isteyen maden geliştirme (mine development) yatırımları gereklidir. Tüm bunları kapsayan madencilik yatırımları ortalama 10-15 yılı bulan uzun sürelerde gerçekleştirilebilir. Ayrıca arama çalışmalarına önemli bir girdi sağlayan ve dolayısıyla arama yatırımlarını kolaylaştıran bölgesel jeoloji hizmetlerini de bu uzun yatırım süresine eklemek gerekir.

Tüm dünyada özel girişimciler bu yüksek risk ve uzun yatırım (doğal olarak daha da uzun geri ödeme) süresini göze alarak madencilik yatırımlarına başlangıçtan itibaren girememekte, ancak arama çalışmaları belli aşamalara ulaşmış-dolayısıyla riski kabul edilebilir ölçüde azaltılmış ve yatırım süresi kısaltılmış-yatırım fırsatlarına ilgi duymaktadırlar. Zaten uzmanlardan oluşan büyük ekipler, çeşitli laboratuvarlardan bilgisayara kadar gelişmiş merkezi destek kolaylıkları ve yalnızca geniş sahalarda uygulandığında ekonomik olan pahalı sistemler (söz gelişi uzaktan algılama, havadan prospeksiyon sistemleri) gerektirmeleri, başkalarına ait ruhsat sahalarında (geniş sahalarda çalışılacağı zaman bu durum kaçınılmazdır) çalışmanın hukuksal zorlukları nedeniyle erken aşama arama çalışmalarının -özellikle bölgesel nitelikli çalışmaların- özel girişimciler tarafından gerçekleştirilmesi kolay değildir.

Üstelik madencilik yatırımlarında ilk adımların devletçe atılması ekonomik akılcılığa da uygundur. Çünkü hem böylece arama yatırımlarındaki yüksek riskin çok sayıda risk alıcı üzerine dağıtılarak asgariye indirilmesi mümkün olur, hem de her özel girişimcinin kendi ihtiyacını karşılamak üzere bu çalışmaları yapması halinde yol açılacak kaynak israfı önlenmiş olur.

Öte yandan devletin madencilik politikalarını uygulamada başvuracağı en etkin araçlardan biri, sözü edilen bu kamu yatırımlarıdır. Kamu yatırımları, özel yatırımların maliyetini düşürerek, devlete madencilik yatırımlarının dağılımını (maden türü ve yatırım yeri açısından) ve hızını belirlenmiş hedefler yönünde etkileme imkanı verir. Yönlendirici ve özendirici vergi ve kredi politikalarının, arama yatırımlarının doğasına uygun

\* Yazı Mayıs 1993'te hazırlanmıştır.

politika araçları oldukları söylenemez. Çünkü vergi kolaylıkları, sadece kâr eden işletmelerin otofinansman gücünü artırarak yatırımlar üzerinde etkili olabilir. Arama yatırımları için girişimcilere borçlarını ilerde üretime geçtiklerinde kendi satışlarından elde edecekleri gelirlerle geri ödeme imkanı verecek gerçek bir kredi desteği sağlamak ise, yukarıda değinilen yüksek risk ve uzun vade yüzünden kolayca mümkün değildir.

Sonuç olarak devlet sözü edilen faaliyetleri özel sektörden daha iyi yapabildiği için değil, açıklanan nedenlerle özel kesim yapamadığı için sürdürmek zorundadır. Madencilikte kamu ve özel yatırımlar rakip değil, birbirini tamamlayıcıdır. Kamu yatırımlarının amacı, ülkenin madencilik alanındaki yatırım fırsatlarını açığa çıkarmak ve böylece özel girişimlerin ilgisini bu fırsatlar üstüne çekerek çok daha büyük yatırımlar gerektiren üretken yatırımları uyarmaktır. Madencilikte özel yatırımların canlılığı, büyük ölçüde kamu yatırımlarının uyarıcılığına bağlıdır. Devletin madencilik yatırımlarındaki uyarıcılık işlevi ortadan kaldırılırsa, sektörün en önemli büyüme etmenlerinden biri yok edilmiş olur.

Belki gelişmiş batı ülkelerinde devletin madencilik yatırımlarından tümüyle çekilmesi (gerçekte böyle bir durum da yoktur) kendi gelişmişlik düzeyleri açısından bizdeki kadar büyük sıkıntılar yaratmayabilir. Çünkü onlar hem sahip oldukları uluslararası nitelikteki şirketleriyle dünya madencilik faaliyetleriyle yaratılan değerden aslan payını almaktadırlar, hem de madencilik alt yapısı hizmetlerini bize göre çok ileri bir düzeyde gerçekleştirmişlerdir. Sözgelisi İngiltere'de\* ülkenin tümünün 1/10.000 ölçeğe yapılmış haritalardan derlenmiş çeşitli ölçeklerde bölgesel jeoloji haritaları yayınlanmıştır. Oysa Türkiye'nin tümünün ancak 1/100 000 ölçeğe yapılmış haritalardan derlenmiş 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası yayınlanabilmiştir. 1/25.000 ölçekli bölgesel jeoloji haritalarının hazırlanması ise henüz tamamlanamamıştır. MTA'nın yaptığı 1/25.000 ölçekli jeoloji haritaları ülkenin %65'ini kapsamakta, bu oran üniversiteler ve diğer kamu kuruluşlarının yaptıklarıyla birlikte %92'ye ulaşmaktadır. 1/25.000 ölçekli haritalara dayanarak toplam 389 adet 1/100.000 ölçekli paftadan sadece 41'nin bu ölçeğe jeoloji haritaları yayınlanmıştır. Kalan paftaların ortak bir lejand altında derlenip yayınlanabilmesi daha uzun bir zaman alacaktır. Yine İngiltere'nin tümünü kapsayan dere çökelleri örnekleri üzerinde 28 elemente kadar analitik veriye dayanan bölgesel jeokimya haritaları hazır. Oysa Türkiye'nin kabaca üçte birinin 4 element (pek az bir bölümünün en fazla 7-8

element) için analitik veriye dayanan jeokimyasal haritaları hazırlanabilmiştir. Bu hızla giderse Türkiye'nin tümünü kapsayan jeokimyasal verilerin toplanması ve değerlendirilmesinin daha uzun zaman alacağı açıktır.

### MTA Ne Kadar Aramalı?

Madencilik yatırımlarında devletin işlevi, bu yatırımların erken aşamalarındaki engellerin (yüksek risk, uzun yatırım süresi) aşılmasını sağlayarak özel yatırımları uyarmakla sınırlı olduğuna göre, MTA'nın amacı kuşkusuz en az yatırımla bunu sağlamak olmalıdır. Bir başka anlatımla MTA arama faaliyetlerini olabildiğince erken bir aşamada kesip, geriye kalan yatırımları özel girişimcilerin gerçekleştirmesini beklemek durumundadır.

Öte yandan da MTA arama çalışmalarını, yatırım fırsatlarını özel girişimcilerin ilgisini çekecek bir ölçüde açığa çıkaracak kadar ilerletmek zorundadır. Çünkü MTA'nın yaptığı arama yatırımları, özel girişimcilerin ilgisini çekip üretken yatırımlarla tamamlandıkça, topluma geri dönen bir fayda yaratmaz. Açık ki devletin madencilik yatırımlarını bu şekilde subvanse etmesindeki amacı, ülke maden kaynaklarının hızla değerlendirilmesini sağlamak, ve böylece vergi ve döviz gelirlerini arttırmak, istihdam imkanlarını genişletmektir.

Bu iki zıt gereği en uygun bir noktada buluşturmak görüldüğü kadar kolay değildir. Ekonomik akılcılık yanısıra siyasi tercihler de bu konuda genel ve kesin bir sınırlama yapmayı zorlaştırır. Örneğin yatırım maliyetlerini düşürerek (kârlılığını artırarak) yatırımların dağılımını hükümet politikaları çerçevesinde stratejik madenler ya da (istihdam yaratmak, yörenin kalkınmasını desteklemek amacıyla) geri kalmış yöreler lehine etkilemek için bu niteliklerdeki maden kaynaklarının nispeten daha ileri aşamalara kadar aranması gerekebilir. Aynı şekilde küçük ölçekli madencilığe uygun kaynakların da biraz daha fazla çalışılması uygun olur. Çünkü büyük yatırımlar, eksik arama yatırımlarından fazlaca etkilenmez. Yatırımcı -projeye ilgi duyarsa- toplam yatırımlar içinde çok küçük bir yer tutacak arama yatırımlarını kendisi tamamlayabilir. Oysa sektörün gelişmesinde büyük yatırımlar kadar çok sayıda küçük yatırımlar da rol oynar ve aramaların yetersizliği küçük projelerin gerçekleşmesine önemli bir engel olabilir.

Bütün bunlarla birlikte MTA'nın genel olarak buluş aşamasına kadar çalışması, daha ileri çalışmalara (rezerv belirleme, fizibilite) bu istisnai durumlar dışında yönelmemesi ekonomik akılcılık gereği olarak gözükmektedir. Çünkü MTA gibi bulduğu maden kaynaklarını bir üretici kuruluşa devretmek zorunda olan

\* *Mining Magazine-November 1990, s. 357*

yalnızca arayıcı bir kuruluşun bu oldukça masraflı ileri çalışmaları yapması, bu sahaları işletmeye bir istekli çıkmaması halinde gereksiz, bir istekli çıkması halinde ise yeteksizdir. Deneyimler, daha önce yapılmış sondajların çoğunlukla yeniden sınındığını, örnekleme/analiz/hesap işlemleriyle ekonomik ve teknik değerlendirmelerin işletici kuruluş tarafından kabul edilebilir varsayım ve ölçütlerle yeniden yapıldığını göstermektedir. Bu nedenle arayıcı kuruluş tarafından gerçekleştirilen rezerv belirleme ve fizibilite çalışmaları çoğu kere kaynak israfından başka bir işe yaramamaktadır.

Siirt Madenköy bakır, Hasançelebi demir, Beypazarı toryum gibi çok sayıda MTA tarafından bulunmuş ve hatta buluştan da ileri aşamada çalışılmış yatakların bile özel yatırımcıların ilgisini çekememiş olmasına bakarak yukarıda öne sürülen görüşe karşı çıkmak, MTA'nın buluştan daha ileri çalışmalar yapması gerektiğini savunmak mümkündür. Ancak özel yatırımların uyarılması için yatırım fırsatlarının varlığı gerekli olmakla birlikte, etkili ve yeterli tek etmen olmadığı unutulmamalıdır. Türkiye'de bulunmuş maden kaynakları üzerinde üretken yatırımları engelleyen başka önemli etmenlerin (sözgelişi sermaye ve talep yetersizliği, teknoloji geliştirememesi, dış pazarlara girme zorlukları) varlığı gözardı edilemez.

### Veri Toplama ve Bilgi Sunma

Maden aramaları yanısıra MTA'nın işlevinin gerektirdiği bir başka görevi de Türkiye Maden Kaynakları ile ilgili verileri derlemek, saklamak ve bu verileri sektörün ihtiyaç duyduğu bilgilere dönüştürerek ilgililere (girişimciler, DPT/Bakanlık vb. gibi kamu kuruluşları) sunmaktır.

Bunun için MTA'nın kendi faaliyetleri yanısıra ülkedeki tüm madencilik faaliyetlerini (arama, üretim) yakından izleyerek, bu faaliyetler sırasında ortaya çıkarılan verilerin belgelerini (maden jeolojisi haritaları, jeofizik/jeokimyasal anomali haritaları, sondaj logları, örnek alım yerlerini gösterir haritalar, imalat haritaları, analitik veriler vb.) derleyip, sistemli bir biçimde saklaması, bir başka anlamıyla bir ülke maden kaynaklarının arama ve üretim açısından sicilini\* tutması gerekir. Bu, iki açıdan gereklidir. Birincisi, söz konusu maden kaynağına, belli bir arama ve/veya üretim faaliyetinden sonra çeşitli nedenlerle (o gün için daha ileri aramalara değmez olması, ekonomik olmaması, bilinen rezervin tükenmesi vb.) terkedildikten bir süre sonra yeniden aynı yada başka bir maden için ilgi duyul-

duğunda, büyük emek ve para karşılığı edinilmiş verilerin değerlendirilmesi suretiyle yeni çalışmaların bu veriler ışığında daha akılcı biçimde sürdürülebilmesi sağlamaktır. Çünkü çoğu kere daha önce yapılmış sondajlar ve açılmış ocaklarda gözlemlenmiş verilerin bu belgelerden başka yolla sağlanması ekonomik ve bazan da mümkün değildir. Daha önceki faaliyetler sırasında edinilmiş verilerin saklanmamış olmasının bedeli sonradan ya bu verilerin yeniden toplanması (göçük galerin temizlenip incelenmesi vb. gibi) ya da eksik verilerle çok yüksek riskli arama çalışmalarının göze alınması biçiminde katmerli olarak ödenmektedir. Maden kaynağı üstünde önceki ve sonraki çalışmalar çoğunlukla aynı kişi ya da kuruluşça yapılmadığından böyle belgelerin saklanması özel girişimcilerden beklenebilir. Madenlerin gerçek sahibi devlet olduğuna göre, bu iş onun bir organına, yani MTA'ya düşer.

MTA'nın veri derlemesinin ikinci gereği, değişik girişimcilerin ellerinde bulunan verilerin tek bir elde toplanarak, parçasını oluşturdukları bütünü anlamlı bir mozayikini elde etmek üzere birleştirilmesini, bütünleştirilmesini sağlamaktır. Bunun için MTA'nın derlediği verileri, gittikçe artan veri birikiminin ve yeni gelişen kavramsal modellerin ışığında maden kaynaklarının ve daha geniş çerçevede maden provenislerinin aydınlatılması yönünde sürekli olarak yorumlama-değerlendirme çabası içinde olması gereklidir. Bu geçmiş deneyim ve birikimleri gelecekteki yeni başarılarla uzatan, maden aramalarında son derecede yararlı ve gerekli bir işlemdir. Bir maden kaynağını, belli bir miktar üretim yaptıktan sonra geride kocaman bir soru işareti bırakarak terketmek, ondan sağlanabilecek kazancı sadece üretilmiş madenin değerine indirgemek, herhalde akılcıca bir davranış değildir.

### MTA İşlevini Yerine Getirebiliyor mu?

Son yıllarda MTA'nın, parlak geçmişinin ürünü olan arşivindeki zengin bilgi birikimi, büyük işgücü ve geniş teknolojik imkanlarından beklenebilecek bir katkıyı sektöre sağlayamadığı herkesin dile getirdiği bir gerçektir. Çoğu kişiye (ki bunlar içinde bazı yetkililer de vardır.) göre, devletin MTA eliyle sektöre yapmak istediği sübvansiyonlar yerine ulaşmamakta, sektörde üretim imkanlarının büyümesine hizmet etmemektedir. MTA devletten bu amaçla aldığı bütçesini ilerde devlete yarar getirme potansiyeli taşımayan verimsiz yerlerde harcamakta, bir anlamda telef etmektedir. Aynı sahalara girip tekrar tekrar çalışmakta, 58 yıldır bir türlü yapması

\* Maden Dairesi'nce tutulan ruhsat sahalarının hukuksal yönden sicilini içeren maden sicilinden farklı.

gereken işleri tamamlayamamaktadır. Nitekim halâ Türkiye'nin maden envanterlerini bile çıkaramamış, maden potansiyelini ortaya koyamamıştır.

Hemen belirtilmeli ki, bu görüşlerde doğrular yanısıra büyük ölçüde yanlışlar vardır ve herşeyden önce bu yanlışların düzeltilmesi gerekmektedir.

Bilindiği gibi madenlere olan talebin en uygun hangi kaynaklardan karşılanacağı, ekonominin temel yasası gereği ihtiyaçların en iyi şekilde en ucuza karşılanması esas olduğundan, son çözümlemede varolan kaynak seçenekleri arasındaki rekabet tarafından belirlenir. Geçerli koşullarda ekonomik olarak yararlanılabilir kaynak seçenekleri maden yatağı, diğerleri marjinal ya da ekonomik olmayan kaynaklar diye nitelenir. Zamanla bugün ekonomik olabilen nitelikteki kaynakların tüketilmesi, talep artışı, teknolojik gelişmelerle üretim maliyetlerinin düşürülmesi, teknolojik sorunların çözülmesi gibi nedenlerle bugün ekonomik olmayan kaynakların da ekonomik olarak yararlanılabilir oldukları herkesce bilinen bir gerçektir. Başka bir anlatımla maden yatakları kavramı, jeolojik imkanlar (kaynak seçenekleri), yanısıra ekonomik koşullar ve teknolojik yetenekler çerçevesinde belirlenen ve kapsamı bu unsurlardaki değişikliklerle değişen (genellikle genişleyen) dinamik bir kavramdır. Ekonomik koşulların nasıl değişeceği ve teknolojinin ne yönde gelişeceği belli bir süreden ileriye tahmin edilmeyeceği için, her zaman geçerli olacak maden kaynakları envanterlerinin çıkarılması ne ekonomik ne de mümkündür. Ancak bugünkü ve öngörülebilir gelecekteki koşullar çerçevesinde yaşayan envanterler çıkarılabilir ki, son yıllarda güncel tutmada başarılı olamadığını kabul etmekle birlikte, MTA çok sayıda maden için böyle envanterleri sektörün yararlanmasına sunmuştur.

Sonuç olarak makul bir süre içinde MTA'nın ülkedeki tüm maden kaynaklarını açığa çıkarması, işlerini tamamlaması temelden yanlış bir beklentidir. Topraklarımızın altında bugün ve öngörülebilir gelecekte işimize yarayabilecek neyimiz var, maden ihtiyaçlarımızı hangi kaynaklarımızdan ve nasıl karşılayabiliriz soruları soruldukça -ki sürekli sorulacaktır- MTA'nın katkılarını ihtiyaç olacaktır. Dolayısıyla MTA ülkedeki sahaları makul zaman aralıklarıyla tekrar tekrar çalışacaktır. Daha önce yaptığı çalışmaları tekrar etmek için değil, ekonomik koşullardaki iyileşme ya da üretim teknolojisindeki gelişmelerle ilgi çekmeye başlayan ancak daha önce ekonomik olarak işletilemeyeceği anlaşıldığından yarıda bırakılmış çalışmaları ilerletmek için gerektir, önceki çalışmalarda ekonomik olma potansiyeli taşımadığı için ilgi dışı kalmış, düşük nitelikte (düşük tenörlü, teknolojik sorunlu) ve yüksek üretim maliyetli (derin vd.) kaynakları

aramak için gerektir, arama yaklaşımı ve teknolojisindeki ilerlemeler sonucu daha önce gözden kaçmış kaynakları bulmak için gerektir. Kuşkusuz daha önceki çalışmalarının sonuçlarını, bilinmeyenlerin azaltılması açısından yeni çalışmalarında değerlendirecek, sadece yeni amacının gerektirdiği ek çalışmalarla onu tamamlamakla yetinecektir.

Öte yandan yukardaki eleştiriler MTA'nın bugün ekonomik olmayan kaynakları da bulmak için çalışmalar yapmasına yönelik ise, buna da tümüyle hak vermek mümkün değildir. Kuşkusuz, sözgelisi İspir-Ulutaş, Maçka-Güzelyayla gibi işletmeye alınamamış birçok porfiri bakır yatağı dururken, MTA'nın benzeri başka porfiri bakır yatakları aramasının doğruluğu tartışılabilir. Ancak madencilikte uzun yatırım süreleri ve bu yatırımlarda MTA'nın yeri göz önüne alınırsa, maden aramada hedeflerin tümüyle bugünkü ekonomik koşullar ve teknolojik yeteneklere bağlı olarak saptanmasının doğru olmayacağı açıktır. Doğru olanı, MTA'nın sektörün bugünkü ihtiyaçları ve yarınki hedeflerine yönelik çalışmaları makul bir denge içinde yürütmesidir. Ayrıca, başlangıçta hemen anlaşılamayacağı için, bugünkü koşullarda ekonomik kaynaklara yönelik çalışmalar sırasında, ekonomik olanlar yanısıra ekonomik olmayan kaynakların ortaya konmasını da doğal karşılamak gerekir.

Bütün bunlarla birlikte, MTA'nın son yıllarda işlevini hakkıyla yerine getiremediğini kabul etmek ve bunun gerçek nedenlerini vurgulamak gerekir.

Kuşkusuz bu olumsuz durumun birçok nedeni vardır. Kanımca bunlar içinde en önemlileri, MTA'nın ana işleriyle ilgili faaliyetlerinde daralmaya, yatırım gücünde azalmaya ve sektörün kısa ve uzun vadeli hedef ve ihtiyaçlarına uygun, öncelikleri iyi belirlenmiş yeterli düzeyde proje geliştirememesine yolaçan nedenlerdir.

Bunun sonucu olarak, MTA bütçesinin büyük bölümü cari harcamalara (yaklaşık %85'i personel giderleri) gitmekte, işgücü ve ekipman imkanları hizmete sokulamamakta, yatırıma ayrılabilen çok sınırlı kaynaklar da iyi seçilmiş projelerde değerlendirilememektedir.

1985 yılında yürürlüğe giren 3213 sayılı Maden Yasasıyla getirilen sınırlamalar (kendi ruhsat sahaları dışında MTA'nın ön aramalardan ileri arama çalışmaları yapamaması) MTA çalışmalarında verimsizliğe yolaçan nedenlerin başında gelmektedir. MTA saptadığı ümitli sahalarda, sözü edilen ruhsat kısıtlamaları yüzünden, çalışmalarını girişimcilerin ilgisini çekebilecek bir aşamaya kadar ilerletmemekte, dolayısıyla özel yatırımları güçlü biçimde uyaramamaktadır. Kendi ruhsat sahalarında (bunlar hem toplam AR+ÖİR sahalarının %4'ünden az bir alanı kaplayan, hem de çoğunlukla taksirli

gelmiş, özel ruhsatlara göre fazla ümitli ve önceliği olmayan sahalardır.) ve ücretli işler (bunlar amacı ve kapsamı hizmet talep eden ruhsat sahibince belirlenen, daha çok acil sorunlarının çözümüne yönelik sınırlı çalışmalardır.) biçiminde başka ruhsat sahalarında yapabildiği önaramalardan daha ileri arama çalışmaları ise, gerek nitelik gerekse nicelik yönüyle etkileri hissedilebilir bir ağırlıkta değildir. Bunların sonucu MTA yatırımları 1985'den beri sürekli gerilemekte ve madencilikte etkili bir politika aracı olma niteliğini büyük ölçüde yitirmektedir.

MTA'nın faaliyetlerindeki daralmayla uğradığı deneyim kazanma, uzmanlaşma, teknoloji yenileme ve sektörle iletişim (MTA gittikçe sektörün sorunlarına karşı duyarsızlaşmakta, ihtiyaçlarına karşı ilgisizleşmektedir.) gibi konulardaki kayıpları kanımca daha da önemlidir ve ilerde vahim sonuçlar doğurabilecektir. Bugün MTA'da 10 yıldır bir arama sondajları programı hazırlama, uygulama ve sonuçlarını değerlendirme fırsatı bulamamış jeoloji mühendisleri, herhangi bir teknoloji araştırmasına katılmamış maden mühendisleri az değildir. Yarın emeklilik vb gibi nedenlerle zaten çok sayıda olmayan deneyimli uzmanlarını da yitirirse, içinde bulunduğu kötü koşulları aşmak için kendi iç dinamiği ile çözüm üretebilme gücü herhalde hiç kalmayacaktır.

### Sonuç ve Öneriler

MTA madencilik yatırımlarına ilk ivmeyi kazandırmak gibi, sektörün büyümesinde önemli bir işleve sahip kuruluşur. Sektörde faaliyet gösteren girişimciler için rakip değil, büyük bir destek kaynağı, devlet için ise, madencilik politikalarının etkili bir uygulama aracıdır. Bu nedenle kapatılması, maden arama dışındaki alanlara kayması ya da görevi maden arama değil de Maden Yasası'nı yürütmek olan Maden Dairesi ile birleştirilmesi vahim sonuçlar doğuracak büyük bir hata olur. Yaşanan sorunlara çözüm, MTA'nın asli işlevlerinde etkinliğinin ve verimliliğinin artırılması yönünde aranmalıdır.

1- Bunun için ilkin 3213 sayılı Maden Yasası'nda yapılacak değişikliklerle MTA'nın ruhsatlı ruhsatsız tüm sahalarda, kendisi ruhsat almadan ve sahibinin iznine gerek olmadan- ruhsat sahibinin çalışmalarını engellemek ve bir hak talep etmemek koşuluyla- faaliyet gösterebilmesi sağlanmalıdır. Bu kapsamda birçok ülkede olduğu gibi ruhsat sahibi ya da yöneticisinin MTA'dan atanmış görevliye veri toplamak amacıyla (Maden Dairesi'nin denetimlerinden ayrı) ruhsat sahasındaki yerüstü-yeraltı ocaklarına girmesine, gözlem yapmasına ve ilgili tüm belgeleri (topoğrafya/jeoloji/jeofizik/jeokimya haritaları, imalat

planları, analiz sonuçları vb.), sondaj karotları ve maden stoklarını incelemesine, örnek almasına, yarma, sondaj yapmasına izin vermek zorunda olmasını sağlayacak yasal düzenlemeye ihtiyaç vardır. Yarma, sondaj, galeri ve kuyu gibi çalışmaları, yapacağı masrafların ve alacağı risklerin karşılığı olan bir çıkar sağlayabilmesi açısından, "tip mukavele" ile yapması daha uygun olup, bunun için yasal bir düzenlemeye ihtiyaç yoktur.

2- Yine Maden Yasası'nda yapılacak değişikliklerle, ruhsat sahiplerinin kendi faaliyetleri sırasında elde ettikleri yukarda sözü edilenlere benzer veri ve belgeleri (haritaları, sondaj logları, sondaj/galeri/kuyu/yarma/örnek alım yerlerini gösterir haritalar, analiz sonuçları) hazırlayarak MTA'ya vermek, sondaj karotlarını Maden Dairesinin denetimi, MTA'nın incelemesi için belli bir süre saklamak zorunluluğu getirilmelidir. Bunun için Maden Dairesi'ne verilmesi zorunlu olan faaliyet raporlarının bir kopyasının MTA'ya aktarılması amaca yeterlidir. Birçok ülkede (örneğin İngiltere\*, Avusturalya) maden ruhsatları verilirken benzeri koşullar getirilmiştir.

3- MTA veri kayıt ve işleme sistemlerini yenilemeli, bu konuda bilgisayar imkanlarından daha fazla yararlanmalıdır. Envanterlerine giren tüm maden kaynakları ile ilgili veriler bilgisayarla işlenebilir bir formda ve uluslararası standartlarla uyumlu biçimde bilgisayar ortamına aktarılmalıdır. Böylece envanterlerdeki verilere erişim kolaylıkları, kayıtlardaki veri ve bilgileri kolayca güncelleştirme ve çeşitli değerlendirme amaçlarıyla hazırlanmış paket programlardan yararlanma imkânı doğacaktır.

4- İş hacmini genişletme, gelirlerini artırma gibi amaçlarla ücretli işler yapmaya yönelmesi ve hizmet kapasitesini (işgücü ve ekipman olarak) buna göre belirlemesi doğru değildir. Bu hizmetlerle sektöre karşılaştığı acil sorunlarında yardımcı olunabilirse de madencilik yatırımlarını benimsenen politikalar yönünde etkileyebilecek bir faaliyet gerçekleştirilemez. Üstelik de bu işlerde gereken yüksek rekabet gücünü ve hizmet kapasitesinde (işgücü, ekipman) aşırı esnekliği bir kamu kuruluşunun göstermesi mümkün değildir. Böyle işleri MTA'nın kendi üstlenmesi yerine, bu konudaki yerli mühendislik-danışmanlık ve yüklenicilik firmalarının yurt içi ve yurt dışı yükümlülüklerinde ücreti karşılığında her türlü hizmet desteği vermesi daha uygundur. Bu hem MTA'nın bu tür işlere tahsis edebileceği uzman ve ekipman gücünün rekabetçi bir yapı içinde değerlendirilebilmesini sağlayacak hem de MTA'yı arkasına alan yerli firmaların özellikle yurtdışı işlerde rekabet gücünü son derecede arttıracaktır.

\* Honey, R.M., 1991. Outline of mining law of England, Scotland and Wales: Trans. IMM., 100, 4 73-A 83.

5- Yatırım gücünü arttırmak için MTA'nın finansman imkânlarını, işgücünü ve ekipman kapasitesini kullanabilecek kadar çoğaltma yönünden şansı fazla değildir. Sağlık, eğitim, güvenlik gibi öncelikli alanlar yanında kıt bütçe imkânlarından maden aramalarına daha fazla kaynağın ayrılabilmesi mümkün değildir. Ayrıca MTA'nın hizmetlerine olan talebin, sahip olduğu işgücü ve ekipman kapasitesini tümüyle kullanmasını gerektirip gerektirmediği de tartışma götürür. Bu nedenle MTA'nın yatırım gücünü artırmak için cari harcamaları düşürmek en geçerli bir seçenek olarak görülmektedir. Bunun için işgücü ve ekipman kapasitesinin -asli işleviyle ilgili hizmet talepleriyle orantılı bir düzeye- düşürülmesi önceliklerin başında gelir. Bu doğrultuda özellikle destek hizmetleri yada maden arama ile doğrudan ilişkili olmayan hizmetler veren birimler gözden geçirilmelidir. İhtiyaç fazlası makina Parkının elden çıkarılması nispeten kolay olmakla birlikte, personel sayısını azaltmanın zorlukları açıktır. İstihdam fazlası personelin ihtiyaç duyulan kamu kuruluşlarına (örneğin Maden Dairesi) kaydırılması personel sayısını düşürmenin en etkili yolu olarak düşünülebilir.

6- Maden arama ile ilgili konularda Birleşmiş Milletler ve gelişmiş ülkelerle ilgili uluslararası işbirliği ve teknik yardım (uzman, teknoloji) sağlanması MTA'nın yatırım gücünün artırılması için diğer önemli bir seçenek olarak düşünülebilir. Şimdiye kadar MTA böyle birçok uluslararası işbirliği ve teknik yardım projesi ile küçümsemeyecek finansman desteği bulmuş, personelinin bu projelerde uzmanlık kazanmasını sağlamıştır. Bundan sonra da uluslararası işbirliği ve teknik yardım imkanlarını sağlamaya yönelik çabaları artan bir önem vermelidir.

7- Öte yandan MTA elindeki kıt yatırım imkânlarını azami faydaya yönlendirebilmesi için iş programlarına aldığı projelerde daha fazla seçici olmak zorundadır.

Yukarıda önerilen Maden Yasası'ndaki değişikliklerle MTA faaliyetlerindeki ruhsat kısıtlaması kaldırılırsa, sektörün hedef ve önceliklerine uygun proje geliştirme çabaları önündeki önemli bir engel aşılmış olacaktır.

İyi proje geliştirememenin diğer önemli bir nedeni de kanımca madencilikte uzun vadeli strateji ve hedeflerin açık seçik belirlenmemiş olmasıdır. Bundan dolayı uzun bir süredir maden arama projeleri hazırlama çabaları yönlendirilememiş, deyim yerindeyse başıboş bırakılmıştır. Son yıllarda havza ya da kuşak projeleri diye tanımlanan arama stratejisinin ise isabeti tartışılabilir. Çünkü bu tarz çalışmada madenlerin öncelikleri, değerlendirilebilme potansiyeli gözönüne alınarak bir seçme yapılmadan, hepsi için para, emek ve zaman harcanmaktadır. Söz gelişi böyle bir kuşak projesi içinde civa, asbest, porfiri bakır, lateritik nikel yatakları aranması ne kadar doğrudur, tartışmaya değer.

Bunun için, herşeyden önce Türkiye ve Dünyada madencilik ve madenlere dayalı sanayi sektörlerinin teknik alanlarında yaşanan bellibaşlı gelişmeleri izlemek, ana yönelişleri ve yeni ufukları zamanında doğru teşhis etmek ve buna göre madencilik yatırımlarının önüne öncelikleri belirlenmiş kısa ve uzun vadeli hedefler koymak bir zorunluluktur. Bu, geniş kapsamlı, dolayısıyla çok yönlü ve geniş katılımlı tartışmaları gerektiren bir konudur. Bünyesinde değişik alanlarda çok sayıda uzman barındıran MTA, bu konulardaki tartışmalarda öncülük edebilecek bir kurumdur. O nedenle bu konulardaki tartışmaların 5 yılda bir 5 yıllık Kalkınma Planları hazırlanırken DPT Özel İhtisas Komisyonu çalışmaları ya da yılda bir kez MTA iş programı hazırlıkları sırasında yapılan dar çerçevesinin dışına taşırılması çok yararlı olacaktır. Bu amaçla, ilgili konularda çalışma grupları görevlendirilmesi, MTA'nın yayımlarında (dergi, kitap) konuyla ilgili görüş, eleştiri ve önerilere yer verilmesi, böyle tartışmaların canlı tutulması açısından önem taşımaktadır.

8- MTA bugün projeleri etkin biçimde (düşük maliyetle) uygulayamayacak kadar karmaşık ve ağır işleyen bürokratik bir yapıya bürünmüştür. Proje uygulamaları sırasında eleman tahsisi, kamp yeri seçimi, bina kiralama, araç tahsisi, işçi alımı, programda gerekli değişikliklerin (örneğin sondaj yerinin değişmesi, miktarının azaltılıp, çoğaltılması) yapılması, proje harcamalarının onaylanması gibi konularda Genel Müdürlük, ilgili Daire Başkanlıkları, Bölge Müdürlüğü, Proje Yöneticiliği, Proje Başkanlığı, Kamp Şefliği işe karışmakta, yetki ve sorumluluklar bu karmaşık bürokrasi içinde yeterli açıklıkta tanımlanmadığı için çoğu kere ufak bir sorunda bile karar oldukça geçikerek ve birçok kere de Genel Müdürlük katına kadar çıkılarak alınabilmektedir. Bu karmaşık ve açık olmayan yetki ve sorumluluk dağılımı, işlerin etkin biçimde yürütülmesini engellediği gibi, başarısızlıklarda payı olan sorumluların açıkça belirlenmesini de zorlaştırmaktadır. O nedenle işlevine ve yapılanma gereklerine uygun en yalın yapıya kavuşturulması bu açıdan öncelik taşımaktadır. Uzun tartışmaları gerektirecek bu konuda ayrıntılara girilmeden kısaca söylemek gerekirse, MTA işlevlerinin küçük birimlere ayrılarak yürütülmesi, birim yöneticilerine sorumluluklarının gerektiği yetkinin verilmesi, gereksiz bileşenlerin, yapıdan çıkarılması (örneğin Bölge Müdürlüklerine gerek olup olmadığı tartışılmalıdır), hizmet birimlerine MTA'nın işlevini yerine getirmesindeki katkısıyla bağlantılı bir konum ve ağırlıkta yer verilmesi (örneğin jeokimyasal arama çalışmalarını yürüten birimin yapı içindeki konumunun ve hizmet kapasitesinin yükseltilmesi) üzerinde durulmalıdır.

## İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜMÜ 60 YAŞINDA

Izver TANSEL

Istanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Avcılar-İstanbul

İstanbul Üniversitesinin kuruluşunun 540'ıncı ve Atatürk Üniversite Reformunun 60'ıncı yılı anısına İstanbul Üniversitesinin çeşitli fakültelerinde etkinlikler düzenlenmektedir. Bu bağlamda, eşsiz Atatürk'ün İstanbul Üniversitesini yeniden yapılandırması sayesinde başlayan Jeoloji Eğitimi ve Öğretiminin 60'ıncı yıl kutlamaları da gerçekleştirilmektedir. Doğal kaynaklara, ülkenin kendi özvarlığına sahip çıkmak, büyük kurtarıcı Atatürk'ün ana hedeflerinden biri olmuştur. Bu amaçla hazırladığı Üniversite reformu ile 1933 yılında önce ülkeyi inceleyecek elemanları yetiştirmek üzere İstanbul Üniversitesinde Jeoloji eğitim ve öğretimi başlamasını sağlamış, daha sonra 1935'te ülkemizin iki büyük yerbilimci kuruluşu olan MTA Enstitüsünü ve Etibank'ı kurduştur.

Aslında İstanbul Üniversitesindeki Jeoloji eğitiminin başlangıç tarihi daha da eskilere dayanmaktadır. 1900 yıllarında Darülfünun adı altında faaliyet gösteren bu üniversitede, Doğal Bilimler Bölümünde Halil Ethem Bey tarafından jeoloji ve mineraloji dersleri okutulmuştur. Cumhuriyet döneminin başında ise Darülfünun'da Coğrafya ve Jeoloji Enstitüleri kurulmuş. Enstitünün başına ise Prof. Chaput getirilmiştir. Muhsin Adil Binal, Malik Sayar ve Hamit Nafiz Pamir gibi saygı ile andığımız hocalarımız da burada asistan olarak görev yapmışlardır.

Jeoloji bölümü, 60 yıllık bu süreç içinde farklı Fakültelerin bünyesinde eğitimini ve gelişimini sürdürmüştür. Sonuçta, bunlara paralel olarak; jeoloji eğitiminin başlangıç tarihleri, verdikleri diploma ve ünvanlar oldukça farklılıklar gösterir.

Örneğin: İ.Ü. Fen Fakültesinde Jeoloji Lisans 1946, Yüksek Jeoloji 1963, Jeoloji Yüksek Mühendisliği 1971 ve Jeoloji Mühendisliği 1977 yıllarında uygulanmaya başlamıştır.

Jeoloji Bölümü 1978 yılında Fen Fakültesinden ayrılarak, aynı yıl kurulmasında öncülük ettiği Yerbilimleri Fakültesinde faaliyetlerini sürdürmüştür. 1981 yılından beri de YÖK gereğince Mühendislik Fakültesinin bir bölümü olarak eğitime devam etmektedir.

Ülkemizde 1933 ile 1950 yılları arasında tek Jeoloji eğitimi yapılan jeoloji bölümünden yetişerek, diğer üniversiteler ve kuruluşlarda görev alan değerli meslektaşlarımız çok sayıdadır. İstanbul Üniversitesi Jeoloji Bölümünde eğitim ve öğretim programı uzun yılların deneyimi ile hazırlanmış ve uygulanmaktadır. Örneğin Jeoloji Mühendisliği lisans programında halen görülen dersler ve pay yüzdelerine göre Anabilim Dalındaki dağılımları şöyledir (Şekil 1).

Yüksek lisans ve doktora ders programlarında, her Anabilim Dalınca saptanan seçenekli dersler uygulanmaktadır.

1982'den bu yana Bölümde 125'i yüksek lisans, 26'sı doktora olmak üzere 151 öğrenci lisansüstü öğrenimini tamamlamıştır.

Halen FBE'ne kayıtlı 51 yüksek lisans ve 34 doktora öğrencisi bulunmaktadır (Şekil 2).

Halen Jeoloji eğitimi hizmetinde aktif olarak 19 öğretim üyesi ve 27 araştırma görevlisi görev yapmaktadır (Şekil 2).

Bölümde bugüne dek yapılmış olan yurt içi ve yurt dışı bilimsel araştırma sayısı kayıtlara göre 610 civarındadır (Şekil 3).

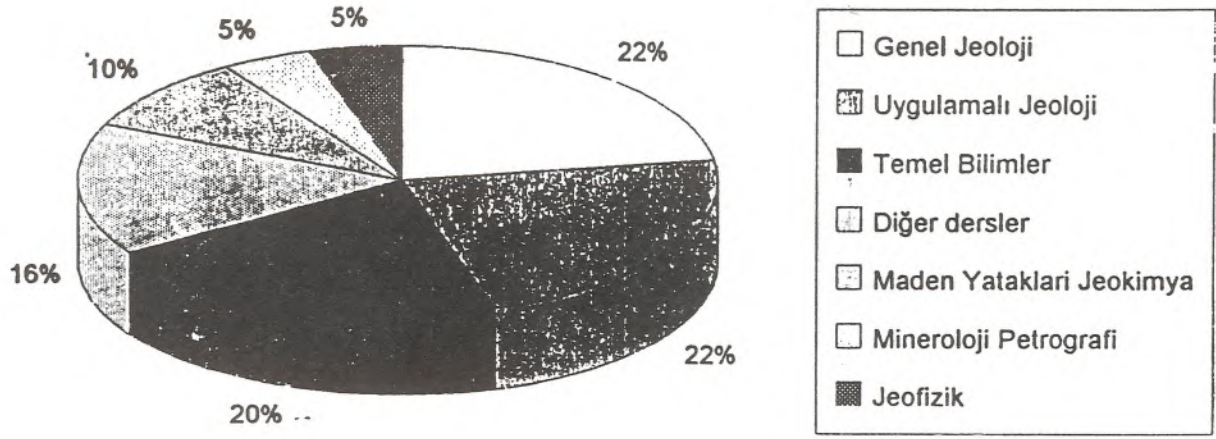
- a- Genel Jeoloji 200 yayım ile %35
- b- Uygulamalı Jeoloji 139 yayım ile %24
- c- Mineraloji-Petrografi 130 yayım ile %22
- d- Maden Yatakları-Jeokimya 110 yayım ile %19'dur.

Günümüze dek Bölümde eğitim amaçlı basılmış kitap sayısı 35 civarında olup, bunlara ilave çok sayıda ders notu ve çeviriler de bulunmaktadır.

Bölüme alınan öğrencilerin durum ve kontenjan sayıları incelendiğinde ise oldukça çarpıcı parametreler ortaya çıkar (Şekil 4).

Gerek eğitimcilerimiz, gerekse politikacılarımızın ortak görüşü olan nitelikli ve kaliteli eğitim savı bir





### Temel Bilim(9)

- 1-Matematik I
- 2-Matematik II
- 3-Fizik
- 4-Kimya
- 5-Statik
- 6-Dinamik
- 7-Mukavemet
- 8-Bilgisayar ve Programlama
- 9-Tasarı Geometri ve Teknik çizim

### Uygulamalı Jeoloji(10)

- 1-Malzeme
- 2-Yeraltı jeolojisi
- 3-Kaya Mekaniği
- 4-Hidrojeoloji
- 5-Fotojeoloji
- 6-Kuyu Logları
- 7-Topoğrafya
- 8-Zemin Mekaniği
- 9-Sondaj Bilgisi
- 10-Mühendislik Jeolojisi

### Mineroloji-Petrografi(2)

- 1-Mineroloji
- 2-Petrografi

### Jeofizik(2)

- 1-Uygulamalı Jeofizik Giriş
- 2-Uygulamalı Jeofizik

### Genel Jeoloji(10)

- 1-Genel Jeoloji
- 2-Paleontoloji
- 3-Tektonik
- 4-Sedimentoloji
- 5-Tarihsel jeoloji
- 6-Türkiye Jeolojisi
- 7-Saha Jeolojisi
- 8-Sed. Kayaçlar Petrografisi
- 9-Petrol Jeolojisi
- 10-Stratigrafi İlkeleri

### Diğer Dersler(7)

- 1-Türk Dili
- 2-Atatürk İlk. ve İnk.tarihi
- 3-Güzel San. ve Beden Eğ.
- 4-İşletme Yön.
- 5-İş Hukuku
- 6-Maden Hukuku
- 7-Yabancı Dil

### Maden Yatakları Jeokimya(4)

- 1-Maden yatakları
- 2-Jeokimya
- 3-Madencilik Bilgisi
- 4-Endüstriyel Mineral ve Kayaçlar

Şekil 1- İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde programda yer alan dersler ve pay yüzdelere göre anabilim dalındaki dağılımları

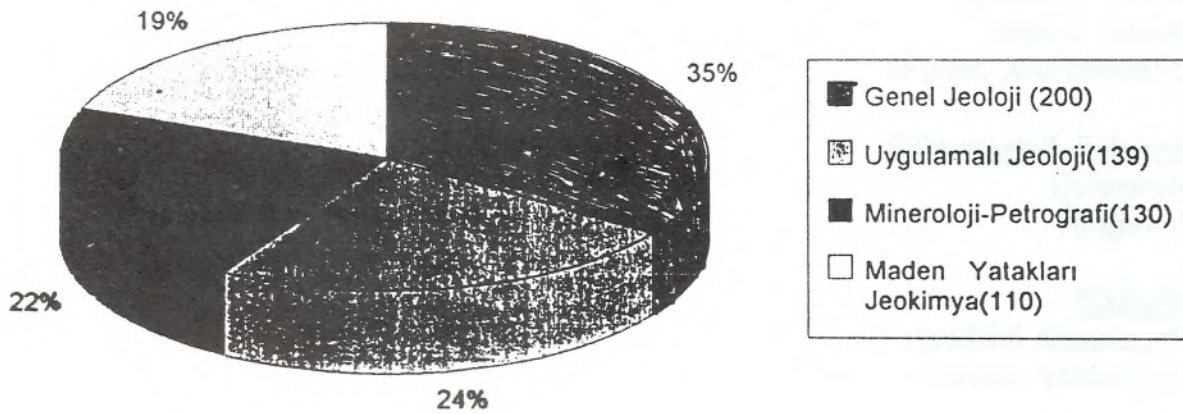
## Yıllara göre öğretim üyelerinin dağılımı.

1965	6	(Ö.Ü=Prof.+Doç.)
1973	11	(Ö.Ü=Prof.+Doç.)
1977	11	(Ö.Ü=Prof.+Doç.)
1982	17	(Prof.+Doç+Y.Doç.)
1987	16	(Prof.+Doç+Y.Doç.)
1992	19	(Prof.+Doç+Y.Doç.)
1993	19	(Prof.+Doç+Y.Doç.)

LİSANS (Jeoloji Müh.)	YÜKSEK LİSANS (Jeoloji Yük. Müh)	DOKTORA
1970 Yılından Sonra ~ 1058	Fen Fakültesinde (1969 Yılından sonra) - 140 -	Fen Fakültesinde (1941-1981 arası) - 44 -
	F.B.E (1982'den sonra) - 125 - Halen kayıtlı olanlar =51 #	F.B.E.(1982-1993) - 26 - Halen kayıtlı olanlar =34 #
	TOPLAM 265	TOPLAM 70

## Jeoloji Bölümünde yapılan lisans, Y.Lisans ve Doktora tezlerinin dağılımı.

Şekil 2- Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yapılan lisans, yüksek lisans ve doktora tezleri ile yıllara göre öğretim üyelerinin dağılımı.



Şekil 3- Jeoloji Mühendisliği Bölümünde bugüne dek yapılmış olan yurtiçi ve yurtdışı bilimsel araştırmalar.

T.C.  
I.Ü MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ



Foto 1- İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyeleri:

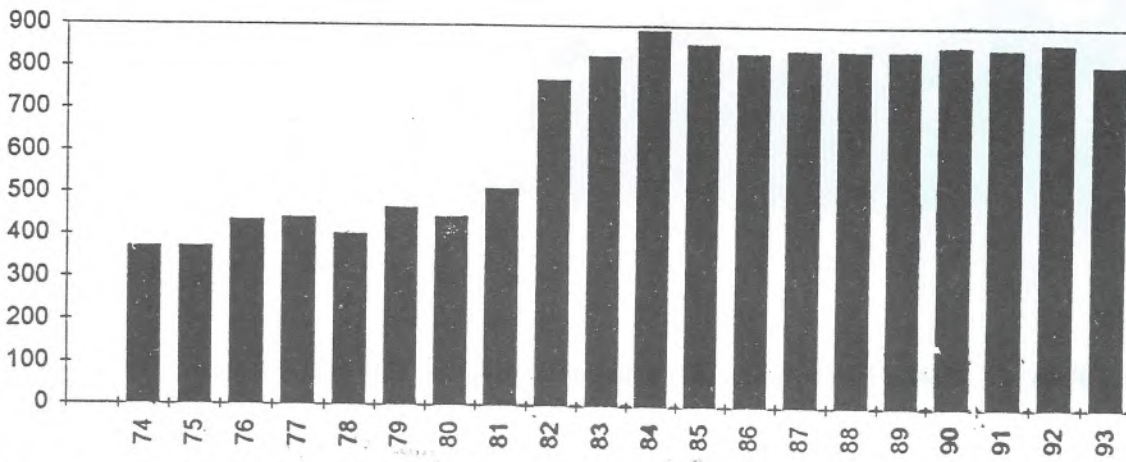
*Oturanlar (Soldan sağa):* Dr. Mehmet TURGUT, Araş. Görv. Jeo. Yük. Müh. İ.Halil ZARİF, Araş. Görv. Jeo. Yük. Müh. Rüstem PEHLİVAN, Araş. Görv. Jeo. Yük. Müh. Hasan ENGİN, Araş. Görv. Jeo. yük. müh. Ali Seydi GÜLTEKİN, Araş. Görv. Jeo. Yük. Müh. Maruf BAYRAK, Araş. Görv. Jeo. Müh. Şamil ŞEN, Araş. Görv. Jeo. Müh. Davut LAÇİN, Araş. Görv. Jeo. Yük. Müh. M. Akif IŞIK.

*İkinci sıra (Soldan sağa):* Doç. Dr. Simav BARGU, Y. Doç. Dr. Ali M. GÖZÜBOL, Y. Doç. Dr. Teoman EMRE, Prof. Dr. Okay EROSKAY, Prof. Dr. Önder ÖZTUNALI, Prof. Dr. Engin MERİÇ, Doç. Dr. İzver TANSEL, Jeo. Müh. Gülgün ERDAĞ, Y. Doç. Dr. Ayhan ERDAĞ, Y. Doç. Dr. Semih ULAKOĞLU, Araş. Görv. Jeo. Yüksek Müh. Atiye TUĞRUL, Araş. Görv. Jeo. Müh. Ercan ALDANMAZ.

*Üçüncü sıra (Soldan sağa):* Prof. Dr. Semih DEDEOĞLU, Prof. Dr. Okay GÜRPINAR, Prof. Dr. Erdiñ KİPMAN, Prof. Dr. Mefail YENİYOL, Araş. Görv. Jeo. Yük. Müh. Süleyman DALGIÇ, Y. Doç. Dr. Hasan EMRE, Araş. Görv. Jeo. Yük. Müh. İsmail BİLGİN

JEO.MÜH.BOLUMU	974	975	976	977	978	979	980	981	982	983	984	985	986	987	988	989	990	991	992	993
I.U.MUH.FAK	55	55	120	72	72	66	73	81	123	123	123	125	126	126	126	126	126	126	106	100
I.T.U.MADEN.FAK	68	67	64	51	44	39	39	47	62	62	62	62	63	63	63	63	63	63	70	61
O.D.T.U.MUH.FAK	70	70	70	70	60	50	50	57	85	55	55	52	52	62	62	62	62	62	62	60
K.T.U.MÜH.MİM.FAK	42	37	35	30	33	37	37	42	80	80	80	78	63	63	63	63	63	63	63	61
H.Ü.MÜH.FAK	51	32	45	68	65	69	59	68	103	103	103	104	107	105	105	105	115	115	118	81
A.Ü.FEN.FAK	34	45	50	59	73	72	61	67	86	88	88	88	73	73	73	73	73	73	76	71
D.E.Ü.MÜH.MİM.FAK	52	66	50	50	35	60	50	63	78	78	78	78	78	78	78	78	78	72	77	70
S.Ü.MUH.MİM.FAK	0	0	0	40	0	40	40	45	51	60	80	62	63	63	63	63	63	63	65	61
F.Ü.MUH.FAK	0	0	0	0	20	24	25	26	51	51	51	52	52	52	52	52	52	52	56	50
Ç.Ü.MUH.MİM.FAK	0	0	0	0	0	10	10	16	52	52	52	52	52	52	52	52	52	52	56	50
A.Ü.İSPARTA MUH.FAK	0	0	0	0	0	0	0	0	0	77	77	62	63	62	62	62	62	62	65	60
C.Ü.MUH.FAK	0	0	0	0	0	0	0	0	0	42	42	42	43	43	43	43	43	43	47	41
KOCAELİ MUH.FAK	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40
NİGDE MUH.FAK	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25
GENEL TOPLAM	372	372	434	440	402	467	444	512	771	829	891	857	834	842	842	842	852	846	861	811

Jeoloji Mühendisliği bölümüne alınan öğrenci sayısı dağılımı.



Şekil 4- Ülkemizde çeşitli üniversitelerde eğitim veren 14 ayrı Jeoloji Mühendisliği Bölümüne 1974 yılından bu yana alınan öğrenci sayısı dağılımı

ölçüde bu durumda tehlikeye düşmektedir.

Geleceğin teminatı olan öğrencilerimizin daha iyi olanaklarla yetişip, eğitim görmesi ve ülkemizi uluslararası bilimsel platformlarda en iyi şekilde temsil edebilmeleri, kaliteli bir eğitim süzgecinden geçirilmeleri ile orantılıdır.

Gelişmekte olan ülkeler için yeraltı zenginliklerinin istifadeye sunulmasında çok değerli görev ve sorumlulukları olan mezunlarımızın, daha iyi yetişmiş olarak mesleğe kazandırılabilmesi için, laboratuvar, arazi ve araştırma olanakları ile öğretim koşullarının giderek iyileştirildiğini görmek istememiz en büyük dileğimizdir.

Bilindiği gibi, jeoloji: Petrol, maden, su gibi doğal kaynakların değerlendirilmesinde, yerüstü ve yeraltı yapılarının projelendirilmesinde, çevre ve

mühendislik konularındaki çeşitliliği ile Türkiye ekonomisindeki konumunu tartışmasız kılmaktadır.

Bu amaçla yapılan, jeolojik çalışmaların bilimselliği- rasyonelliği ve ülke ekonomisine katkısı, üniversiteler ile kuruluşlar arasındaki dayanışma, iletişim ve de dışa açılma ile mümkündür.

Foto 1'de Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde günümüzde görevlerini sürdüren öğretim üyeleri toplu halde yer almaktadır.

Ülkemizin dört bir yanında son derece zor arazi koşullarıyla çalışmalarını başarıyla yürüten 5000'i aşkın jeoloji mühendisinin 1500'den fazlasını yetiştiren İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünün 60'ıncı kuruluş yıldönümünün kutlar ve daha nice 60'ıncı yıllara erişmesini dileriz.

## JMO ALTIN ÇEKİÇ BİLİM ÖDÜLÜ VE PROF. DR. ENGİN MERİÇ

1992 yılından itibaren, Jeoloji Mühendisleri Odası tarafından ülkemizde jeoloji biliminin gelişmesine üstün katkıları olan araştırmacılara Altın Çekiç Jeoloji Bilim Ödülü verilmeye başlanmış ve ilk ödül ODTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyelerinden Prof. Dr. Ayhan Erler'e, 1993 yılına ilişkin ödül ise İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyelerinden Prof. Dr. Engin Meriç'e verilmiştir. Prof. Dr. Ayhan Erler'in özgeçmişi Jeoloji Mühendisliği Dergisi, Sayı: 40'ta sunulmuştu. Bu sayıda da Prof. Dr. Engin Meriç'in özgeçmişini sunuyoruz. Kendisini kutlar, bundan sonraki çalışmalarında bu üstün başarılarının devamını dileriz.



### PROF. DR. ENGİN MERİÇ'İN ÖZGEÇMİŞİ

#### Doğum Yeri ve Tarihi:

İstanbul, 19 Nisan 1936

#### Medeni Hali:

Evli, 1 kızı var.

#### Öğrenim Durumu:

Bostancı İlkokulu (İstanbul)

Sarar İlkokulu (Ankara)

Gazi İlkokulu (İstanbul) 1942-1947

Yeni Kolej (İstanbul) 1947-1950

Kabataş Erkek Lisesi (İstanbul) 1950-1954

İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü

Lisans 1955-1960

Doktora 1960-1963

#### Askerlik Görevi:

İstihkam Okulu (İstanbul) 1965-1967

#### Ödüller:

J.M.O. Altın Çekiç 1993

Jeoloji Bilim Ödülü

#### Bulunduğu Görevler:

İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi

Jeoloji Bölümü

Asistan 28.3.1960-29.9.1973

İstanbul Teknik Üniversitesi

Maden Fakültesi 29.9.1973-21.9.1991

Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Doçent 1974

Profesör 1982

Bölüm Başkan Yrd. 1982-1983

Anabilim Dalı Başkanı 1988-1991

İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Müh.  
Böl. 21.9.1991-Devam ediyor

Bölüm Başkan Yrd. 1992-Devam ediyor

#### Yazı İnceleme Kurulu Üyeliği:

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni

Türkiye Jeoloji Bülteni

Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi  
Dergisi

Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi  
Geosound-Yerbilimleri

Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi  
Dergisi

## Yabancı Lisan:

Fransızca ve az İngilizce

## Prof. Dr. Engin MERİÇ'in YAYIN LİSTESİ:

- a. Makaleler  
(Ekte sunulmuştur)
- b. Kitaplar  
(Ekte sunulmuştur)
- c. Yurtiçi Kurultay Sunuları  
(Ekte sunulmuştur)
- d. Yurtdışı Kurultay Sunuları  
(Ekte sunulmuştur)
- e. Yurtiçi Seminer Sunuları  
(Ekte sunulmuştur)
- f. Tezler

MERİÇ, E., 1963, Kahta-Nemrut Dağı arasındaki bölgenin jeolojik ve paleontolojik etüdü. İst. Üniv. Fen Fak., Doktora Tezi, 114 s, 21 levha.

MERİÇ, E., 1974, Türkiye'de bulunan başlıca Loftusiidae ve Orbitoididae'lerin stratigrafik yayılımı ve paleontolojik incelemesi. İTÜ Maden Fak., Doçentlik Tezi.

MERİÇ, E., 1976, Bazı Üst Kretase ve Tersiyer bentonik foraminiferlerinde çoğalma. İTÜ Maden Fak., Profesörlük Tezi, 89 s., 27 levha.

### g. Projeler

1. DİZER, A. ve MERİÇ, E., 1972, Kuzeybatı Anadolu'da Kretase-Eosen sınırının mikroorganizmalar ile tesbiti. T.B.T.A.K. tarafından desteklenen 33 no.lu proje.

2. MERİÇ, E., 1986, Güneydoğu Anadolu petrol bölgesi Üst Kretase-Paleosen-Alt Eosen yaşlı çökellerin paleontolojik değerlendirilmesi ve biyostratigrafik verilerin sağlanması. T.P.A.O., Arşiv No: 2193, 177 s.

3. CITA-SIRONI, M. B., YANKO, V. ve MERİÇ, E., 1992, Ağır metal kirlenmesinin göstergeleri olarak bentik foraminiferler: Akdenizin biyolojik gözlemi için yeni bir metod. Avrupa Topluluğu tarafından desteklenen proje çalışmalarına Mayıs 1993 içinde İskenderun Körfezinde başlanacaktır.

### h. Görev aldığı diğer üniversiteler

Ege Üniversitesi Fen Fakültesi

Jeoloji Bölümü 1977-1978

Selçuk Üniversitesi Fen Fakültesi

Jeoloji Bölümü 1978-1982

Selçuk Üniversitesi müh. Mim. Fak.

Jeoloji Mühendisliği Bölümü 1984 (Rotasyon)

### i. Görev aldığı uluslararası kuruluşlar

International Paleontological

Association 1972-1976

Konsey Üyeliği (Türkiye Temsilcisi) 1976-1980

### j. Bilimsel Etkinlikler

Prof. Dr. Engin MERİÇ tarafından bulunarak adlandırılan *Dizerina* (1978) ve *Pseudomphalocyclus* (1980) adlı iki foraminifer cinsi Alfred R. Loeblich, Jr. ile Helen Tappan tarafından hazırlanarak 1988'de yayınlanan "Foraminiferal Genera and Their Classification" adlı kitaba alınmıştır. Ayrıca- yine araştırmacı tarafından bulunmuş olan çeşitli Loftusia türleri de Catalogue of Foraminifera'ya dahil edilmiştir.

Science Citation Index'e giren Micropaleontology mecmuasında 1967-1992 yılları arasında 9 makalesi yayınlanmış olup, tanınmış 29 yabancı araştırmacı tarafından 19 eserine atıfta bulunulmuştur.

## MAKALELER

MERİÇ, E., 1964, Orbitoididae'lerin çoğalması hakkında- A propos de la reproduction des Orbitoididae - MTA Enstitüsü Dergisi, No: 63, pp. 22-28, pls. 1-4.

MERİÇ, E., 1965, Sur deux nouvelles espèces de Loftusia et un nouveau genre Asterosomalina. Revue de Micropaléontologie, Vol. 8, No: 1, pp. 45-52, pls. 1-2.

MERİÇ, E., 1965, Kahta-Nemrut dağı arasındaki bölgenin jeolojik ve paleontolojik etüdü- Etude geologique et paleontologique de la région entre Kahta et Nemrut dağ-. İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt 30, No: 1-2, pp. 55-107, pls. 1-20.

MERİÇ, E., 1966, Orbitoididae'lerin çoğalması hakkında (İkinci kısım)- A propos de la reproduction des Orbitoididae (Deuxième partie)-. MTA Enstitüsü Dergisi, No: 66, pp. 143-148, pls. 1-3.

MERİÇ, E. and DEVRIES, A., 1966, Note sur les affleurements maestrichtiens de la région de Kahta (Turquie)-. Travaux de l'Institut de Géologie et d'Anthropologie Préhistorique de la Faculte des Sciences de Poitiers, Tome, VII, pp. 3-15.

MERİÇ, E., 1966, Bir Orbitoides media (d'Archiac) ferindeki şizogoni durumu hakkında- A propos d'un cas de schizogonie dans un individu d'Orbitoides media (d'Archiac)-. MTA Enstitüsü Dergisi, No: 67, pp. 93-96, pls. 1-2.

- MERİÇ, E., 1967, An aspect of *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck). *Micropaleontology*, 13 (3), pp. 369-380, pls. 1-4.
- MERİÇ, E., 1967, Türkiye'deki bazı Loftusiidae ve Orbitoididae'ler hakkında-Sur quelques Loftusiidae et Orbitoididae de la Turquie-İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt 32, No: 1-2, pp. 1-58, pls. 1-36.
- MERİÇ, E., 1970, Schizogony in *Orbitoides apiculatus* var. *gruenbachensis*. *Micropaleontology*, 16 (2), pp. 227-232, pls. 1-2.
- MERİÇ, E., 1971, An additional aspect of reproduction in the Orbitoididae. *micropaleontology*, 17 (1), pp. 99-104, pls. 1-2.
- MERİÇ, E., 1972, *Orbitoides cf. medius* (d'Archiac)'in bir teratolojik şekli hakkında - A propos d'une forme teratologique d'*Orbitoides cf. medius* (d'archiac)-. İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt 37, No: 3-4, pp. 239-244, pl. 1.
- MERİÇ, E., 1973, Mutki (Bitlis) S'indeki sınırlı bir Üst Maestrihtiyen mostrasının varlığı hakkında - Sur la presence d'un petit affleurement du Maestrichtien supérieur au S'de Mutki (Bitlis-Turquie)-. İstanbul Üniv. Fen Fak. mecm., Seri B, Cilt 38, No: 1-4, pp. 49-51, pl. 1.
- MERİÇ, E., 1973, About the schizogony observed in the *Discocyclina archiaci* (Schlumberger). *Revista espanola de Micropaleontologia*, 5 (3), pp. 403-408, pl. 1.
- MERİÇ, E., 1974, *Orbitoides apiculatus* Schlumberger *pamiri* n. ssp. du Maestrichtien supérieur du Taurus Lycian (Turquie). *Revista espanola de Micropaleontologia*, 6(1), pp. 135-144, pls. 1-4.
- MERİÇ, E., 1974, Orbitoididae familyasının değişik cins ve türlerindeki ekvatorial ve lateral loca duvarlarının özellikleri - Characteristic internal features of the walls of equatorial and lateral chambers of various genera and species belonging to the Orbitoididae family-. İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B- Cilt 39, No: 3-4, pp. 211-217, pls. 1-6.
- MERİÇ, E., 1974, *Pseudorbitolina marthae* Douvillé'nin güneydoğu Türkiye'deki Maestrihtiyen katmanlarında bulunuşu- Note sur la presence de *Pseudorbitolina marthae* Douvillé dans les couches du Maestrichtien au Sud-Est de la Turquie-. İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt 39, No: 3-4, pp. 219-222, pls. 1-2.
- MERİÇ, E., 1974, *Cyclopsinella* cinsinin güneydoğu Türkiye'de Üst Maestrihtiyen katmanlarında bulunuşu-Sur la presence du genre *Cyclopsinella* dans les couches du Maestrichtien supérieur au Sud-Est de la Turquie-. İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt 39, No: 3-4, pp. 223-226, pl. 1.
- MERİÇ, E., 1974, *Loftusia* cinsinin Göynük (Bolu, NW Türkiye) dolaylarında bulunuşu-Sur la presence du genre *Loftusia* aux environs de Göynük (Bolu, Nord-Ouest de la Turquie)-. İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt 39, No: 3-4, pp. 227-232.
- MERİÇ, E., 1975, A new aspect of reproduction in the Orbitoididae. *Micropaleontology*, 21 (3), pp. 342-345.
- MERİÇ, E., 1975, Loftusiidae familyasının Türkiye'deki coğrafi dağılımı. TBTA -V.Bilim Kongresi, pp. 161-169, İzmir.
- MERİÇ, E., 1976, Orbitoididae familyasına ait bazı tür isimlerindeki takı değişiklikleri hakkında - On some suffix changes concerning the species-group names of the Orbitoididae family-, MTA Enstitüsü Dergisi, No: 85- pp. 173-175.
- MERİÇ, E., 1976, Bazı Üst Kretase ve Tersiyer bentonik foraminiferlerinde çoğalma. İTÜ Kütüphanesi, Sayı 1064, pp. 1-89, pls. 1-27.
- MERİÇ, E. and MOJAB, F., 1977, *Loftusia* cinsine ait farklı türlerin yeryuvarı üzerindeki coğrafi dağılımı. TBTA., VI. Bilim Kongresi, pp. 47-56, Ankara.
- MERİÇ, E. and MOJAB, F., 1977, World-wide geographical distribution of the species of the foraminiferal genus *Loftusia*. İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt 42, No: 1-4, pp. 143-155.
- MERİÇ, E., 1978, *Dizerina*, a new genus from the Upper Maestrichtian of northeastern Turkey. *Micropaleontology*, 24 (1), pp. 97-108, pls. 1-4.
- MERİÇ, E., 1978, Güneydoğu Türkiye'de Sinan Formasyonu alt üyesi ve Besni Formasyonu'nun fauna özellikleri. TJK Bült., 21 (2), pp. 95-96.
- MERİÇ, E., 1979, A different view on the origin of some conical forms of *Miogypsinoides dehaarti* (van der Vlerk). *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 11 (3), pp. 505-508, pl. 1.
- MERİÇ, E., 1979, *Loftusia* ketini (foraminifère) nouvelle espèce du Maestrichtien. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 11 (3), pp. 509-516, pls. 1-2.
- MERİÇ, E., 1980, *Pseudomphalocyclus blumenthali*, a new genus and species from the Upper Maestrichtian of southern Turkey. *Micropaleontology*, 26 (1), pp. 84-89, pls. 1-2.

- MERİÇ, E., 1981, Kahta-Adıyaman ile Fırat nehri arasındaki bölgenin Nummulit faunası. S. Ü. Fen Fak. Dergisi, Seri a, Sayı 1, pp. 19-24.
- MERİÇ, E. and GÖRÜR, N., 1982, Haymana-Polatlı Havzasındaki Çaldağ Kireçtaşının yaş konağı. MTA Enstitüsü Dergisi, No: 93-94, pp. 137-141.
- MERİÇ, E., 1982, A review for the validity of subspecies of *Orbitoides* (*Simplorbites*) *gensacicus* (Leymerie). Revista Espanola de Micropaleontologia, 14, pp. 145-149, pls. 1-2.
- DİZER, A. ve MERİÇ, E., 1983, Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen Biyostratigrafisi. MTA Enstitüsü Dergisi, No: 95-96, pp. 149-163.
- MERİÇ, E., 1983, Okyanus dibi vahaları. Yeryuvarı ve İnsan, 8 (1), pp. 3-6.
- MERİÇ, E., 1984, Scandonea de Castro (1971)'nin Paleosendeki varlığı hakkında. TJK. Bült., 27 (1), pp. 41-44, pls. 1-2.
- KAYA, O., DİZER, A. TANSEL, İ., MERİÇ, E., 1984, Ereğli (Zonguldak) alanının kretase stratigrafisi, MTA Enstitüsü Dergisi, No: 99-100, pp. 1-15.
- MERİÇ, E., 1985, Loftusia anatolica MERİÇ'in Neotetis içinde yayılımı. TJK Bült., 28 (1), pp. 11-18.
- MERİÇ, E., OKTAY, F.Y., ÖZER, S., 1985, Besni Formasyonu'nun Alıdamı (Kahta-Adıyaman) kuzeybatısındaki stratigrafik gelişimi ile ilgili yeni gözlemler. Jeoloji Mühendisliği, 25, pp. 51-54.
- MERİÇ, E., ÖZÇELİK, O., 1985, Yıldızlıdağ (Seydişehir-Konya) kuzeydoğusunda Kretase-Paleosen yaşlı istifin yapısal gelişimi hakkında yeni görüşler. Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi III. Mühendislik Haftası, Bildiriler, pp. 213-218.
- MERİÇ, E., 1986, Deniz dibi termal kaynakların canlı yaşamına etkisi hakkında güncel bir örnek (İlca-Çeşme-İzmir). TJK Bült., 29 (2), pp. 17-21.
- MERİÇ, E., 1986, Türkiye'de çoğalma sırasında fossilleşmiş doğa harikası Üst Kretase (Maestrihtiyen) yaşlı bentik foraminifer örnekleri. Ege Üniv. Fen Fak. Dergisi, Seri B, Cilt 8, I. Ulusal Tabiat Tarihi Müzeleri Sempozyumu özel sayısı, pp. 201-211.
- MERİÇ, E., ŞENGÜLER, İ., 1986, Göynük (Bolu- KB Anadolu) çevresinde Üst Kretase-Paleosen stratigrafisi üzerine yeni görüşler Jeoloji Mühendisliği, 29, pp. 61-64.
- MERİÇ, E., GÜCÜM, A.H., 1987, Karaman (GD Konya) yöresinde Arslanköy ve Karaisalı formasyonlarının yaşı hakkında yeni görüşler. AÜ Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, Jeoloji, Sayı 3, pp. 91-96.
- MERİÇ, E., 1987, Adıyaman yöresinin biyostratigrafik incelemesi. Türkiye 7. Petrol Kongresi. Bildiriler-Jeoloji, pp. 141-153.
- MERİÇ, E. OKTAY, F. Y., TOKER, V., TANSEL, İ., DURU, M., 1987, Adıyaman yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin sedimenter jeolojisi ve biyostratigrafisi (foraminifer, nannoplankton ve ostrakod). TJK Bült., 30 (2), pp. 19-32.
- MERİÇ, E., TANSEL, İ., 1987, Haymana Havzasında (Orta Anadolu) Laffitteina bibensis Zonu'nun stratigrafik yayılımı. C. Üniversitesi Müh. Fak. Derg., Seri A, Yerbilimleri, 4 (1), pp. 87-95.
- MERİÇ, E., 1987, An aspect of some suffix changes concerning the species names of Sirtina and Sistanites. Revue de Paléontologie, 6 (2), pp. 205.
- MERİÇ, E., TANSEL, İ., 1987, Adıyaman (Güneydoğu Anadolu) yöresinde Omphalocyclus macroporus - Orbitoides medius biyozonunun stratigrafik konumu. Jeoloji Mühendisliği, 30-31, pp. 43-46.
- MERİÇ, E., 1988, Siderolites denticulatus Douvillé'nin Elmalı (Antalya-GB Türkiye) yöresinde bulunuşu üzerine, TJK Bült., 31 (1), pp. 29-32, pl. 1.
- MERİÇ, E., SAKINÇ, M., EROSKAY, O., 1988, İstanbul Boğazı ve Haliç dip çökellerinin evrim modeli. Mühendislik Jeolojisi Bülteni, 10, pp. 10-14.
- MERİÇ, E., 1988, Siderolitinae alt familyasına ait Türkiye'de gözlenen başlıca cins ve türler ile bunların stratigrafik yayılımı. TPJD Bült., 1/2, pp. 164-171, pls. 1-2.
- ÖNAL, M., HELVACI, C., İNCİ, U., YAĞMURLU, F., MERİÇ, E., TANSEL, İ., 1988, Çayırhan (KB Ankara) kuzeyindeki Soğukçam Kireçtaşı, Nardin Formasyonu ve Kızılcay Grubunun Stratigrafisi, yaşı, fasiyes ve depolanma ortamları. TPJD. Bült., 1/2, pp. 152-163
- KARAMAN, M. E., MERİÇ, E., TANSEL, İ., 1988, Çünür (Isparta) dolaylarında Kretase-Tersiyer geçişi. Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Derg., 4, pp. 80-98.
- MERİÇ, E., SAKINÇ, M., ÖZDOĞAN, M., AÇKURT, F., 1988, Yarımburgaz Mağarası kazılarında gözlenen mollusk kavkuları hakkında. Arkeoloji ve Sanat, 40-41, pp. 28-32, pl. 1.
- MERİÇ, E., TANSEL, İ., 1990, Stratigraphical distribution of Laffitteina bibensis Zone in the Haymana basin (Central Anadolia - Turkey). Revista espanola de Micropaleontologia, 22 (2), pp. 451,458.



- KARAMAN, M., E., MERİÇ, E., TANSEL, İ., 1989-90, Gönen-Atabey (Isparta) arasındaki bölgenin jeolojisi. C. Üniversitesi Müh. Fak. Derg., Seri A, Yerbilimleri, 6-7 (1-2), pp. 129-143, pls. 1-2.
- MERİÇ, E., SAKINÇ, M., 1990, İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Kuvaterner (Holosen) dip tortulları, Foraminifera (Meriç, ed.). pp. 13-41, pls. 1-7.
- PAMPAL, S., MERİÇ, E., 1990, Ereğli (Konya) güney-batısındaki Tersiyer yaşlı tortulların stratigrafisi. TJK Bült., 33 (2), pp. 39-45.
- MERİÇ, E., 1990, Haliç Geçmişe Dönebilecek mi? Arkeoloji ve Sanat, No: 46-49, pp. 30-31.
- ÖZÇELİK, O., MERİÇ, E., ÖZER, S., 1990, Hisarcık-Esenbey (Balaban-Malatya) yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin stratigrafik özellikleri. Selçuk Üniv. Müh. Mim. Fak. Dergisi, 5 (1-2), pp. 20-28.
- ÖZER, S., TANSEL, İ., MERİÇ, E., 1990, Hereke-Kocaeli dolayında Üst Kretase-Paleosen istifinin biyostratigrafisi (rudist, foraminifer). Selçuk Üniv. Müh. Mim. Fak. Dergisi, 5 (1-2), 29-40.
- ÇETİN, O., ÖZER, A., GÖKSU, H. Y., BULUR, E., MERİÇ, E., 1990, Haliç ve Güney Boğaziçi'nden alınan mollusk kavkılarının Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemiyle tarihlendirilmesi. VI. Arkeometri Sonuçları toplantısı, pp. 51-58.
- MERİÇ, E., 1991, On the presence of *Loftusia anatolica* MERİÇ in the maastrichtian sequence of Rava S. Maria (Monts Iepini, Latium Centre - Meridionale, Italy). Bull. Tech. Univ. İstanbul, 44, pp. 97-102.
- MERİÇ, E., SAKINÇ, M., GÖKDOĞAN, M., AÇKURT, F., 1991, On mollusc shells found at the Yarımburgaz Cave (Küçükçekmece-İstanbul-Turkey). J. Islam Acad. Sci., 4 (1), pp. 6-9.
- MERİÇ, E., ÇORUH, T., 1991, *Mardinella*, a new genus and discussion on *Orbitolites shirazensis* RAHAGHI, 1983. J. Islam Acad. Sci., 4 (2), pp. 166-169.
- MERİÇ, E., ÇORUH, T., 1991, Discussion on *Omphalocyclus BRONN* 1853, *Orbitolites concavatus* RAHAGHI 1976 and *Praeomphalocyclus* nov. gen. J. Islam Acad. Sci., 4 (3), pp. 203-206.
- MERİÇ, E., OKTAY, F.Y., SAKINÇ, M., GÜLEN, D., EDİGER, V.Ş., MERİÇ, N., ÖZDOĞAN, M., 1991, Kuşdili (Kadıköy, İstanbul) Kuvaterner'inin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. C. Üniversitesi Müh. Fak. Derg., Seri A, Yerbilimleri, 8, pp. 83-91.
- MERİÇ, E., OKTAY, F. Y., SAKINÇ, M., GÜLEN, D., İNAL, A., 1991, Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Kuvaterner istifinin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. C. Üniversitesi Müh. Fak. Derg., Seri A, Yerbilimleri, 8, pp. 93-100.
- MERİÇ, E., AVŞAR, N., 1992, *Loftusia turcica* Meriç and *Avşar* n. sp. from the Maastrichtian of eastern Turkey (southeast Elazığ). Micropaleontology, 38 (3), pp. 303-309, pls. 1-2.
- MERİÇ, E., 1992, Twin development in discocyclinidae. Micropaleontology, 38 (3), pp. 310-312.
- MERİÇ, E., 1992, Schizogony in *dizerina anatolica* Meriç, Micropaleontology, 38 (3), pp. 313-314.
- MERİÇ, E., İNAN, N., 1993- Cideina *soezerii* (Sirel) Yüzlükler-tanım-lektotip-paratipler ve tartışma. Türkiye Jeoloji Bült., 36/1, 45-50.

#### KİTAPLAR

- MERİÇ, E., 1982, TARİHSEL JEOLojİ. Selçuk Üniversitesi Fen Fakültesi Yayınları, No: 4, 209 s., Konya.
- MERİÇ, E., 1983, FOROMİNİFERLER. MTA Enstitüsü Yayınları, Eğitim Serisi, No. 26, 600 s., 119 şekil, 151 levha, Ankara.
- MERİÇ, E., 1985, MİKROPALeONTOLOJİ. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayını, No: 19, 135 s., 83 şekil, Ankara.
- MERİÇ, E., 1990, MİKROPALeONTOLOJİ. (İkinci Baskı) TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayını, No: 19, 135 s., 83 şekil, Ankara.

#### YURTIÇİ KURULTAY SUNULARI

1. MERİÇ, E., 1975, *Loftusiidae* familyasının Türkiye'deki coğrafi dağılımı, TÜBİTAK, V. Bilim Kongresi, (29 Eylül-2 Ekim 1975) Yerbilimleri Sektörünü, İzmir.
2. MERİÇ, E. ve MOJAB, F., 1977, *Loftusia* cinsine ait farklı türlerin yeryuvarı üzerindeki coğrafi dağılımı, TÜBİTAK VI. Bilim Kongresi (17-21 Ekim 1977), Yerbilimleri Sektörünü, Ankara.
3. MERİÇ, E. OKTAY F. Y. VE ÖZER, S., 1985, Besni Formasyonu'nun Alıdamı (Kahta-Adıyaman) kuzeybatısındaki stratigrafik gelişimi ile ilgili yeni gözlemler. Türkiye Jeoloji Kurultayı (18-22 Şubat 1985), Paleontoloji-Stratigrafi Oturumu, Ankara.
4. MERİÇ, E., 1985, Deniz dibi termal kaynakların canlı yaşamı üzerine etkisi hakkında güncel bir örnek (Ilıca-Çeşme-İzmir), Türkiye Jeoloji Kurultayı (18-22 Şubat 1985), Paleontoloji-Stratigrafi Oturumu, Ankara.

5. MERİÇ, E. ve ÖZÇELİK, O., 1985, Yıldızlıdağ (Seydişehir-Konya) kuzeydoğusunda Kretase-Paleosen yaşlı istifin yapısal gelişimi hakkında yeni görüşler. Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi, III. Mühendislik Haftası (8-11 Mayıs 1985), Jeoloji Oturumu, Isparta.
6. MERİÇ, E. OKTAY, F.Y., TOKER, V., TANSEL, İ. ve DORUK, N., 1986, Adıyaman yöresinde Üst Kretase-Eosen yaşlı tortulların biyostratigrafik (Foraminifer, Nannoplankton- Ostrakod) ve sedimentolojik incelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurultayı (10-14 Şubat 1986). Biyostratigrafi-Paleontoloji Oturumu, Ankara.
7. MERİÇ, E. ve GÜCÜM, A.H., 1986, Karaman (GD Konya) yöresinde Arslanköy ve Karaisalı formasyonlarının yaş konağı hakkında yeni görüşler. Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. IV. Mühendislik Haftası (5-9 Mayıs 1986), Jeoloji Oturumu, Isparta.
8. MERİÇ, E., 1986, Türkiye'de gözlenen doğa harikası bazı örnekler ve çoğalma sırasında fosilleşmiş Üst Kretase (Maestrihtiyen) yaşlı bentik foraminiferler. Ege Üniv. Fen Fak. Tabiat Tarihi Müzesi, I. Ulusal Tabiat Tarihi Müzeleri Sempozyumu (10-12 Eylül 1986), Paleontoloji Oturumu, İzmir.
9. MERİÇ, E. ve TANSEL, İ., 1987, Haymana Havzasında Laffitteina bibensis Marie biyozonunun stratigrafik yayılımı, Türkiye Jeoloji Kurultayı (16-20 Şubat 1987), Paleontoloji ve Biyostratigrafi (Üst Kretase-Tersiyer Biyostratigrafisi Oturumu I), Oturumu, Ankara.
10. MERİÇ, E., 1987, Adıyaman yöresinin biyostratigrafik incelemesi, Türkiye 7. Petrol Kongresi (6-10 Nisan 1987), Sedimentoloji Stratigrafi-Paleontoloji-I Oturumu, Ankara.
11. MERİÇ, E. ve SAKINÇ M., 1988, İstanbul Boğazı ve Haliç'in oluşumu üzerine yeni görüşler. Türkiye'de Kuaterner araştırmaları: Dünü, bugünü, yarını. TÜBİTAK, 27-29 Nisan 1988, Gebze-Kocaeli.
12. ÖNAL, M., HELVACI, C., İNCİ, U., YAĞMURLU, F., MERİÇ, E. ve TANSEL, İ., 1988, Çayırhan (KB Ankara) kuzeyindeki Soğukçam Kireçtaşı, Nardin Formasyonu ve Kızılçay Grubunun stratigrafisi, yaşı, fasiyesi ve depolanma ortamları. Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. V. Mühendislik Haftası. (30 Mayıs-3 Haziran 1988), Jeoloji Oturumu, Isparta.
13. KARAMAN, M. E., MERİÇ, E. ve TANSEL İ., 1988, Çünür (Isparta) dolayında Kretase-Tersiyer geçişine ilişkin bazı yeni stratigrafik ve paleontolojik bulgular. I. Jeoloji ve madencilik Sempozyumu (12-15 Ekim 1988, Sivas).
14. KARAMAN, M.E., MERİÇ, E. ve TANSEL, İ., 1989, Gönen-Atabey (Isparta) arasındaki bölgenin jeolojisi. Ahmet Acar Sempozyumu, 16-18 Ekim, 1989, C.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl. Adana (22)
15. MERİÇ, E., OKTAY, F.Y. SAKINÇ, M., TANER, G., GÜLEN, DL, EDİGER V.Ş., MERİÇ, N., ÖZDOĞAN, M. VE ÇETİN, O., 1989, Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuaterner'inin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. Ahmet Acar Sempozyumu, 16-18 Ekim 1989, Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl. Adana (45).
16. MERİÇ, E. SAKINÇ, M., ÖZDOĞAN, M. VE AÇKURT, F., 1990, Kazılarda gözlenen mollusk kavkuları hakkında. 1. Speleoloji Sempozyumu (11-13 Mayıs 1990), Arkeoloji I: Yarımburgaz. Boğaziçi Üniv. İstanbul.
17. ÖZÇELİK, O., MERİÇ, E. ve ÖZER, S., 1990, Hisarcık-Esenbey (Balaban-Malatya) yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin stratigrafik özellikler. Akdeniz Üniv., Isparta Müh. Fak. 6. Mühendislik Haftası (28 Mayıs 2 Haziran, 1990, Isparta).
18. ÖZER, S., TANSEL, İ. ve MERİÇ, E., 1990, Hereke-Kocaeli dolayında üst Kretase-Paleosen istifinin biyostratigrafisi (Rudist, Foraminifer). Akdeniz Üniv., Isparta müh. Fak. 6. Mühendislik Haftası (28 Mayıs - 2 Haziran, 1990, Isparta).
19. MERİÇ, E., OKTAY, F.Y., SAKINÇ, M., GÜLEN, D. ve İNAL, A., 1990, Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Kuaterner istifinin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. Akdeniz Üniv., Isparta Müh. Fak. 6. Mühendislik Haftası (28 Mayıs - 2 Haziran, 1990, Isparta).
20. MERİÇ, E. ve SAKINÇ, M., 1990, Haliç (İstanbul) dip çökellerinin (Holosen) Foraminifer topluluğu ve çökeltme ortamının ekolojik özellikleri, Akdeniz Üniv., Isparta Müh. Fak. 6. Mühendislik Haftası (28 Mayıs - 2 Haziran 1990, Isparta).
21. ÖZER, A., GÖKSU, H.Y. ÇETİN, O. ve MERİÇ., E., 1990, Haliç ve Güney Boğazı içinden alınan mollusk kavkularının ESR yöntemiyle tarihlendirilmesi. 12. Uluslararası Kazı, Araştırma ve Arkeometri Sempozyumu 28 Mayıs - 1 Haziran 1990, Ankara.
22. MERİÇ, E. ve SAKINÇ, M., 1990., 1990, The Quaternary (Holocene) deposit and paleontology of southern Bosphorus and Golden Horn (İstanbul-Turkey). IESCA 1990, 1-6 Ekim 1990, POSTER.

23. OKTAY, F.Y., SAKINÇ, M. and MERİÇ. E., 1990, Geological evolution of Istanbul Late Quaternary basins (Kuşdili- Ayamama and Büyükdere). IESCA 1990, 1-6 Ekim 1990.
24. MERİÇ, E. ve SAKINÇ, M., 1991, İstanbul Boğazi güneyi ve Haliç dip çökellerinin (Holosen) foraminifer topluluğu ve çökelme ortamının ekolojik özellikleri. 44. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.
25. MERİÇ, E., 1991, Şizogoni anında fosilleşmiş bir Dizerine anatolice MERİÇ ferdi. suat ERK Jeoloji Sempozyumu (2-5 Eylül 1991, Ankara).
26. MERİÇ, E. ve AVŞAR, N., 1992, Loftusia turcica n. sp., Doğu Anadolu (GD Elazığ) maestrihtiyen'inde gözlenen yeni bir tür. Akdeniz Üniv., Isparta Müh. Fak., 7. Mühendislik Haftası (25-29 Mayıs 1992, Isparta).
5. MERİÇ, E., Deniz dibi termal kaynaklarının canlı yaşamı üzerine etkisi, 19 Mayıs Üniv. Fen-Edebiyat Fak., Mayıs 1985.
6. MERİÇ, E., Okyanus dibi vahaları, 9 Eylül Üniv. Müh. Mim. Fak., Jeoloji müh. böl., Kasım 1986.
7. MERİÇ, E., Deniz dibi termal kaynaklarının canlı yaşamı üzerindeki etkisi, 9 Eylül Üniv. müh. Mim. Fak., Jeoloji Müh. böl., Kasım 1986.
8. MERİÇ, E., İstanbul boğazi Ne Zaman Oluştı. İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Müh. böl, aralık 1987.
9. MERİÇ, E., İstanbul boğazi ve Haliç'in oluşumu üzerine yeni görüşler, AÜ Isparta müh. Fak. Jeoloji Müh. bölümü, Nisan 1988.
10. MERİÇ, E., 1989, Deniz dibi termal kaynaklarının biyolojik yaşama etkisi, A.Ü. Isparta Müh. Fak. Jeoloji müh. bölümü, Nisan 1989.
11. MERİÇ, E., 1990, Yarımburgaz Mağarası kazılarında gözlenen mollusk kavkaları hakkında. İTÜ maden Fakültesi, Jeoloji müh. Bölümü, 26 Şubat 1990.
12. MERİÇ, E., 1990, İstanbul Boğazi güneyi ve Haliç'in Holosen (Güncel) tortullarındaki foraminiferler. İÜ Fen Fak., biyoloji Böl., 8 Mayıs 1990.
13. MERİÇ, E., 1990, İstanbul Boğazi yoluyla 5000 yıllık Akdeniz-Karadeniz denizel bağlantısı. Çukurova Üniv. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. böl. 21 Mayıs 1990.
14. MERİÇ, E., 1990, İstanbul boğazi yoluyla 5000 yıllık Akdeniz-Karadeniz denizel bağlantısı. dokuz Eylül Üniv. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. böl. 16 Mayıs 1990.
15. MERİÇ, E., 1990, İstanbul boğazi yoluyla 5000 yıllık Akdeniz-Karadeniz denizel bağlantısı. Cumhuriyet Üniv., Müh. Fak., Jeoloji Müh. Böl. 14 aralık 1990.
16. MERİÇ, E., 1992, Çoğalma sırasında fosilleşmiş Üst Kretase yaşlı bentik foraminifer örnekleri. Cumhuriyet Üniv., Müh. Fak., Jeoloji Müh. Böl. 29 Nisan 1992.
17. MERİÇ, E., 1993, Deniz dibi termal kaynaklarının yaşam üzerine etkisi. İÜ Fen Fak., Biyoloji Bölümü, 21 Nisan 1993.

#### YURTDIŞI KURULTAY SUNULARI

1. ÖZER, A.M., GÖKSU, H.Y., ÇETİN, O VE MERİÇ, E., 1990, ESR dating of mollusc shells from Golden Horn and Bosphorus. 6th international specialist seminar on TL and ESR dating. 2-6 Temmuz 1990. Clermont-Fransa.
2. YANKO, V., MERİÇ, E., KRONFELD, J., BARGU, S., KORAL, H., 1993, The sea of Marmara as the key to understanding the Pleistocene interactions between the Black Sea and the Mediterranean Sea. Annual Meeting of Israeli Geological Society, Mart 1993, Tel Aviv - İsrail.

#### YURTIÇİ SEMİNER SUNULARI

1. MERİÇ, E., Omphalocyclus macroporus (Lamarck) ekvatorial kesintilerdeki farklı makrosferik embriyon görüntülerinin nedenleri, İst. Üniv. Fen Fak. Jeoloji Bölümü, Ocak 1975.
2. MERİÇ, E., Okyanus dibi vahaları, İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Müh. Böl., Mayıs 1982.
3. MERİÇ, E., Okyanus dibi vahaları. SÜ Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. bölümü, Şubat 1983.
4. MERİÇ, E., Loftusia anatolica MERİÇ'in Neo-Tetis içinde yayılımı, İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Ocak 1984.

## T A R T I Ş M A

### DOĞAL KAYNAKLAR AÇISINDAN YENİ TÜRK DEVLETLERİ

Mehmet Yaşar ETHEM 1. Cadde 11. Sokak, 29/8, Bahçelievler-ANKARA

**ÖZÜ:** Derginin Mayıs 1992 Sayısında neşredilen "Doğal Kaynaklar Açısından Yeni Türk Devletleri" başlıklı makale ile ilgili eleştiri hk.

Tesadüfen elime geçen Mayıs 1992 tarih ve 40 Sayılı dergideki makaleyi, benim de bu alanda bir çalışmam olduğu için dikkatle okudum. Bu ilginç çalışması için yazarını tebrik ederim. Ancak makalede iki husus dikkatimi çekti. Bunlardan biri bazı yer isimlerinin yanlış yazılması, diğeri de yeraltı kaynaklarının tamamının belirtilmemiş olmasıdır. Çıkacak yeni dergide yer verileceği ve yazarının da bundan memnun olacağı ümidiyle bu husustaki görüşlerimi aşağıya çıkarıyorum:

#### 1) Yer isimleri hk.

<u>Makaledeki isim</u>	<u>Doğrusu</u>
Eski bastuz	Eki bastuz
Mangayşilak	Mangyshlak
Kustanay	Kutsanay
Petropovloks	Petropavlosk
Dizezkazgan	Dzezkazgan, Cezkazgan
Frunze	Kırgızistan'ın başkenti olan Bişkek (veya Pişkek), Rus işgal komutanının ismine izafeten SSCB döneminde Frunze olarak anılmaya başlamıştır. Makale yeni olduğuna göre Frunze yerine Bişkek yazılması gerekirdi.

#### 2) Yeraltı kaynakları hk.

Okuyucuya kolaylık olsun diye makalede yer almayan yeraltı kaynakları yerine her cumhuriyetin yeraltı kaynaklarını tam liste halinde vermeyi münasip görüyorum:

#### **Kazakistan**

Petrol	Pb/Zn	W (Mo/W)	Boraks
Doğal gaz	PbS/BaSO <sub>4</sub>	V	Alunit
Taş kömürü	Sb	Cr	Asbest
Linyit	Mo (Cu/Mo/Au/Rn)	Sn	Tuz
Turba	(Cu/Mo)	Boksit	Au
Uranyum	Ni (Ni/Co)	Refrakter kil	Ag
Demir	Mn	Andaluzit	Fosfat
Bakır	Ti		

**Özbekistan**

Petrol	Mermer	Pb/Zn	W	
Doğalgaz	Kuarsit	Cu	Ozokerit	
Kömür	Alçı taşı	Sb	Kehribar (?)	
Uranyum	Tuz	Mo (Cu/Au/Mo/Rn)		
Kükürt	Firuze	Sn		
Asbest	Alunit	Hg		

**Kırgızistan**

Petrol	Cu	Sb		
Kömür		Hg		
Doğalgaz	Pb/Zn	Au		

**Tajikistan**

Petrol	Kömür	Pb/Zn	Hg	Au
Doğalgaz	Demir	Sb	Mo	
	Tuz	W	Sn	

**Türkmenistan**

Petrol	Doğalgaz	S	Hg	Fe
--------	----------	---	----	----

**Azerbaycan**

Petrol				İyod bromürlü sular (Şifalı çamur)
Doğalgaz				Mermer
Pb/Zn				S
Zn/Pb/Cu/Au/Nadir Toprak E.				Co
Fe				Alunit
Cu				Tuz
Ag				

Saygılarımla,

**YANIT**

Sadettin KORKMAZ KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü, Trabzon

Jeoloji Mühendisliği Dergisininin 40. sayısında (Mayıs, 1992) yayınlanan "Doğal Kaynaklar Açısından Yeni Türk Devletleri" adlı yazıma Sayın M. Yaşar Ethem tarafından gönderilen eleştiriye içtenlikle teşekkür ederim. Bu konuya ilişkin cevabım aşağıdadır.

1- Makalede adı geçen yer adları İngilizce Time dünya atlasından alınmış ve Türkçe kökenli olanlar Türkçe yazılmıştır. Bunlardan sadece Ekibaztuz ve Petropavlosk adlarında yazım hataları olmuştur. Kazakistan'da yer alan Dzhezhkazgan, Dizekzazgan olarak, Mangyshlak ise Mangayşlak olarak Türkçeleştirilmiştir. Kustanay adı ise yazarın belirttiği gibi Kutsanay olmayıp Kustanay'dır. Bugün, Kırgızistan'ın başkenti olan Bişkek makale hazırlandığı sırada Frunze olarak anılıyordu. Bu nedenle de makalede aynı adlama kullanılmıştır.

2- Yazar eleştirisinde Türki cumhuriyetlere ait büyük ve küçük ölçekli ne kadar maden yatağı varsa hepsinin sadece isimlerini vermiş. Benim daha önce makalemde belirttiğim maden, petrol, kömür ve endüstriyel hammadde yatakları ekonomik açıdan önem taşıyan ve büyük ölçekli yatakları kapsamaktadır. Ayrıca bu yatakların bulunduğu yerler tablolar halinde verilmiştir. Daha küçük ölçekli yataklara pek değinilmemiştir. Bu küçük ölçekli yatakların sayısını daha da çoğaltmak mümkündür. Ayrıca yazarın isimlerini belirttiği bazı maden yatakları da ekonomik açıdan artık pek önem taşımayan yataklardır. Örneğin, Andaluzit bir silikat minerali olup, pek ekonomik değeri yoktur.

Saygılarımla.

## HABERLER

### ULUSLARARASI MÜHENDİSLİK JEOLOJİSİ SEMPOZYUMU

Uluslararası Mühendislik Jeolojisi derneğinin üyesi Portekiz Milli Komitesi tarafından Lizbon'da düzenlenecek olan kongre Eylül 1994'de yapılacaktır. 5-9 Eylül 1994 yılında Portekiz'in başkenti Lizbon'da yapılacak olan Mühendislik Jeolojisi Sempozyumuna katılacak olanlar iki milyon nüfuslu bu tarihi şehri yakından tanımış olacaktır.

Bu asrın sonuna doğru, artan çevresel problemler, büyük şehirlerin gelişmesi ve bununla birlikte yerüstü ve yeraltı mühendislik yapıları ve maden araştırmaları için gerekli detaylı mühendislik jeolojisi araştırmalarını gerekli kılmaktadır. Yukarıdaki problemlerin çözülebilmesi ve ekonomik hale getirilebilmesi için mühendislik jeolojisi araştırmaları zorunludur. Kongre esnasında bu konular tartışılacak ve bu amaçlara yardım ederek katılanlar arasında bilgi alışverişine olanak verecektir.

#### Kongreye Katılım

Kongreye bildiriyle katılacak olanların 1 Aralık 1993 tarihine kadar sunacakları bildirilerin özlerini (300 kelimeyi aşmayacak şekilde) adres, telefon numarası ve faks numaralarını ekleyerek; Av. do Brasil, 101-1799 Lisboa Codex-Portugal adresine gönderilmesi gerekmektedir. Bildirilerin metinleri ise 15 Mart 1994 tarihinden önce düzenleme komitesinin eline ulaşması gerekmektedir.

#### Konular

1- Mühendislik jeolojisi haritalanmasında ve araştırmalarındaki gelişmeler.

- Uzaktan algılama.
- Jeofizik yöntemler.
- Sondaj, numune alma ve yerinde deneyler.
- Zemin ve kayaların laboratuvar deneyleri.
- Kaya kitlesi ve zeminlerin gözlenmesi (Monitoring).
- Mühendislik jeolojisi haritalanması.

2- Mühendislik jeolojisi ve doğal felaketler.

- Heyelan ve diğer kitle hareketleri.
- Göçme ve çökme.
- Mühendislik projeleri için sismik ve sismoteknik araştırmalar.
- Volkanik aktivitelerden oluşan felaketler.

3- Mühendislik jeolojisi ve çevresel koruma, Yerüstü ve yeraltı; radyoaktif, endüstriyel ve kentsel artıklar.

- İnşaat Mühendisliği (baraj, yol, liman vb. gibi) tarafından yapılan çevresel değişim.
- Galeri ve maden ocakları.
- Yeraltı suyu surlarındaki değişimler.
- Kıyı koruma.

4- Yapı malzemeleri.

- Residval zeminler.
- Kırma ve doğal agregalar.
- Taşların korunması ve erozyonu.
- Yapı taşlarının jeoteknik özellikleri.

5- Yüzey çalışmalarındaki araştırmalar.

- Baraj ve rezervuar.
- Karayolları, demiryolları, boru hatları ve kanallar.
- Özel temeller.
- Liman ve kıyısız yapılar.
- Geniş kazılar.

6- Yeraltı çalışmalarındaki araştırmalar.

- Kaya ve zeminlerdeki tüneller.
- Yeraltı santralleri.
- Yeraltı depoları.
- Ticari ve endüstriyel amaçlar için yeraltının kullanımı.
- Yeraltı madenciliği.

### YUNANİSTAN JEOLOJİ DERNEĞİ 7. KONGRESİ

7. kongre 25-29 Mayıs 1994 tarihleri arasında Selanik'te yapılacaktır.

#### Amaç;

Yunanistan Mühendislik Jeolojisi, Hidrojeoloji, Ekonomik Jeoloji-Jeokimya ve Yapısal Jeoloji Komiteleri tarafından organize edilen kongre, Akdeniz Bölgesi, Makedonya ve Yunanistan'ın jeolojisiyle ilgili konuları içermektedir.

#### Başlıklar;

Yapısal Jeoloji, Stratigrafi, Paleontoloji, Mineraloji, Petroloji, Endüstriyel mineral ve Kayaçlar, Hammadde Jeolojisi, Jeokimya, Jeofizik, Sismoloji, Neotektonik, Jeotermal, Mineral ve Enerji Kaynakları, Hidrojeoloji, Mühendislik Jeolojisi, Deniz Jeolojisi, Oseanografi, Fiziksel Coğrafya, Uzaktan Algılama, Çevresel Jeoloji, Bilgisayar ve Yerbilimleri.

#### Dili;

Yunanca ve İngilizce.

#### Katılım;

Katılım formlarının en geç 31 Kasım 1993 tarihine kadar gönderilmesi, bildiri verecek olanların özlerini 31 Aralık 1993 tarihine kadar 3 kopya halinde aşağıdaki adrese göndermeleri gerekmektedir. 2. duyurular Şubat 1994 tarihi içinde gönderilecektir.

Prof. Dr. Mountrakis

Aristotle University of Thessaloniki

Department of Geology

Thessaloniki GR-54006, Greece.

### Katılım Ücreti;

	31 Eylül 1993 'den sonra (Drs)	1 Haziran 1994'den sonra (Drs)
Yunanistan Jeoloji Komitesi Üyesi	10.000 Drs	15.000 Drs
Komite Üyesi olmayanlar için	20.000 Drs	25.000 Drs
Öğrenciler için (Yunanistan Jeolojisi Komitesi Üyesi için)	7.000 Drs	9.000 Drs

Kur: 1 US (\$) : 220 Drs

## AKDENİZ MİYOSEN RESİFLERİ VE KARBONAT PLATFORMLARI SEMPOZYUMU

**Yer:** Marsilya /Fransa

**Zaman:** 3-6 Mayıs 1994

**Örgütleyen:** RCMNS (Akdeniz Neojen Stratigrafisi  
Rejyonel Komitesi ve Provens Üniversitesi)

### Konular:

- 1- Paleobiyocoğrafya, paleo ortamlar ve resifal ekosistemler.
- 2- Geometri ve sedimentoloji: Platform havza geçişleri
- 3- Yerel ve küresel denetimler: Karbonat platformları ve jeodinamik evrimi.
- 4- Tortoniyen ve Mesiniyen: Deniz düzeyi değişimleri ve "Tuzluluk Sorunu".
- 5- Modeller

**Adres:** J.P. SAINT MARTIN veya J.J. CORNEE  
Univ. Provence Centre de Sedim./Paléont.  
(URA 1208 du CNRS) case 67, Palace Victo Hugo  
13331 Marseille Cedex FRANSA  
Tel: (33) 91106326  
Tel.copie: (33) 91649964

## GEOTECHNICA'93

Uluslararası jeoteknoloji forum ve sergisi olan Geotechnica'93, 5-8 Mayıs 1993 günleri arasında Köln fuar alanında toplandı. Sergiye toplam 517 firma ve kuruluş katıldı. Bunların 120'si Almanya dışındaki 19 muhtelif ülkedendi. 42 ülkeye dağılan ziyaretçi sayısı ise 19.000 dolayında idi.

Ziyaretçiler arasında yapılan anketlere göre %37'si ticari, %63'ü ise bilimsel ilgi nedeniyle toplantı ve sergiye

katıldı. Başlıca amaç yerbilimleri ile ilgili modern enformasyon sistemlerindeki yenilikleri izlemek ve çevre koruma tekniğindeki gelişmeleri gözlemektir.

Sergilenen ürünlerin arasında uzaktan algılama ve Global Positioning sisteminden, plajda kullanılabilecek Ultraviyole ışınölçerlere kadar çok farklı sistem ve cihaz yer almaktaydı. En çok ilgi çekenler ise çöplük ve deponiler için geliştirilmiş mobil analiz ve denetleme laboratuvarları idi.

Organizasyonun toplantı bölümünde 120 kadar bilim adamı, mühendis ve politikacının hazırladığı bildiriler tartışıldı. Yine en çok ilgi çeken konular çevre ve doğanın korunması ile ilgili olanlardı.

Bir sonraki Geotechnica kongre ve sergisi 3-6 Mayıs 1995 günleri arasında yine Köln'de toplanacaktır.

## ALMANYA'DA YERBİLİMLERİ EĞİTİMİNİN DURUMU

Son olarak Jena Üniversitesi'nin yeniden katılımı ile Almanya'da jeoloji eğitimi verilen üniversite sayısı 32'ye yükselmiştir. Üniversitelerde eğitim görenlerin sayısı ise doktora öğrencileri dahil olmak üzere 8200'e yükselmiştir. Bunların 1250'si öğrenime yeni başlayanlardır.

Jeoloji öğrenimi görenlerin yaklaşık %7'si yabancı ülkelerdendir. Ayrıca bayanların oranı %26 dolayındadır. Üniversitelerden jeolog diploması ile mezun olanların sayısı 1992 yılında 550'dir. Doktoraların sayısı ise 170 dolayındadır.

Halen Almanya'da kayıtlı işsiz jeologların sayısı 1000 dolayındadır. Buna karşılık 1992'de açılan işlerin sayısı ise sadece 34 olmuştur. Bu iş imkanlarının hemen hemen tümü Jeoloji Enstitü ya da laboratuvarlarında çevre jeolojisi ile ilgili deponi sondajları, çöp depolarının hidrojeoloji ya da zemin araştırmaları gibi konulardadır.

## ALMANYA'DA DERİN KITASAL KABUK ARAŞTIRMA SONDAJLARI

Windischeschenbach/Yukarı Pfalz'da yürütülen kıtasal kabuk araştırma sondajı Mayıs 1993'de 7424 m.'yi aşmıştır. Sondajın 6° sapması ve deliğin ovalleşmesi dehidril, hostadril ve barit gibi katkılarla önlenmektedir.

7320 m.'nin altında kataklastik dokuda, ince mermer bantlı yeni bir amfibolit tipi gözlenmektedir. Epidot giderek artmaktadır. Foliasyon 80° ve bu metrajda sıcaklık 220°'dir. Bundan önce Doğu Almanya'da 1974-78 yıllarında açılmış olan en derin sondaj olan Mirow-1 kuyusu ise 8013 m. derinlikte Autuniyen (Permiyen) sedimanları içinde bitirilmiştir.

## 1993 ve 1994 YILLARINDAKİ JEOLOJİYE İLİŞKİN BİLİMSEL TOPLANTILAR

Jeoloji biliminin farklı disiplinlerde düzenlenen ve giderek artan uluslararası bilimsel toplantıların belli başlıları. "Eposide" dergisinden alınmış ve aşağıda liste halinde sunulmuşlardır\*

# 1993

## September

September

**CULTURAL HERITAGE COLLECTED IN LIBRARIES OF GEOSCIENCE, MINING AND METALLURGY—PAST, PRESENT AND STRATEGY FOR THE NEXT MILLENNIUM** (International Symposium), Freiberg, Saxony, Germany. (Dr. Peter Schmidt, Bibliothek, Bergakademie Freiberg, Schließfach 47, D-0-9200 Freiberg (Sachsen), Germany. Phone: 51 32 35)

September

**ALPINE ALGAE** (International Symposium and Field Meeting on fossil algae of the Alpine region), Munich-Vienna. (Dr. Richard Höfling, "Alpine Algae," Institute für Paläontologie und Historische Geologie, Universität München, Richard-Wagner-Str. 10/II, D-8000 München 2, Germany. Phone: (089) 5203366; telefax: (089) 5203286)

September 2-13

**PRECAMBRIAN CRUSTS OF WEATHERING ON THE KOLA PENINSULA** (International Field Meeting), Apatity, Russia. (Dr. Arcady A. Kalinin, Russian Academy of Sciences, Kola Science Centre, Geological Institute, Fersman Street, 14, Murmansk Reg., Apatity 184200, Russia. Phone: (Apatity) 37 601 or 37 627; telex: 126129 KOLSC SU)

September 6-8

**STRUCTURES AND TECTONICS AT DIFFERENT LITHOSPHERIC LEVELS** (International Conference), Graz, Austria. (Wolfgang Unzog, Department of Geology, University of Graz, Heinrichstrasse 26, A-8010 Graz, Austria. Phone: 43 316 380 5584; telefax: 43 316 38 28 85)

September 6-10

**WATER, SANITATION, ENVIRONMENT AND DEVELOPMENT** (19th Conference), Accra, Ghana. (Professor John Pickford, WEDC, Loughborough University of Technology, Leicestershire LE11 3TU, UK. Phone: (44) 509 222390 or 222391; telefax: (44) 509 211079)

September 8-13

**JURASSIC GEOLOGY** (Arkel International Symposium), London, UK. (Dr. Stewart Brown, Conference Secretary, Petroleum Science and Technology Institute, 25 Ravelston Terrace, Edinburgh EH4 3EX, UK. Phone: 031 451 5231; telefax: 031 451 5232)

September 8-17 (Correction)

**LAYERING IN IGNEOUS COMPLEXES—WAGER AND BROWN 25th ANNIVERSARY COMMEMORATIVE MEETING** (Symposium), Johannesburg, South Africa. (Professor R. Grant Cawthorn, Department of Geology, University of the Witwatersrand, P.O. Wits 2050, Republic of South Africa. Phone: 11 716 2711 or 2608; telefax: 11 339 1697 or 430 1926)

September 12-17

**EXPLORATION AND DEVELOPMENT MODELS: SHIFTING PARADIGMS** (Symposium), Banff, Alberta, Canada. (Mrs. Pat Larlham, Faculty of Extension, University of Alberta, Edmonton, Alberta T6G 2T4, Canada. Phone: (403) 492-5038; telefax: (403) 492-1857)

September 12-18

**COAL SCIENCE** (7th International Conference), Banff, Alberta, Canada. (David Brown. Phone: (403) 450-5200)

September 13-26 (Correction)

**CARPATHO-BALKAN GEOLOGICAL ASSOCIATION** (15th Congress), Budapest, Hungary. (MAEGS-8 Organizing Committee, Hungarian Geological Survey, H-1027 Budapest, Fo u. 68.I.102, Hungary. Phone: (1) 251-0999; telefax: (1) 251-0703; telex: 61-225220 MAFI H)

September 13-26 (Correction)

**ASSOCIATION OF EUROPEAN GEOLOGICAL SOCIETIES** (8th Congress), Budapest, Hungary. (MAEGS-8 Organizing Committee, Hungarian Geological Survey, H-1027 Budapest, Fo u. 68.I.102, Hungary. Phone: (1) 251-0999; telefax: (1) 251-0703; telex: 61-225220 MAFI H)

September 14-16

**AFRICAN GEOLOGY** (16th International Colloquium), Ezulwini, Swaziland. (The Chairman or Secretary, Organizing Committee, 16th Colloquium of African Geology, P.O. Box 9, Mbabane, Swaziland. Phone: 42411; telefax: 45215; telex: 2301 WD; telegram: GSM)

September 15-17

**EUROPEAN COAL CONFERENCE** (Conference), Leicester, UK. (Mike Whateley, European Coal Conference 93, Dept. of Geology, University of Leicester, University Road, Leicester LE1 7RH, UK. Phone: (0533) 523922; telefax: (0533) 523918; telex: 347250 LEICUN G)

September 20-24

**QUATERNARY STRATIGRAPHY IN VOLCANIC AREAS** (International Meeting and Field Trip), Rome, Italy. (Dr. G. Cavarretta, Centro di Studi per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale CNR, c/o Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi La Sapienza - P. le Aldo Moro, 5, 00185 Rome, Italy. Phone: 0039-6-49583; telefax: 0039-6-4468632)

September 21-23

**ANDEAN GEODYNAMICS** (2nd International Symposium), Oxford, UK. Sponsored by University of Oxford and Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (Orstom). (Pierre Soler, ISAG 93, Orstom, CS1, 213 rue Lafayette, 75480 Paris Cedex 10, France. Telefax: 33 1 48 03 08 29)

September 22-26

**LATINOAMERICANO DE LA CIENCIA DEL SUELO** (12th Congress), Salamanca, Spain. (Dr. J.F. Gallardo Lancho, I.E.T./CSIC, Aptdo. 257, Salamanca 37071, Spain. Phone: (923) 219606; telefax: (923) 219609)

September 25-October 1

**INTERNATIONAL ASSOCIATION OF VOLCANOLOGY AND CHEMISTRY OF THE EARTH'S INTERIOR** (Meeting), Canberra, Australia. (AVCEI, ACTS, GPO Box 2200, Canberra, ACT 2601, Australia. Phone: 61 6 257-3299; telefax: 61 6 257-3256)

September 26-30

**SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS** (63rd Annual Meeting), Washington, D.C., USA. (Convention Assistant, Society of Exploration Geophysicists, P.O. Box 702740, Tulsa, OK 74101, USA)

September 27-29

**GLOBAL BOUNDARY EVENTS** (Interdisciplinary Conference of IGCP Project 293, Geochemical Marker Events in the Phanerozoic), Kielce, Poland. (Barbara Studencka, Muzeum Ziemi PAN, Al. Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa, Poland. Phone: (4822) 217-391; telefax: (4822) 297-497. Or Helmut H.J. Geldsetzer, Geological Survey of Canada, 3303-33rd St. NW, Calgary, Alberta T2L 2A7, Canada. Phone: (403) 292-7155; telefax: (403) 292-5377)

\* EPOSIDE, 1993, Vol. 15, No. 4



September 27–30  
**ENVIRONMENTAL BIOGEOCHEMISTRY**  
(11th International Symposium), Salamanca, Spain. (Dr. J.F. Gallardo Lancho, I.E.T./CSIC, Aptdo. 257, Salamanca 37071, Spain. Phone: (923) 219606; telefax: (923) 219609)

September 27–October 1  
**ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY**  
(6th International Conference), Canberra and Sydney, Australia. (AMS-6, ACTS, GPO Box 2200, Canberra, ACT 2601, Australia. Phone: (61) 6-249 8105; telefax: (61) 6-257 3256)

September 28–October 1  
**ENVIRONMENTAL POLLUTION**  
(International Conference), Barcelona, Spain. (ICEP Conference Office, ICTR Secretariat, 11-12 Pall Mall, London SW1Y 5LU, UK. Phone: 44 71 930-6825; telefax: 44 71 976-1587; telex: 925312 REICO)

## October

October 1–6  
**REGIONAL PATTERNS OF CLIMATE IN EUROPE SINCE THE LAST GLACIATION**  
(Meeting), Bitch, France. (Dr. Josip Hendekovic, European Science Foundation, 1 quai Lezay-Marmésia, F-67080 Strasbourg Cedex, France. Phone: (33) 88 76 71 35; telefax: (33) 88 36 69 87; telex: 890440)

October 4–9  
**BASIN INVERSION** (International Conference), Oxford, UK. (James G. Buchanan, British Gas Exploration and Production Limited, 100 Thames Valley Park Drive, Reading, Berkshire RG6 1PT, UK. Phone: 0734-353222; telefax: 0734-353484; telex: 846231)

October 10–15  
**INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR MATHEMATICAL GEOLOGY**  
(Silver Anniversary Meeting), Prague, Czechoslovakia. (John C. Davis, Kansas Geological Survey, University of Kansas, Lawrence, KS 66047, USA. Phone: (913) 864-3955; telefax: (913) 864-5317; E-mail: john\_davis.moore\_hall@msmail.kgs.ukans.edu. Europe, Africa, and Asia: Jan Harff, Institute for Baltic Sea Research, Seestr. 15, 0-2530 Warnemuende, Germany. Phone: 49 381 58 261; telefax: 49 381 58.336; E-mail: harff@geologie.io-warnemuende.dbp.de)

October 11–24  
**INTERGEMS '93** (2nd International Symposium on Precious and Decorative Stones), Prague, Czechoslovakia. Sponsored by Czech and Slovak Geological Services and Museums. (Secretariat INTERGEMS, Malostranske nam. 19, CS-11821 Praha 1, Czechoslovakia. Phone: 535 357; telefax: 533 564)

October 13–15  
**SEISMOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA**  
(Eastern Section Annual Meeting), Weston, Massachusetts, USA. (Dr. John E. Ebel, Weston Observatory, Department of Geology and Geophysics, Boston College, 381 Concord Road, Weston, MA 02193-1340, USA. Phone: (617) 899-0950; telefax: (617) 552-8388; E-mail: EBEL@BCVMS.BC.EDU)

October 17  
**ZAMBEZI BELT OF ZAMBIA AND MOZAMBIQUE BELT OF MALAWI**  
(International Field Workshop), eastern Zambia and western Malawi. (Dr. Sospeter Muhongo, Department of Geology, University of Dar es Salaam, P.O. Box 35052, Dar es Salaam, Tanzania. Telefax: (255-51) 48602/48347; telex: 41327 UNISCIE/41854 UNIENG)

October 17–20  
**AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS** (International Meeting), The Hague, The Netherlands. (AAPG, Box 979, Tulsa, OK 74101, USA. Phone: (918) 584-2555; telefax: (918) 584-0469)

October 18–23  
**NEW DEVELOPMENTS IN GEOTHERMAL MEASUREMENTS IN BOREHOLES**  
(Meeting), Klein Koris, Germany. (Prof. E. Hurtig, GFZ Potsdam, Telegrafenberg A45, 0-1561 Potsdam, Germany. Phone: 49 331 310 347; telefax: 49 331 310 610; E-mail: gth@gfz-potsdam.dbp.de)

October 20–22  
**OVERTHRUSTING INTO FORELAND BASINS: SEDIMENTOLOGIC CONSEQUENCES** (Conference), Troy, New York, USA. (Dr. Gerald M. Friedman, Northeastern Science Foundation, Rensselaer Center of Applied Geology, 15 Third Street, P.O. Box 746, Troy, NY 12181-0746, USA. Phone: (518) 273-3247; telefax: (518) 273-3249)

October 25–28  
**GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA**  
(Annual Meeting), Boston, Massachusetts, USA. (Vanessa George, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA. Phone: (303) 447-2020)

October 25–28  
**AMERICAN ASSOCIATION OF STRATIGRAPHIC PALYNOLOGISTS, INC.** (Meeting), Baton Rouge, Louisiana, USA. (Acting Chairman, John H. Wrenn, Department of Geology and Geophysics, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, USA. Phone: (504) 388-4683; telefax: (504) 388-2302)

October 27–28  
**PALYNOLOGY, CLIMATE AND SEQUENCE STRATIGRAPHY OF THE PLIOCENE** (International Symposium), Baton Rouge, Louisiana, USA. (John H. Wrenn, Department of Geology and Geophysics, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, USA. Phone: (504) 388-4683; telefax: (504) 388-2302. Or Jean-Pierre Suc, Laboratoire de Palynologie, Case 061, Université de Montpellier II, F-34095 Montpellier Cedex 5, France. Phone: 33-67-14-32-69; telefax: 33-67-04-20-32)

## November

November 5–21  
**CIRCUM-PACIFIC AND CIRCUM-ATLANTIC TERRANE CONFERENCE**  
(6th International), Guanajuato, Mexico. (Fernando Ortega-Gutiérrez, Dirección, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria México, D.F. 04510 México. Phone: 52(5) 550-6644; telefax: 52(5) 548-0772. Or David G. Howell, U.S. Geological Survey, 345 Middlefield Road, MS 902, Menlo Park, CA 94025, USA. Telefax: (415) 354-3224)

November 14–20  
**GEOCHEMISTRY OF THE PORTUGUESE-SPEAKING COUNTRIES** (2nd Congress), Porto, Portugal. (Dr. Fernando Noronha, Mineralogia e Geologia, Faculdade de Ciências, 4000 Porto, Portugal. Phone: (351-2) 310 290; telefax: (351-2) 316 456)

November 14–20  
**GEOCHEMICAL WEEK—PORTUGAL** (9th), Porto, Portugal. (Dr. Fernando Noronha, Mineralogie e Geologia, Faculdade de Ciências, 4000 Porto, Portugal. Phone: (351-2) 310 290; telefax: (351-2) 316 456)

November 15–30  
**LOW TEMPERATURE METAMORPHISM: PROCESSES, PRODUCTS AND ECONOMIC SIGNIFICANCE** (IGCP Project 294 Thematic Meeting), Santiago, Chile. (Professor M. Vergara, Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Casilla 13518-Correo 21 Santiago, Chile. Telefax: 56 2-6963050)

## December

December 6–10  
**AMERICAN GEOPHYSICAL UNION** (Fall Meeting), San Francisco, California, USA. (AGU Meetings Department, 2000 Florida Avenue NW, Washington, DC 20009, USA. Phone: (202) 462-6900; telefax: (202) 328-0566; E-mail: dsolomon@kosmos.agu.org)

# 1994

**GEOSCIENCE INFORMATION** (5th International Conference), Prague, Czechoslovakia. (U.S. Geological Survey, 917 National Center, Reston, VA 22092, USA. Phone: (703) 648-6164; telefax: (703) 648-4227; telex: 248418 GEOINTUR)

**WORLD MINING CONGRESS** (16th), Bulgaria. (World Mining Congress, UI Kruzca 36, PL-00921 Warszawa 53, Poland. Phone: 28 99 60; telefax: 21 99 45; telex: 813581)

## January

January 10-14  
**GONDWANA** (International Symposium), Hyderabad, India. (Organizing Secretary, Gondwana, c/o International Wing, Geological Survey of India, 27, J.L. Nehru Road, Calcutta 700016, India. Telefax: 033-29-6958)

January 10-21  
**INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEISMOLOGY AND PHYSICS OF THE EARTH'S INTERIOR** (27th General Assembly), Wellington, New Zealand. (The Secretary, IASPEI 94, Institute of Geological and Nuclear Sciences, P.O. Box 1320, Wellington, New Zealand. Phone: 64 4 473-8208; telefax: 64 4 471-0977; E-mail: IASPEI94@m2g.gns.cri.nz)

January 22-26  
**GEOLOGY OF THE ARAB WORLD** (2nd International Conference), Cairo, Egypt. (Prof. Dr. Ali Sadek, Geology Department, Faculty of Science, Cairo University, Egypt. Telefax: 00202/628884; telex: 94372 UNICAI UN)

January 31-February 2  
**REMOTE SENSING FOR MARINE AND COASTAL ENVIRONMENTS** (2nd Thematic Conference), New Orleans, Louisiana, USA. (Robert Rogers, ERIM, Box 134001, Ann Arbor, MI 48113-4001, USA. Phone: (313) 994-1200, ext. 3234; telefax: (313) 994-5123)

## February

February 7-12  
**TEPHROCHRONOLOGY, LOESS, AND PALEOPEDOLOGY** (INQUA Field Conference and Workshop), Hamilton, New Zealand. (Dr. D.J. Lowe, Conference Convenor, Department of Earth Sciences, University of Waikato, Private Bag 3105, Hamilton, New Zealand. Phone: 64 7 856-2889; telefax: 64 7 856-0115; E-mail: dlowe@waikato.ac.nz)

## March

March 19-21  
**FROM THE INSIDE AND THE OUTSIDE: INTERDISCIPLINARY PERSPECTIVES ON THE HISTORY OF THE EARTH SCIENCES** (Geological Society of America Penrose Conference), San Diego, California, USA. (Ms. Lois J. Elms, Penrose Conference Coordinator, Western Experience, 4881 Evening Sun Lane, Colorado Springs, CO 80917, USA. Phone: (719) 597-9201; telefax: (719) 591-4852)

## April

April 24-28  
**EDITING, ETHICS, ELECTRONICS AND ECONOMICS** (5th General Assembly and Conference), Budapest, Hungary. (EASE Secretariat, 49 Rossendale Way, London NW1 OXB, UK. Phone: 44(0)71-388 9668; telefax: 383 3092)

April 25-30  
**OBSERVATION OF THE CONTINENTAL CRUST THROUGH DRILLING** (7th International Symposium), Santa Fe, New Mexico, USA. (Earl Hoskins, DOSECC, College of Geosciences and Maritime Studies, Texas A&M University, College Station, TX 77843-3148, USA. Phone: (409) 845-3651; telefax: (409) 845-0056; E-mail: HOSKINS@PLUTO.TAMU.EDU)

## May

May 15-18  
**GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA/MINERALOGICAL ASSOCIATION OF CANADA** (Joint Annual Meeting), Waterloo, Ontario, Canada. (Alan V. Morgan, Department of Earth Sciences, University of Waterloo, Waterloo, Ontario N2L 3G1, Canada. Phone: (519) 885-1211, ext. 3231; telefax: (519) 746-7484)

May 29-June 1  
**GLACIAL CYCLES AT HIGH LATITUDES—THEIR EFFECTS ON THE PHYSICAL ENVIRONMENT** (International Symposium), Fjærland, Norway. (Dr. Anders Elverhoi, Project Administrator, Department of Geology, P.O. Box 1047 Blindern, 0316 Oslo, Norway. Phone: 47-22-85 66 56; telefax: 47-22-85 42 15)

## June

June 5-11  
**GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY (ICOG-8)** (Meeting), Berkeley, California, USA. (Garniss H. Curtis, Institute of Human Origins—Geochronology Center, 2453 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA. Phone: (415) 845-4003; telefax: (415) 845-9453)

June 6-10 (Correction)  
**EUROPEAN ASSOCIATION OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS** (56th Annual Meeting and Technical Exhibition), Vienna, Austria. (Evert van der Gaag, Business Manager EAEG, PO Box 298, 3700 AG Zeist, The Netherlands. Phone: +31 (0)3404 56997; telefax: +31 (0)3404 62640)

June 12-15  
**AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS and SEPM (Society for Sedimentary Geology)** (Annual Meeting), Denver, Colorado, USA. (SEPM, P.O. Box 4756, Tulsa, OK 74159-0756, USA)

## July

July  
**INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS** (21st General Assembly), Boulder, Colorado, USA

July 10-14  
**EARTHQUAKE ENGINEERING** (5th National Conference), Chicago, Illinois, USA. (EERI, 499 14th Street, Suite 320, Oakland, CA 94612-1902, USA. Phone: (510) 451-0905; telefax: (510) 451-5411)

## August

August 21-24  
**AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS** (International Conference and Exhibition), Kuala Lumpur, Malaysia. (AAPG Convention Department, P.O. Box 979, Tulsa, OK 74101, USA. Phone: (918) 584-2555)

## September

September 4-8  
**INTERNATIONAL MINERALOGICAL ASSOCIATION** (16th General Meeting), Pisa, Italy. (Professor Stefano Merlino, Dipartimento di Scienze della Terra, University of Pisa, Via S. Maria 53, 56100 Pisa, Italy. Phone: (050) 568203; telefax: 0039-50-500932; E-mail: MINER at ICNUCEVM)

September 5-9  
**INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY** (7th Congress), Lisbon, Portugal. (Organizing Committee, 7th IAEG Congress, c/o LNEC, Av. do Brasil, 101, 1799 Lisboa Codex, Portugal. Phone: 351-1-8473822; telefax: 351-1-8497660; telex: 16760 LNEC P)

September 12-16

**INTERNATIONAL VOLCANOLOGICAL CONGRESS** (International Congress), Ankara, Turkey. Sponsored by the International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. (Dr. Ayla Tankut, Organizing Secretary, Int. Volcanological Congress, Dept. Geological Engineering, Middle East Technical University, 06531 Ankara, Turkey. Phone: 90-4-210-1000, ext. 2682 or 2679; telefax: 90-4-210-1263)

## October

October 4-7

**BASIN FORMATION AND INVERSION IN EUROPE—ENDOGENOUS AND EXOGENOUS ASPECTS** (Annual Meeting of German Geological Society), Heidelberg, Germany. (Professor Th. Bechstädt and Professor R.O. Greiling, Geologisch-Palaeontologisches Institut, Ruprecht-Karls-Universität, Im Neuenheimer Feld 234, D-6900 Heidelberg, Germany. Phone: (06221) 562831; telefax: (06221) 565503; telex: 461515 unihd)

October 15-26

**JURASSIC STRATIGRAPHY** (4th International Congress), Mendoza-Neuquen, Argentina. (Dr. A.C. Riccardi, C.C. 886, 1900 La Plata, Argentina. Phone: 54-21-39125; telefax: 54-21-530189)

October 23-27

**SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS** (64th Annual Meeting), Los Angeles, California, USA. (Convention Assistant, Society of Exploration Geophysicists, P.O. Box 3098, Tulsa, OK 74101, USA)

October 24-27

**GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA** (Annual Meeting), Seattle, Washington, USA. (Jean Kinney, GSA Headquarters, P.O. Box 9140, 3300 Penrose Place, Boulder, CO 80301, USA. Phone: (303) 447-2020)

---

## 1995

---

### March

March 5-8

**AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS** (Annual Meeting), Houston, Texas, USA. (AAPG Convention Department, P.O. Box 979, Tulsa, OK 74101, USA. Phone: (918) 584-2555)

## May

May 15-19

**EXPLORING THE TROPICS** (17th International Geochemical Exploration Symposium), Townsville, Queensland, Australia. (Dr. Russell Myers, 17 IGES, National Key Centre in Economic Geology, James Cook University, Townsville, Q 4814, Australia. Phone: 077-814486; telefax: 61-77-815522)

May 29-June 2 (Correction)

**EUROPEAN ASSOCIATION OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS** (57th Annual Meeting and Technical Exhibition), Glasgow, UK. (Evert van der Gaag, Business Manager EAEG, PO Box 298, 3700 AG Zeist, The Netherlands. Phone: +31 (0)3404 56997; telefax: +31 (0)3404 62640)

## June

June 12-16

**ORDOVICIAN SYSTEM** (7th International Symposium), Las Vegas, Nevada, USA. (Dr. Margaret N. Rees, Department of Geoscience, University of Nevada at Las Vegas, Las Vegas, NV 89154-4010, USA. Phone: (702) 739-3262; telefax: (702) 597-4064)

## August

August 28-September 2

**CARBONIFEROUS-PERMIAN** (13th International Congress), Krakow, Poland. (XIII ICC-P Secretary General, Prof. dr.hab. Sonia DYBOVA-JACHOWICZ, Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, 1 Królowej Jadwigi, 41-200 Sosnowiec, Poland. Phone: 48 32 66 20 36; telefax: 48 32 66 55 22)

August 28-September 2

**THE ORIGIN OF GRANITES** (3rd Hutton Symposium), College Park, Maryland, USA. (Dr. Michael Brown, Department of Geology, University of Maryland at College Park, College Park, MD 20742, USA. Phone: (301) 405-4082; telefax: (301) 314-9661)

## October

October 22-25

**AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS** (International Conference and Exhibition), Cairo, Egypt. (AAPG Convention Department, P.O. Box 979, Tulsa, OK 74101, USA. Phone: (918) 584-2555)

## November

November 5-9

**SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS** (Annual Conference), Denver, Colorado, USA. (Society of Exploration Geophysicists, Convention Assistant, P.O. Box 702740, Tulsa, OK 74170, USA)

November 6-9

**GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA** (Annual Meeting), New Orleans, Louisiana, USA. (Jean Kinney, GSA Headquarters, Box 9140, 3300 Penrose Place, Boulder, CO 80301, USA. Phone: (303) 447-2020)

---

## 1996

---

### May

May 19-22

**AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS** (Annual Conference), San Diego, California, USA. (AAPG Convention Department, P.O. Box 979, Tulsa, OK 74101, USA. Phone: (918) 584-2555)

## October

October 28-31

**GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA** (Annual Meeting), Denver, Colorado, USA. (Jean Kinney, GSA Headquarters, Box 9140, 3300 Penrose Place, Boulder, CO 80301, USA. Phone: (303) 447-2020)

---

## 1997

---

**ASSOCIATION OF EUROPEAN GEOLOGICAL SOCIETIES** (10th Meeting), Karlovy Vary, Czechoslovakia. (Geological Society, Burlington House, Piccadilly, London W1V 0JU, UK. Phone: (071) 434-9944)

## ANADOLU'NUN RENKLİ OLARAK BASILAN İLK JEOLJİ HARİTALARI-III-

### A) 1/4.000.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası:

Alman araştırmacı Fritz Frech tarafından hazırlanmış ve Almanya'da periyodik olarak yayınlanan "Zeitschrift der Deutsch Geol. Gesellsch" adlı derginin 1916 yılında Berlin'de basılan 68. sayısında "Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbohm" adlı makale ile birlikte yayınlanmıştır. Orijinal boyutları 53x32,5 cm.dir.

### B) Türkiye Jeoloji Haritası:

İstanbul Darülfünunu ve Yüksek Mühendis Mektebi Jeoloji Muallimi Ahmet Malik tarafından, Yerbilimci A. Philippon'un çalışmalarından yararlanılarak hazırlanmış ve İstanbul Darülfünunu Fen Fakültesi neşriyatından, 1932 yılında basılan "Mineraloji ve Jeoloji" kitabı içinde ek olarak verilmiştir. Orijinal boyutları 34x25 cm.dir.

### C) Ankara Çevresinin Jeoloji Haritası:

Ülkemizin ilk yerbilimcilerinden İbrahim Hakkı, Hamit Nafiz, Ahmet Malik, Muhsin Adil beylerin yardımıyla E. Chaput tarafından hazırlanmış olup, İstanbul Darülfünunu Fen Fakültesi neşriyatından, 1932 yılından basılan "Mineraloji ve Jeoloji" kitabı içinde ek olarak verilmiştir. Orijinal boyutları 31x30 cm. olup 1/135.000 ölçeklidir.

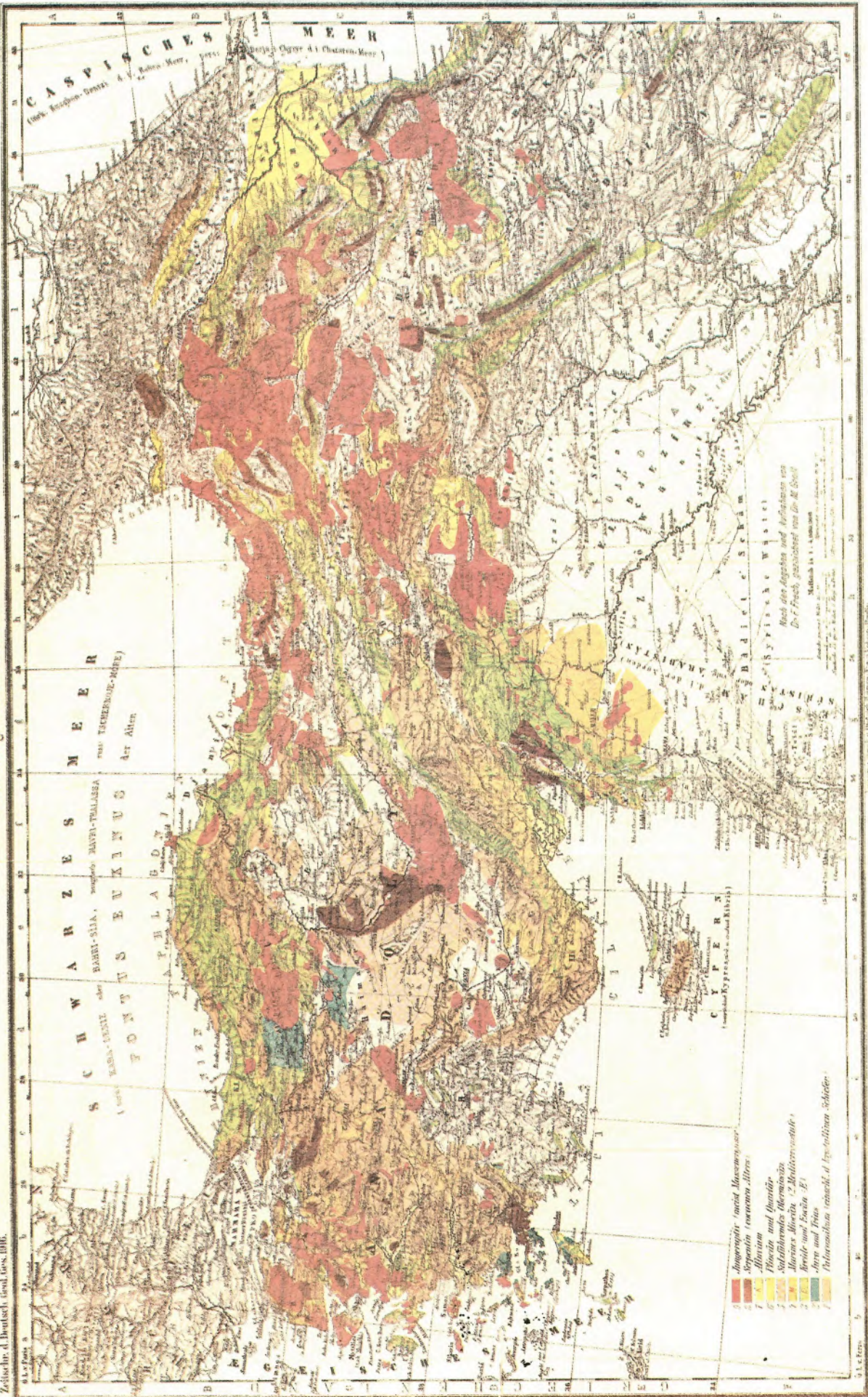
D) Edirne yakınındaki eski bir taşocağının krokisi: Edirne'nin Üskübü bucağı sınırları içinde yer alan bu eski taşocağının krokisi geçen asrın sonlarında Mahmut Şevket Paşa tarafından parşömen üzerine elle çizilmiştir. Kroki, 1/1.000 ölçekli olup orijinal boyutları 31,5x25 cm.dir. Krokinin üzerinde Arap alfabesi ile şu açıklama yer almaktadır: "Nefs-i Üsküb kazasına merbut Ateşsu köyünün Taş Ocağının tersim olunan krokisidir".

Kroki, Tamer Ayan'ın özel koleksiyonunda bulunmaktadır.

**Geologische Übersichtskarte von Anatolien**  
zusammengestellt von F. Frech.

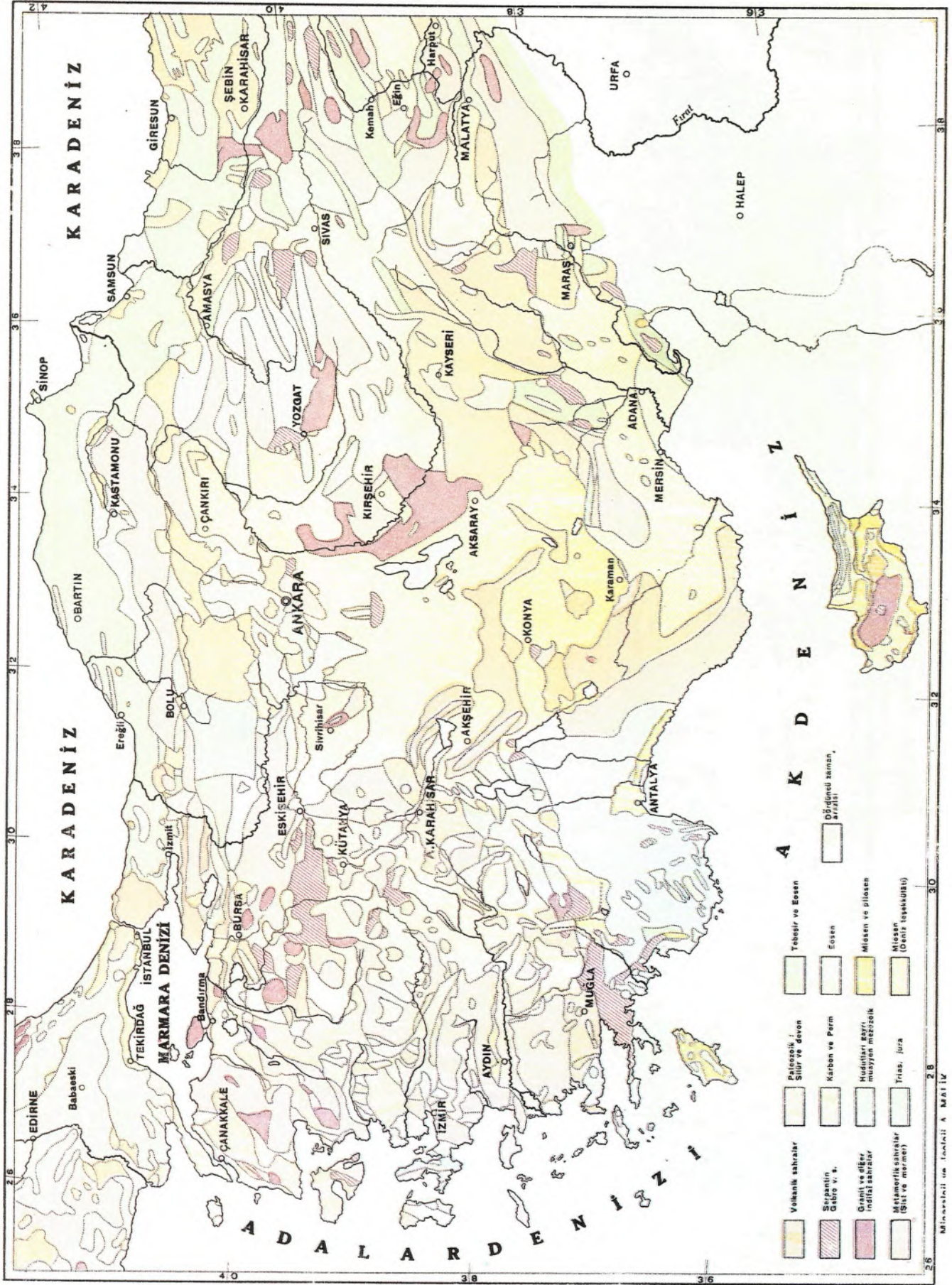
Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1906.

Tafel XII.



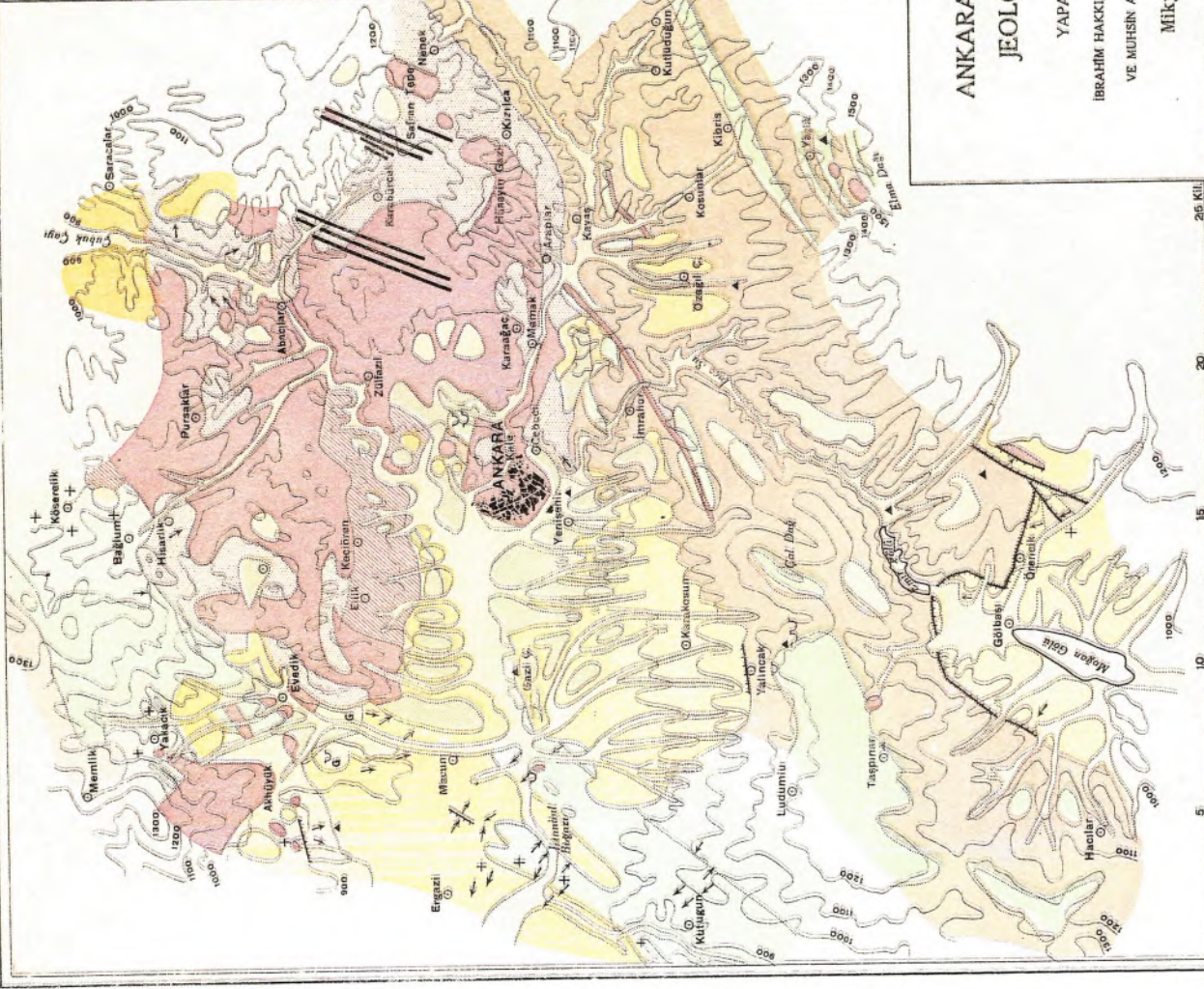
- 1 Jüngere Tertiäre (nach Mascagny)
- 2 Ältere Tertiäre (nach Allen)
- 3 Kretazium
- 4 Paläozoikum
- 5 Mesozoikum
- 6 Karbon
- 7 Perm
- 8 Trias
- 9 Jura
- 10 Kreide
- 11 Tertiäre Schiefer

Nach den Angaben und Aufnahmen von Dr. F. Frech, gezeichnet von Dr. M. B. 1906



### İzahat:

- Yeni allüvyonlu arazi
- Eski allüvyonlu arazi
- Tecezi etmiş üçüncü zaman göl teşekkülât
- Üçüncü zaman göl teşekkülât
- Akküyük serisi (G: jips)
- Fliş
- Kalker mermerler
- Jura arazi,
- Lias arazi
- Eski Elma Dağı serisi
- Kuartiz lüvlar
- Andezit, bazalt
- Volkanik breş ve tüfter
- Kuartiz filonları
- Faylar
- Meyil
- Fosilli noktalar
- Taşocakları
- Arazi hudutları
- Tesviye münhanileri
- Cografî mevkiiler
- Çeşme, punar, kuyu



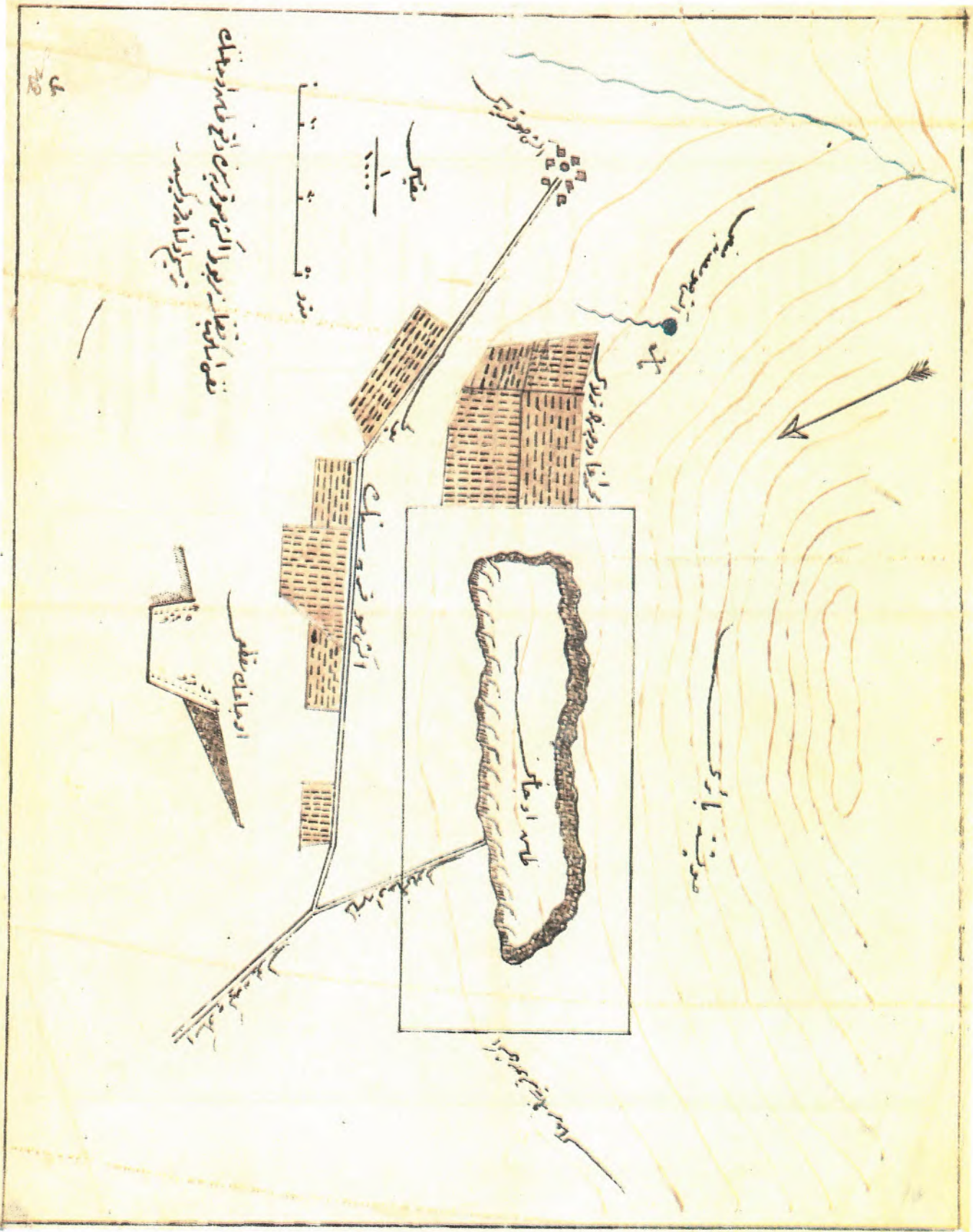
## ANKARA MINTAKASININ JEOLJİ HARİTASI

YAPAN : E. ÇAPUT

İBRAHİM HAKKI, HAMİT NAFİZ, AHMET MALİK,  
VE MUHSİN ADİL BEYLERİN İŞTİRAKİLE

MİKYAS 1: 135,000

20 KİL



نقشه المدينه  
تحت ايدى  
السلطان  
العزيز  
الملك  
السلطان  
العزيز  
الملك

المنطقة  
المنطقة  
المنطقة

المنطقة

مقياس

مقدور

المنطقة

المنطقة

المنطقة







# GEOMİN

BÜKREŞ / ROMANYA

- Jeolojik Haritalar, Her türlü Maden Araştırmaları, Jeolojik Araştırmalar,
    - Delme, Rezerv Keşifleri,
    - Hidrojeolojik Araştırmalar ( Su Kuyuları, Filtre, Paslanmaz Çelik, Galvanizlenmiş veya Normal Çelik Yapımı, Su Tankları Yapımı, Su Kuyuları Temizliği )
    - Laboratuvar, Teknolojik Test,
  - Maden Tabakalarının Keşfi, Profesyonel Raporlar, Çalışma ve Dizaynlar,
  - Mineral, Kömür Çıkarma İçin Teknik Çalışmalar,
    - Danışmanlık, Her türlü makine teçhizat kiralama, Teknik danışmanlık ve yardım
    - Romanya ve Türkiye'de Teknik asistanlık yapılır.
- Firmamız Türk firmaları ile işbirliği yapmak arzusundadır.**



TÜRKİYE MÜMESSİLİ :

**ROMFİL A.Ş.**

Emekli Subay Evleri Mehmet Ali Ülgen Sokak 65. Blok Daire 1 Esentepe / İSTANBUL  
Telefon : (0-212) 272 19 50-51 / 275 17 90-91 Fax:(0-212) 266 59 83

# Bartington

## Bartington Instruments Ltd

The high technology specialists in innovative magnetic measuring instruments



### MS2 Magnetic Susceptibility System

The Meter **MS2** is used in conjunction with a variety of probes in the field and laboratory for measurements to a sensitivity of  $1 \times 10^{-6}$  cgs (approx. 0.0003% magnetite) in 1 second.

All sensors are interchangeable without any adjustments. A comprehensive range of IBM-compatible software is available.

The **MS2** system features high accuracy with very low measurement drift. With its wide range of applications the **MS2** will enhance the quality of your survey data.

### BSS02A Borehole Magnetic Susceptibility System

The **BSS02A** is used for mineral prospection and stratigraphic correlation to depths of 6000 metres. It comprises a surface module and 43mm diameter sonde which is calibrated for a 50mm borehole.

It operates over single conductor cable and can be run in tandem with other tools. Output is in the form of a continuous sinewave and will not interfere with adjacent channels.

The **BSS02A** has a wide measuring range ( $10^5$  to  $10^1$  cgs) and offers high spatial resolution with very low measurement drift. It will operate to pressures of 10,000 psi and a temperature of  $120^\circ$  C.



For further information contact:

BUPAT Ltd  
Menekse Sokak  
No. 13/15 Kizilay 06440  
Ankara

Tel : Ankara (4) 417 07 16  
: Istanbul (1) 345 78 31

Bartington Instruments Ltd  
Spendlove Centre, Charlbury,  
Oxford OX7 3PQ, England.

Tel: +44 608 810657  
Fax: +44 608 811417