

Kasım 1991
November
Sayı 39

ISSN 1016 — 9172

JEOLOJİ

MÜHENDİSLİĞİ

tmmob jeoloji mühendisleri odası yayın organı

Publication of The Chamber of Geological Engineers of Turkey



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)

Yılmaz SOYSAL
Yazman (Secretary General)

İsmail YİĞİTEL
Sayman (Treasurer)

Ethem ATASOY
Mesleki Uygulamalar ve Yayın Üyesi
(Secretary of Professional Activities and Publications)

Mesude AYDAN
Sosyal İlişkiler Üyesi (Secretary of Social Affairs)

Hayrettin KADIOĞLU
Üye (Member)

Editörler (Editors)

Dr. Tuncay ERCAN - Dr. Bülent KİPER - Dr. Sefer ÖRÇEN

Teknik Yönetmen (Technical Editor)
Dr. Kemal TÜRELİ

Bu sayıdaki yazıların incelenmesinde, Behçet AKYÜREK (MTA), Dr. Erkan ATALIK (TPAO), Mehmet Yüksel BARKURT (MTA), Tayfun BİLGİÇ (MTA), Tayfun ERTEN (TPAO), Vedat OYGÜR (MTA), Doç. Dr. Sönmez SAYILI (AÜFF), Şener TEOMAN (MTA), Ahmet TÜRKECAN (MTA) ve Dr. Reşat ULUSAY (MTA)ın da katkıları olmuştur.

ISSN 1016 - 9172



TEKSAN TEMEL A.Ş.

TEMEL-ENJEKSİYON-KAZIK-SONDAJ-ANKRAJ İNŞAAT VE TAAHHÜT ANONİM ŞİRKETİ

KONULARIMIZ

JEOLJİK ETÜDLER

Yol, Otoyolu, Demiryolu, Köprü ve Tünel,
Boru Hatları, Baraj ve Su Yapıları,
Sınai Tesisler, Toplu ve Çokkatlı Binalar

* TEMEL VE ZEMİN ETÜDLERİ

* ZEMİN SONDAJLARI

* ZEMİN VE KAYA MEKANİĞİ LABORATUVAR DENEYLERİ

* TEMEL MÜHENDİSLİĞİ HİZMETLERİ

* ANKRAJ ÇALIŞMALARI

* KAZIK ÇALIŞMALARI

* ENJEKSİYON ÇALIŞMALARI

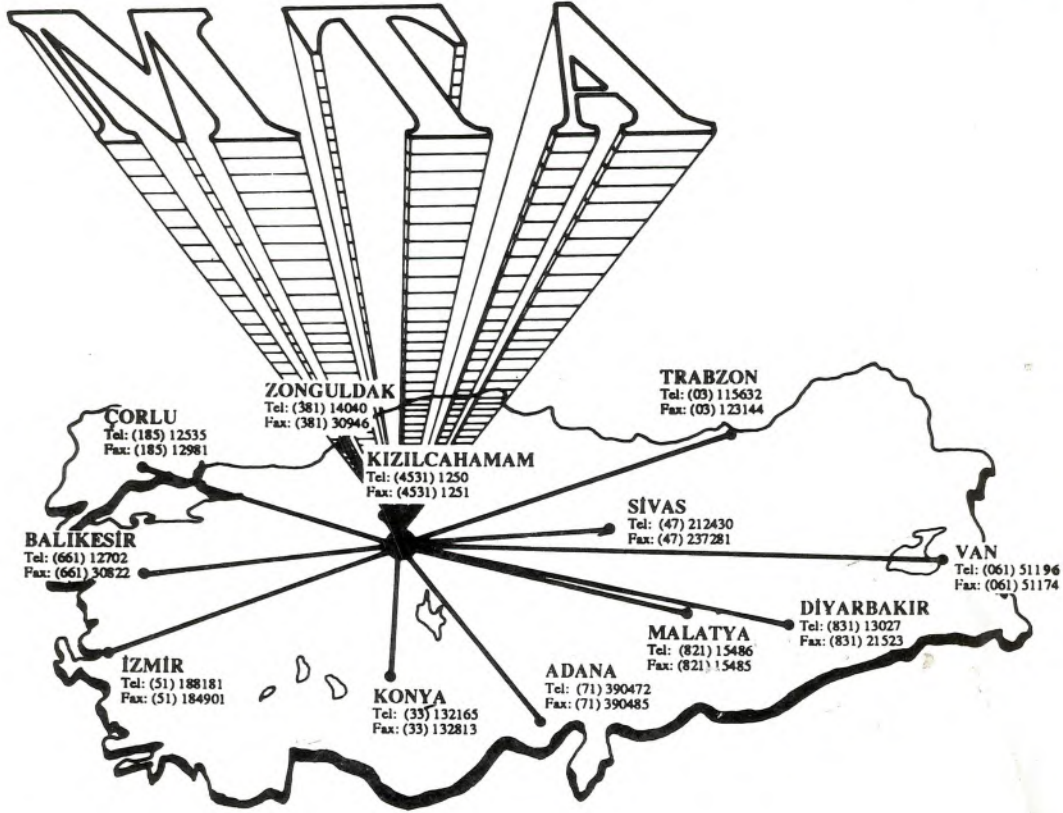
* HİDROJEOLJİK ETÜDLER SU SONDAJLARI

* ALTYAPI İNŞAATLARI

CİNAH CADDESİ NO: 27/9, 06680 ÇANKAYA/ANKARA

TEL: (4) 127 02 19 • FAX: (4) 167 96 58

MADEN TETKİK VE ARAMA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ



ALANINDA EN BÜYÜK KURULUŞ

- ✓ JEOLJİ VE JEOTEKNİK
- ✓ UZAKTAN ALGILAMA
- ✓ SONDAJ
- ✓ ANALİZ VE TEKNOLOJİ
- ✓ MADEN, ENDÜSTRİYEL VE ENERJİ HAMMADDE ETÜT VE ARAMA
- ✓ HİDROJEOLJİ
- ✓ JEOTERMAL
- ✓ TOPOĞRAFYA
- ✓ YÖNTEM GELİŞTİRME
- ✓ JEOFİZİK
- ✓ JEOMORFOLOJİ
- ✓ PAZAR ETÜDÜ
- ✓ PROJE VE FİZİBİLİTE
- ✓ MÜŞAVİRLİK

GENEL MÜDÜRLÜK: _____

TEL :(4) 287 34 30

TLX : 42741 - mta - tr
42040 - mta - tr

Fax: (4) 287 91 88

Adres : MTA 06520 - ANKARA

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ

tmmob jeoloji mühendisleri odası yayın organı



Sayı : 39

Kasım 1991

SAHİBİ ve YAYIM SORUMLUSU
Behiç ÇONGAR

YÖNETİM YERİ
Bayındır sokak No:7/1 Kat 1
(06424)
Kızılay-ANKARA
Tel: 132 30 85 - 134 08 22

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)	1.500.000.-TL.
Arka Dış Kapak (S/B)	1.200.000.-TL.
Arka İç Kapak (Renkli)	1.300.000.-TL.
Arka İç Kapak (S/B)	1.000.000.-TL.
İç Sayfa (S/B)	600.000.-TL.
1/2 Sayfa (S/B)	300.000.-TL.
1/4 Sayfa (S/B)	200.000.-TL.
Özel Renk	75.000.-TL.
Renk Süzümü	90.000.-TL.

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

Bu sayı 5500 adet basılmıştır.

KAPAK RESMİ: Ayvalık yakınlarında Orta Miyosen yaşlı İngimbritler
Çeken: Tuncay Ercan

İÇİNDEKİLER

OKURLARIMIZA.....	3
<i>Türkiye'deki Bazı Tortul Havzalara Petrol Potansiyeli Açısından Bir Bakış</i> Geological Reevaluation of Some Sedimentary Basins From the Hydrocarbon View Point in Türkiye SADETTİN KORKMAZ - ABDULLAH GEDİK SELAHATTİN PELİN.....	5-14
<i>Kumtaşlarındaki İkincil Gözeneklilik</i> Secondary Porosity in Sandstone HÜKMÜ ORHAN.....	15-21
<i>Ulukışla-Çamardı (Niğde) Havzasının Maden Yatakları</i> Ore Deposits in the Ulukışla-Çamardı (Niğde) Basin ALİ ÇEVİKBAŞ - ÖNDER ÖZTUNALI.....	22-40
<i>Ankara ve Çevresinde Yer alan Pliyosen Yaşlı Birimin Çökelim Ortamı Üzerine</i> About the Depositional Environment of a Pliocene Aged Unit Cropping out Around Ankara İLYAŞ YILMAZER.....	41-50
<i>Gradyan Sondajları ve Yeraltı Sıcaklık Ölçümlerinin Jeotermal Enerji Araştırmalarında Yeri ve Önemi</i> The Significance of Gradient Wells and Subsurface Temperature measurements for Geothermal Energy Exploration ALİ İHSAN GEVREK.....	51-54
<i>Wollastonit Yataklarının Jeolojisi, Madenciligi ve Dünya Üretimi</i> Geology, Mining and Worldwide Production of Wollastonite Deposits GÜLER CAN.....	55-62
<i>İlca Tipi Epitermal Altın yatakları</i> VEDAT OYGÜR.....	63-71
<i>Tarihsel ve mitolojik Verilerin Işığında Doğu ve Orta Karadeniz Bölgesi Uygarlıklarının Madencilik Faaliyetleri</i> AHMET HİKMET KÖSE.....	72-82
<i>Uzaktan Algılama ile Bindirme Faylarının Tanımı</i> HALİL YUSUFOĞLU.....	83-88
<i>Türkiye'de Kıyı ve Deniz Bilimleri</i> A.SAMİ DERMAN-ALİ DEMİRER-ALATTİN SAYILI MUSTAFA İŞBİLİR.....	89-90
<i>Maden Kanunu, Taşocakları Nizamnamesi Çelişkisi ve Kaybolan Ulusal Değerlerimiz</i> GÜLTEKİN KAVUŞAN.....	91-92
<i>Deniz Jeolojisi</i> ALATTİN SAYILI - ALİ DEMİRER.....	93-94
<i>Prof. Dr. Nezh Tuzcu'nun Ardından</i> O.ÖZCAN DORA.....	95-96

OKURLARIMIZA,

2000'li yılların gelişme sürecinde jeolojinin mühendislik kavramı içindeki işlevi tartışmasız bir açıklık kazanmıştır. Bu açıklığın kazanılması, başlıca ekonomik zorlamaların ürünü olmakla birlikte, bilimsel ve uygulamalı jeolojinin ayrılmaz bütünlüğünden doğan çözümlenmelerin somut sonuçlarından da kaynaklanmıştır.

Ülkemizin kalkınmasında, yeraltı ve yerüstü doğal kaynaklarını araştırıp değerlendirerek hammadde ve enerji gereksinmelerini karşılayacak yeni kaynaklar bularak, uygun tünel yerleri, baraj yerleri, insanların tehlikesizce yaşayabilecekleri iskan sahaları seçerek, henüz istenen boyutlarda olmasa bile üretken rol almış bulunmak jeoloji mühendisleri için önemli olmuştur.

Mesleğimize böylesine pek çok alanlarda gereksinme, günümüzde bu gereksinmeleri karşılayabilmek için bizlerinde yapması gereken çabalar, öz eleştiriler olmalı!

Önümüzdeki dönemde yeniden demokratikleşme sürecine giren ülkemizde temel yasalarla birlikte bizleri ilgilendiren meslek örgütleri yasası, maden yasası, petrol yasası, imar yasası, yeraltı suları yasası, sendikalaşma yasası ele alınacaktır. Bu anlamda üyelerimiz oda çalışmalarına daha çok katılmalı, daha çok üretmelidirler. Çağımız dünyanın bilim, teknik ve teknoloji öğelerini birleştirmede daha çok yol almalıyız. Birbirimizle iletişimimizi, konularımızın çözümlenmesinde gösterebileceğimiz ortak tavırlarımızı artırmalıyız. O zaman inanıyoruz ki; düzenlediğimiz ve yayınladığımız ürünlerdeki konular yaşama geçecektir.

Önümüzdeki yeni dönemi tüm üyelerimizle birlikte kucaklayacağımız coşkusuyla.

Saygılarımızla,
YÖNETİM KURULU

TÜRKİYE'DEKİ BAZI TORTUL HAVZALARA PETROL POTANSİYELİ AÇISINDAN BİR BAKIŞ

Geological reevaluation of some sedimentary basins from the hydrocarbon view point in Türkiye

Sadettin KORKMAZ K.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, TRABZON
Abdullah GEDİK M.T.A. Enerji Hammad. Etüd ve Arama Dai. Bşk., ANKARA
Selahattin PELİN H.Ü. Zonguldak Müh. Fak. Maden Bölümü, ZONGULDAK

ÖZ: Bu yazıda, ülkemizin değişik bölgelerinde yer alan bazı tortul havzaların çeşitli jeolojik özellikleri ile petrol potansiyelleri, güncel bilgi ve gelişmelerin ışığı altında yeniden yorumlanmaya çalışılmıştır.

ABSTRACT: In this article several geological features and hydrocarbon potentials of some sedimentary basins located in different regions in Türkiye are reevaluated in the light of recent ideas and developments.

GİRİŞ

Bilindiği gibi, ülkemizde ekonomik değerinde petrol ve doğal gaz üretimi yapılan iki bölge vardır. Bunların en önemlisi Güneydoğu Anadolu Bölgesi, diğeri ise Trakya Havzası'dır. Ayrıca Adana Havzası'ndaki Bulgurdağı'ndan da bir miktar petrol üretimi yapılmaktadır. Bunların dışında kalan diğer tortul havzalarda yapılan sondaj çalışmalarına rağmen henüz üretim yapılacak bir saha bulunamamıştır. Halbuki bu havzaların hemen hepsinde canlı petrol ve doğal gaz sızıntılarına rastlanmaktadır. Petrol araştırmalarında sızıntıların varlığı her ne kadar olumsuz olarak görülüyorsa da, bu sızıntıların varlığı her şeyden önce bu havzalarda petrolün oluştuğunu gösteren en önemli kanıtlardan biridir. Bu sızıntıların en önemlileri arasında Sinop-Boyabat-Ekinveren, Erzurum-Pasinler- Erzurum-Tekman-Katranlı, Rize-Çayeli (denizde) petrol sızıntıları ile Batı Toroslar-Antalya-Olimpos (Çıralı / Yanartaş) Dağı ve Hatay-Kızıldağ doğal gaz sızıntılarını sayabiliriz. Bunlardan başka Haymana-Polatlı yöresindeki petrolü kumtaşları, Mut-Ermenek-Silifke havzasında ofiyolitik melanj içindeki petrolü kireçtaşı blokları ile Orta ve Batı Toroslar'da petrolü ve asfalt emareli kireçtaşları da önemli sayılabilecek petrol belirtileridir.

Bu makalede adı geçen havza ve bölgelerde şimdiye kadar değişik amaçlı bir çok jeolojik çalışma yapılmıştır. Ancak bunların hepsine burada değinmek mümkün olmayacaktır. Bu nedenle, öncelikle yazarların bu havzalarda çeşitli tarihlerde yapmış oldukları araştırmalar baz alınarak bölgesel ölçekli ve petrol

amaçlı diğer çalışmalardan da yararlanarak bu havzaların petrol potansiyeli açısından yorumlamaları yapılacaktır. Bu bölgelerde yapılan çalışmaların en önemlileri şunlardır: Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) Havzası'nda Ketin ve Gümüş (1963), Gedik ve diğ. (1981), Aydın ve diğ. (1982), Gedik ve Korkmaz (1984), Korkmaz (1984), Yoldaş ve diğ. (1985); Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Pelin ve Korkmaz (1981), Korkmaz ve Gedik (1988), Pasinler Havzası'nda Pelin ve diğ. (1980); Tekman Havzası'nda Demirtaşlı ve diğ. (1965), Gedik (1985); Çankırı-Çorum Havzası'nda Birgili ve diğ. (1975), Ünalın (1982); Haymana-Polatlı Havzası'nda Ünalın ve diğ. (1976); Sivas Havzası'nda Kurtman (1973); Mut-Ermenek-Silifke Havzası'nda Gedik ve diğ. (1979); Batı Toroslar'da Gönenç ve diğ. (1979), Korkmaz (1979, 1987), Yüksel ve diğ. (1981), Günay ve diğ. (1982), Yalçınkaya ve diğ. (1986). Ayrıca Kurtman ve Akkuş (1971), Demirtaşlı (1976), Akarsu (1981), Göksu (1981) ve Ketin ve diğ. (1981) de bazı petrol bölgelerimizin hakkında değişik görüşler belirtmişlerdir.

Türkiye'nin değişik bölgelerinde yer alan bu havzaların (Şekil 1) ana jeolojik özellikleri kısaca şöyledir:

ORTA KARADENİZ (SAMSUN-SİNOP) HAVZASI

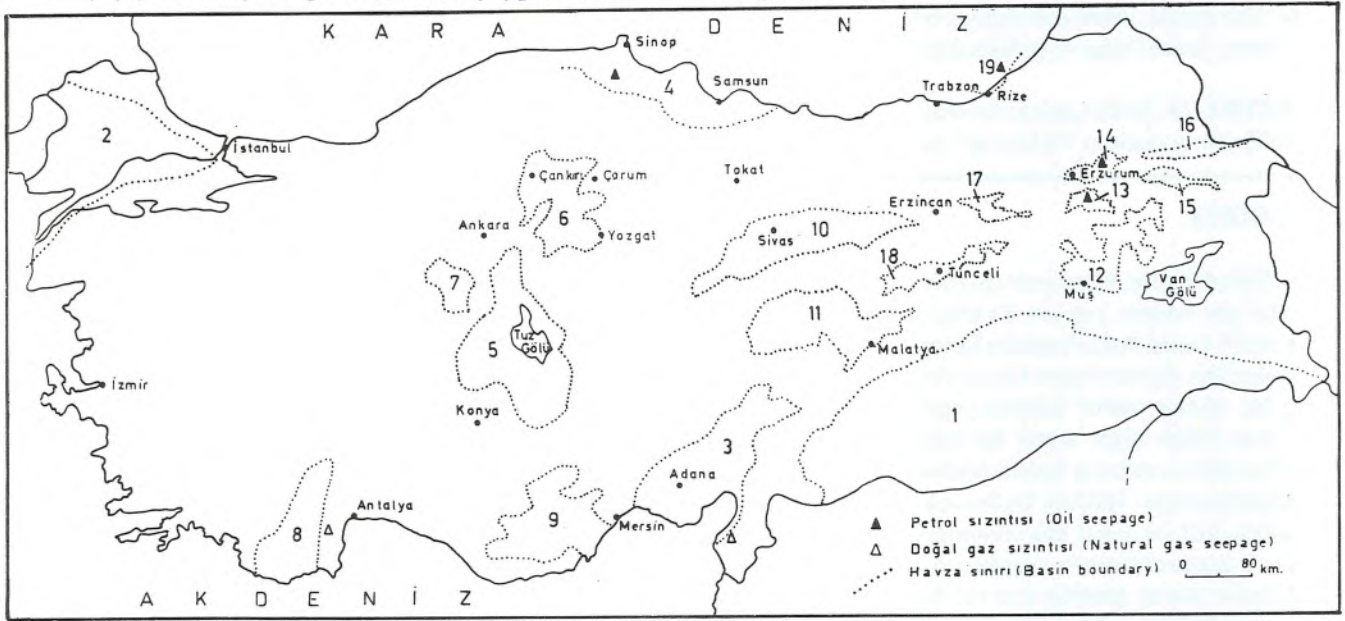
Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) Havzası Pontid kuşağının orta kesiminde yer alır. Havzada Jura-Kuvaterner zaman aralığında çökelmiş ve kalınlığı 10 bin metreyi aşan bir istif yüzeyler. Havzanın temelini Jura öncesi yaşlı metamorfik kayalar oluşturur. Bu

temel üzerine uyumsuz olarak kumtaşı, marn ve şeyllerden oluşan Liyas yaşlı Akgöl Formasyonu oturur. Akgöl Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla, kırmızı renkli çakıltaşlarından oluşan Dogger yaşlı Bürnük Formasyonu ile kalın tabakalı, masif ve yer yer resifal karbonatlardan oluşan Bathoniyen-Kimmerisiyen yaşlı Akkaya Kireçtaşı gelir. Kumtaşı ve kilitaşı arakatmanları içeren ve siyah renkli şeyllerden oluşan Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonunun alt ve üst sınırları diğere birimlerle uyumsuzdur.

Havzada yüzeylenen bütün eski birimleri Üst Kretase yaşlı istifler açısız uyumsuzlukla üstler. Bu dönemde (Santoniyen) başlayan sedimantasyon İpresiyen'e kadar kesiksiz devam eder. Bu istifin tabanında kırmızı renkli biyomikritlerden oluşan Santoniyen-Kampaniyen yaşlı Kapanboğazı Formasyonu yer alır. Bunun üzerine volkanotortul serilerden oluşan Alt Maestrihtiyen yaşlı Yemişliçay Formasyonu gelir. Havzada yaygın olarak

yüzeyleyen Maestrihtiyen yaşlı Cankurtaran Formasyonu olağan fliş fasiyesinde gelişmiştir. Bu flişler üste doğru Maestrihtiyen-Paleosen yaşlı, beyaz renkli kalsi türbiditlerden oluşan Akveren Formasyonuna geçerler. Havzada Santoniyen'de başlamış olan sedimantasyon İpresiyen'de kırmızı-bordo renkli kilitaşı ve marn ardalanasından oluşan Atbaşı Formasyonu ile son bulur.

Samsun-Sinop havzasında, Tersiyer yaşlı çökeller kırıntılı fasiyeslerde gelişmiş olup alttaki bütün birimleri uyumsuz olarak üstlerler. Havzanın kuzeyinde Yenikonak Formasyonu (Ayancık ve Kusuri üyeleri) ve güney kesiminde Gökırmak Formasyonu olarak adlandırılan Lütesiyen yaşlı çökeller, tabanda kanal dolguları içeren kalın tabakalı, piroksimal kumtaşları ile başlayıp üste doğru türbiditik kumtaşı, marn ardalanası ile son bulurlar. Bu birimler havzanın kuzeydoğu yöresinde yanall olarak piroklastiklerden oluşan Tekkeköy Formasyonuna geçerler. Havzanın güneyinde bu



Şekil 1: Türkiye'nin petrol ve doğal gaz açısından önem taşıyan bölgeleri ve havzaları (1. Güneydoğu Anadolu bölgesi, 2. Trakya havzası, 3. Adana havzası, 4. Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzası, 5. Tuzgölü havzası, 6. Çankırı-Çorum havzası, 7. Haymana-Polatlı (Ankara) havzası, 8. Batı Toroslar bölgesi, 9. Mut-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) havzası, 10. Sivas havzası, 11. Malatya-Gürün havzası, 12. Muş-Malazgirt-Tutak havzası, 13. Tekman havzası (Erzurum), 14. Pasinler-Horasan (Erzurum) havzası, 15. Ağrı-Diyadin havzası, 16. Tuzluca (Kars) havzası, 17. Çayırlı-Tezcan (Erzincan) havzası, 18. Tunceli-Çemişgezek havzası, 19. Doğu Karadeniz bölgesi)

Figure 1: Promising regions and basins in terms of hydrocarbon potentials in Türkiye (1. Southeast Anatolia region, 2. Trakya basin, 3. Adana basin, 4. Middle Black Sea (Samsun-Sinop) basin, 5. Tuzgölü basin, 6. Çankırı-Çorum basin, 7. Haymana-Polatlı (Ankara) basin, 8. West Taurides, 9. Mut-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) basin, 10. Sivas basin, 11. Malatya-Gürün basin, 12. Muş-Malazgirt-Tutak basin, 13. Tekman (Erzurum) basin, 14. Pasinler-Horasan (Erzurum) basin, 15. Ağrı-Diyadin basin, 16. Tuzluca (Kars) basin, 17. Çayırlı-Tezcan (Erzincan) basin, 18. Tunceli-Çemişgezek basin, 19. Eastern Black Sea region)

HAYMANA - POLATLI (ANKARA) HAVZASI

birimler üzerine Üst Eosen-Oligosen yaşlı menderesli ve örgütlü akarsu çökellerinden oluşan Sakızdağ Formasyonu gelir. Havzanın kuzeyinde ise Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökeller yüzeyleyir. Miyosen yaşlı Sinop Formasyonu fosilli kireçtaşı, kıltaşı ve kumtaşlarından, Pliyosen yaşlı Sarıkum Formasyonu ise kum, gevşek kumtaşı ve siltlerden meydana gelmişlerdir.

Havzada Boyabat yakınlarında Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu içindeki kumtaşlarından canlı petrol sızmaktadır. Bu nedenle bölgede 1960'lı yıllarda TPAO tarafından sondajlı aramalara başlanmıştır. Boyabat yakınlarında açılan Boyabat-1 kuyusunda Üst Kretase-Tersiyer yaşlı çökeller kesilerek 2175.8 metrede Paleozoyik yaşlı temele girilmiş ve kuyu tamamlanmıştır. Daha sonra havzanın orta kesimlerinde bir antiklinalde açılan Fasıllı-1 sondajlı Üst Kretase yaşlı Cankurtaran (Gürsöğü) formasyonunda başlamış, Kapanboğazı ve Yemişliçay formasyonlarını keserek doğrudan temele girmiş ve kuyu 2626 metrede terkedilmiştir. Bu kuyuda Üst Kretase yaşlı Cankurtaran Formasyondan bir miktar petrol alınmıştır. Havzanın kuzeyinde açılan Karasu-1 kuyusunda 2379 m. Eosen yaşlı Yenikonak Formasyonu (Kusuri + Ayancık üyeleri) kesilerek Üst Kretase yaşlı Akveren Formasyonuna girilmiştir. Bu formasyondan önemli miktarda doğal gaz gelişi olmuş ve kuyu 2387.5 metre derinlikte tamamlanmıştır. Bir yabancı şirket tarafından Bafra ovasında açılan Badut-1 kuyusunda da doğal gaza rastlanmıştır.

Havzada 1980'li yıllardan sonra yeniden başlatılan jeolojik çalışmaların sonucuna göre sondajlı aramalara geçilmiştir. Havzanın orta kesiminde yer alan bir antiklinalde açılan Soğuksu-1 kuyusu Üst Kretase yaşlı Cankurtaran Formasyonundan başlamış sırasıyla Yemişliçay, Kapanboğazı, Çağlayan formasyonlarını keserek Akkaya Kireçtaşı (İnaltı Fm) içerisinde 2670 metrede terkedilmiştir. Bunlardan başka havzada açılmış olan üç derin kuyu daha vardır. Ancak hiç birinde petrole rastlanamamıştır. Boyabat yöresinde açılan kuyularda ise doğal gaza rastlanmıştır.

Havzadan derlenen yüzey örnekleri üzerinde Gedik ve Korkmaz (1984), Korkmaz (1984) ve Sonel (1988)'in yaptıkları organik jeokimyasal analizlere göre bölgede petrol üretebilecek tip olgunlukta iyi bir ana kaya fasiyesinin geliştiği tesbit edilmiştir. Ancak daha sonra Korkmaz (1990 b)'in yaptığı incelemeler göre Soğuksu-1 kuyusunda kesilen ana kayaların petrol üretebilecek olgunluk evresinde bulunmalarına rağmen, petrol üretecek organik maddece son derece fakir oldukları gözlenmiştir. Bu durum, havzada ana kayaların değişik ortam özelliklerine göre farklı farklı olabileceklerini düşündürmektedir. Yapılan araştırmalara göre havzada ana kaya, hazne kaya ve örtü kaya fasiyesleri ile çeşitli kapanların geliştiği tespit edilmiştir.

Ankara'nın güneybatısında yer alan Haymana-Polatlı Havzasının temelini Üst Kretase öncesi yaşlı üç ayrı birim oluşturmaktadır. Bunlar kireçtaşı blokları içeren ve metagrovaklardan oluşan Triyas-Alt Jura yaşlı Temirözü, masif kireçtaşlarından oluşan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Molaresül ve ofiyolitik kayaç topluluklarından oluşan Üst Kretase yaşlı Dereköy formasyonlarıdır. Bu birimler birbirleriyle uyumsuz ve tektonik dokanaklıdır.

Havzada bu karmaşık temel üzerine uyumsuz olarak yaklaşık 6000 m. kalınlığında Üst Kretase-Tersiyer yaşlı çökel istifleri gelir. Bu istifin tabanında yer alan Maestrihtiyen yaşlı Haymana Formasyonu, kumtaşı ve çakıltası bant ve mercikleri içeren, yer yer 1850 m. kalınlığa ulaşan, şeyl ardalanmasından meydana gelmiştir. Bu birimin üst seviyeleri kumtaşı ve çakıltası ardalanmasından oluşan Beyobası Formasyonuna geçer. Havzada bu formasyonlar üzerine uyumlu olarak Mon-siyen yaşlı ve birbirleriyle yanal olarak geçişli olan Kartal, Çaldağ ve Yeşilyurt formasyonları gelir. Kartal Formasyonu karasal fasiyeste gelişmiş kırmızı renkli çakıltası, kumtaşı ve marnlarla, Çaldağ Formasyonu tabanda kalın tabakalı, üste doğru marn arakatmanlı kireçtaşlarıyla, Yeşilyurt Formasyonu ise kireçtaşı mercikleri içeren siyah renkli şeyllerle temsil edilirler. Bu birimlerin kalınlıkları 1370 m. ye kadar ulaşmaktadır.

Bölgede, Tanesiyen-İlerdiyen yaşlı Kırkkavak Formasyonu kireçtaşı, marn ardalanmasından, İlerdiyen yaşlı Iğnıkdere Formasyonu boz renkli çakıltası, kumtaşı ardalanmasından ve İlerdiyen-Küvizyen yaşlı Eskipolatlı Formasyonu ise kumtaşı arakatmanlı, şeyl ve marnlardan meydana gelmişlerdir. Bu birimlerin alt ve üst sınırları birbirleriyle uyumlu olup toplam kalınlıkları yer yer 1500 m. ye kadar ulaşmaktadır.

Havzada yaklaşık 500-1000 m. arasında kalınlık gösteren Küvizyen-Lütesiyen yaşlı çökeller birbirleriyle yanal geçişli olarak üç ayrı fasiyeste gelişmişlerdir. Buna göre, Beldede Formasyonu karasal özellik gösteren kırmızı renkli çakıltası, kumtaşı ve marn ardalanmasından, Çayraz Formasyonu tabanda kalın katmanlı kireçtaşları, üste doğru ise kumlu, sarı renkli mamlardan ve Yamak Formasyonu da çakıltası, kumtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşmaktadır.

Haymana-Polatlı Havzasında, bütün birimleri Miyopliyosen yaşlı çakıltası, marn, gölsel kireçtaşı ve volkanitlerden oluşan genç çökeller uyumsuzlukla üstlerler.

Haymana-Polatlı Havzasında, açılan tek kuyu Eskipolatlı-1 sondajıdır. Kuyu Polatlı ilçesinin güneydoğusunda Eskipolatlı yöresindeki bir antiklinalde açılmıştır. Sondaj Kırkkavak Formasyonundan başlayarak Kartal, Beyobası ve Haymana formasyonlarını keserek

3509 metrede kuru kuyu olarak tamamlanmıştır.

Haymana Formasyonu içindeki kanal dolgusu kumtaşları petrolüdür (Şenalp ve Gökçen, 1978).

ÇANKIRI-ÇORUM HAVZASI

Orta Anadolu'nun kuzey kesiminde Çankırı ve Çorum illerini içine alan bölgede kalan Çankırı-Çorum Havzasının temelini Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanaj topluluğu oluşturmaktadır. Bu temel üzerinde toplam kalınlığı 5900 metreyi bulan ve yaşı Maestrihtiyen'den Kuvaterner'e kadar değişen istifler yüzeyler.

Havzada toplam kalınlığı 800 metreyi bulan Maestrihtiyen yaşlı birimler üç ayrı formasyona ayrılmışlardır. Bunlardan en alta bulunan Gökçeviran Formasyonu türbiditik kumtaşı ve şeyl araldanmasından, bunun üzerine uyumlu olarak gelen Malboğazı Formasyonu Hippuritli kireçtaşlarından ve en üstte bulunan Cevzlidere Formasyonu da siyah renkli şeyllerden meydana gelmişlerdir. Bölgede, bu birimler üzerine uyumsuzlukla, çok geniş yayımlı olan, türbiditik kumtaşı, çakıltaşı ve şeyl araldanmasından oluşan, 1360 m. kalınlık gösteren İpresiyen yaşlı Akkuzulu Formasyonu gelir. Bu birim üste doğru karasal özellik gösteren, kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı araldanmasından oluşan 1175 m. kalınlığındaki Lütseyen yaşlı Kargın Formasyonuna geçer. Eosen yaşlı seriler 60 m. kalınlıkta bej renkli kireçtaşlarından oluşan Koru Formasyonu ile son bulurlar.

Havzada, Oligosen yaşlı Fındıcakdere Formasyonu 1875 m. kalınlığında olup, karasal özellikte, kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşlarıyla temsil edilirler. Bu birimler üzerine uyumsuz olarak Miyo-Pliyosen yaşlı, kırmızı renkli çamurtaşları ve jipslerden oluşan Kızıllardibi Formasyonu ile jipslerden oluşan Bozkır Formasyonu gelir. Bölgenin en genç çökelleri ise Kuvaterner yaşlı taraça ve alüvyonlardır.

Çankırı-Çorum havzasında açılmış derin kuyu yoktur. Havzada siyah renkli şeyllerden oluşan Gökçeviran, Cevzlidere ve Akkuzulu formasyonları ana kaya özelliği taşır. Bu birimlerin organik jeokimyasal incelemeleri Ünal (1982) ve Ünal ve Harput (1983) tarafından yapılmıştır. Buna göre, havzadaki ana kayaların petrol üretebilecek organik madde tipi içermedikleri ve büyük çoğunluğunun petrol üretebilecek olgunluk evresinde olmadıkları anlaşılmıştır. Ayrıca bölgedeki antiklinallerin bir çoğu da deşilmiş durumdadır.

MUT - ERMENEK - SİLİFKE (KONYA-MERSİN) HAVZASI

Mut-Ermenek-Silifke havzası Toros kuşağının orta kesiminde yer alır. Havzada çok geniş alanlarda yayılım gösteren Tersiyer yaşlı çökeller yüzeyler. Bu Tersiyer

örtüsünün aşındığı bölgelerde Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı çeşitli kayaç toplulukları gözlenir. Ancak, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimlerin birbirleriyle olan dokanak ilişkileri bu Tersiyer örtüsü nedeniyle pek gözlenememektedir. Bu birimlerin ana litolojik özellikleri kısaca şöyledir:

Havzada gözlenen en yaşlı birim metamorfik şistlerden oluşan Ordovisiyen yaşlı Ovacık Formasyonudur. Silüriyen yaşlı Hırmanlı Formasyonu graptolitli şeyllerden, Devoniyen yaşlı Akdere Formasyonu kireçtaşı, şeyl, kumtaşı araldanmasından, Karbonifer-Permiyen yaşlı Belpınartepe Formasyonu şeyl, kumtaşı arakatmanlı kireçtaşlarından meydana gelmişlerdir. Triyas yaşlı birimlerin tabanında kumtaşı, şeyl arabantları içeren ve kireçtaşlarından oluşan Kızılkuzlukdere Formasyonu, üstte ise kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı ve yer yer dolomitlerden oluşan Boztepe Formasyonu yer alır. Jura-Kretase yaşlı Çambaşıtepe Formasyonu yaklaşık 1000 m. kalınlıkta olup, kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarıyla temsil edilirler.

Havzada bütün birimleri tektonik olarak üstleyen ofiyolitik melanaj Permo-Karbonifer'den Üst Kretase'ye kadar değişik yaşta bloklar içermektedir. Dolayısıyla melanaj havzaya muhtemelen Üst Kretase sonu-Tersiyer başlangıcı bir zaman aralığında yerleşmiş olmalıdır.

Değişik özellikteki kayaç topluluklarından oluşan Tersiyer öncesi bu temel Özgül (1976) tarafından Geyikdağı Birliği, Aladağ Birliği ve Bozkır birliği olmak üzere üç tektonik üniteye ayrılmıştır. Bu tektonik ünitelerden sadece Geyikdağı Birliği diğerlerine göre otokton konuludur.

Havzada bu allokon temeli, Eosen ve Miyosen yaşlı birimler açılmal uyumsuzlukla üstlerler. Lütseyen yaşlı Yenimahalle Formasyonu 750 m. kalınlığında olup, kumtaşı, şeyl ve marn araldanmasından oluşan fliş özelliğindedir. Mut-Ermenek-Silifke Havzasında toplam kalınlığı yer yer 2000 m. ye varan Miyosen yaşlı çökeller yüzeyler. Bu istifin tabanında yersel olarak gelişmiş, kırmızı renkli ve karasal özellikte kumtaşı ve çakıltaşı araldanmasından oluşan Burdigaliyen yaşlı Derinçay Formasyonu yer alır. Havzanın en geniş yayımlı birimi marn, killi kireçtaşı ve kumtaşı arakatmanları içeren ve resifal kireçtaşlarından oluşan Orta Miyosen (Langiyen-Serravaliyen) yaşlı Mut Formasyonudur. Bu formasyon yer yer yanal ve düşey olarak marnlardan oluşan Köseleli Formasyonuna geçer.

Ana kayaların petrol potansiyelini belirlemek üzere Korkmaz ve Gedik (1990) tarafından yapılan organik jeokimyasal incelemelere göre bölgede iyi bir ana kaya fasiyesinin bulunmadığı anlaşılmıştır. Ayrıca Tersiyer öncesi temelin allokon oluşu ve bunu üstleyen Eosen ve özellikle Miyosen yaşlı istiflerin yatay konumda ve örtüsüz olmaları petrol açısından önemli olumsuzluklardır.

SİVAS HAVZASI

Orta Anadolu bölgesinde yer alan Sivas havzasının temelini Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalarla, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayaç toplulukları oluşturur. Bu temel üzerine uyumsuz olarak kırıntılı ve evaporitik çökellerden oluşan, yaklaşık 6000 m.kalınlığına ulaşan Tersiyer yaşlı istifleri gelir.

Havzanın güneyinde yüzeylenen Paleosen yaşlı Gürlevik Kireçtaşı, esas olarak marn arakatmanları içeren gri renkli kireçtaşlarından meydana gelmiştir. Bu birim üzerine uyumsuz olarak çakıltaşlarından oluşan İpresiyen yaşlı Bahçecik Formasyonu oturur. Bahçecik Formasyonu yanal yönde ve üste doğru marn, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşı araldanmasından oluşan Kozluca Formasyonuna geçer. Bu istifin üzerine uyumlu olarak, Lütésiyen yaşlı Bozbel Formasyonu gelir. Havzanın kuzey kesiminde yine Lütésiyen yaşlı, tortul arakatmanlar içeren ve volkanik kayalardan oluşan Köseadağ Formasyonu yayılım gösterir.

Havzada Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu alacalı, kırmızı renkli, kumtaşı, silttaşı ve jipslerden meydana gelmiş olup, alttaki birimleri hafif bir uyumsuzlukla üstler. Birimin kalınlığı 1000 ile 2000 m. arasında değişmektedir. Miyosen yaşlı çökeller yanal yönde ve birbirleriyle geçişli olarak iki ayrı fasiyeste gelişmişlerdir. Bunlardan Karacaören Formasyonu kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, marn ve kumtaşı araldanması ile, Hafik Formasyonu ise alacalı, kırmızı renkli kumtaşı, çakıltaşı, marn ve jips araldanmasından meydana gelmişlerdir. Bu istiflerin kalınlığı ise yer yer 1500 m. ye kadar ulaşmaktadır. Havzanın en genç çökelleri Pliyosen yaşlı ve kırmızı renkli çakıltaşları olup, diğer birimleri uyumsuz olarak örterler.

Havzada sadece Celalli-1 (MTA) kuyusu açılmıştır. Kuyuda Oligosen yaşlı, anhidrit seviyeleri içeren şeyl, silttaşı ve kumtaşı araldanmasından oluşan bir istif kesilmiştir. Kuyu 3643.5 metre derinlikte kuru kuyu olarak terkedilmiştir.

Sivas havzasında ana kaya olabilecek formasyonlar üzerinde Korkmaz (1990 a) tarafından yapılan organik jeokimyasal incelemeler, havzadaki ana kayaların petrol üretebilecek olgunlukta olmalarına rağmen, organik madde miktarı açısından son derece düşük değerlere sahip olduklarını göstermiştir.

PASINLER (ERZURUM) HAVZASI

Pasinler havzası Erzurum'un doğusunda yer alır. Havzanın temelini Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayaç toplulukları oluşturmaktadır. Bu temel üzerinde kalınlığı 2000 m. yi aşan Eosen, Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökeller yüzeyler. Pasinler bölgesinde yapılan sondajlarda Üst Kretase yaşlı çökellerin varlığı da ortaya konul-

muştur. Havzada Bulkasım Formasyonu olarak adlandırılan Eosen yaşlı istif 375 m. kalınlığında olup, çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, dolomitler ve en üstte de 200 m. kalınlıktaki andezitlerle son bulur. Bölgede yersel olarak gözlenen ve 50-75 m. kalınlığındaki Oligosen yaşlı çökeller, kumtaşı, Ostracod'lu lamine şeyller ve Ostracod'lu kireçtaşlarıyla temsil edilirler.

Pasinler Havzasında Miyosen değişik fasiyelerde gelişmiştir. Ostrea'lı kireçtaşlarıyla temsil edilen Burdigaliyen yaşlı Haneşdüzü Formasyonu yanal yönde kireçtaşı ve marnlardan oluşan Mescitli Formasyonuna geçer. Leda'lı marnlardan oluşan Tortoniyen yaşlı çökeller Burdigaliyen üzerine uyumsuz olarak oturur. Bu birimler üzerine de olivinli alkali bazaltlar gelir. Messiniyen yaşlı Ketvan formasyonu 600 m.kalınlığında olup, başlıca çakıltaşı, kumtaşı, kil ve jipslerden oluşmuştur. Havzada kum, kumtaşı ve killerden oluşan Üst Pannoniyen yaşlı gösel kireçtaşlarından oluşan Horasan Formasyonu alttaki birimleri aşıl uyumsuzlukla üstler. Ayrıca bölgede yaygın olarak gözlenen ve diğer çözellere kesen genç bir volkanizma da vardır.

Pasinler ovasında 1968-71 yılları arasında MTA tarafından üç adet kuyu açılmıştır. Pasinler-1 kuyusunda 78 m. alüvyon, 110 m. Pliyosen yaşlı Horasan formasyonu ve 1419 m. Üst Miyosen yaşlı trakitik ve mugearitit lavlar kesilmiş ve kuyu 1607.6 m. de terkedilmiştir. Pasinler-2 kuyusunda 118 m. alüvyon, 684 m. Pliyosen yaşlı Horasan Formasyonu, 587 m. Üst Miyosen yaşlı trakitik lavlar ve 1601 metrede Miyosen daykaları tarafından kesilmiş, Üst Kretase yaşlı Globotrucana'lı şeyller ve riyolitler kesilerek kuyu 2340.7 metre derinlikte terkedilmiştir. Pasinler-3 kuyusunda ise, 47 m. alüvyon, 480 m. Pliyosen yaşlı Horasan Formasyonu, 1165 m. Üst Miyosen yaşlı trakitik lavlar, 1738 m. Miyosen yaşlı dayklar tarafından kesilmiş Üst Kretase yaşlı şeyller ve riyolitler kesilerek 3430 metrede havza temelindeki gnayslara girilmiş ve kuyu 3497 metre derinlikte son bulmuştur.

Pasinler-3 kuyusunda kesilen Üst Kretase yaşlı siyah renkli şeyller yer yer iyi ana kaya özelliğindedirler. Pelin (1981) tarafından yapılan organik jeokimyasal incelemelere göre bu şeyller yer yer petrol üretebilecek organik madde tipine sahiptirler. Ancak havzadaki yayılımları çok sınırlı olup, sadece Pasinler-2 ve 3 kuyularında kesilmiştir. Pelin (1981)'in jeokimyasal çalışmaları, havzadaki mevcut petrol sızıntılarının, Miyosen yaşlı bazalt dayklarının organik maddece zengin fakat henüz yeterli olgunlukta olmayan şeyllere sıcaklık etkisi yaparak organik maddeyi sınırlı alanlarda petrole dönüştürmesiyle oluştuklarını göstermiştir. Ayrıca, Yılmaz ve Şener (1984) de bu kuyulardaki killerin diyajenez evrimlerine dayanarak havzadaki ana kayaların henüz olgunlaşmamış olduklarını belirtmektedirler.

TEKMAN (ERZURUM) HAVZASI

Erzurum'un güney-güneydoğusunda yer alan Tekman havzasının temeli Paleozoyik yaşlı metamorfitle, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanjlerden meydana gelmiştir. Bu karmaşık temel üzerinde toplam kalınlığı 900 m. ye kadar ulaşan Üst Maestrihtiyen yaşlı çökellerle, yine toplam kalınlığı 4500 m. yi bulan Tersiyer yaşlı istifler yer alır.

Temel üzerine uyumsuz olarak gelen Üst Maestrihtiyen yaşlı Dervişhalit Formasyonu kumtaşı, şeyl ardalması ve Haytakomu Formasyonu ise kireçtaşı ve killi kireçtaşlarıyla temsil edilirler. Eosen yaşlı Musakomu Formasyonu çakıltaşı, kumtaşı ve şeyl ardalmasından, Gıngımtepe Formasyonu da kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı ardalamasından, Oligosen yaşlı Ağcakomu Formasyonu da bitümlü şeyllerden meydana gelmişlerdir.

Havzada bu seriler üzerine açılacak uyumsuzlukla Miyosen yaşlı çökeller oturur. Bunlardan Burdigaliyen yaşlı Hürübaba Formasyonu tabanda proksimal türbiditlerden, üste doğru kumtaşı, şeyl ve en üste de şeyllerden, Haneşdüzü Formasyonu ise resifal kireçtaşlarından meydana gelmişlerdir. 800 m. kalınlığa varan Üst Miyosen yaşlı Hacıömer formasyonu jips, çakıltaşı, kumtaşı, şeyl, tüfitler ve en üste de gölsel kireçtaşlarıyla temsil edilirler. Pliyosen yaşlı İncesu Formasyonu çakıltaşı ve kumtaşlarından oluşmuştur. Plio-Kuvaterner yaşlı genç bazaltlar alttaki birimleri örtmüştür.

Tekman Havzasında 1965-68 yılları arasında MTA tarafından 5 adet istikşaf sondajı yapılmıştır. Katranlı-1 ve Katranlı-3 kuyuları Katranlı'nın kuzeybatısında bulunan Hüseyinağa antiklinalinde açılmıştır. Katranlı-1 kuyusu Miyosen yaşlı çökellerde başlamış ve 141 metre derinlikte Üst Kretase yaşlı ofiyolitlere girmiştir. Kuyu 485 m. den sonra tekrar Miyosen yaşlı çökellere girmiş ve 1100 m. de terkedilmiştir. Aynı yerde açılan Katranlı-3 kuyusunda da aynı birimler kesilmiş ve kuyu 2454.3 metrede kireçtaşlarında son bulmuştur.

Katranlı-2, 4, 5 kuyuları ise Katranlı'nın doğu-kuzeydoğusundaki Hürübaba antiklinalinde açılmıştır. Katranlı-2 de 670 m., Katranlı-4 kuyusunda da 833 m. Miyosen yaşlı çökeller kesilmiş ve kuyular terkedilmiştir. Katranlı-5 kuyusu ise Pliyosen yaşlı İncesu Formasyonunu 585 m. ve Miyosen yaşlı Hürübaba Formasyonunu 1895 m. keserek 2480 m. derinlikte terkedilmiştir (Gedik, 1978).

Tekman havzasının kuzey kesimi bir ofiyolit napı ile örtülmüştür. Bu ofiyolit napı altındaki genç birimler tektonik perçereler halinde (özellikle Haytakomu yöresinde) yüzeyler.

Havzada Üst Kretase yaşlı Haytakomu, Eosen yaşlı Musakomu, Oligosen yaşlı Ağcakoca ve Miyosen yaşlı

Hürübaba formasyonları ana kaya özelliği taşıyan istiflerdir. Bu birimlerde Gedik (1985) tarafından yapılan organik jeokimyasal incelemelere göre bunların petrol üretebilecek organik madde tipi ile yer yer petrol üretebilecek olgunluk evresinde oldukları (özellikle Ağcakoca ve Hürübaba formasyonları) anlaşılmıştır.

BATI TOROSLAR

Antalya-Burdur hattının batısında yer alan Batı Toroslar yaklaşık KKD-GGB uzanımlı otokton Beydağları ile bunu KKB ve GGD yönünde üstleyen allokton birimlerden meydana gelmişlerdir. Bölgede otokton istifin temelinin, çok geniş yayılımı olan Jura-Kretase yaşlı karbonatlardan meydana gelen Beydağları Formasyonu oluşturur. Bu formasyonun alt seviyeleri dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından, üste doğru masif ve kalın tabakalı kireçtaşlarından ve en üste de yersel olarak, Maestrihtiyen yaşlı veren ince tabakalı ve pelajik kireçtaşlarından meydana gelmiştir. Birimin alt sınırı bu bölgede gözlenememiş olup, ölçülebilen kalınlığı 3000 m. dolayındadır.

Beydağları Formasyonu üzerine uyumsuz olarak Tersiyer yaşlı kırıntılı ve karbonatlı çökeller gelir. Susuzdağ Kireçtaşı olarak adlandırılan Paleosen yaşlı kireçtaşları yaklaşık 150 m. kalınlığındadır. Bölgede, Eosen yaşlı Küçükköy Formasyonu iki ayrı fasiyeste gelişmiştir. Birim, Beydağlarının güneyinde kireçtaşı, kuzeyinde ise kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marnlardan meydana gelmiş olup, kalınlığı 1000 metreye kadar ulaşmaktadır.

Batı Toroslar'da bütün otokton birimleri Miyosen yaşlı çökeller transgressif olarak örter. Tabanda yer alan Akitaniyen yaşlı karbonatlar da iki ayrı fasiyestedirler. Beydağlarının güneyinde kireçtaşı fasiyesinde olup Gömüce Kireçtaşı olarak, kuzeyde ise kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marnlardan meydana gelmiş olup Bozova Formasyonu olarak adlandırılmışlardır. Bölgenin en genç oluşukları ise Tortoniyen yaşlı karasal çökellerdir.

Beydağları otokton istifini GGD yönünde Eosen'de yerleşmiş olan Antalya napları, KKB yönünde ise Miyosen'de yerleşmiş olan Lisiyen (Elmalı) napları tektonik olarak üstlerler.

Bölgede, Finike'nin kuzeydoğusunda, Beydağları otokton istifinde 1982 yılında açılan Alakır-1 (MTA) kuyusunda 20 m. Kuvaterner yaşlı molozu kesildikten sonra karbonatlara girilmiştir. Kuyuda, yaşları Alt Kretase'den Orta Triyas'a kadar uzanan ve 3704 m. kalınlıkta olan, şeyl, marn arakatmanları içeren kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşı istifi kesilmiş ve kuyu 3724 metrede hedeflenen seviyeye inmeden terkedilmiştir.

Bu kuyudan derlenen ana kaya örneklerinin organik jeokimyasal incelemeleri Özbudak ve diğ. (1983) ve Ünalın (1984) tarafından yapılmıştır. Buna göre, kuyu-

daki ana kayaların petrol üretebilecek organik madde türünde oldukları, ancak olgunluğun 2000 metre derinlikten itibaren başladığı tespit edilmiştir. Bu durumda 2000 m.derinliğe kadar olan istifteki petrol ve asfalt emaralarının varlığı, petrolün buralara göç ettiğini düşündürmektedir.

DOĞU KARADENİZ BÖLGESİ

Bölge Pondit kuşağının doğu kesiminde, Karadeniz kıyısı boyunca Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında yer alır. Bölgenin en geniş yayımlı birimi Maestrihtiyen yaşlı Hemşindere Formasyonudur. Bu formasyon başlıca kırmızı renkli kireçtaşı ile kumtaşı ve marn seviyeleri içeren andezitik, bazaltik, dasitik lavlar ve bunların piroklastlarından meydana gelmişlerdir. Bu seri bölgenin değişik yörelerinde asidik ve bazik karakterli plütonik kayalar tarafından kesilmişlerdir. Hemşindere Formasyonu üste doğru 325 m.kalınlığa varan, beyaz, bordo renkli marn ve kireçtaşı ardalanmasından oluşan Üst Kretase yaşlı Rize Formasyonuna geçer. Bu formasyon üzerine uyumsuz olarak kumtaşı, kiltası ve marnlardan oluşan ve 575 m. kalınlıktaki Eosen yaşlı Kaplıca Formasyonu oturur. Kaplıca Formasyonu üzerine uyumlu olarak, andezitik ve bazaltik lav, tüf ve aglomeralardan oluşan Melyat Formasyonu gelir.

Bölgede kıyı boyunca yüzeylenen Miyosen kumtaşı ve marnlardan oluşan Pazar Formasyonu ile çakıltaşlarından oluşan Plio-Kuvaterner yaşlı Hamidiye Formasyonu alttaki seriler üzerine aşıl uyumsuzlukla otururlar.

Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında kalan bölgede Korkmaz ve Gedik (1988) tarafından yapılan organik jeokimyasal incelemelere göre iyi bir ana kaya fasiyesi ile petrol birikimini sağlayacak yapıların bulunmadığı anlaşılmıştır. Yörede mağmatik kayalar yaygın olup yapılan petrokimyasal incelemeler bölgedeki eski bir volkanik ada yayı olduğunu göstermiştir.

Ancak karadaki bütün bu olumsuzluklara rağmen, Çayeli'nin 5-6 mil açıklarında denizden hala petrol sızmaktadır. Bölgede yapılmış olan sismik kesitlere göre petrol, kıta yamacında 1160 m. derinlikte bulunan aktif bir fay zonundan gelmektedir.

Yapılan jeofizik araştırmalara göre Karadeniz'in tabanında ortalama kalınlığı 4-15 km. arasında değişen tortul bir istifin varlığından söz edilmektedir. (Çekunof ve Riyabin, 1973). Ayrıca bu bölgenin kuzeydoğusunda Sovyetler Birliği sınırları içerisinde kalan Kolkhida havzasında yaklaşık 6 bin metre kalınlığında tortul bir istif yüzeylenmektedir. Bu havza Karadeniz'in altına doğru devam etmekte olup petrol ve özellikle doğal gaz içermektedir (Sokolov ve diğ., 1973).

Doğu Karadeniz kıyısı boyunca kıta sahanlığı çok dar olup, bu sahanlık kıta yamacı ile birleşmiş durum-

dadır. Ayrıca bu kıta yamacı büyük ölçekli faylarla kontrol edilmektedir. Petrol muhtemelen Karadeniz'in tabanında yer alan tortul istifler içerisinde olup, bu büyük faylara bağlı olarak yüzeye çıkarak deniz suyuna karışmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Türkiye, tektonik hareketlerin etkilerinin Kuvaterner'de bile görülebildiği Alp-Himalaya kuşağı üzerinde yer almaktadır. Bunun sonucu olarak ülke büyük ölçekli bindirme, doğrultu atımlı ve normal faylanmaların yanı sıra zaman zaman da volkanizmanın etkisinde kalmıştır. Bu nedenle gerek havzaların oluşumu ve gelişimi ve gerekse bu havzaları doldurmuş olan çökeller bu tektonik hareketlerden büyük ölçüde etkilenmişlerdir. Ayrıca diskordanslarla sınırlanmış farklı istiflerin evrimleri ve kıvrımlanma fazları bu tektonik hareketler nedeniyle de farklı farklı olacaktır. Örneğin, bir havzayı dolduran ve diskordanslarla sınırlanmış olan Üst Kretase, Eosen ve Miyosen yaşlı çökel istifleri farklı kıvrımlanma fazları oluşturabilirler. Dolayısıyla bir havza tabanında Kretase yaşlı istiflerde gelişmiş olan bir kıvrım veya kırık bunu üstleyen daha genç serilerde oluşmayabilir. Bazen yüzeyde gözlenen bir kıvrım da derinlere inildikçe bu özelliğini kaybedebilir.

Bu çalışmada incelenen 9 havzanın ortak ve farklı özellikleri dikkate alındığında, bunların üç ayrı tip ve özellikte havzalar oldukları kolayca anlaşılır. Bunlar:

1. Metamofik ve ofiyolilik melanj karışımından oluşan bir temel (kıtasal + okyanusal kabuk) üzerinde gelişmiş olan havzalar: Sivas, Tekman, Pasinler, Haymana-Polatlı, Çankırı-Çorum ve Mut-Ermenek-Silifke havzaları.

2. Pontid volkanik yayı üzerinde ve yay önü veya yay gerisinde gelişmiş olan havzalar: Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzası ve Doğu Karadeniz Bölgesi (Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin).

3. Platform tipi havzalar: Batı Toroslar.

Haymana-Polatlı havzası yapılan jeolojik ve jeofizik çalışmalara göre bir rift havzası özelliğindedir. (Ünal ve Yüksel 1978). Sivas havzasının kuzey ve güney sınırlarının büyük ölçekli faylarla kontrol edilmiş olması bu havzanın da muhtemelen bir riftleşme ile oluştuğunu düşündürmektedir. Buralarda havza tabanı blok faylarla parçalanıp çökellerle dolarken, bu sedimentasyona zaman zaman bir volkanizma da eşlik etmiştir. Ancak bu havzalar muhtemelen Tersiyer sonunda bölgesel sıkışma rejimi altında kalmış ve temel yer yer bu havzalara bindirmiştir. Dünyada benzer rift havzaları önemli miktarlarda petrol içermektedir.

Doğu Anadolu'da (Pasinler ve Tekman havzaları) durum biraz daha farklıdır. Bölgede tümüyle bir sıkışma rejimi egemendir. Dolayısıyla Üst Kretase yaşlı istifle-

rin gelişimi çok yerseldir. Bu sıkışma sonucu parçalanmış kıtasal ve okyanusal kabuk üzerinde gelişen genç ara havzalar Tersiyer yaşlı kırıntılı çökellerle dolar. Sıkışmanın ileri aşamasında temel yer yer bu havzalara bindirerek sedimantasyona eşlik eder (tipik örnek Kataranlı-1 ve 3 kuyularında Miyosen yaşlı istifler içerisinde kesilen ofiyolit bindirmesi). Bölgede muhtemelen Miyosen zonunda bu havzalar kapanmış ve bindirmeler bu havzaları da yer yer örtmüştür. Bu bölgede yer alan havzaların en önemli problemlerinden birisi de volkanizmadır. Doğu Anadolu'daki bu sıkışma rejimine eşlik eden Neojen volkanizması bu bölgedeki bütün havzaları etkilemiş durumdadır. Doğu Anadolu'daki havzalarda yer yer ana kaya fasiyesi ile petrol oluşumuna rastlanmaktadır. Ancak tektonizma ve volkanizma nedeniyle yapılan sondajlardan bir sonuç elde edilememiştir.

Pontidler'de yapılan petrokimyasal analizlere göre bu bölgedeki magmatik kayaların bir ada yayı volkanizmasının ürünü oldukları anlaşılmıştır (Gedik ve diğ., 1984.; Gedik ve diğ. 1989). Ancak bölgedeki yitimin kuzeye veya güneye mi olduğu konusunda araştırmacılar arasında görüş ayrılıkları vardır. Bu nedenle, Pontid volkanik kuşağının kuzeyinde ve güneyinde kalan bölge ve havzaların yay önyü veya yay gerisi havza olarak yorumlanmaları güçleşmektedir. Saner (1980) volkanik yayın güneyinde yer alan bütün havzaları yay önyü havzalar olarak yorumlamaktadır.

Doğu Karadeniz bölgesi (Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin) doğrudan doğruya Pontid volkanik yayı üzerinde ve yoğun bir magmatik aktivitenin etkisinde kalan bir bölgedir (Gedik ve diğ., 1989). Dolayısıyla petrol açısından umutsuzdur. Ancak bu yayın kuzeyinde denizde kalan bölgeler ümitli olabilir.

Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzasında volkanik aktivite çok daha azdır. Bu havza muhtemelen volkanik yayın kenarında gelişmiş bir yay önyü veya yay gerisi havzadır. Havzada çok iyi ana kaya, hazne kaya ve örtü kayanın yanı sıra çeşitli kayasal kapanlar da gelişmiştir.

Batı Toroslar ise, Kambriyen-Kuvaterner zaman aralığında gelişmiş olan Toros platformunun batı bölümünü oluşturmaktadır. Batı Toroslar'da görülemeyen, ancak Orta ve Doğu Toroslarda yüzeylenen Jura öncesi istiflerde gerek ana kaya ve gerekse hazne kaya olabilecek bir çok seviyeler ve petrol emareleri mevcuttur. Dolayısıyla Batı Toros Beydağları otokton kütlelerinin altında da aynı istiflerin olabileceği Alakır-1 sondajından anlaşılmıştır. Ayrıca, Antalya nappaları içerisindeki doğal gaz sızıntıları çok eskiden beri bilinen önemli hidrokarbon emareleridir (Yüksel ve Korkmaz, 1982).

Bu havzaların 1/25.000 ölçekli jeoloji haritaları yapılmış olup, bütün birimlerin ölçülü stratigrafik kesitleri, paleontolojik yaş tayinleri ile diğer bir çok

özellikleri belirlenmiş durumdadır. Bu temel çalışma ve bilgiler üzerine amaca uygun daha özel çalışmalar yapılabilir.

Günümüzde organik jeokimyasal yöntemlerden yararlanarak tortul havzalardaki ana kayaların jeolojik devirler boyunca petrol veya doğal gaz üretip üretmedikleri yaklaşık olarak anlaşılmaktadır. Bu yöntemler Haymana-Polatlı Havzası hariç diğer bütün havzalara uygulanmıştır. Ancak yapılan analizler, havzaların büyüklükleri, istiflerin kalınlıkları, yanal devamlılıkları ve sayılarının çokluğu göz önüne alındığında yetersiz oldukları ve sadece havzaların belli bölgelerini karakterize ettikleri kolayca anlaşılır. Bu nedenle, bu havzalarda ana kaya özelliği taşıyan bütün istiflerin alttan üste doğru ve yanal yöndeki özelliklerini belirlemek üzere organik jeokimyasal analizler (Rock-Eval, T.O.C., vitrinit yansımaları vs.) yapılmalıdır. Ayrıca bu havzalardaki petrol sızıntı ve emareleri ile ana kaya korelasyonları yapılarak sızıntıların kökeni aydınlatılmalıdır.

Bu havzalarda yapılan sondajların bir çoğu istenilen hedefe ulaşmadan asılı kalmışlardır. Dolayısıyla bu havzalarda sondaj yapılması düşünülen yer ve yapıların mutlaka jeofizik yöntemlerle test edilmesi gerekmektedir. Kanımızca bu bölgelerde yapılmış olan jeofizik çalışmalar yetersizdir. Bu nedenle, jeofizik yöntemlerden yararlanarak bu havzaların şekli ve geometrileri, istiflerin stratigrafileri, çökel kalınlıkları ve özellikle yapısal unsurları (kıvrımlar, faylar vs.) tespit edilmelidir.

Bu havzalarda arama sondajları mümkün olduğu kadar havzaların kenarlarına yakın bölgelerdeki yapılarda ve de tüm istifi test edecek şekilde açılmalıdır. Çünkü bir havzada, havzanın orta kesimindeki tortu kalınlığı, kenarlarına göre çok daha fazladır. Bu büyük ölçekli çökel kalınlığı nedeniyle havzanın orta kesimlerinde anormal bir basınç oluşmaktadır. Bu basınç nedeniyle buralardaki sıvılar (petrol, doğal gaz veya su) havza ortasından kenarlara doğru göç edecektir. Özellikle havzaların derin kısımlarındaki ince taneli çökeller, havza kenarlarına doğru fasiyes değişkenliğine uğrayarak daha iri taneli kırıntılı çökellere veya karbonatlara geçebilirler (tipik örnek Haymana-Polatlı havzası). Bu fasiyes değişikliği havza ortasından göç eden sıvılar için ideal hazneler oluşturabilirler. Özellikle sübsidansa eşlik eden blok faylar bu tür havzalarda antiklinallerin yanısıra fay kapanları da oluşturabilirler. Hatta bazı havzalarımızdaki sızıntıların varlığını bu blok faylara bağlayabiliriz. Havzanın derin kesimlerinde oluşan petrol ancak bu faylar yardımıyla yüzeye ulaşabilir.

Sonuç olarak, yeni petrol sahalarının bulunabilmesi her şeyden önce bu havzaların kapsamlı çalışmalarla (jeoloji + organik jeokimya + jeofizik + sondaj) yeniden geçirilmesi ile gerçekleştirilecek bir olgudur.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akarsu, İ. 1981, Ülkemizin petrol potansiyeline bir bakış, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi, 25, 199-203.
- Aydın, M., Serdar, H.S. ve Şahintürk, Ö., 1982, Orta Karadeniz Bölgesinin jeolojisi ve petrol olanakları, Türkiye 6. Petrol Kongresi, 63-71.
- Birgili, S., Yoldaş, R. ve Ünalın, G., 1975, Çankırı-Çorum havzasının jeolojisi ve petrol olanakları, MTA rapor no: 5621.
- Çekunof, A.V. ve Riyabin, L.İ., 1973, Karadeniz çanağının bazı oluşum sorunları ve Neojen ve Antrepojen'deki Jeotektonik özellikleri (Çeviren: S. Erinç), İ.Ü., Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 10, 18/19, 231-252.
- Demirtaşlı, E., 1976, Toros kuşağının petrol potansiyeli, Türkiye 3. Petrol Kongresi, 55-61
- Demirtaşlı, E., Tütüncü, K. ve Gedik, A., 1965 Tekman havzasının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası, MTA Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dai. arşivi, Ankara.
- Gedik, A. 1978, Doğu Anadalu'da açılan stratigrafik istikşaf (açınsama) sondajları, Yeryuvarı ve İnsan, 3, 3, 31-35.
- Gedik, A., 1985, Tekman (Erzurum) havzasının jeolojisi ve petrol olanakları, MTA Dergisi, 103/104, 1-24.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları, TJK Bülteni, 22, 1, 7-26.
- Gedik, A., Ercan, T. ve Korkmaz, S., 1984, Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzasının jeolojisi ve volkanik kayaçların petrolojisi, MTA Dergisi, 99/100, 34-50.
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S. ve Karataş, S., 1989, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında (Doğu Karadeniz) yer alan mağmatik kayaçların petrolojisi ve Doğu Pontidler'deki bölgesel yayılımları, Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, s. 61.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1984, Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları, Jeoloji Mühendisliği, 19, 53-79.
- Gedik, A., Özbudak, N., Korkmaz, S., İztan, H. ve Ağrıdağ, D.S., 1981, Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları ile ilgili ön sonuçlar, TJK 35. Bil. ve Tek. Kurultayı, Bildiri özetleri, 35-36, Ankara.
- Gönenç, O., Granit, S., Korkmaz, S., İztan, H., Tekeli, T., 1979, Bucak-Korkuteli-Elmalı (Batı Toroslar) arasındaki bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası, MTA Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dai. arşivi, Ankara.
- Göksu, E., 1981, Türkiye'nin petrol potansiyeli hakkında düşünceler, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi, 25, 149-158.
- Günay, Y., Bölükbaşı, S. ve Yoldemir, O., 1982, Beydağlarının stratigrafisi, Türkiye 6. Petrol Kongresi, 91-101.
- Ketin, İ., Görür, N. ve Akkök, R., 1981, Petrol bölgelerimizin genel jeolojik durumları ve petrol aramaları hakkında görüşler, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi, 25, 121-124.
- Ketin, İ. ve Gümüş, Ö., 1963, Sinop-Ayancık arasında 3. bölgeye dahil sahaların jeolojisi hakkında rapor, TPAO raporu no: 288.
- Korkmaz, S., 1979, ısparta N 24-a2, a3, b1, b4 paf-talarının jeolojisi ve petrol olanakları, MTA Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dai. arşivi, rapor no: 134.
- Korkmaz, S., 1984, Boyabat (Sinop) kuzey-doğusunun petrol yönünden jeolojik ve jeokimyasal incelemesi, Doktora tezi (yayınlanmamış), 193 s. KTÜ, Trabzon.
- Korkmaz, S., 1987, Bozova (Korkuteli) kuzeyinin jeolojisi, S.Ü. Müh.-Mim. Fak. Dergisi, 2, 28-36.
- Korkmaz, S., 1990 a, Sivas havzasında ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle araştırılması, Jeoloji Mühendisliği, 37, 61-68.
- Korkmaz, S., 1990 b, Soğuksu-1 kuyusunda (Sinop havzası) ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi ve kuyu ile yüzey verilerinin karşılaştırılması, TPAO rapor no: 2825.
- Korkmaz, S., ve Gedik, A., 1988, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol oluşumları, Jeoloji Mühendisliği, 32/33, 5-15.
- Korkmaz, S., ve Gedik, A., 1990, Mut-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) havzasında ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 33, 29-37.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin Jeolojik ve tektonik yapısı, MTA Dergisi, 80, 1-32.
- Kurtman, F. ve Akkuş, M.F., 1971, Doğu Anadolu'daki ara basenler ve bunların petrol olanakları, MTA Dergisi, 77, 1-9
- Özbudak, N., Yoldaş, R., Yüksel, V. ve Ünalın, G., 1983, Alakır-1 kuyusunun (Batı Toroslar) jeolojik özellikleri, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi, 28, 109-122.
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeolojik özellikleri, TJK Bülteni, 19, 1, 65-78.

- Pelin, S., 1981, Pasinler (Erzurum) havzasında ana kaya özelliklerinin ve petrol oluşumunun açıklanması, KTÜ Yer Bilimleri Dergisi, Jeoloji, 1, 2, 127-143.
- Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1981, Karadeniz'in petrol potansiyeli, KTÜ Yer Bilimleri Dergisi, Jeoloji, 1, 2, 145-147.
- Pelin, S., Özsayar, T., Gedik, İ. ve Tokel, S., 1980, Pasinler (Erzurum) havzasının petrol olanakları yönünden jeolojik incelenmesi, MTA rapor no: 6748.
- Saner, S., 1980, Batı Pontidler'in ve komşu havzaların levha tektoniği kuramıyla açıklanması, KB Türkiye, MTA Dergisi, 93/94, 1-19.
- Sokolov, B.A., Gaynanov, A.G., Nesmeyanov, D.V. ve Seregin, A.M., 1973, Petroleum Resources of Seas and Oceans, s. 141-146, Moskova, Rusya.
- Sonel, N., 1988 a, Boyabat havzası (Sinop) birimlerinin petrol ana kaya özellikleri, S.Ü. Müh. Mim. Fak. Derg., 3, 1, 80-97.
- Şenalp, M. ve Gökçen, S.L., 1978, Haymana (GB Ankara) yöresindeki petrollü kumtaşlarının sedimentolojik incelemesi, TJK Bülteni, 21, 1, 87-94.
- Ünalın, G., 1982, Kalecik-Tüney-Sulakyurt (Ankara) arasındaki bölgenin petrol olanaklarının araştırılması, Doçentlik tezi, 88. s., İÜFF, İstanbul.
- Ünalın, G., 1984, Alakır-1 sondajında (Finike) kaynak kaya incelemeleri, MTA rapor no: 7483.
- Ünalın, G. ve Harput, B., 1983, Çankırı havzasının batı kenarına ilişkin Üst Kretase ve Alt Tersiyer yaşlı çökellerde kaynak kaya incelemeleri, TJK Bülteni, 26, 2, 176-186.
- Ünalın, G., ve Yüksel, V., 1978, Eski bir graben örneği: Haymana-Polatlı havzası, TJK Bülteni, 21, 2, 165-169.
- Ünalın, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S., 1976, Haymana-Polatlı yöresinin (GB Ankara) Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi, TJK Bülteni, 19, 159-176.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Taner, K., Afşar, Ö.E, Dalkılıç, H. ve Özgönül, E., 1986, Batı Toroslar Jeolojisi raporu, MTA rapor no: 7898.
- Yılmaz, O. ve Şener, M., 1984, Erzurum-Pasinler, Erzincan-Çayırılı, Kars-Tuzluca, Malatya-Hacılar stratigrafik açınısına kuyularına ait örneklerin x-ışınları tekniği ile incelenmesi, TJK Bülteni, 27, 1, 31-40.
- Yoldaş, R., Keskin, B., Granit, S., Korkmaz, S., Didik, S., Kalkan, İ., Ağrıdağ, D.S. ve Besbelli, B., 1985, Samsun ve dolayının (Kızılırmak ve Yeşilirmak arasındaki bölgenin) jeolojisi ve petrol olanakları, MTA rapor no: 8130.
- Yüksel, V. ve Korkmaz, S., 1982, Mitoloji, Jeoloji ve Turizm: Olimpos'un sönmeyen alevi, Yeryüvarı ve İnsan, 7, 2, 3-4.
- Yüksel, V., Yoldaş, R., Kartal, T. ve Korkmaz, S., 1981, Alakır antiklinalinin (Finike) jeolojisi ve petrol olanakları, MTA rapor no: 6933.

KUMTAŞLARINDAKİ İKİNCİL GÖZENEKLİLİK

Secondary Porosity in Sandstones

Hükmü ORHAN Selçuk Üniversitesi- Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, KONYA

ÖZ: İkincil gözeneklilik kumtaşılarının diyajenezinde önemli rol oynar. 1970'lerden sonra yapılan araştırmalar kumtaşılarındaki gözenekliliğin yarısından çoğunun ikincil kökeni olduğunu göstermiştir. Kimyasal, fiziksel, fizikokimyasal, biokimyasal ve biyofiziksel prosesler sonucu ikincil gözeneklilik kumtaşılarındaki çimento ya da tanelerin çözünmesi, buruşması, oyulması ve çatlak-kırık oluşması şeklinde gelişir. İkincil gözeneklilik sedimentlerin depolanmasından hemen sonra ve metamorfizma öncesi herhangi bir zamanda oluşabilir. Yaşlı kumtaşılarında ikincil gözenekliliğin büyük bir kısmı kalsit, dolomit ve siderit gibi karbonat minerallerinin mezojenetik olarak çözünmesi sonucu oluşur.

Feldispat, karbonat, sülfat ya da kayaç parçacıkları gibi duraylı olmayan sedimentler tane ya da çimentonun çözünmesi veya çatlaklanması sonucu oluşan ikincil gözeneklilik kumtaşılarında oldukça yaygındır.

Çatlaklanma dışındaki ikincil gözenekliliğin bir çok açıdan birincil gözenekliliğe benzemesi, ikincil gözenekliliğin tanımlanmasında birden fazla belirtinin bulunmasını gerektirir. Kısmi çözülme, mold, homojen olmayan paketlenme, aşırı boyutlu boşluk, sıralanmış gözenekler, kemirilmiş taneler, tane içi gözeneklilik, kırılmış ya da çatlaklanmış taneler ikincil gözenekliliğin tanımlanmasında kullanılan petrografik belirtilerdir.

ABSTRACT: Secondary porosity play an important role in the diagenesis of some sandstones. Studies after 1970's have shown that more than half of the porosity in sandstones is secondary in origin. Chemical, Physicochemical, biochemical, physical and biophysical processes result in secondary porosity through leaching and shrinkage of rock constituents or through the opening and shrinkage of rock constituents or through the opening of fractures. Secondary porosity can originate anywhere in the diagenetic history. Most of secondary porosity in ancient sandstones formed as a result of mesogenetic leaching of the carbonate minerals such as calcite, dolomite and siderite.

Secondary porosity resulting from the dissolution of unstable framework or cement, such as feldspar, carbonate, sulfate or rock fragment is common in sandstone.

Recognition of secondary porosity should be based on multiple evidence because monofractured secondary porosity often mimics primary porosity. Petrographic criteria for recognizing secondary porosity include partial dissolution, molds, inhomogeneous packing, oversized pores, corroded grains, intraconstituent pores and fractured grains.

İKİNCİL GÖZENEKLİLİĞİN ÖNEMİ

Kumtaşılarındaki ikincil gözeneklilik, 1975 yılına kadar pek fazla önemsenmemekteydi. Proshlyakov (1960) kumtaşılarındaki gözenekliliğin önemli bir kısmının yeraltında tuzlu formasyon suyu (salin formation water) tarafından oluşturulduğunu ilk olarak önermiştir. Fakat onun bu önerisi uzun bir süre ihmal edildi. Kumtaşılarındaki ikincil gözenekliliği tanıttıcı kriterler ilk olarak Chepikov ve diğ. (1961) tarafından ve ikincil gözenekliliği oluşturan olası proseslerin ayrıntılı bir tartışması Savkevic (1969) tarafından yayınlandı.

1975 tarihinden önce kumtaşılarındaki gözenekliliğin çok küçük bir yüzdesi ikincil

gözeneklilik olarak tanımlanmıştı (Şekil 1). Kumtaşılarındaki gözenekliliğin ayrıntılı bir şekilde çalışılması daha önce birincil gözeneklilik olarak tanımlanan gözenekliliğin büyük bir kısmının aslında ikincil kökenli olduğunu ortaya çıkardı. Şu ana kadar yapılan çalışmalar, kumtaşılarındaki gözenekliliğin en az üçte birinin ikincil kökenli olduğunu kesinleştirmiş bulunmaktadır (Şekil 1).

Schmidt ve diğ. (1977), McBride (1977), Schmidt ve Mc Donald (1979a, 1979b) ve Hayes (1979) yaptıkları ayrıntılı araştırmalar sonucunda dünyadaki petrol rezervlerinde gözlenen gözenekliliğin büyük bir bölümünün ikincil olduğunu göstermiş bulunmaktadır.

Gözeneklilik üzerine yapılan çalışmalar, birincil

gözenekliliğin mekaniksel ya da kimyasal sıkışma (compaction) ve çimentolanma sonucu tamamen ya da kısmen gömülmenin başlangıcında tahrip edildiğini göstermiştir. Belirli bir derinlikten sonra ikincil gözeneklilik çimento, tane ya da yer değiştirme minerali olarak gözlenen karbonat ya da sülfatlar gibi kolayca çözülebilen minerallerin tamamen ya da kısmen çözülmesi sonucu oluşabilir. Son yıllarda yapılan yoğun çalışmalar, daha önceki pek fazla bir etkinliği olacağı düşünülmeyen silikat çözünmesi sonucunda da önemli boyutlarda ikincil gözeneklilik oluşabileceğini göstermiştir (Surdam ve diğ., 1984, Surdam ve Crossey, 1987; Crossey, 1985). Gömülmenin başlangıcında oluşan ikincil gözeneklilik tanelerindeki kırılma ve yeniden düzenlenme sonucu çabukça tahrip edilebilir. Fakat gömülmenin sonlarında oluşan ikincil gözeneklilik daha yavaş olarak tahrip edilmektedir. Çünkü bu aşamada sıkıştırma prosesi ihmal edilecek kadar azdır. Kuşkusuz ikincil gözenekliliğin kökeninin, oluşma zamanının ve dağılımının bilinmesi jeolojik açıdan, bilhassa petrol ve yeraltısuyu araştırmasında, oldukça önem taşımaktadır. Petrol yataklarında gözlenen ikincil gözeneklilik petrol göçünden kısa bir süre önce oluşur. Gözenekliliğin derinlikle azaldığı varsayılarak teorik olarak hesaplanan derinlik ve gözeneklilik arasında lineer bir ilişkinin olduğu (yani hesaplanan değerler derinlik-gözeneklilik diyagramına aktarıldığında noktalar bir çizgi üzerine düşer) gözlenmiştir (Maxwell, 1964; Atwater ve Miller 1965). Bu diyagramlarda gözenekliliğin monotonik olarak derinlikle azaldığı varsayılmıştır. İkincil gözeneklilik derinlik-gözeneklilik diyagramında, birincil gözenekliliğin tahribi süresince oluşabileceği gibi daha derinlerde de oluşabilir (Şekil 2). Uzun bir süre, belirli bölgelerde belirli bir derinlikten sonra rezerv gözenekliliğinin oluşamayacağı düşüncesi rezervuar jeologları tarafından kabul edilmekteydi. Bu düşünce derin petrol rezervlerinin bulunulması ile ortadan kalkmış bulunmaktadır.

Kumtaşlarının diyajenez, sedimentlerin gömülmeleri esnasındaki pozisyonlarına göre üç aşamaya bölünmüştür (Schmidt ve McDonald 1979).

Eodiyajenez: Gömülmenin başlangıcında yüzeyde ya da yüzeye yakın kesimde oluşan diyajenetik prosesleri içerir. Taneler arası su, yüzeydeki ortam tarafından kontrol edilmektedir.

Mezodiyajenez: Etkili gömülmenin olduğu süredeki diyajenetik prosesleri içerir.

Telodiyajenez: Etkili gömülmeden sonra birimin yüzeye ya da yüzeye yakın bir bölgeye çıkmasıyla oluşan diyajenetik prosesleri içerir.

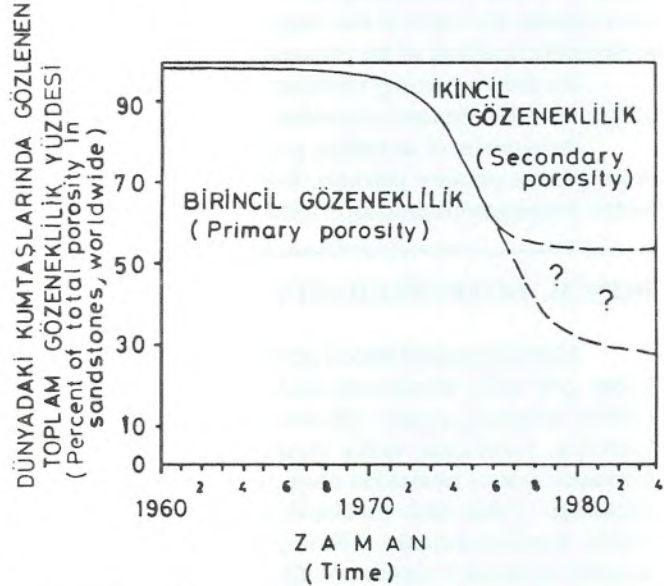
ikincil gözenekliliğin bu ortamdaki oluşma miktarları ortamdaki ortama değişmektedir. İkincil gözenekliliğin çok küçük bir kısmı Eodiyajenez

sürecinde ve çoğunlukla sediment tanelerin çözünmesi sonucu oluşur. İkincil gözenekliliğin büyük bir kısmı Mezodiyajenez süresince oluşmakta ve genellikle kumtaşlarında çimento ya da tane olarak bulunan karbonat minerallerinin çözülmesi sonucu gelişmektedir. İkincil gözenekliliğin oldukça küçük bir bölümü daha ziyade ayrışma, çatlak ya da kırık oluşumları şeklinde Telodiyajenez süresince oluşur.

İKİNCİL GÖZENEKLİLİK OLUŞTURAN PROSESLER

Kumtaşlarında ikincil gözenekliliğin oluşmasına sebep olan prosesler 5 grup altında toplanmıştır (Schmidt ve McDonald, 1974).

a- Kimyasal Prosesler (Chemical Processes): Taneler arası suyun tuzluluk derecesindeki ya da iyon çeşitlerinin oranındaki değişme, sabit sıcaklık ve basınçta gözenek oluşturan çözünmeye sebep olabilirler. Taneler arası suda karbonik asidin oluşması buna güzel bir örnektir. Bu pH'in düşmesine ve karbonat minerallerinin çözünmesine sebep olur. Telodiyajenetik ortamda karbonik asit genellikle atmosferik CO₂'in su ile reaksiyonu sonucu oluşur. Mezodiyajenetik ortamda karbonik asit genellikle sedimentler içinde bulunan organik materyalin ısıya bağlı olarak değişimi sonucu oluşur. Kerojenin sıcaklık artmasıyla çeşitli değişikliklere uğradığı ve bu değişikliklerin oluşumu sırasında suda çözülebilen organik bileşenler, sıvı hidrokarbonlar ve doğal gazların oluştuğu çeşitli araştırmacılar (Surdam ve



Şekil 1: Kumtaşındaki gözeneklerin tanımının zamana göre değişimi (Schmidt ve McDonald, 1979).

Figure 1: Change of interpretation of nature of sandstone porosity (Schmidt and McDonald, 1979)

Crossey, 1987; Surdam ve diğ., 1984; Tissot ve Welte, 1982) tarafından gösterilmiştir.

b- Fizikokimyasal Prosesler (Physicochemical Processes): Taneler arası suyun tuzluluk ve iyon oranının sabit kalması, ortamın sıcaklık ya da bencinin değişmesi çimento ya da tanelerde çözünme ve buruşmaya sebep olabilir. Örneğin hidrostatik zonda bulunan gözenek suyunun jeostatik zona geçmesi halinde, basınç artması dolayısıyla karbonatça doymun olan gözenek suyunun, karbonatça doymun olmamasına neden olur. Bu da mesojenetik karbonat çözünmesine sebep olur.

c- Fiziksel Prosesler (Physical Processes): Hidrolik ya da mekaniksel streslerdeki değişiklik kırık-çatlak oluşumuna sebep olabilirler. Bu, organazmaları biyokimyasal olarak kayaçları oyarak kendilerine yuva yapması, bitkileri gövde ve kökleri için gerekli boşluğu açmak şeklindedir. Alg ve diğer organizmaların metabolik bozuşması karbonik asidin oluşumuna ve dolayısıyla karbonatlı materyalin çözülmesine sebep olabilir. Aynı şekilde sülfat indirgeyici bakteriler sülfat minerallerinin çözülmesine sebep olurlar.

d- Biyokimyasal Prosesler (Biochemical Processes): Çoğu zaman oyucu organizmalar gözenek oluşumuna sebep olabilirler. Bu, organizmaların biyokimyasal olarak kayaçları oyarak kendilerine yuva yapması, bitkilerin gövde ve kökleri için gerekli boşluğu açmak şeklindedir. Alg ve diğer organizmaların metabolik bozuşması karbonik asidin oluşumuna ve dolayısıyla karbonatlı materyalin çözülmesine sebep olabilir. Aynı şekilde sülfat indirgeyici bakteriler sülfat minerallerinin çözülmesine sebep olurlar.

e- Biyofiziksel Prosesler (Biophysical Processes): Bu proseslerin ikincil gözenekliliğine olan katkıları oldukça azdır. Oyucu ya da gömücü organizmalar mekaniksel olarak gözenek oluştururlar. Ayrıca kayaçların içinde gelişen bitki gövde ve kökleri çatlak ve kırık oluşumuna sebep olabilirler.

Oluşum kökenlerine göre kumtaşlarında oluşan ikincil gözeneklilik beş grup altında toplanılmıştır (Şekil 3, Schmitd ve McDonald, 1979).

1- Çatlak ve kırılma ile oluşan ikincil gözeneklilik (Porosity created by fracturing): Kumtaşlarında oluşan tüm çatlak ve kırıklar bu grup altında toplanır.

2- Çekme, buruşma ile oluşan ikincil gözeneklilik (Porosity created by shrinkage): Bu grup gözeneklilik, glökonit, hematit gibi mineralleri ya da çamur (mud) gibi agregatların dehidratasyonu ya da yeniden kristalleşmesiyle oluşurlar. Gözenek boyutları değişkendir.

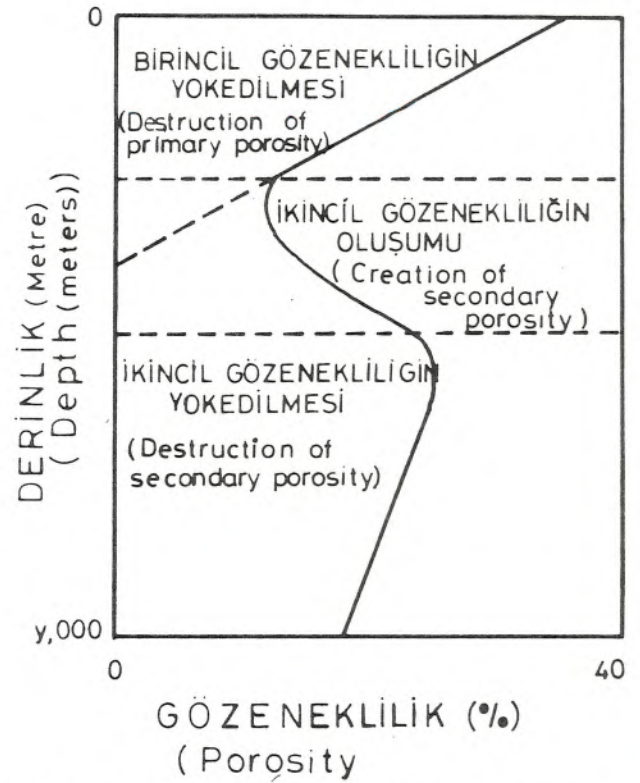
3- Sedimenter materyalin çözünmesiyle oluşan gözeneklilik (Porosity created by dissolution of sedimentary constituents): Bu tür gözeneklilik

kumtaşlarında oldukça yaygın ve önemlidir. Sedimenter tana yada matriksinin (çoğu zaman karbonat mineralleri) seçmeli çözünmesiyle oluşurlar. Gözeneklerin boyutları 1 mikrondan birkaç santimetreye kadar değişebilirler.

4- Otijenik çimento materyalinin çözünmesiyle oluşan gözeneklilik (Porosity created by dissolution of authigenic cementing minerals): Kumtaşlarında oluşan ikincil gözenekliliğin büyük bir bölümü bu grup altında toplanır. Kumtaşlarında çimento olarak bulunan kalsit, dolomit ve siderit gibi kolayca çözünebilir minerallerin çözünmesi bu tür gözenekliliği oluşturur. Çeşitli boyut ve şekillerde gelişir.

5- Otijenik mineral yer değiştirilmesiyle oluşan gözeneklilik (Porosity created by dissolution of authigenic replacive minerals): Sediment tane ya da çimentosunun kalsit, dolomit, siderit, feldispat gibi kolayca çözünebilir kesiminin çözünmesiyle çeşitli boyut ve şekilde oluşur.

İkincil gözeneklilik tek kökenli olduğu gibi birden fazla kökenin ürünü olabilirler. Birden fazla kökenli ikincil gözeneklilik "hybrid" gözeneklilik olarak adlandırılır (Schmitd ve McDonald, 1979).



Şekil 2: Birincil ve ikincil gözenekliliğin değişim safhaları ve derinliklerdeki dağılımı (Hayes, 1979)

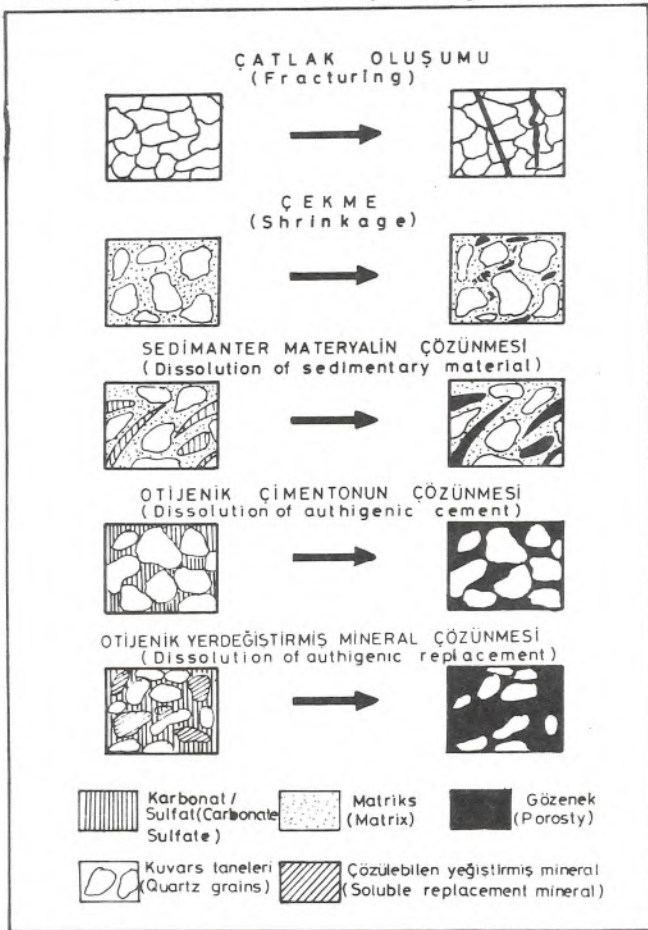
Figure 2: Depth distribution and evolutionary sequence of primary and secondary porosity (Hayes, 1979).

İKİNCİL GÖZENEKLİLİK DOKULARI

Çatlak-kırık dışındaki ikincil gözeneklilik, çoğu kez yanlışlıkla birincil gözeneklilik olarak tanımlanmakta ve dolayısıyla genellikle varlığı farkedilmemektedir. Bu daha çok ikincil gözenekliliğin, birincil gözenekliliği şekil olarak taklit etmesi, ve çoğunlukla benzer dokulara sahip olmaları nedeniyledir. Şu da bir gerçektir ki, çoğu kez araştırmacı ikincil gözenekliliğin varlığına ve tanımlatıcı kriterlerine yabancıdır. Bu makale, kumtaşlarının diyajenezini çalışanlara, ikincil gözenekliliğin önemini vurgulamak ve tanıttıcı kriterleri verme amacını güder.

Birincil gözeneklilik morfolojisiyle karşılaştırıldığında ikincil gözeneklilik şekilleri üç grub altında toplanır (Schmidt ve McDonald, 1979a, b).

a-) **Birincil gözeneklilikle aynı morfolojide olan ikincil gözeneklilik:** Kumtaşlarının depolanmalarından hemen sonra diyajenezin erken safhalarında çözünebilir bir materyal ile çimentolanan



Şekil 3: Kumtaşlarındaki ikincil gözenekliliğin farklı kökenli oluşumu (Schmidt ve McDonald, 1979)

Figure 3: Textural origin of secondary sandstone porosity (Schmidt and McDonald, 1979)

kumtaşlarında yaygındır. Bu tip ikincil gözeneklilik çözünen materyalin sadece gözenek dolgusu çimentosu olduğu yerlerde olur.

b-) **Birincil gözenekliliğin değiştirilmiş morfolojisine sahip ikincil gözeneklilik:** Daha çok birincil gözenek etrafındaki tane ve çimentonun çözünmesi sonucu birincil gözenekliliğin genişleyerek değişmesiyle olur. Bu gruptaki gözenekler hem çimentonun hem de sedimanter tane ve tane büyümelerinin kenarlarının kısmen ya da tamamen çözünmesi sonucu gelişir.

c-) **Birincil gözeneklilik morfolojisinden bağımsız olan ikincil gözeneklilik:** Sedimenter tane ya da tane büyümelerinin kısmen yada tamamen çözünmesi, tane ya da kayaç çatlaklanması ve tane, matris ya da çimentonun çekmesi sonucunda oluşur.

İkincil gözeneklilik şekilleri, birincil gözeneklilik şekillerinden şu açılardan ayrılır; 1) ikincil gözeneklerin boyutları ve şekilleri daha çok değişkendir. 2) ikincil gözeneklerin ağızlarının boyut ve şekilleri oldukça çok çeşitlilik gösterir.

İkincil gözeneklilik dokuları beş ana grup altında toplanmıştır (Schmidt ve McDonald, 1979).

a- **Taneler arası gözeneklilik dokusu** (Intergranular pore texture): Sedimenter taneler arasındaki boşluklar bu grup gözeneklilik dokusunu oluştururlar. Üç alt guruba bölünür.

Normal taneler arası gözeneklilik (Regular intergranular pore) depolanma esnasındaki taneler arası gözenekliliği yansıtır ve birincil gözeneklilikle aynıdır. Bu tür gözenekler, taneler arasında bulunan matris, çimento ya da yer değiştirmiş materyalin çekmesi ya da çözünmesiyle oluşabilir.

Küçültülmüş taneler arası gözeneklilik (Reduced intergranular pores), depolanma esnasındaki gözenekliliğin, tane deformasyonu, tane kontaklarındaki çözünmeyle oluşan kimyasal sıkışma (chemical compaction), tane büyümesi (syntaxial cementation) ya da boşlukta gelişen (fringing cementation) çimentolanmayla kısmen doldurulması sonucu oluşur.

Genişletilmiş taneler arası gözeneklilik (Enlarged intergranular pores), depolanma esnasındaki gözenekliliğin sedimenter tanelerin çekmesi, buruşması, tane kenarlarında tane büyümesi şeklinde oluşan çimentolanma ya da mineral değişimiyle oluşan kesimin çözünmesi sonucu genişlemesiyle oluşur.

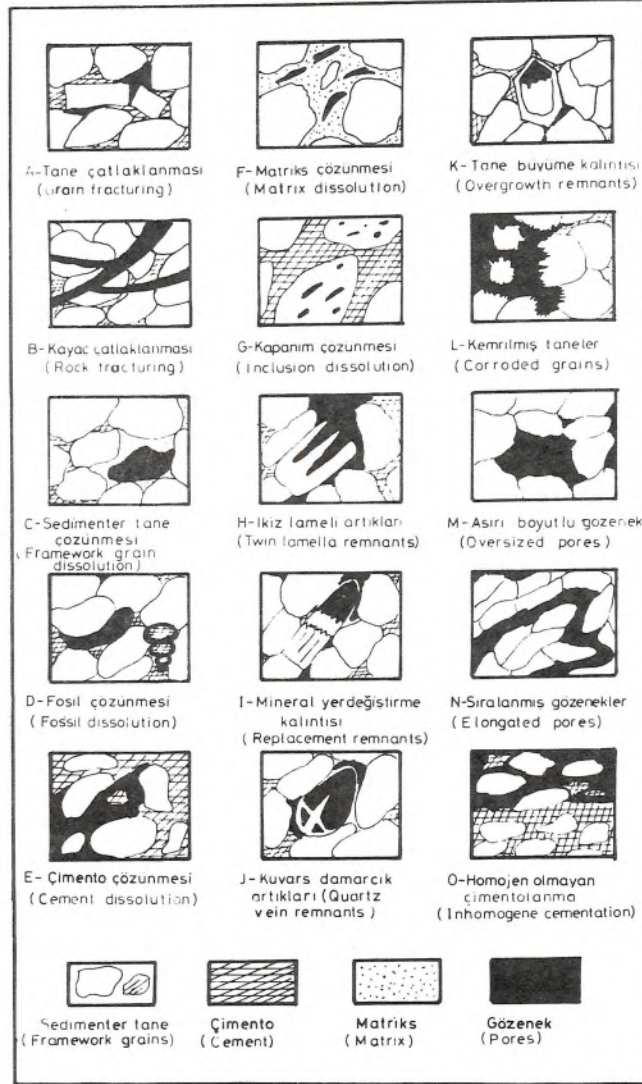
b- **Aşırı boyutlu gözeneklilik dokusu** (Oversized pore texture): Çatlak kırık dışındaki herhangi bir gözenek, gözenek kenarındaki tanelerin boyutundan en az 1-2 kez daha geniş boyutlu ise bu gruba girer. İki alt gruba bölünür.

Fabrik seçmeli aşırı boyutlu gözeneklilik (Oversized fabric selective pores), genellikle kayaçlardaki fabrik elementlerinin kontrolünde

gelişir. Bu ikincil gözenekliliğin tanınmasında önemli bir kriterdir. Diğer gözenek türlerinde olduğu gibi, bu tür gözeneklilik tane ya da çimento materyalinin çekmesi ya da çözünmesiyle oluşur.

Aşırı boyutlu kesme gözeneklilik (Over-sized crosscutting pores) oldukça ender fakat ikincil gözenekliliğin tanımlanmasında önemli bir kriterdir. Bu tür gözeneklilik kayalarındaki fabrik elementlerini keserek gelişir.

c- Moldik gözeneklilik dokusu (Moldic pore texture): Oluşumlarından önceki materyalin karakteristik izlerini gösteren gözenekler bu grup altında toplanır. Üç alt gruba bölünür.



Şekil 4: Kumtaşlarındaki ikincil gözenekliliğin tanınmasında kullanılan kriterler (Schmidt ve McDonald, 1979 ve Shanmugam, 1985).

Figure 4: Criteria for recognizing secondary porosity in sandstones (after Schmidt and McDonald, 1979 and Shanmugam, 1985).

Tane mold gözeneklilik (Grain-mold pore) kumtaşlarında oldukça yaygın ve kayalarda tane seçmeli çözünme sonucu gelişirler (Şekil 4-C).

Çimento mold gözeneklilik (Cement mold pore), ard arda gelişen en az üç diyajenetik değişme sonucu oluşur; a) Çözünmüş euhedral kristal yüzeyli ya da başka bir morfolojideki mineralin yüzeyleri ilk olarak çimentolanır, b) geriye kalan boşluk başka bir çimento ile doldurulur, c) gözeneklilik oluşturan prosesler seçmeli olarak ilk çimentoyu çözerler (Şekil 4-I).

Yerdeğiştirmiş mineral mold gözenekliliği (Replacement-mold pore Texture) euhedral kristal yüzeyleri geliştirerek oluşan yerdeğiştirme minerallerinin çözünmesi şeklinde gelişir.

d- Tane içi Gözeneklilik Dokusu (Intra-constituent Pore Texture): Sedimenter tane, matriks, çimento ya da yerdeğiştirmiş mineraller içinde gelişen gözeneklilik bu gruba girer. Tane içi gözeneklilik, tane kenarlarından çok tane içinde gözeneklilik oluşturan proseslerle gelişir. Yüksek oranda tane içi gözeneklilik içeren taneler balpeteği yapılı tane "honeycombed grains" olarak tanımlanır ve ikincil kökenlidir.

e- Kırık-çatlak Gözeneklilik Dokusu (Fracture Pore Texture): Kayac tane ya da kayacın kendisinin belirli bir yüzey boyunca ayrılması çatlak ve kırık oluşumuna sebep olur. Kumtaşlarında üç çeşit kırık-çatlak gözenekliliği gözlenebilir.

Açık kayac çatlaklar (Open rock fractures), birden fazla tane ya da taneler arası boşluğu kesen bir ayrılma yüzeyine sahiptirler. Bazen bu çatlaklar tane kenarlarını izler, fakat çoğu kez sedimenter tane, çimento, matrix ve diğer diyajenetik fabrikleri keserler (Şekil 4-B)

Açık tane çatlaklarda (Open Grain Fracture), ayrılma yüzeyi sadece bir tane içinde gözlenir (Şekil 4-A). Taneyi baştan başa kesen çatlaklar kuşkusuz ikincil kökenlidir. Fakat tanenin sadece bir bölümünü kesen çatlak birincil ya da ikincil kökenli olabilirler.

Açık taneler arası çatlaklarda (Open intergranular fractures), çatlak sadece tanelerarası boşlukta gelişmiştir. Bu tür çatlaklar tane arası çimento, matriks ya da yerdeğiştirme mineralleri içinde oluşur.

İKİNCİL GÖZENEKLİLİĞİN TANINMASI

İkincil gözenekliliği tanımlarken, herşeyden önce şu gerçeğin farkında olmalıyız. İkincil gözeneklilik çoğu kez birincil gözenekliliğe benzer dokular gösterir, hatta bazen birincil gözenekliliği şekil olarak taklit eder. Bundan dolayıdır ki ikincil gözeneklilik son zamanlara kadar farkedilmemiştir.

İkincil gözeneklilik, çoğu kez, bazı petrografik kriterlerin kullanılmasıyla, kayac ince kesitlerinin petrografik mikroskop altında incelenmesiyle tanımlanabilir (Chepikov ve diğ. 1961, Schmidt ve

McDonald, 1979). Elektron mikroskop (Scanning Electron Microscope), petrografik mikroskopta gözlenen ikincil gözeneklilik tanımlanmasının doğrulanmasında kullanılır (Pittman, 1972; Burley ve Kantorowicz, 1986). Aşağıdaki sekiz petrografik kriter, kumtaşılarındaki ikincil gözenekliliğin tanımlanmasında yardımcı olur (Chepikov ve diğ., 1961; Schmidt ve McDonald, 1979; Shanmufan, 1984 ve 1985).

1- Kısmi çözünme (Partial dissolution): Kısmi çözünme kumtaşılarındaki oldukça yaygın ve çoğu kez ikincil gözenekliliğin kesin bir belirtisidir. Sedimenter tane ya da çimento çoğu kez tamamen çözünmez. Bazı tane ve çimento artıkları gözenek içinde ya da kenarlarında gözlenebilir. Fakat bu durumlarda oldukça dikkatli olmalıyız. Çünkü tamamlanmamış çimentolanmada aynı dokuyu gösterebilir. Kemirilmiş (Corroded) yüzeylerin varlığı, artık poikilitik çimento kristallerinin uniform olarak sönmesi çimento içi gözeneklilik ve çimentodaki zonlu büyümenin kesilmesi otojenik çimentonun kısmi çözünmesinin belirtileridir (Şekil 4, B,F)

2- Mold: Tane moldlar kumtaşılarındaki oldukça yaygın ve sık olarak gözlenir. Çözünmeden önceki tane, çimento ya da yerdeğiştirmiş minerallerin karakteristik izlerini gösteren moldlar ikincil gözenekliliğin tanımlanmasında oldukça faydalıdır.

3- Homojen olmayan paketlenme (inhomogeneous packing): Bu kumtaşılarındaki oldukça yaygın ve faydalı bir ikincil gözeneklilik belirtisidir. Gevşek paketlenmiş taneler ile sıkıca paketlenmiş tanelerin yan yana bulunması, çözülebilen matriks ya da çimentonun dağılımının başlangıçtaki farklı olduğunun bir belirtisidir. Sıkıca paketlenmiş kesimler taneler arası matriks ya da çimentonun çok az ya da hiç olmaması nedeniyle bu kesimdeki tanelerin mekanik olarak sıkışması ya da kimyasal kaynaşması sonucunda gelişir. Taneler arası çimento ya da matriksin varlığı, tane sıkışması ya da tane kaynaşmasını engeller. Diyajenezin ileri safhalarında bu çimento ya da matriksin çözünmesi gevşek paketlenene kesimlerin oluşmasına sebep olur. Homojen olmayan paketlenme, en iyi şekilde, tabakalanmaya dik olarak paketlenme, en iyi şekilde, tabakalanmaya dik olarak kesilmiş kesitlerde gözlenebilir (Şekil 4-O). Homojen olmayan paketlenme, çoğu kez el örneklerinde çıprak gözle ya da lup aracılığı ile gözlenebilir.

4- Aşırı boyutlu gözenek (Oversized Pores): Kenarlarındaki tanelerin boyutundan daha büyük boyutlu gözenekler kumtaşılarındaki oldukça yaygındır ve ikincil gözenekliliğin önemli bir belirtisidir (Şekil 4-M). Aşırı, boyutlu gözenekler çoğu kez, homojen olmayan paketlenmeyle beraber gözlenir. Aşırı boyutlu gözenekler, kumtaşılarındaki kanal oluşumuna neden olabilirler ki bu da açıkça ikincil gözenekliliğe işaret eder.

Aşırı boyutlu gözenekler, çoğu kez el örneklerinde gözlenebilir.

5- Sıralanmış gözenekler (Flogated pores): İkincil gözenekliliğin iyi bir belirtisidir. Fakat bu kriter kullanırken dikkatli olunmalıdır. Çünkü birincil olarak sıralanmış gözenekler, çok miktarda yassı taneler içeren kumtaşıları ya da iyi paketlenmiş, oldukça köşeli çok küçük tanelerden oluşmuş kumtaşılarındaki oldukça yaygındır. Sıralanmış gözeneklilik (Şekil 4-N) en iyi olarak ince kesitlerde gözlenir.

6- Kemirilmiş Tane (Corroded grains): Gözenek kenarlarındaki tanelerin kemirilme belirtisi göstermesi ikincil gözenekliliğin varlığını işaret edebilir. Genellikle kum tane kenarlarında gelişen mineral yer değiştirmesi ya da mineral büyümesinin farklı derecelerde çözünmesiyle oluşur. Otijenik kuvars büyümesi gösteren kuvars tanelerinin kemrilmesi ikincil gözenekliliğin varlığının inandırıcı bir belirtisidir. Kemirilmiş tanelerin sedimenter prosesler sonucunda da oluşabilmeleri nedeniyle bu kriteri kullanırken dikkatli olmalıyız. Tanelerdeki diyajenetik kemrilme, ince kesitlerin mikroskop altında ya da örneklerin elektron mikroskopla incelenmesiyle gözlenebilir (Şekil 4-L).

7-Tane içi gözeneklilik (Intra-constituent pores): İkincil gözenekliliğin iyi bir belirtisi olabilir. Bal peteği şeklindeki tanelerde polanma sonrası çözünmenin iyi bir belirtisidir. Çünkü bu yapı taşınma ya da gömülme esnasında kolayca yok edilir. Bal peteği şekilli taneler en iyi şekilde ince kesitlerde gözlenir (Şekil 4-G-H).

8- Açık tane çatlaklar (Open grain fractures): Tane kaynaşması ya da tane büyümesi gösteren tanelerden oluşmuş kumtaşılarındaki ikincil gözenekliliğin tanımlanmasında oldukça önemli bir kriterdir. Tane çatlaklanması en iyi şekilde ince kesitlerin mikroskop altında gözlenmesiyle belirlenir (Şekil 4-A,B)

SONUÇLAR

Uzun bir süre öneminin farkına varılmayan ikincil gözenekliliğin kumtaşılarının diyajenezlerinde önemli rol oynadığı 1970'lerden sonra yapılan ayrıntılı çalışmalar sonucu ortaya çıkarılmıştır. Yerin derinliklerinde kumtaşılarındaki ikincil gözeneklilik oluşturan birçok mekanizma mevcuttur. İkincil gözeneklilik kumtaşılarının mineralojisine, dokusuna, yaşına ya da bulunduğu derinliğe bağımsız olarak oluşabilirler. Son yıllarda saptanan derin petrol yatakları bunun güzel bir kanıtıdır.

İkincil gözeneklilik çoğu kez birincil gözenekliliğe çok benzer, fakat bazen oldukça değişik dokulara sahiptir. Bu nedenle ikincil gözenekliliğin varlığını tanımlamada birden çok kriterin araştırılması gerekmektedir. Bir kriter tek başına yeterli olmayabilir.

Kumtaşlarındaki ikincil gözenekliliğin varlığı, belirli bir sayıdince kesitin iyi bir petroğrafik mikroskopla yukarıdaki kriterler kullanılarak tanımlanabilirler.

İnce kesit yapımı sırasında gözenek kenarlarında yapılması olası tahribleri önlemek için kumtaşı örneklerinin renkli bir epoxy ile impregne edilmesi gerekmektedir.

Çoğu kez geleneksel petroğrafik mikroskop ikincil gözenekliliğin tanımlanmasında yeterli olabilir. Fakat bazan tanımlanmanın doğruluğundan emin olabilmek için Cathodeluminescence mikroskop, Elektron mikroskop ya da microprobe analizlerine başvurulmalıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Atwater, G.I. and E.E. Miller, 1965, The effect of decrease in porosity with depth on future development of oil and gas reservoirs in southern Louisiana (Abs): Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 49, p. 344.
- Burley, S.D. and J.D. Kantorowicz, 1986, Thin section and S.E.M. textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones: Sedimentology, v. 33, p. 587-604.
- Chepikov, K.P., Y.P. Yermolova and N.A. Orlova and N.A. Orlova, 1961, Corrosion of quartz grains and examples of the possible effect of oil on the reservoir properties of sandy rocks: Doklady of Academy of Sciences of the USSR, Earth Science Sections, v. 140, P. 1111-1113 (In English).
- Hayes, J.B., 1979, Sandstone diagenesis- the hole truth, SEPM Special Publication 26, p. 127-139.
- Maxwell, J.C., 1964. Influence of depth, temperature and geologic age on porosity of quartzose sandstone. Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull. v. 60, p. 543-553.
- McBride E.F., 1977, Secondary porosity, importance in sandstone reservoirs in Texas: Transactions of the Gulf Coast association of Geological Societies, v. 27, p. 121-122.
- Pittman, E.D., 1979, Porosity, diagenesis and productive capacity of sandstone reservoir, SEPM special Publication 26, p. 159-173.
- Proshlyakov, B.K., 1960, Reservoir rocks as a function of their depth and lithology Geo. Neffi Gaza, v. 4, no. 12, p. 24-29.
- Savkevich, S.S., 1969, Variation in sandstone porosity in lithogenesis (as related to the prediction of secondary porous oil and gas reservoir): Doklady of Academy of Sciences of the USSR, Earth Sciences Sections, v. 184, p. 161-163 (in English)
- Schmidt, V., D.A. McDonald and R.L. Platt, 1979, Pore geometry and reservoir aspects of secondary porosity in sandstones: Canadian Soc. Petroleum Geologists Bull. v. 25, p. 271-290.
- Schmidt, V., and D.A. McDonald, 1979 a, The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis: SEPM Special Publication 26, p. 175-207.
- Schmidt, V., and D.A. McDonald, 1979 b, texture and recombination of secondary porosity in sandstones: SEPM Special Publication 26, p. 209-225.
- Shanmugan, G., 1984, Secondary porosity in sandstone: Basic contribution of Chepikov and Savkevich: AAPG Bull. v. 68 P. 106-107.
- Shanmugan, G., 1985, Significance of secondary porosity in interpreting sandstone composition: AAPG Bull. v. 69 p. 378-384.
- Surdam, R.C., Crossey, L.J., 1987, Integrated diagenetic modelling: A process-oriented approach for clastic systems; Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 15, p. 141-170.
- Surdam R.C., and Crossey, L.J., 1984, The chemistry of secondary porosity, In D.D. McDonald and R.C. Surdam (eds), Clastic Diagenesis; Amer. Assoc. Petrol. Geologists Memoir. 37, p. 127-149.
- Tissot, B.P. and Welte, D.H., 1982, Petroleum Formation and Occurrence, New York, Springer-Verlag, 638 pp.

ULUKIŞLA-ÇAMARDI (NİĞDE) HAVZASININ MADEN YATAKLARI

Ore Deposits in the Ulukışla-Çamardı (NİĞDE) Basin.

Ali ÇEVİKBAŞ MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüd ve Arama Dairesi, ANKARA
Önder ÖZTUNALI İ.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Avcılar, İSTANBUL

ÖZ: Ulukışla-Çamardı Havzası, kuzeyde Niğde grubu, güneyde Bolkar grubu, doğuda ise Ecemiş fay koridoruyla kuşatılmıştır. Havzada, stratigrafi ve litoloji açısından birbirine benzemeyen 3 bölüm ayrılmıştır. Bu çalışmanın amacı, inceleme alanındaki yaygın cevherleşmelerin kökenlerini, oluşum mekanizmalarını, mineralojilerini ve yatak özelliklerini ortaya koymaktır. İncelemeler sonucunda bölgedeki cevherleşmelerin, kıta-kıta çarpışması ile etkinliğe başlayan mağmatizmaya bağlı olarak meydana gelen Karıncadağ Pb-Zn-Cu, Alkoyağı dere Cu, Karnioğlu Fe-Cu, Esendemir tepe Fe-Co-Cu, Uçurumtepe Cu, Cıpcip dere Fe-Cu, Kayserilinin dere Cu ve Yağlıtaş Pb-Cu gibi cevher yatakları oldukları saptanmıştır.

ABSTRACT: The Ulukışla-Çamardı basin is bordered by Niğde group in the north, Bolkar group in the south, and Ecemiş fault in the east. The basin is divided into three sections in terms of stratigraphy and lithology. The purpose of this study is to illustrate the genesis, mechanisms, mineralogies and deposit properties of extensive mineralizations in the studied area. As a result of investigations, main mineralizations, some of them are of economic interest, related to magmatism resulted from continent-continent collision are Karıncadağ Pb-Zn-Cu, Alkoyağı dere Cu, Karnioğlu Fe-Cu, Esendemir tepe Fe-Co-Cu, Uçurum tepe Cu, Cıpcip dere Fe-Cu, Kayserilinin dere Cu and Yağlıtaş Pb-Cu.

GİRİŞ

Çalışma alanı, Bolkaradağları ve kuzeyindeki Ulukışla-Çamardı-Pozantı arasında yer alır (Şekil 1).

İnceleme alanı kuzeyde Niğde grubu, güneyde Bolkar grubu, doğuda Ecemiş koridoruyla sınırlanır. Niğde grubu inceleme alanında Aşıgediği ve Çamardı formasyonlarından oluşur. Üçkapılı granodiyoriti tüm bu kaya birimlerini keser. Tortul litolojilerinden oluşan Yeniköy formasyonu, Niğde grubu kayaçlarını örter (Şekil 2).

Bolkar grubu Permian yaşlı Bolkaradağı mermer ve şistlerinden oluşur, üzerine Alihoca ofiyolit kompleksi tektonik dokanakla gelir. Horoz granodiyoriti Bolkaradağı mermerlerini, damar kayaları da (kuvarsporfir) ofiyolitik kayaçları keser.

Ecemiş fayının doğusunda yer alan Aladağ grubu, Akdağ ve Gökbel formasyonlarından oluşur. Aladağ ofiyolit melanjı, temeli oluşturan karbonatlarla çökeltme dokanaklıdır, üzerine ise Aladağ ofiyolit napi tektonik bir dokanakla gelir.

Ulukışla-Çamardı Tersiyer havzası, değişik tektonik ünitelerin üzerinde yer almaktadır. Kuzeyde volkano-sedimanter ve plütonik kayaçlarından oluşan bölüm, Niğde masifinin üstünde, güneyde tortul kayaçlardan oluşan

bölüm Bolkaradağı mermerleri üstünde, orta kesimde volkano-sedimanter kayaçlardan oluşan bölüm ise Alihoca ofiyolit kompleksi üzerinde gelişmiştir. Her üç bölüm Üst Eosen tektoniği ile yan yana gelmiştir.

Güney bölümde Tersiyer havzasının tabanı, Bolkaradağı mermerleri ile ofiyolit kompleksi üzerinde açısız uyumsuzlukla oturan, Kalkankaya formasyonu ile başlar, Yağbağ ve Kırkpınar formasyonu ile son bulur. Pliyo-Kuvaterner yaşlı güncel çökeller bu birimleri örter.

Orta bölümde Kretase'den Orta Eosen'e kadar yaşlı kaya birimleri görülür. Bu bölüm; Kırkgeçit, Tabaklı, Ardıçlı, Hasangazi formasyonu ve üyelerinden oluşur. Bu birimleri Oligo-Miyosen yaşlı Zeyvediği ahnidriti açısız uyumsuz olarak örter. Bunların da üzerine Kurtulmuş ve Kızılöz formasyonları ile Ilıcadere bazaltı ve güncel çökeller gelir.

Kuzey bölüm de Kretase'den-Orta Eosen'e kadar kaya-birimlerini kapsar. Bu bölüm; Ömerli, Yeniköy ve Ünlükaya formasyonları. Başmakçı kireçtaşı, Karlık bazaltı, Alıçlı andeziti, Güney formasyonu, Çaykavak formasyonu, Elmalı siyenit porfiri, diyabaz daykı gibi formasyon ve üyelerden oluşur. Tüm bu birimleri en son olarak Kaletepe trakiti keser. Üzerini açısız uyumsuzlukla Oligo-Miyosen yaşlı Fındıklı formasyonu örter ve

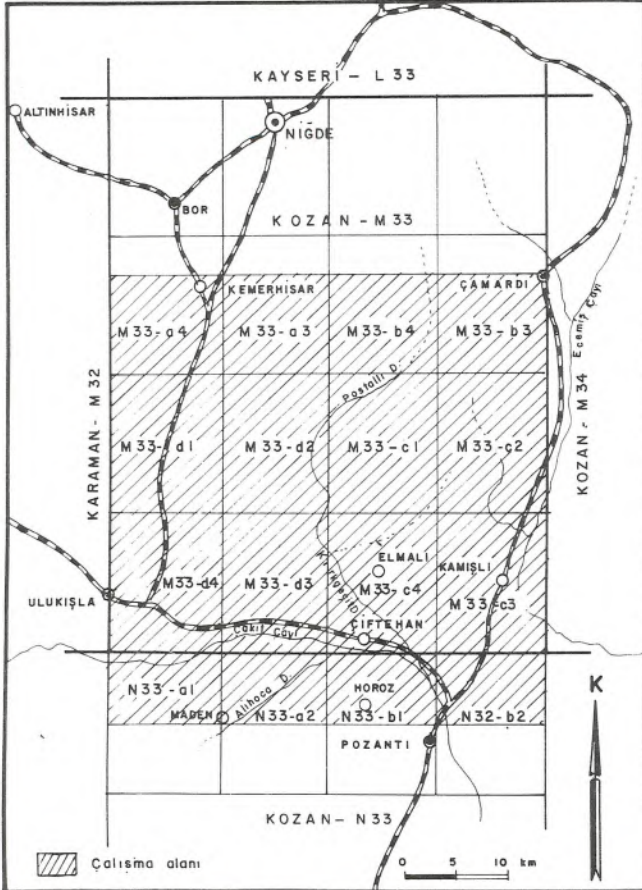
Miyosen yaşlı Burç formasyonu ile devam eder. En üstte Çanaktepe formasyonu, Havuzlu tüfiti, Gökbez formasyonu, İkiztepe ignimbiriti ve güncel çökellerle son bulur (Şekil 3).

Ulukışla-Tersiyer havzasının tektoniği üç farklı dönemde gelişmiştir. Havza Lütasiyen sonlarında; Üst Eosen-Alt Oligosen, Üst Miyosen ve Üst Pliyosen olmak üzere üç ayrı sıkışma dönemi geçirmiştir (Çevikbaş 1991).

İnceleme alanındaki cevherleşmelerle ilgili çalışmalarda amaç; cevherleşme ve mineralleşmelerin jeodinamik evrim içerisinde oluşum biçimlerini, kökenlerini, oluşum mekanizmalarını, mineralojilerini ve yatak özelliklerini ortaya koymaktır.

Çalışma alanında ayrıtılanan Niğde grubu, Bolkar grubu, ve Ulukışla-Çamardı havzasında oluşmuş cevherleşmeler irdelenmiştir. Volkanik kuşak ile Bolkar grubundaki cevherleşmelerin, ortaya konan jeodinamik evrim içerisindeki konumları yorumlanmıştır.

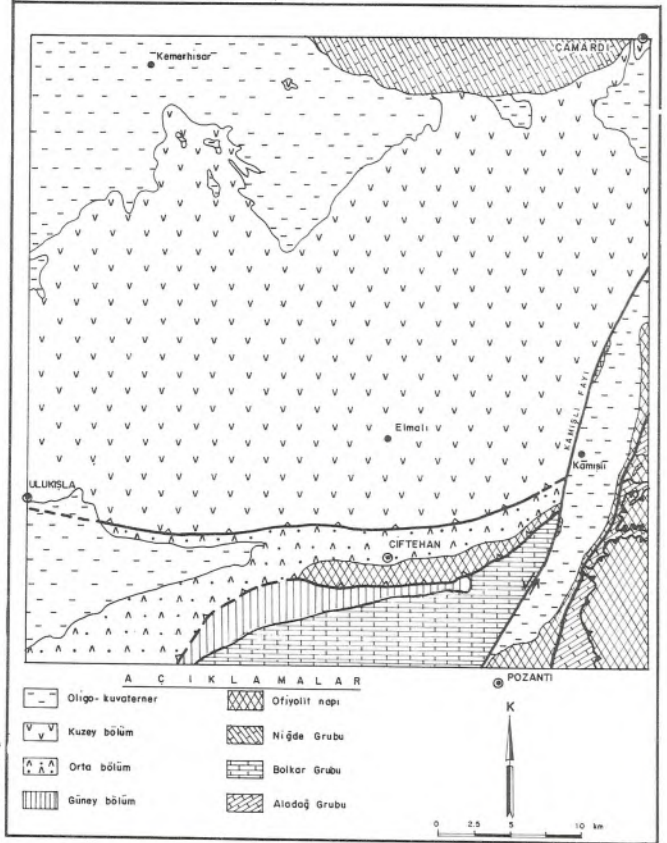
Bolkardağ grubu içerisindeki cevherleşmeler kıta-kıta çarpışması (Üst Maestrihtiyen) döneminde yerleşen Horoz granodiyorit kökenli mağmatojenik eriyik aktivitelerinin sonucunda oluşmuşlardır. Bunlardan da ikincil



Şekil 1: İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli harita kare-lajı.

Figure 1: 1/25.000 Scale index map of the studied area.

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ - KASIM 1991



Şekil 2: Ulukışla-Çamardı havzasının sadeleştirilmiş yapı haritası.

Figure 2: Simplified structure map of the Ulukışla-Çamardı basin.

mineralleşmeler-cevherleşmeler türemiştir.

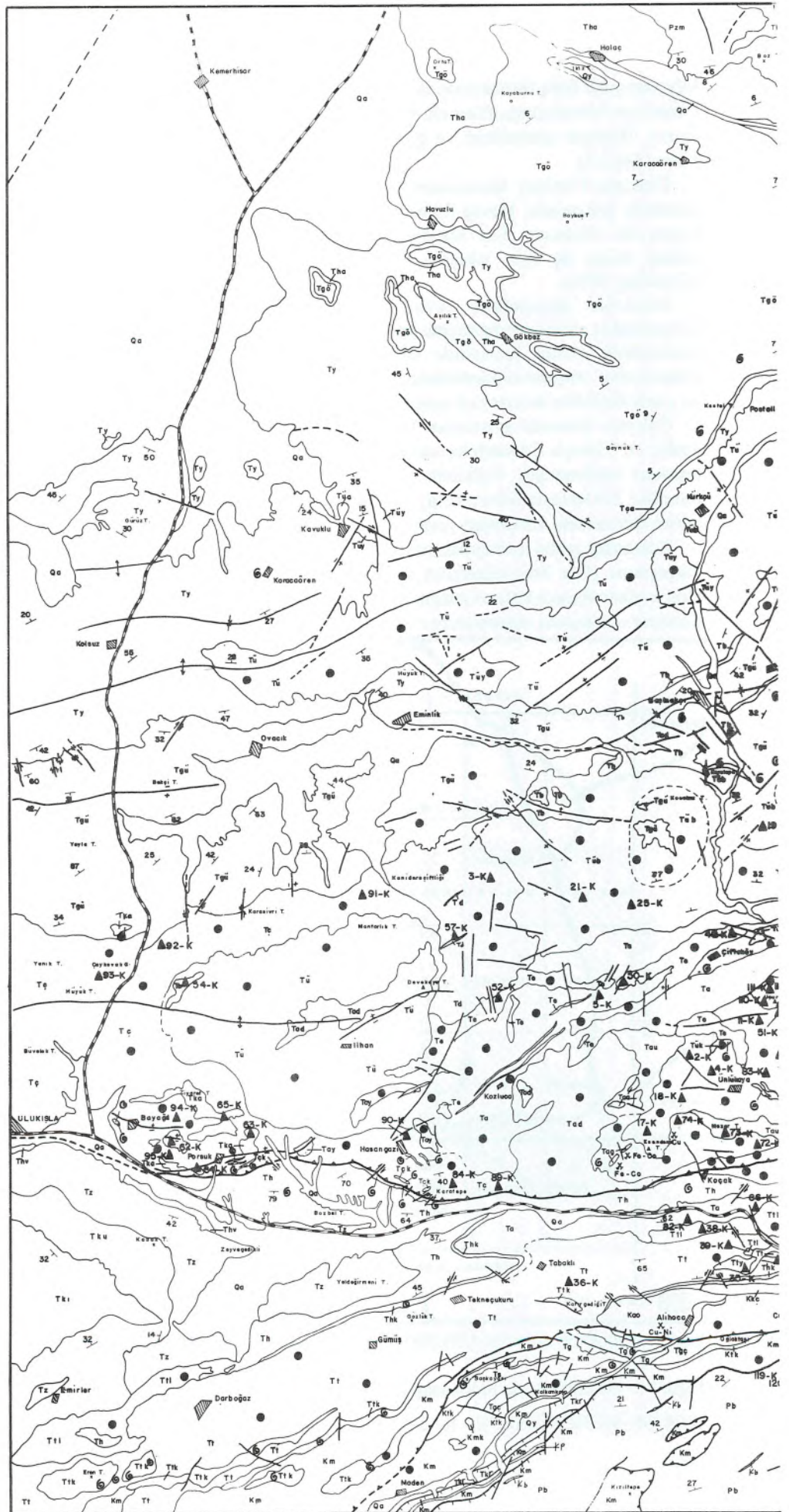
Ulukışla-Çamardı havzasındaki cevherleşmeler ise; çarpışma sürecinde kalınlaşan kıta içerisinde, daha sonra platform üzerinde gelişen havzadaki volkanik ve plütonik gelişmelere bağlı olarak oluşmuşlardır (Şekil 4). Bu iki bölümdeki cevherleşmeler alt bölümler halinde verilecektir.

Çalışma alanında Niğde grubu içerisinde izlenen cevherleşmeler muhtemelen çarpışma döneminde Niğde grubu kayaları içerisine sokulum yapmış granit kökenli hidrotermal eriyik aktivitelerinin sonucunda oluşmuştur. Niğde grubu içerisinde değişik mineral topluluk ve tipli cevherleşmeler bulunmaktadır. Bunlardan sadece saha içinde kalan Celaller yakınındaki sokulumlara (monzodiyorit) bağlı olarak oluşan kalay cevherleşmesine kısaca değinilecektir.

NİĞDE GRUBU CEVHERLEŞMELERİ

1-Celaller Kalay Cevherleşmesi

Niğde masifi güneyinde Celaller köyünün 2 km batısında Sarıtuza mevkiinde bulunmaktadır (Şekil 3).



A Ç I K L A M A L A R

NİĞDE GRUBU

Ku	Üçkaplı granodiyorit
Paz	Çamardı Formasyonu
Pza	Amfibolit
Pzm	Ağıgadıği Formasyonu
Pm	Mermer

PALEOZOYİK -
MESOZOYİK

BOLKAR GRUBU

Kh	Horoz granodiyorit
Kp	Kuvara parfir
Kb	Andezit
Kaa	Alihoca ofiyolit kompleksi
Km	Madenköy ofiyolit melanjli (Kmk - kireçtaşı bloğu)
Pb	Bolkardağ mermerleri
Pbz	Şişit üyesi

PERMİYEN -
KRETASE

ALADAĞLAR GRUBU

Kak	Aladağ ofiyolit napı
Kal	Aladağ ofiyolit kompleksi
Kg	Gökbel formasyonu
Ka	Akdağ kireçtaşı

KRETASE

SİMGELER

	Dokanak
	Olası dokanak
	Doğrultu ve eğim
	Antiklinal eksen
	Sanklinal eksen
	Normal fay
	Ters fay
	Sürüklenme
	Nap kantağı
	Devrik antiklinal eksen
	Devrik katman
	Blok
	Dömsel yapı
	Enine kesit yeri
	Yerleşim merkezi
	İşletilen maden ocağı
	Petrografik örnek yeri
	Kimyasal, petrografik örnek yeri ve numarası
	Paleontolojik örnek yeri



ULUKIŞLA - ÇAMARDI HAVZASI

Qa	Alüvyon
Qy	Yamaç malozu
Qt	Taraca
Ti	İğnibirir
Tgö	Gökbez formasyonu
Tha	Havuzlu tüfiti
Tca	Çanaktape çakıllıtaşı
Ti	İlıcadera bazaltı
Tbu	Burç formasyonu
Tki	Kağız formasyonu
Tf	Fındıklı formasyonu
Tku	Kurtuluş formasyonu
Tz	Zeyvegediği anhidriti

KUVATERNER

PLİYOSEN

ÜST MİYOSEN

ALT MİYOSEN

ALT- ORTA MİYOSEN

ALT MİYOSEN

OLİGOSEN



0 0.5 1 2 4 km.

Ölçek

EOSEN (Lütasiyen)

Ts	Saplıyazı kireçtaşı
Tsr	Kırkpınar formasyonu
Tg	Yağbağ formasyonu
Tgç	Çakıllı üyesi
Ktk	Kalkankaya formasyonu

PALEOSEN

ÜST KRETASE - ALT PALEOSEN

2. ORTA BÖLÜM

EOSEN (Lütasiyen)

Th	Hasanغازi formasyonu
Thv	Volkanik üye
Thk	Karatape kireçtaşı üyesi
Tkd	Kayserilindere alterasyon zonu

ORTA ? - ÜST PALEOSEN

Tt	Tebelik formasyonu
Ttk	Kireçtaşı üyesi
Tty	Yastık lav üyesi
Ttl	Lav üyesi

KRETASE (Maestrihtiyen)

Kk	Kırkeçit formasyonu
Kkk	Kireçtaşı üyesi
Kkç	Ciftelhan üyesi
Kkb	Karakaya bazalt üyesi

3. KUZEY BÖLÜM

ORTA EOSEN

Tc	Çaykavak formasyonu
Tck	Kireçtaşı üyesi

ALT - ORTA EOSEN

Tgü	Güney formasyonu
Ta	Alaçlı andezitli

ÜST PALEOSEN

Ta	Ardıçlı formasyonu
Taa	Akkaya kireçtaşı üyesi
Tad	Devekaya aglomera üyesi
Taç	Çiftelköy üyesi
Tay	Yassıkaya trakiandezit üyesi
Tak	Koçak tüf üyesi
Tau	Uykutape andezit üyesi

ÜST PALEOSEN - ALT EOSEN

Tk	Korkuk bazaltı
Tb	Basmakçı kireçtaşı

ORTA - ÜST PALEOSEN

Tü	Üstükaya formasyonu
Tüy	Yastık lav (bazaltik) üyesi
Tüa	Aglomera (bazaltik) üyesi
Tük	Kireçtaşı üyesi
Tüb	Bazaltik lav üyesi

ALT PALEOSEN - ORTA EOSEN

Ty	Yeni köy formasyonu
Tyb	Bazalt üyesi

ÜST KRETASE (Maestrihtiyen)

Kü	Ömerli formasyonu
----	-------------------

PLÜTONİK KAYALAR

Tya	Yağlıtaş diyoriti
Tu	Upunum monzoniti

Bu kalay anomalisi ilk defa M.T.A.'nın çalışmaları sonucunda bulunmuştur. Celaller kalay cevherleşmesi granitinin grayzenleşmiş kenar kesiminde, hidrotermal hematitli ve turmalinli kuvars damarları içinde gözlenmektedir. Hematitli kuvars damarları, kalay içeriği bakımından diğer turmalinli kuvars damarlarına göre daha zengin olup, tesbit edilen kalay minerali kasiterittir (Çağatay ve Pehlivan, 1988).

Bu alanda yüzeyleyen metamorfik kütle içinde çok büyük karst mağaraları vardır. Bu karst içindeki kırıklar boyunca ince hematitli kuvars damarları izlenmektedir. Gnays ve mermer tabakaları arasında tabakalanmaya uyumlu olan hematitli damarlar da gözlenmektedir. Kalay oluşumu, Niğde masifini keserek yüzeylenen Celaller plütonu (monzodiyorit bileşiminde) ile ilişkili olmalıdır.

Celaller kalay cevherleşme sahasından derlenen 8 adet örneğin mikroskop incelemeleri sonucunda iki örnekte kasiterit tesbit edilmiştir.

Kasiterit: Öz biçimli olup, değişik tane iriliklerinde izlenmektedir. Kataklastik yapı gösteren kasiterit kristalleri kenar ve çatlaklar boyunca hematit tarafından ornatılmıştır.

BOLKARDAĞ GRUBU CEVHERLEŞMELERİ

Bolkar grubu içerisinde yer alan Bolkardağı mermerleri yaklaşık doğu-batı doğrultusunda, batıda Madenköy'den doğuda Karıncadağı'na kadar cevherleşme alanı olarak izlenmektedir. Bu kuşak yaklaşık 20 km uzunluğunda ve 2,5 km genişliğindedir. Ayrıca Bolkardağı mermerlerinin kuzeyinde yer alan Alihoca ofiyolit kompleksi içerisinde aynı kökenli mineraller tesbit edilmiştir.

Bu kuşakta cevherleşmeler Hititler, Romalılar ve Osmanlılar tarafından işletilmiştir (Yener ve Özbal, 1986). Bu alandaki yataklanmalara ait bir çok eski araştırma mevcuttur.

Bu yataklar üzerinde detay ekonomik jeolojiye yönelik çalışmalar yapılmamış, sadece tip olarak seçilen mineralleşme ve cevherleşmeler irdelenmiştir.

Bolkardağı grubu cevherleşmeleri; çarpışma döneminde sokulum yapan Horoz granodiyoritine aynı kökenli mağmatik eriyik aktivitelerinin sonucunda oluşmuşlardır. Genellikle hidrotermal sıvıların dolaşım yaptıkları (geçtikleri) kayalardan aldıkları elementler ile mağmatik kökenli elementlerin karışmasıyla zengin bir mineral topluluğu oluşturduğu düşünülmektedir. Bunlardan türeyen ikincil mineralleşme ve cevherleşmeler çarpışma sonrası yükselmelere bağlı karstlaşma ve su dolaşım rejimiyle ilgili oluşuklardır.

Bolkardağı cevherleşmesi üzerine yapılan çalışmaların büyük kısmı Hozor granodiyoritinin yerleştiği Bolkardağı mermerlerinin oluşturduğu antiklinalin kuzey

kanadında yoğunlaşmıştır. Yapılan çalışmalarda pimer mineralleşmenin; Horoz granodiyoritinin yerine konumu sırasında bölgede dolaşan hidrotermal sıvıların, eski birimleri oluşturan albit-epidot-kuvars-aktinolit-glavkofan şistlerinden yıkadıkları elementlerle yüklenerek, olasılıkla son mağmatik aşamada ortama gelen mağmatik element içerikli sıvıların karışmaları ve Bolkardağı mermerlerindeki boşluklarda element yüklerini yığıştirarak cevherleşmeyi oluşturdukları saptanmıştır. (Çalapkulu, 1979). Ayrıca Bolkardağı cevherleşmesinin, Horoz granodiyoritinin gelişme evresine bağlı olarak, hidrotermal eriyik aktivitelerinin hareketliliğine göre mineralleşmeler açıklanmaya çalışılmış ve sonuçta Horoz granodiyoritine bağlı hidrotermal sıvıların, Bolkardağı mermerleri ile ofiyolit melanjına ait kontak zonda oluşan breşik zonda etkin olarak bu zonu silileştirdiği ve üzerine gelen ofiyolitik kapan yönünden ekonomik sülfür cevherleşmelerinin oluşmadığı ifade edilmiştir (Yıldırım, 1984).

Bolkardağı ikincil cevherleşmeleriyle ilgili yaklaşımlar aynı olup, genellikle Horoz granodiyoritine bağlı primer cevherleşmelerin yerinde oksitlenmesiyle, karstik mağaralar içerisindeki su akım rejimlerine bağlı taşınmalarla oluşmuş alüvyonlardaki birikimler şeklinde, suların etkisi ve kimyasal olarak çökmesiyle oluştuğu bilinmektedir (Şişman ve Şenocak, 1981)

Bütün bu yaklaşımların ötesinde Bolkardağı cevherleşmesinin, geliştirilen jeodinamik evrim ışığında kökensele olarak kıta-kıta çarpışması sırasında yerleşmeye başlayan Horoz granodiyoritine aynı kökenli mağmatojenik eriyik aktivitelerinin bir sonucu olduğu açıktır. Muhtemelen mağmatik eriyik aktivitesi zaman zaman kendini yenileyerek uzun bir dönem devam etmiştir.

Bolkardağı cevherleşmesinde zengin bir mineral topluluğu olduğu ve bir polimetal cevherleşmesi olarak nitelenebileceği belirtilmektedir (Çalapkulu, 1979). Özellikle Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Mo gibi elementlerin yanında Cr, Ni, Co elementlerinin de birlikte mineral topluluğu oluşturmaları ilgi çekicidir. Büyük olasılıkla aynı kökenli olan bu elementlerin birarada bulunması hidrotermal sıvıların çarpışma sırasında oluşan Madenköy ofiyolitli melanj içerisinde dolaşımına bağlıdır.

Horoz granodiyoritine aynı kökenli eriyik aktivitelerinin sağladığı Bolkardağı cevherleşmeleri, antiklinalin güney kanadında ve Alihoca ofiyolit kompleksi içerisinde de tespit edilmiştir. Tespit edilen bu oluşumlar incelenmiş ve elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmuştur.

2-Karıncadağı Kurşun-Çinko-Bakır Cevherleşmesi

Bolkardağı antiklinalinin güney kanadında, Bolkardağı mermerleri içerisinde primer sülfid ve bunlardan türemiş

ikincil çinko cevherleşmesi Karıncadağ'ın 600 m kuzeyinde izlenmiştir. Bolkardağ mermerlerini kesen ince cevher damarları ve bu damarların yoğunlaştığı alanda oluşmuş karstik mağaralardaki ikincil cevher üzerinde açılmış galeriler bulunmaktadır. Bu galerilerde cevher araması ve üretimi yapılmıştır. Açılan galerilerin büyük kısmı karstik boşluklara ulaşmakta olup, bunlardan girilebilen en büyüğü 10 m genişlikte, 3 m yükseklikte olup, 20 m uzunluğa kadar takip edilebilmekte, bundan sonra gidilememektedir. Bu alanda Bolkardağ mermerleri küçük kıvrımcıklar yapmış olup, tabaka doğrulu ve eğimleri N₅₀ E, 45 NW'dir. Karst girişleri bu tabaka doğrultu ve eğimlerine uygunluk göstermekte, tabakalara dik olarak oluşmuş kırık sistemlerinde gelişen karstik boşluklarla birbirine bağlantılı görülmektedir. Kırık sistemleri N50 E, 75° derece SE ile N10 E, 75 derece NW'ya değişmektedir. Primer mineralleşmeler bu kırıklarda oluşmuştur.

Karst boşluğunun tabanında karst dolgusu halinde karbonatlı çinko (simitsonit) mineralleri, aragonit, kalsit oluşukları izlenmektedir. İnce sülfid damarları üzerinde küçük arama ve üretim galerileri açılmış olup, bunların boyutları birkaç metreyi geçmemektedir. Bu galeriler içerisinde izlenen ince cevher damarları genellikle tabakalara dik ve karstik boşlukların olduğu alanda yaygındır. Cevher damarları mermerlerin tabakalanmasına dik ve oblik gelişmiş olup, kırık sistemleri içerisine yerleşmiştir.

Cevherleşmenin Mineralojisi

Cevher damarlarından ve karst dolgusu şeklinde izlenen cevherlerden alınan örneklerin mineralojik tanımlamaları sonucunda; damarcıkların sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit ve bunlardan türemiş ikincil cevher mineralleriyle bunlara eşlik eden gang minerallerinden oluştuğu gözlenmiştir.

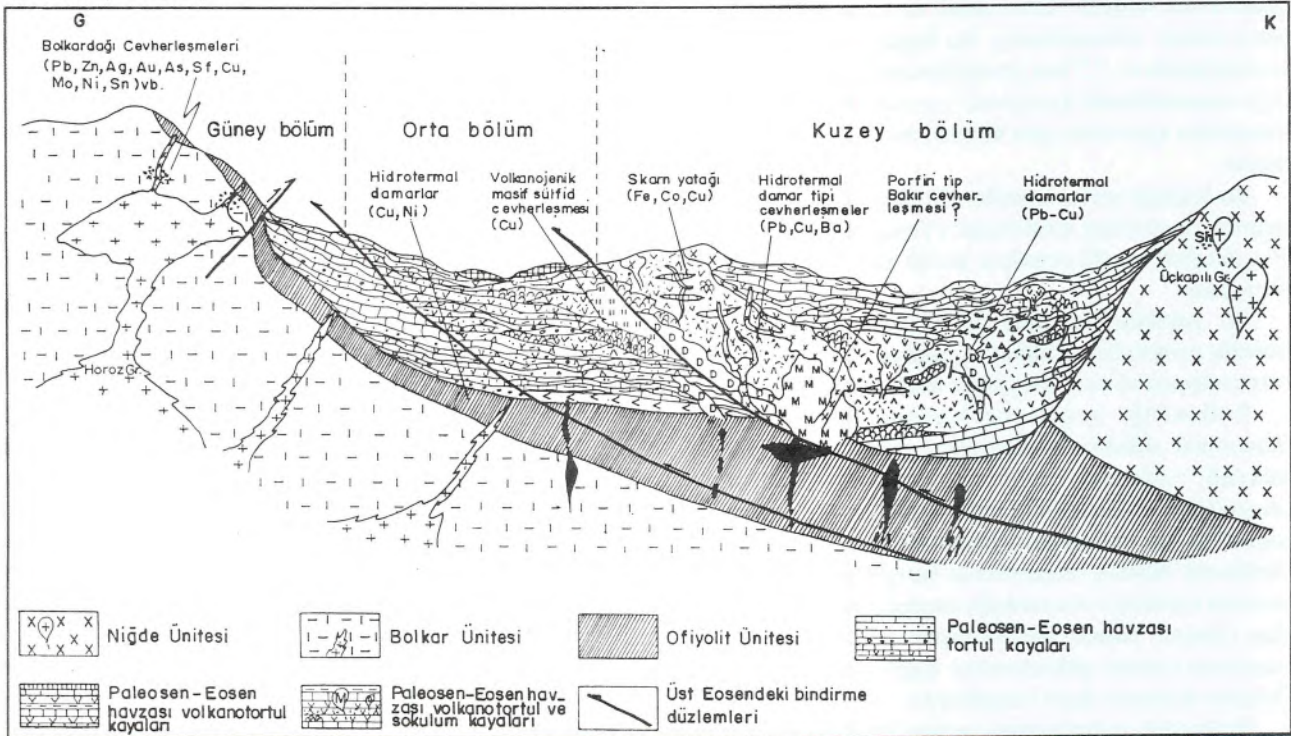
Pirit: Öz, yarı öz biçimli, çok kenetli, kataklazma geçirmiş kenetli kristal toplulukları oluşturmaktadır. Kenar ve kataklastik çatlakları boyunca ileri derecede yüzeyel ayrışma sonucu psödomorf olarak limonite dönüşmüştür.

Kalkopirit: Genellikle piritlerin ara ve çatlaklarını doldurmakta olup, büyük bir kısmı malakit ve limonite dönüşmüştür. Ayrıca sfalerit içerisine de yerleştiği izlenmektedir.

Sfalerit: En yaşlı mineral olarak gözükmektedir. Büyük kısmı altere olmuş ve kenarları boyunca simitsonite dönüşmüştür. Arta kalan sfalerit artıkları semantasyon zonu minerali olan kalkosinden ince kuşakçıklar tarafından sarılmıştır.

Galenit: Öz, yarı öz iri kristaller şeklinde olup, kenar dilinim ve çatlakları boyunca kısmen anglezit ve serisite dönüşmüştür.

Gang minerali olarak kuvars, karbonat, serisit ve klorit izlenir. Kuvars genellikle kristallerin ara, çatlak



Şekil 4: Çalışma alanındaki cevherleşmelerin dağılımını gösterir şematik kesit.

Figure 4: Schematic section showing distribution of mineralizations in the studied area.

ve boşluklarını doldurur. Bu karbonatların bir kısmı (siderit-ankerit) psödomorf şeklinde götite dönüşmüştür.

Birincil Mineraller	İkincil Mireraller	Gang Mineralleri
Sfalerit	Simitsonit	Kuvars
Galenit	Serüsit Anglezit	Karbonat Serisit Klorit
Pirit	Limonit	
Kalkopirit	Malakit Azurit Kalkosin Limonit Götüt	

Tablo 1: Karıncadağ yatağının cevher mineralleri.

3- Sulucadere Kalay Cevherleşmesi

Bolkardağ mermerleri içinde Alihoca köyünün yaklaşık 5 km güneybatısında, 1740 m kotunda bulunmaktadır (Şekil-3). MTA Genel Müdürlüğü ile Boğaziçi Üniversitesi'nin birlikte oluşturduğu proje kapsamında içinde alınan örneklerin kimyasal analizlerini Hadi Özal yapmış ve analizleri 3500 ppm'e çıkan kalay değerleri bulunmuştur (Yener ve Özal, 1986). Daha sonra buradan alınan örneklerdeki kalay mineralinin stannit olduğu Çağatay (1989) tarafından saptanmıştır.

Sulucadere kalay içerikli kurşun-çinko cevherleşmesi Bolkardağ mermerleri içinde yer almaktadır. Cevherleşme hem kireçtaşı tabakalanmasına uyumlu hem de tabakalanmaya dikey olarak mercek şeklindedir. Tabakalanmaya uyumlu (yatay) olan merceğin boyutları 140x20 cm kadardır. Bu merceğin sol tarafından N50 W ve 80° NE'ya eğimli bir kırık boyunca aşağıya doğru 50-60 cm uzunlukta ince bir damar izlenmektedir. Birinci merceğin sağ üst tarafında bulunan ikinci mercek tabakalanmaya dikey olarak bulunmaktadır. Uzun eksen sol tarafından geçen kırığa uyumlu olup, boyutları 70x50 cm'dir. Buradaki cevherleşmeyi fay etkilememiştir. Mercek içindeki cevher sarı renkli olup, galenit, pirit gibi birincil mineraller içerir.

Sulucadere kalay cevherleşmesi hidrotermal metazomatik kökenlidir. Cevher mikroskobisi incelemesi sonucu sfalerit, galenit, pirit, fahlerz, kalkopirit, arsenopirit, markasit, stannit, burnonit, pirotin, siderit, nabit altın, idayit ve Ag-sülfotuzları gibi pirimer mineraller tesbit edilmiştir (Çağatay ve Arman, 1989).

Sulucadere kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesi

de yörede bilinen diğer yataklar gibi Horoz granodiyorit mağmasına bağlı olarak oluşan kuvars porfir damarlarının getirdiği hidrotermal sıvılarla oluşmuştur.

Bolkardağ mermerleri içinde kalay bulunması, hidrotermal cevher eriyikleri getiren Horoz granodiyotinin S tipi bir granit olduğunu işaret etmektedir.

Kast dolgusu halinde izlenen ikincil mineralleşmelerde limonit, götüt, simitsonit, serüsit, anglezit, malakit, azurit ve kalkosin tesbit edilmiştir. Limonitin büyük kısmı pirit ve kalkopiritin dönüşmesiyle oluşmuş, daha az bir kısımda rombusal şekilleri iyi gözlenen sideritlerin ayrışması ve bozuşması sonucu oluşmuşlardır. Simitsonit ve serüsitler genellikle kalsit ve kuvars kristalleriyle birlikte izlenmektedir. Relik olarak çok az miktarda sfalerit, galenit içermektedir. Bu relik sfaleritler bazen çok ufak kalkopirit ayrımları içerir. Limonitler içerisinde de relik olarak piritler izlenmektedir. Kayaçta yaygın olarak izlenen limonitler üç ayrı şekilde oluşmuştur. Eriyikler sonucu gelip karbonat ve kuvarsların ara ve çatlaklarını doldurur şekilde, siderit-ankerit psödomorfu ve bunların kenar ve köşeleri boyunca oluşan limonitler, piritten dönüşmüş pirit ve kalkopirit psödomorfu şeklinde oluşmuştur.

Böylece kayacın mineral parajenezi; kuvars, sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, oksit ve karbonat mineralleri şeklinde olup, oluşum döneminde karbonat (kalsit) eşlik etmiştir.

OFİYOLİTİK KUŞAK İÇİNDEKİ CEVHERLEŞMELER

4-Listvenitler ve İçlerindeki Cevherleşmeler

Bolkardağ mermerlerinin kuzeyindeki ofiyolitik kayalar içinde yer yer nikel-bakır zuhurları yer alır.

Madenköy ofiyolitik melanji içinde ofiyolitik kökenli kayaçların bozuşması sonucu oluşmuş NE-SW uzanımlı silisleşmiş bir zon bulunmaktadır. Bu silisleşmiş kayaçlar tipik olarak Kızıltepe ve Sulucadere dolayında gözlenir. Bu kayaçlar sahada uzaktan bakıldığında kireçtaşı görünümündedir. Tamamen silisleşmiş ve karbonatlaşmış olan bu birim ofiyolitik kökenli kayaların bozuşması sonucu oluşmuş listvenitlerdir. Bol olarak içerdiği limonit ve hematit tarafından boyanmaları nedeniyle sarımsı-kahve renk hakim olup, arazide dikkat çekicidir.

Bolkardağ mermerleriyle olan dokanağı boyunca etkin tektonizma nedeniyle parçalanmış olup bazı kesimlerde melanj kayaçlar ile olan dokanağını ayırt etmek zordur.

İlksel kayaları çoğunlukla ultrabazikler (serpantin) olan bu birim muhtemelen Horoz granodiyorit mağmasının yerleşmesiyle etkin olan hidrotermal solüsyonlar sonucunda ilksel özelliklerini kaybetmiş si-

lisleşmiş, karbonatlaşmış, listvenitik kayaçtır.

Madenköy ofiyolitik melanı içinde yer alan bu birim daha detay olarak Yıldırım ve diğerleri (1984) tarafından incelenmiştir. Bu listvenitik kayaçlardan alınan örneklerin ince ve parlak kesitleri yapılarak tanımlanmıştır.

İnce kesitlerde hidrotermal kuvars ve dolomit içeren kayaç tamamen silisleşmiş ve karbonatlaşmıştır. Tektonik etkiler nedeniyle ilksel özelliğini kaybetmiştir. Çatlaklarda dolomit ve kromit gözlenmiştir. Ayrıca bol miktarda opak mineral içerir.

Cevherleşmenin Mineralojisi

Kalkankaya tepe yakınında yeşil renkli tipik lisfenitleşmiş kayaç örneklerinin, cevher mineralojisi incelemeleri sonucunda; kromit, nikel mineralleri, pirit, kalkopirit ve bunlara eşlik eden kuvars, klorit ve karbonat içerdikleri tesbit edilmiştir.

Millerit (nikel sülfid): Öz, yarı öz şekilli bazen çubuklar şeklinde hem kuvarslar arasında hem de dolomit içerisindeki kristal sınırlarında ufak taneli saçılımlar şeklinde izlenir. Kenar ve dilinimleri boyunca linneite dönüşmüştür.

Kalkopirit: Çok az miktarda izlenmiştir.

Kromit: Ufak kristaller şeklinde olup, genellikle kromspinele dönüşmüştür.

Pirit: Ufak öz, yarı öz kristaller şeklinde olup, bazen de zonlu yapı gösterir. Piritlerdeki zonlu yapı, büyük olasılıkla içerdiği ve kimyasal bileşimine giren kobalt ve nikelden kaynaklanmaktadır.

Lisfenit içersinde izlenen ve bu kayaça yeşil rengi veren mineraller krizopras türü kuvars ile klorittir.

Bolkardağı kuzeyinde Madenköy ofiyolitik melanjı içinde yer alan lisfenitler altın içermeleri nedeniyle önemli olup, detay ölçekte haritalanarak incelenmesi önemli olacaktır. Bu zonun devamı olan Sulucaderede, MTA'nın yaptığı çalışmalar sonucunda altın, gümüş, kurşun, çinko, bakır ve molibden mineralleri ile nikel, kadmiyum, arsenik ve antimon değerleri tesbit edilmiştir (Yıldırım ve diğerleri, 1984).

5-Alkoyağı Dere Bakır Cevherleşmesi

Alihoca köyünün 250 m batısındaki Alkoyağı dere-nin kuzey yamacında yer alır. Alihoca ofiyolitik kompleksi içinde mikrogabro-serpantin kantağında açılmış yarma ve galerilerden bir miktar bakır üretimi için cevher alınmıştır. Açılan yarmaların en büyüğü 2 m genişlikte, 4 m uzunluktadır. Galerilerin ise 2 metreden ilerisi tamamıyla dolmuştur.

Cevherleşme serpantin-mikrogabro kantağında ince damarcıklar şeklindedir. Cevher damarlarının kalınlıkları 1-15 cm arasında değişir. Bu, ofiyolitik-mikrogabro

kantağında zuhur eden bakır cevherleşmesinin bir örneği olabileceği gibi, mikrogabro-kuvars porfir dayklarının hidrotermal ürünüde olabilir.

Katrancı köyünün 1,5 km batısında Karaboyalı dere yamacında Alkoyağı dere cevherleşmesinin benzeri bakır mineralleşmesi vardır. Yalnız burada nabit bakır oluşumları daha yaygındır. Nabit bakır tanelerinin büyüklükleri karakteristik olup, bazılarının boyları 2 cm'yi geçer.

Cevherleşme, Alkoyağı dere olduğu gibi Alihoca ofiyolitik kompleksi içinde yer almakta olup, cevherleşmeyi ofiyolitik kayaları keserek yüzeyleyen kuvars porfir daykları sağlamaktadır. Serpantin-kuvars porfir kantağında bakır minerali (özellikle nabit bakır) artar.

Cevherleşmenin Mineralojisi

Alkoyağı dere ve Karaboyalı deredeki cevherlerden alınan örneklerin mineralojik tanımlamaları sonucunda; nabit bakır, kalkopirit, bornit, kovellin, kalkosin, küprit, tenorit, idait, malakit gibi bakır mineralleşmeleri ile birlikte manyetit-hematit gibi demir mineralleri saptanmıştır.

Bornit: En yaşlı mineral olup, kenar ve dilinimleri boyunca kısmen kalkosine dönüşmüştür. Bornit ile kalkosinin oluşturduğu mirmekitik doku çok tipik olarak izlenir, bazen de çatlak ve dilinim kenarları boyunca neojenite dönüşmüştür.

Nabit bakır: Epidot kristalleri arasında çok iyi izlenir. Kenarları boyunca küprite dönüşmüştür. Yer yer de küprit içinde çok ufak nabit bakır artıkları gözlenmektedir.

Kalkopirit: Bornit içinde çok küçük tanecikler şeklinde izlenmektedir. Bazen de idait içerisinde ayrımlar halinde bulunmaktadır.

Kalkosin: Bornitin dönüşümü sonucunda oluşmuştur. Kendisi de kovelline dönüşme göstermektedir. Kalkosin hem heksagonal, hem de lamelli olmak üzere iki türlü izlenir.

Küprit: Nabit bakırın dönüşümü ile gelişmiştir. Küprit kenar ve çatlakları boyunca tenorite dönüşmüştür. Kayaçta en yaygın mineral olarak bulunmaktadır.

Kovellin: Bornit ve kalkosinin dönüşümü sonucunda bu minerallerin öncelikle dilinim ve kenarlarını izleyerek gelişmiştir.

Malakit: Kayacın çatlak ve boşluklarında az miktarda izlenmektedir.

Tenorit: Malakit ve limonitle birlikte bulunmaktadır. Genellikle küpritin oksidasyonu sonucunda oluşmuştur. Ayrıca kalkosin ve kovellinin kenar ve dilinimlerinde izlenmektedir.

İdait: Çoğunlukla bornit içinde ayrımlar şeklindedir. Bazen de içinde kalkopirit ayrımları vardır.

Manyetit ve hematit: Eser miktarda olup, yan kayaçtan alınmıştır. Martitleşen müşketofitler içerisinde manyetitler relikt halde bulunmaktadır. Ayrıca ilmenit, rutil ve anatas izlenmektedir. Gang olarak kuvars, epidot, klorit ve sfen mineralleri içerir.

Alkoyağı ve Karaboyalık dere bakır zuhurlarının mineral oluşum sırası, klorit, kuvars, epidot, hematit, manyetit, bornit, nabit bakır, küprit, kalkosin, kovellin, tenorit ve idait şeklinde olduğu tesbit edilmiştir.

Alkoyağı ve Karaboyalık dere bakır cevherleşmesi, Alihoca ofiyolit kompleksini keserek yüzeyleyen Horoz granodiyorit mağmasına bağlı kuvars porfir dayklarının ortama sağladığı hidrotermal eriyik aktivitesinin ürünü olarak oluşmuştur. Karaboyalık dere ofiyolit-kuvars porfir dokanağında gelişen bakır (özellikle nabit bakır) mineralleşmesi bunun kanıtı olabilir.

Ofiyolitik kompleks içinde yüzeylenen çok ince bakır zuhurları büyük ekonomik potansiyel göstermemektedir. Ancak, Katıncı köyü güneyinde Karataş-Kargölün mevki arasında kalan Bolcardağ mermerleri ile ofiyolit kantağında bakır mineralleşmelerinde belirgin bir artış gözlenmektedir. Bu sözü edilen alanın detay etütleri yapılarak cevher potansiyelinin araştırılmasında fayda vardır.

Karıncadağ dolayında oluşan cevherleşmeler Horoz granodiyoritiyle aynı kökenli hidrotermal aktivitelerin sonucunda oluşmuştur. Karıncadağ'ın güneyinde, ilk olarak Bolcardağ grubu birimlerini kesen kuvars porfir daykları tesbit edilmiştir. Bu apofizlerle Bolcardağ mermerleri dokanaklarında kontak metamorfizma ürünü mineraller (klorit, epidot) ve pişme zonları net olarak izlenmektedir. Bu apofizlerin petrografik ve kimyasal özellikleri batıdaki apofizlerle aynıdır. Aynı zamanda cevherleşme alanında ince damarcıklar halinde oluşmuş sülfid mineralleşmeleri Karıncadağ cevherleşmelerinin mağmatojenik eriyik aktiviteleri sonucu oluşmuş hidrotermal cevherleşme olduğunu kanıtlamaktadır.

Karıncadağ cevherleşmesinin kimyasal bileşiminin sülfid mineralleşmelerde % 2,13-2,25 Cu, % 5-46,65 Zn, % 0,019-0,30 Cd, % 17-106,6 Ag gr/ton şeklinde olduğu tesbit edilmiştir.

Karıncadağ cevherleşmesinde tesbit edilen minerallerden ve kimyasal kompozisyon içeriklerinden; eriyiklerin ofiyolit kompleksi içerisinde dolanım yaptığı anlaşılmaktadır.

Karıncadağ cevherleşmesinde, rezerv-tenör ilişkilerinin saptanabilmesi için bu mostralarda üzerinde istikşaf çalışmalarının yapılması gereklidir. Bu arada girilebilen büyük galeride 10 m genişlik, 3 m kalınlık, 20m uzanımı gösteren karbonatlı çinko oluşumları tesbit edilmiştir. Bu gözlemlere göre bu alanda da Bolcardağ cevherleşme boyutlarına yakın yataklanmalar olabileceği sonucu çıkmaktadır.

Karıncadağın doğusunda Yakuplar yurdu mevkiinde

yaygın dayk sistemlerinin Bolcardağ birimleri içerisine yerleştiği alanda bu tip cevherleşmelere rastlanılmaktadır. Bu alanda kuvars porfir dayklarıyla kireçtaşı dokanakları boyunca oluşan altere zonda kalkopirit ve pirit mineralleşmesi tesbit edilmiştir.

Böylece Horoz granodiyoritine bağlı cevherleşmelerin, antiklinalin güney kanadında da bulunduğu ve Horoz granodiyoritinin güney ve doğuya doğru gömülü olduğu sonucu bu yeni bulgularla desteklenmektedir. Bunun için, Bolcardağ antiklinalinin güney kanadında gömülü cevher yataklanmaları bulma olasılığı yüksektir.

6-Karıncadağ Demir-Bakır Cevherleşmesi

Karıncadağ cevherleşmesi Pozantı ilçesinin 2 km kuzeydoğusunda yer almaktadır. Bolcardağ kireçtaşının üzerinde yer alan Alihoca ofiyolit kompleksini keserek yerleşmiş, silis damarları ve kontakları boyunca oluşmuş, pirit, kalkopirit, manyetit gibi cevher mineralleri saptanmıştır. Bu alandaki ofiyolit kompleksi kayaçları izomorf gabrolar, mikrogabro, mikrodiorit, diyabaz daykları olarak izlenir. Ofiyolitik kayaçları düşeye yakın olarak yaklaşık doğu-batı doğrultusunda silis damarları keserek yüzeylemekte ve şapka gibi 2-3 m kalınlıkta yatay olarak bulunmaktadır. Silis damarlarının dikey olarak çıktığı ve kalın yatay yerleşmenin bulunduğu alanlarda arama ve üretim için yarma ve galeriler açıldığı gözlenmiştir.

Cevherleşmenin Mineralojisi

Yüzeylenen kuvars damarları ve kantağındaki cevherleşmelerden alınan örneklerin incelemeleri sonucunda manyetit, hematit, pirit, kalkopirit ve bunlardan türemiş limonit, malakit, kovellin, kalkosin ile bunlara eşlik eden rutil, sfen, anatas, kuvars, epidot, klorit mineralleri tesbit edilmiştir.

Manyetit: İki ayrı tipte izlenmektedir. Birinci tip, ufak taneli, kenetli kristallerden oluşmakta; ikincisi ise, çubuklar şeklinde müşketofite dönüşmüş olarak gözlenmektedir. Yer yer kataklastik yapı göstermekte olup öz, yarı öz biçimlidir. Kayaçta bulunan diğer mineraller tarafından ornatılmakta olup, en yaşlı cevher mineralidir. Manyetitler çok az miktarda ufak artıklar şeklinde kromit-kromspinel tanecikleri içermektedir. Yer yer martitleşmiştir.

Pirit: Öz biçimli, değişik tane boyutunda, yer yer kataklastik yapı gösteren piritlerin kristal çatlakları kalkopirit tarafından doldurulmuştur. Ufak manyetit kapanımları yer yer piritler içinde izlenmektedir. En büyüğü 1-3 mm arasında olup, kısmen limonite dönüşmüştür.

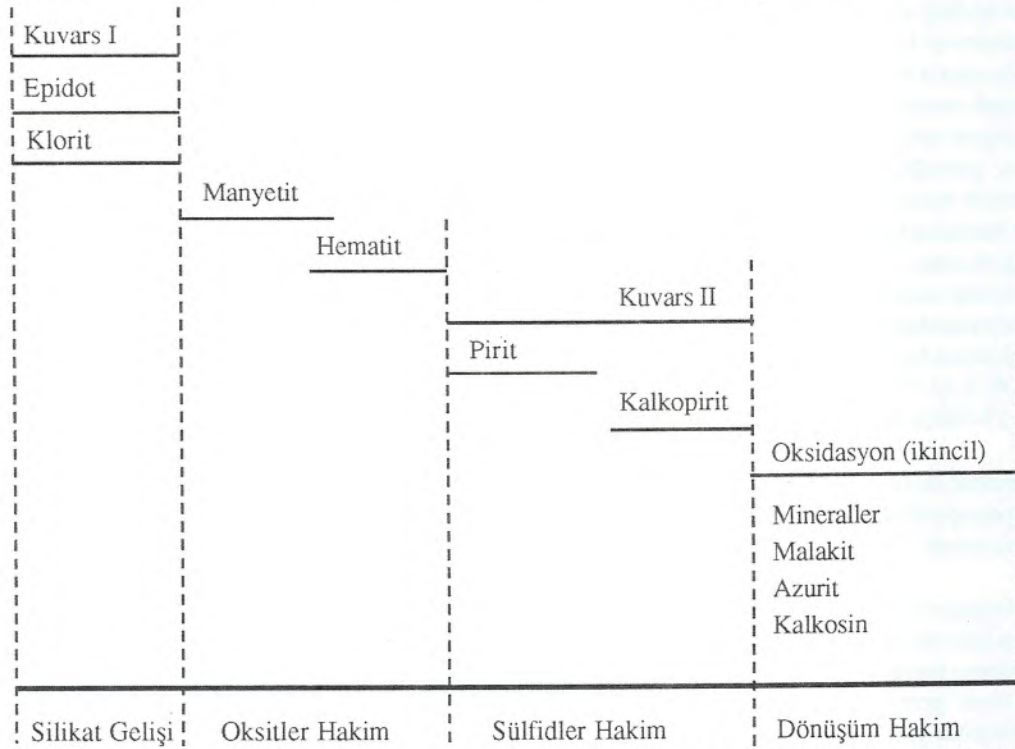
Kalkopirit: Öz biçimsiz, yer yer ince, yer yer de iri tanelidir. Diğer cevher mineralleri arasına ve çatlaklarına yerleşmiş olarak izlenmektedir. Kenar ve dilinim çatlakları boyunca limonite dönüşmüştür ve bu dönüşüm sırasında kovellin açığa çıkmıştır. Ayrıca kalkosin ve malakite dönüşümler de izlenmektedir.

Hematit: Genellikle çok ufak ince çubuklar şeklindedir. Hematit iki türlü oluşmuştur: a) primer çubuk şeklinde oluşan hematitler, b) manyetitın martitleşmesi sonucunda oluşan manyetitler.

Gang olarak izlenen rutil ve anatas çok az miktarda ufak tanecikler şeklinde gözlenir. Kuvars kristalleri iri taneli olup, değişik yaşta izlenmektedir. Muhtemelen oluşuma sürekli eşlik etmiştir. Klorit ve epidot ise cevher mineralleri tarafından ornatılmıştır. Bu veriler ışığında mineral parajenezi, Tablo 2'de verilmiştir.

Cevher minerallerinin kimyasal kompozisyonu % 0.22-2.76 Cu, % 7.8-17.7 Fe, % 0.093-2.84 S, ve 2.6-32.00 gr/ton Ag olduğu yapılan kimyasal analizlerle tesbit edilmiştir.

Karnioğlu Fe-Cu cevherleşmesi Bolcardağ antiklinalının güney kanadında yüzeyleyen Alihoca ofiyolit kompleksinin içerisinde olması bakımından önemlidir. Bolcardağ antiklinalının kuzey kanadı üzerindeki Alihoca ofiyolit kompleksi içerisinde bu tip oluşumlar bilinmektedir.



Tablo- 2: Karnioğlu hidrotermal Fe-Cu cevherleşmesi mineral parajenezi.

Kuzey kanatta Horoz granodiyoriti apofizlerinin yaygın olarak bu birimi kestiği izlenmektedir. Güney kanatta bu tip oluşumların varlığı ilk olarak tesbit edilmiştir. Bu kuşakta da ofiyolit kompleksi kesen Horoz granodiyoritine bağlı apofizlere, Karnioğlu cevherleşmesinin 300 m kuzeyinde raslanmıştır. Bu daykların kontakt ilişkileri ve petrografik özellikleri kuzey kanat takilerle karşılaştırılmış ve aynı nitelikler taşıdıkları tesbit edilmiştir. Cevher mineralojisi çalışmalarıyla manyetitler içerisinde kromit-kromspinel bulunması, mineral topluluğunda rutil ve anatasın yer alması bu alanda Horoz granodiyoritiyle aynı kökenli mağmatojenik eriyik aktivitesinin, ofiyolit içerisinde olduğunun kanıtıdır.

Kuvars damarlarıyla kontaklarındaki mineralleşme alanları 2-3 m civarındadır. Yayılım olarak 200 m cevherleşme zonu görülmektedir. Bakır içeriklerinin düşük olması ve rezerv imkanlarının sınırlı olması nedeniyle ekonomik önemi azdır. Fakat derinliğe doğru Au ve Ag gibi mineralleşmelerin olabileceği ve ofiyolit tabanında Bolcardağ kireçtaşı bulunduğu göz önüne alınarak detay etüdülerin (jeofizik-sondaj) yapılmasında fayda görülmektedir.

Böylece Bolcardağ antiklinalının güney kanadında ofiyolitler içerisinde Horoz granodiyoritiyle ilgili cevherleşme alanları bulunduğu tesbit edilmiştir.

Oluşturulan jeodinamik evrimde çarpışma süresince kabuk kalınlaşmasının kıta kenarında değil, geniş bir alanda olduğu ve mağmatik faaliyetin buna eşlik ettiği, bundan dolayı Bolcardağ cevherleşmesinin büyük bir yayılımı olduğu, Horoz granodiyoritinin batısında da tesbit edilen cevherleşmelerle kanıtlanmıştır.

ULUKIŞLA-ÇAMARDI HAVZASINDAKİ CEVHERLEŞMELER

Çarpışma sürecinde kalınlaşan katı kabuğu üzerinde Alt Paleosen-

Orta Eosen zaman aralığında gelişen havzada (Şekil 4) mağmatojenik aktivite, cevherleşmeyi de başlatmıştır. Havzada tesbit edilen cevherleşmeler kökensel olarak hidrotermal sıvılara bağlı olmakla birlikte oluşum

biçimi, yerleşimi, şekli ve mineralojik özellikleri bakımından farklılıklar sunmaktadır.

Havzanın tabanında oluşan bazik volkanitler (Ünlükaya formasyonu) içerisinde mağmatizmaya bağımlı hidrotermal kökenli sülfid bireylerinden volkanojenik masif sülfid yataklanması (Kayserilinin dere) oluşmuştur. Gelişen plütonizma sonucu mağmatik eriyikler volkanitler içerisinde hidrotermal ve damarcıklar (Cıpcip dere Fe-Cu, Uçurum tepe Pb-Cu, Yağlıtaş Pb-Cu, Kayserilinin dere Cu-Fe), ve skarn yatağını (Esendemir tepe Fe-skarn yatağı) oluşturmuşlardır. Ayrıca apofizlerin dokanakları boyunca kontakt metamorfik zonlar oluşmuş ve bu zonlarda cevherleşmeler gelişmiştir. Bunların yanında mağmatizmanın kökü niteliğindeki monzonitin alterasyonları, kimyasal kompozisyonları ve petroğrafik özelliklerinden yüzeylenmemiş porfiri bakır yataklanması olabileceği tahmin edilmektedir.

Volkanizma sonucunda oluşmuş bazik lavlar içerisindeki sülfid cevherleşmeleri, gelişen plütonizmayla konumunu kaybetmiş ve yeniden şekillenmiştir (Ör. Kayserilinin dere bakır cevherleşmesi).

Havza içerisinde tesbit edilen cevherleşmeler yer yer ve birden fazla tipte cevherleşmeyi içerdiği için bu cevher alanları baz alınarak aşağıda sunulmuştur.

7-Kayserilinin Dere Bakır Cevherleşmesi

Çiftahan kasabasının 2,5 km kuzeyinde Kayserilinin dere içinde yaklaşık doğu-batı uzanımında diyorit kantağına uygun geniş bir alterasyon zonu yer almaktadır. Alanda bazalt ve andezitler yüzeylenmekte ve bu iki birim arasına sokulum yapmış diyorit, doğu-batı yönlü uzanım sunmaktadır.

Diyorit, kuzeyde bazaltla, güneyde ise andezitle dokanaktır. Diyoritin kuzeyindeki bazaltlar içerisindeki zayıf zonlarda 3-5 cm ile 1m kalınlıkta değişen birkaç metre uzanım sunan hidrotermal kuvars damarcıkları gözlenir. Diyorit-bazalt kantağı boyunca bazaltik lavlarda ayrışma bariz olarak izlenmektedir. Güney dokanak boyunca yer yer daha önce oluşmuş piritleşmiş, kaolinleşmiş, limonitleşmiş bir ayrışma zonu bulunmaktadır. Diyoritin güney kantağında pişme zonları görülmemekte olup, kuzeyden güneye diyoritin güney kantağı boyunca, bu zon üzerinde diyorit fayla birlikte bindirmiştir. Piritleşmiş, kaolinleşmiş, limonitleşmiş altere zon muhtemelen aşağıdaki masif sülfid oluşumlarının yüzeye doğru olan alterasyonlarıdır. Bu zon içerisinde mağmatik aktivitelerle oluşmuş ince (1-5 cm) hidrotermal silis damarları izlenmektedir.

Diyoritin güneyinde yüzeylenen piritleşmiş, limonitleşmiş, kaolinleşmiş, silisleşmiş altere zon, muhtemelen daha altındaki (yastuk lav gibi) bazik volkanitler içerisinde oluştuğu zannedilen masif sülfid cevher-

leşmesinin üst kısımlarındaki alterasyon olabilir. Bu alterasyon zonun üzerinde yer yer sarı-kırmızımsı renkli limonitleşmiş kesimler de vardır.

Cevherleşmenin Mineralojisi -I

Alterasyon zonunda daha derindeki cevherleşmeyle ilgili ip uçlarını verecek mineraller tesbit edilmiştir. Bu mineraller pirit, kalkopirit, sfalerit, rutil ve anatas, bunlardan türemiş ikincil minerallerdir.

Pirit: Öz, yarı öz biçimli, çok az bir kısmı da iskeletçikler şeklinde izlenmektedir. Çok dağınık tane iriliklerinde olan piritlerin en büyükleri 500 mikron, en ufakları 5-10 mikron civarındadır. İri piritler yer yer kataklastik yapıda olup, çatlakları kuvarsla doldurulmuştur. İçlerinde ufak kuvars, rutil, kalkopirit tanecikleri izlenmektedir. Kenarları boyunca limonitleşmiştir. Bazen de silisifiye olmuş kayacı kesen daha genç pirit damarcıkları tesbit edilmiştir.

Kalkopirit: Çok az öz biçimsiz tanecikler şeklinde olup bunlar arasında bazen de piritlerle kenetli olarak izlenir. En iri tanecikleri 70-80 mikron civarındadır. Kenarları boyunca limonite dönüşmüştür.

Sfalerit: Ufak, yarı öz biçimsiz tanecikler şeklinde çok az miktarda izlenir. Demir içeriği çok düşük olan sfaleritler kahverengimsi sarı iç refleksler gösterirler. En büyük sfalerit taneleri 70-80 mikron kadardır. Bazen kuvars ve kalkopirit içerisinde ufak sokulumlar şeklinde, bazen de kenarları boyunca simitsonite dönüşmüştür.

Rutil ve anatas: Çok az miktarda tane yığılımları şeklinde izlenmektedir.

Diyoritin kuzey dokanağı boyunca kontakt alterasyonları çok iyi gelişir. Kontakt alterasyonu içerisinde diyorit yerleşiminden sonra oluşmuş hidrotermal damarcıklar yaygındır. Bazalt-diyorit dokanağının yakın kısmında epidot, aktinolit, klorit hakimdir. Dokanaktan uzaklaştıkça kontakt alterasyonu klorit, epidot şeklinde devam eder. Diyoritin kuzey dokanağı boyunca izlenen bu kontakt mineralleri güneydeki alterasyon zonunda izlenmemektedir. Diyorit, güney dokanağı boyunca daha önce oluşmuş güney sınırındaki alterasyon zonu üzerine bindirmiştir. Bu nedenle diyoritin tek tarafında kontakt metamorfizma görülmektedir.

Cevherleşmenin Mineralojisi-II

Kontakt metamorfizmasının yaygın olduğu kuzey zonda iki tip cevher mineralleşmesi oluşmuştur. Bunlardan ilki kontakt metamorfizması sırasında oluşan mineralleşmeler, ikincisi ise, mağmatojenik eriyik aktivitesinin daha sonra hidrotermal damarcıkları oluşturduğu mineralleşmelerdir. Kontakt metamorfizması sırasında manyetit, hematit, kalkopirit, pirit, ilmenit, rutil, sfen ile bunlardan türemiş ikincil mineralleşmeler ve bunlara

eşlik eden klorit, kuvars, tremolit, aktinolit, epidot mineralleri oluşmuştur.

Manyetit: Zonun büyük kısmında yaygın olarak izlenmektedir. Manyetit büyük bir kısmı, çubuklar halinde, bir kısmı da öz, yarı öz biçiminde kristaller şeklindedir. Manyetitler belirgin şekilde zonlanma göstermektedir. Çok zayıf kataklazma gösteren manyetitler özellikle dilinimleri, yer yer de kenar ve çatlakları boyunca hematite dönüşmüşlerdir. Yani çok zayıf martitleşmeye uğramışlardır. Kontakt alterasyon zonu içerisinde izlenen manyetit çok az bir kısmı da kromitlerin dönüşmesiyle oluşmuştur. Bu tür manyetitlerin çekirdek kesimlerinde yer yer kromspinel artıklarına rastlanmaktadır.

Hematit: İki ayrı şekilde izlenir. Bunlardan biri yukarıda değinildiği gibi manyetitlerin martitleşmesi sonucunda oluşan, diğeri ise manyetitler arasında yer yer çok az miktarda çubuk demetleri şeklinde olanlardır.

Kalkopirit: Az miktarda ufak, öz biçimsiz tane ve damarcıklar şeklinde gang minerali ve manyetitler arasında izlenmektedir. Dilinim ve kenarları boyunca ileri derecede limonit ve kovelline dönüşmüştür.

Pirit: Öz, yarı öz biçimli, kenetli, bazen saçınımlar şeklindedir. Yer yer de kısmen veya tamamen psödomorf şekilde limonite dönüşmüştür.

İlmenit ve rutil: Çok ufak ve eser miktarlarda, bazen öz, yarı öz biçimde sfenler içerisinde artıklar halinde olup, yan kayaçtan alınmıştır.

Sfen: Çok az miktarda gang mineralleri ve manyetitlerin arasında öz, yarı öz biçimde kristaller şeklindedir. Bunların bir kısmı ilmenit ve rutilleri ornatarak oluşmuştur.

Alterasyon zonunda izlenen kloritler radyal (ışınal) dokular oluşturmuştur. Kuvars, fazlaca bulunan bir gang minerali olup, diğer gang mineralleri ve manyetitler arasını doldurmaktadır. Aktinolit ve tremolit kristalleri belirgin şekilde kloritleşmiştir. Epidot ise eser miktarda izlenir.

Diyoritin kuzeyindeki kontakt alterasyon zonunda ince damarcıklar şeklinde izlenen mineralleşmeler manyetit, kalkopirit ve çok az piritten oluşmaktadır. Mineralojik özellikleri itibarıyla güneydeki altere zondaki minerallerle aynı özelliktedir. Sadece kalkopiritin yoğun olduğu alanlarda bundan türemiş malakit, azurit yaygın olarak izlenir.

Kontakt alterasyon zonunda mineral oluşum sırası; aktinolit, tremolit, epidot, kuvars, klorit, manyetit, hematit, kalkopirit, pirit ve klorit şeklinde olduğu tesbit edilmiştir.

Kayserilinin dere bakır cevherleşmesinde ayrı olarak yorumlanan güneydeki (piritleşmiş, limonitleşmiş, kaolinleşmiş, silisleşmiş) altere zonda yapılmış jeofizik çalışmalarıyla (Apaydın ve Özmen, 1979) takriben 200-250 m derinde sülfid cevherleşmesi olabileceği ifade edil-

mektedir. Jeofizik çalışmaları diyoritin kuzeyindeki alterasyon dışındaki alanlarda bu tip bir anomali vermemiştir. Bu jeofizik verisi de güneydeki zonda gömülü bir sülfid mineralleşmesi (muhtemelen volkanojenik masif sülfid cevherleşmesi) olduğunu, kuzeydeki zonun ise tamamen ayrı ve kontakt metamorfizması sonucunda oluştuğunu desteklemektedir. Piritleşme diyoritin güneyindeki alanda daha yoğun şekilde izlenir.

Kayserilinin dere bakır cevherleşmesinin güney kısmı, maden yatakları bakımından kuzey kesimine göre daha önemli olabileceğini ortaya koymuştur. Bu nedenle ileride yapılacak sondaj çalışmalarında bu kesimin üzerinde durulması yararlı olacaktır.

8-Cıpcip Dere Demir-Bakır Cevherleşmesi

Çiftehane kasabası, Koçak köyünün kuzeybatısında Cıpcip dere civarında Fe-Cu cevherleşmesi ilk olarak Ateş (1985) tarafından tanımlanmıştır. Cevherleşme volkanitler içerisinde hidrotermal damar ve damarcıklar şekliyle diyorit ve siyenit porfir dayaklarıyla, volkanit kontaklardaki mineralleşmeler olarak izlenmektedir.

Cıpcip dere demir-bakır cevherleşmesinde en büyük cevher mostrası, yaklaşık doğu-batı istikametli fayın zayıf zonunda 1,5 m kalınlığında, 60 m görünür uzanımında, Cıpcip dere içerisinde izlenir.

Çalışma sahasındaki havzada, volkanitlerin oluşumunu takip eden siyenit, diyorit dayk ve stoklarıyla aynı kökenli mağmatojenik eriyiklerin aktivitesi, volkanitlerin zayıf zonlarında yataklanmayı sağlamıştır.

Cıpcip dere demir-bakır cevherleşmesinde tesbit edilen minerallerin, manyetit, pirit, kalkopirit ve bunlardan türemiş hematit, limonit, götit, kovellin, malakit, azurit ile bunlara eşlik eden epidot, klorit, amfibol, piroksen ve kuvars gang mineralleri olduğu belirlenmiştir (Ateş, 1985). Ayrıca bu yatağın % 45 Fe, % 2 Cu, % 0,01 Co, % 0,002 Ag ortalama tenörleri içerdiği belirlenmiştir.

Bu yatakta kobaltın varlığı çarpışma sonrası havzanın tabanını kaplayan Alihoca ofiyolit kompleksinin varlığını işaret etmektedir. Muhtemelen magmatojenik eriyik aktiviteleri, elementlerin bir bölümünü (özellikle kobaltu) bazık ve ultrabazık kayaçlardan mobilize etmiştir.

9-Yağlıtaş Kurşun-Bakır Cevherleşmesi

Yağlıtaş köyünün 4 km güneybatısındaki Yağlıtaş derenin civarında andezitik bileşimli Ardıçlı formasyonu içerisinde N20 E doğrultulu, düşeye yakın eğimli zayıf zonlar içerisinde hidrotermal damar ve damarcıklar şeklinde mineralleşmeler izlenmektedir. Bu alanda tesbit edilen 3 mostrada birbirine paralel kırık sistemleri içerisinde aynı tip mineralleşmeleri içermektedir. Sadece mineral çoklukları değişmektedir.

Cevherleşmenin Mineralojisi

Yapılan cevher mineraloji çalışmaları sonucunda barit, kalkopirit, pirit, galenit, sfalerit, fahlerz ve bunlardan türemiş serüsit, limonit, anglezit, kovellin, kalkosin, simitsonit ile kuvars, klorit gang minerallerinden oluştukları saptanmıştır.

Barit: Çok iri kristaller halindedir. Çatlaklarında malakit ve çok az olarak izlenen limonitler içinde, yer yer pirit reliikleri içerir.

Kalkopirit: Çok az, genellikle öz biçimsiz, değişik tane iriliklerinde izlenmekte olup, kenar çatlak ve dilinimleri boyunca limonit, kovellin ve kalkosine dönüşmüştür.

Pirit: Öz biçimli ufak taneli olup, kayacın en yaşlı sülfidli mineralidir.

Galenit: Karbonat, klorit ve kuvars gangi içinde, ince taneli, bazen de iri taneli hidrotermal damar şeklinde izlenir. Kenarları boyunca anglezit ve serüsite dönüşmüştür.

Sfalerit: En büyükleri 2-4 mm iriliğinde kapanımlar halinde, bazen de bulutlar şeklinde izlenir. İç refleksleri çok açık olup, kenar ve dilinimleri boyunca simitsonite dönüşmüş kataklazma gösterir.

Fahlerz: Galenitler içerisinde çok ince, yuvarlağımsı ve elipsoidal tanecikler şeklindedir. Fahlerz büyük olasılıkla kristal yapısında izomorf halde bir miktar gümüş içermektedir. Ayrıca ufak tanecikler halinde rutiller, mineral topluluğunda bulunmaktadır.

Yağlıtaş hidrotermal damarlarında mineral parajenezi; klorit, kuvars, barit, pirit, kalkopirit, sfalerit, fahlerz ve galenitten ibarettir. Ayrıca bu pirimer minerallerin dönüşmesi ile yer yer sekonder cevher minerallerine raslanmaktadır.

Yağlıtaş cevherleşmesinin bakır içerikleri % 0.02 % 0,14 arasında, kurşun içerikleri % 1 ile % 31.88 arasında değişkenlik göstermektedir. Cevher damarlarında en fazla bulunan mineral barittir. Barit genelde hacimsel olarak cevherin % 80-90'ını oluşturur. Yani cevher dağılımı düzensizdir.

Cevher damarlarının genişlikleri en fazla 1 metreye kadar ulaşmaktadır. Cevher yataklanmasının uygun olabileceği zonlar oluşmadığı için rezervin ekonomik olabilecek boyuta ulaşmadığı düşünülmektedir.

10-Çivril Tepe Barit Cevherleşmesi

Ulukışla-Çamardı havzası içerisinde gelişen mağmatik eriyiklerin sonucunda hem hidrotermal, hem de volkano-sedimanter olarak oluşmuştur. Genellikle Pb-Cu cevherleşmeleriyle birlikte ince damarcıklar halinde izlenirler.

İnceleme alanı içinde en kalın barit cevherleşmesi Ardıçlı köyünün 3 km kadar batısındaki Çivril tepe

güneyinde gözlenir. Andezitik bileşimli Ardıçlı formasyonu içinde N50 E doğrultulu ve 60 derece SE'ya eğimli fay zonunda volkanitler arasında yatay, tabakalanmalı barit cevheri vardır. Barit, az galenit ve kalkopirit tanecikleri içermektedir. Üzerinde 5x10x2 metre boyutlarında bir yarma açılmış olup, barit üretimi yapılmıştır. Yarmadaki masif barit mostrasının kalınlığı 0.50-3 metre arasında değişmektedir. Tabanında 1-2 metre kalınlığında kloritleşmiş yeşil renkli seviye içerisinde galenit, malakit, azurit mineralleşmeleri içeren bir zon bulunur ve bu zon kalın barit cevherine geçer. Volkanit kuşak içinde Çivril tepe dışında hidrotermal olarak oluşmuş ince damarcıklar şeklinde başka barit cevherleşmeleri de vardır. Ayrıca bu alanda gözlenen fay zonu kenarlarında epidot ve kloritten oluşan çok ince altere kesimler izlenmektedir. Barit yanında kalkopirit, pirit ve galenit tanecikleri barit içerisinde izlenmekte olup, bu minerallerin yoğunlaştığı alanlardan alınan örneklerde ortalama % 0,13 Cu, % 1.67 pb içeriği tesbit edilmiştir.

Zayıf zon içerisinde barit damarları kenarlara doğru volkanit kırıntıları içermekte olup, yoğunluğu yer yer düşmektedir.

Çivril tepe barit yatağı, tenörü açısından sadece barit için ekonomik bir değer ifade eder. Hesaplanan görünür barit cevheri 1000 ton civarındadır.

11-Esendemir Tepe Demir-Skarn Cevherleşmesi

Çiftehan kasabasının Kocak köyünün kuzeybatısında Esendemir tepenin güneyinde bulunur. Bu alanda çarpışma sonucu oluşmuş, havzada gelişen volkanizma ürünü andezit, kireçtaşı, volkano-sedimanter birimler ve bunları keserek yerleşen ince siyenit porfir daykları yüzeylenmektedir.

Alanda volkanitler ile kireçtaşı kontakları boyunca skarnlaşma ve skarn içerisinde cevherleşmeler izlenmektedir. Skarnlaşmanın, volkanitler ile kireçtaşının, siyenit ve diyorit kökenli hidrotermal eriyiklerin aktivitesi sonucunda oluştuğu ve eriyik aktivitesinin cevherleşmeyi de sağladığı bilinmektedir (Ateş, 1985). Oluşmuş skarn zonu, kireçtaşı kontağı boyunca N 60 E doğrultusunda 1 km bir uzanım sunmaktadır. Skarnlaşmaların kireçtaşı-volkanit kontağında gelişmesi, mağmatik eriyiklerin metazomatizmayı diffizyonal ve infiltrasyonal olarak sağladığını, kireçtaşlarının yerini alan skarnın ekzoskarn olduğunu, volkanitlerde gelişmiş skarnın silikat skarnı olduğunu, endoskarnın gelişmediğini, silikat minerallerinin magnezyuma göre kalsiyumca daha zengin olduğundan dolayı skarnın kalsitik olduğunu (Ateş, 1985) tesbit etmiştir.

Mineral topluluğunda kobalt ve Nikel minerallerinin varlığı önemlidir. Çarpışma dönemi sonrasında, hav-

zanın tabanında Alihoca ofiyolit kompleksinin olması ve mağmatojenik eriyik aktivitesinin bunların içerisinde dolanımı ve/veya geçişi sırasında Co ve Ni elementlerini aldığı işaret etmektedir. Bu da ortaya konan jeodinamik evrim yaklaşımını desteklemektedir. Havzada uygun cevher yatakları olabilecek alanlarda Co ve Ni yataklanması beklemek bundan dolayı doğaldır.

Esendemir tepe demir skarn yatağı üzerinde yapılan istikşaf etüdüleri sonucunda ortalama ağırlık tenör dağılımı % 50 Fe, % 12 SiO₂, olan 100.000 ton görünür cevher, aynı tenörlerde 200.000 ton muhtemel cevher rezervi hesaplanmıştır (Ateş, 1985). Ayrıca % 31.65 Fe, % 2.46 Co, % 0.2 Cu, % 2.8 As, % 1.7 S, % 0.05 Bi, % 0.02 Ni tenör dağılımı 500 ton muhtemel rezervi olan bir zon tesbit edilmiştir.

Cevher yüzeylemeleri kireçtaşı doğru gelişen skarn zonu içerisinde 3-4 m kalınlıkta masif manyetit damarı, içerisinde reli kireçtaşı içeren manyetit mercikleri şeklinde izlenmektedir. Yataklanmanın batısındaki cevher damarların (manyetit) üst seviyelerinde 0.50 cm kalınlıkta sülfid, sülfarsenitli mineralleşmenin hakim olduğu zon bulunmaktadır. Pembe rengiyle tipik kobalt (eritin) minerallerinin masif manyetit cevher zonu üzerinde gelişen kırıklar boyunca (hidrotermal olarak) manyetit üst kısmındaki seviyelerde yatakları izlenmiştir.

Bu kırık sistemlerinin cevherleşmenin doğusunda da olduğu ve bu kırık sistemlerinde de sülfid ve sülfarsenitli mineralleşmenin olduğu tesbit edilmiştir.

Cevherleşmenin mineraloji incelemeleri sonucunda manyetit, spekülait, kobaltit, kalkopirit, pirit, bornit, brovoit, lineit, millerit, sfalerit, galenit, bizmut, sülfotuzları (aykinit) ve bunlardan türemiş hematit, limonit, eritrin, kovellin, malakit, azurit, violerit cevher mineralleri ile amfibol, epidot, granat, klorit, kalsit, kuvars gang mineralleri tesbit edilmiştir (Ateş, 1985). Ayrıca mineral parajenezi çıkartılmıştır.

Esendemir tepe demir skarn yatağında cevherleşmenin oluşum sıcaklığına ışık tutması için saydam kalsit kristallerinde sıvı kapanım çalışmaları yapılmış olup, bunların sonucunda skarnlaşma ve cevherleşme boyunca oluşan kalsit kristallerinde sıvı kapanımları tesbit edilmiştir. Muhtemelen başlangıçta (oksit fazında - manyetit) oluşum sıcaklığı 500-550°C civarındadır. Kalsit kristallerinde iki yönde çok güzel dilinimler mevcut olup sıvı kapanımların içerdikleri sıvıların, genellikle bu dilinimler doğrultusunda boşalma olasılıkları vardır. Bu nedenle ölçüm yapılan kapanımların seçilmesinde özen gösterilmiş ve birincil olduğu düşünülen kapanımlar seçilmiştir. Kapanımların boyutları (1-4) mikron arasında değişmektedir. Bunlar iki fazlı ve sıvı fazın gaz fazına oranla daha fazla hacim kapladığı kapanımlardır. Kalsit örnekleri içerisinde, kapanımların küçük olması ve çoğunluğunun boşalmış bulunması nedeniyle ancak 11 ölçüm yapılabilmektedir.

Bu çalışmaların sonucuna göre homojenleşme sıcaklıkları 160-200°C arasında değişmektedir (Şekil 5). Ölçüm yapılan kalsitlerin cevherleşmeden sonraki dönemlerde, mağmatik sokulumun (ör. siyenit damarları) geç fazlarına denk geldiği ve epitermal sıcaklıklarda oluştuğu görülmüştür.

12-Kanlıdere Çiftliği Kobalt Anomali Sahası

İnceleme alanında jeokimya ve tahkik jeokimya çalışmaları sonucunda Ulukışla ilçesi Kanlıdere Çiftliği köyünün 2 km güneydoğusunda Tozluca, Akgedik ve Devkaya tepenin yamaçlarının oluşturduğu alanda 7 km² lik bir Co anomali sahası tesbit edilmiştir.

Anomali sahası, Ünlükaya formasyonu lav ve aglomeralarının yüzeyletiği alanda yer almaktadır. Bu lav ve aglomeraları, siyenit porfir, diyabaz daykaları ve ince kuvars damarları keser. Diyabaz ve kuvars damarlarının dış yüzeylerinde az pirit ve hematit sıvanmaları dışında başka bir mineralleşme görülmemiştir. Ayrıca bazaltik lav ve dayklardan kaya örnekleri alınmış ve elde edilen kimyasal analiz sonuçlarının daha önce alınan sediman örnek sonuçlarıyla korelasyonu yapılmıştır.

Sediman ve kayaç jeokimyası çalışmalarında Co için eşik değer 48 ppm hesaplanmış olup, bu alanda 46-65 ppm Co değerlerinden oluşan bir anomali kapanımı görülmektedir.

Kanlıdere Çiftliği Co anomali sahasından kayaç örnekleri derlenmiş ve sonuçlar değerlendirilmiştir. Buna göre kayaçlardan alınan örneklerin Cu, Co, Ni içeriklerinin ortalamaları Tablo 3'te verilmiştir.

KAYAÇ TÜRÜ	Cu(ppm)	Co(ppm)	Ni(ppm)
Aglomera	46.00	31.58	100.00
Aglomera içinde ojitli bazalt	43.57	32.71	98.71
Bazalt	32.54	28.00	75.54
Kireçtaşı	25.50	22.50	70.00
Siyenit porfir	25.00	17.86	52.40
Diyabaz	37.50	24.83	55.05

Tablo 3: Kanlıdere Çiftliği kobalt anomali sahası kayaçlarının Cu, Co, Ni değerlerinin ortalamaları

Cevherleşmenin Mineralojisi

Yapılan cevher mineralojisi çalışmalarında barit, sfalerit, fahlerz, kalkopirit, pirit, arsenopirit, galenit ile

bunlardan türemiş limonit, arsen-antimon okr, kovellin, azurit, malakit, simitsonit ve serüsit tesbit edilmiştir.

Barit: Öz şekilli pembe renkli iri kristaller şeklindedir. İçerisinde sfalerit, pirit, kalkopirit ve galenit kristalleri vardır.

Sfalerit: Kenetli taneler şeklinde olup irili ufaklı adacıklar oluşturmaktadır. Zayıf kataklazma gösteren sfaleritlerin çatlakları kuvars, galenit, kalkopirit ve fahlerz içermektedir. Sfalerit, kenarları boyunca simitsonite dönüşmüştür.

Fahlerz: Çok az miktarda olup, ufak tanecikler halindedir. Kısmen galeniti, kısmen de kalkopirit ve galenit ile birlikte sfaleriti ornatın damarcıklar ve mineral toplulukları şeklinde izlenir.

Kalkopirit: Çok az miktarda ve ufak tanelidir. Sfaleritler arasında, bazen de galenit ve fahlerzle birlikte küçük tane toplulukları oluşturur şekilde ve barit içinde izlenmektedir.

Kanlıdere çiftliği anamali sahasındaki alterasyon zonları, (özellikle siyenit porfir, diyabaz ve kuvars damarlarının kontaklarındaki) yaygın alterasyon gözlenen diğer volkanik kayalarla karşılaştırılmış, fakat bir farklılık tesbit edilmemiştir.

Co anomali ancak tesbit edilmeyen bir mineralin Co içeriğinin fazlalığı neticesinde (bu amaç için ojitli bazaltlardan aynı değerlendirme yapılmış ve en yüksek Co içeriği bunlarda belirlenmiştir) ya da gömülü bir mineralleşmenin ürünü olarak oluştuğu şekilde izah edilebilir. Bu amaçla sahanın jeofizik etüdüleri (IP yöntemi) yapılması uygun olacaktır.

Volkanik kuşakta gömülü olabilecek kireçtaşlarının varlığı bilinmektedir. Bu sahada da (Tuzluca tepenin güneyinde) çok ince kireçtaşı merccekleri vardır. Kireçtaşları-volkanit kantağında skarnlaşmalar bölgeye yabancı değildir. Kanlıdere Çiftliği Co anomali sahası Esendemir tepe Co sahasının kuzeybatısında olup, yaklaşık aynı kot seviyesinde yer almaktadır. Kobalt mineralleşmelerinin belirgin olarak volkanik kuşakta ve skarn zonunda (Esendemir tepe Fe-skarn yatağı) oluştuğu görülmektedir. Bunun değerlendirmelere ışık tutacağı açıktır. Planlanacak jeofizik etüdülerinde bunlar göz önüne alınmalıdır.

13-Uçurum Tepe Cevherleşmesi ve Potasik Alterasyon

Ünlükaya köyünün kuzeydoğusunda bulunan Uçurum tepenin doğu eteklerinde Ünlükaya formasyonu (bazaltik) içerisinde hidrotermal damarlar şeklinde Pb-Cu cevherleşmeleri ve Uçurum tepe monzoniti içerisinde yaygın potasyum alterasyonu tesbit edilmiştir. Cevherleşme alanında bazaltik lavlar ve ince (1-3 m kalınlıkta) siyenit porfir daykları ile monzonit yüzeylenmektedir.

Ünlükaya formasyonu içerisinde K 50 B doğrultulu

düşeye yakın fay zonunda 1 m ile 0,20 m arasında değişen kalınlıkta mineralleşmeler görülmektedir. Bu cevherli fay zonunun uzunluğu 20 m'dir. Fayın 30 m kadar bazaltik lavlar içinde de devamı vardır. Damarın büyük kısmı barit mineralinden oluşmuştur ve içerisinde 3-20 cm kalınlıkta değişen galenit ağırlıklı sülfid mineralleşmesi tesbit edilmiştir.

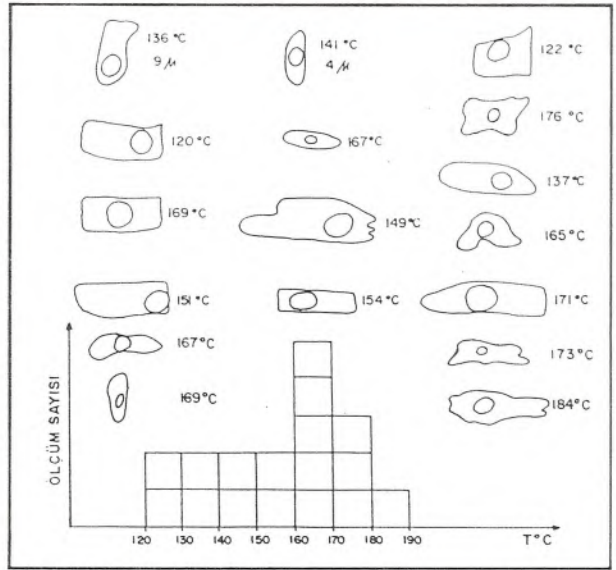
Pirit: Eser miktarda, ufak tanecikler şeklindedir. Bazen gang, bazen de diğer sülfidli mineraller içerisinde kapanımlar oluşturmaktadır.

Arsenopirit: Eser miktarda, çok ufak tanecikler halindedir. Genellikle galenit içerisinde iskeletcikler şeklinde izlenmektedir.

Galenit: İri taneli olup, kama şeklinde dilinim boşlukları içermektedir. Sfaleriti kenar ve çatlakları boyunca belirgin bir şekilde ornatmıştır. Galenitler içerisinde bol miktarda, çok ince taneli, yuvarlağımsı damlacıklar şeklinde fahlerzler bulunmaktadır. Kayacın en genç mineralidir.

Gang olarak izlenen kuvars, iki tip olarak tesbit edilmiştir. Birincil kuvars, cevher minerallerinin oluşum öncesi, zayıf zonun çeperlerinde ve yer yer cevher mineralleri içeren kırıklar boyunca izlenir. İkincil kuvars, cevher minerallerinin çatlaklarına girmiş olarak izlenir.

Bu verilere göre mineral parajenezi, kuvars, barit, sa-falerit, fahlerz, kalkopirit, pirit, arsenopirit, galenit, kuvars ve ikincil mineral bileşimi şeklindedir (Tablo 4).



Şekil 5: Esendemir tepe demir-skarn yatağından alınan kalsit örneklerinin homojenleşme sıcaklıkları ve homojenleşme sıcaklığı değişim histogramı.

Figure 5: Homogenization temperature and variance histogram of calcite samples taken from the Esentepe Iron-Skarn occurrence

Kuvars I...
Barit...
Sfalerit...
Fahlerz...
Kalkopirit...
Pirit...
Arsenopirit...
Galenit...
Kuvars II

Tablo 4: Uçurum tepe Pb-Cu cevherleşmesinin mineral parajenezini

Uçurum tepe cevherleşmesi, çarpışma sırasında havzada gelişen volkanitlerin içerisinde, mağmatojenik eriyik aktivitesinin getirdiği bir hidrotermal damar cevherleşmesidir. Yer yer kalkopirit, yer yer de galenit hakim olmaktadır. Bakırın yüksek tenöre çıkması, muhtemelen mağmatojenik eriyik aktivitesinin, monzonit içerisinde bakır aldığını göstermektedir.

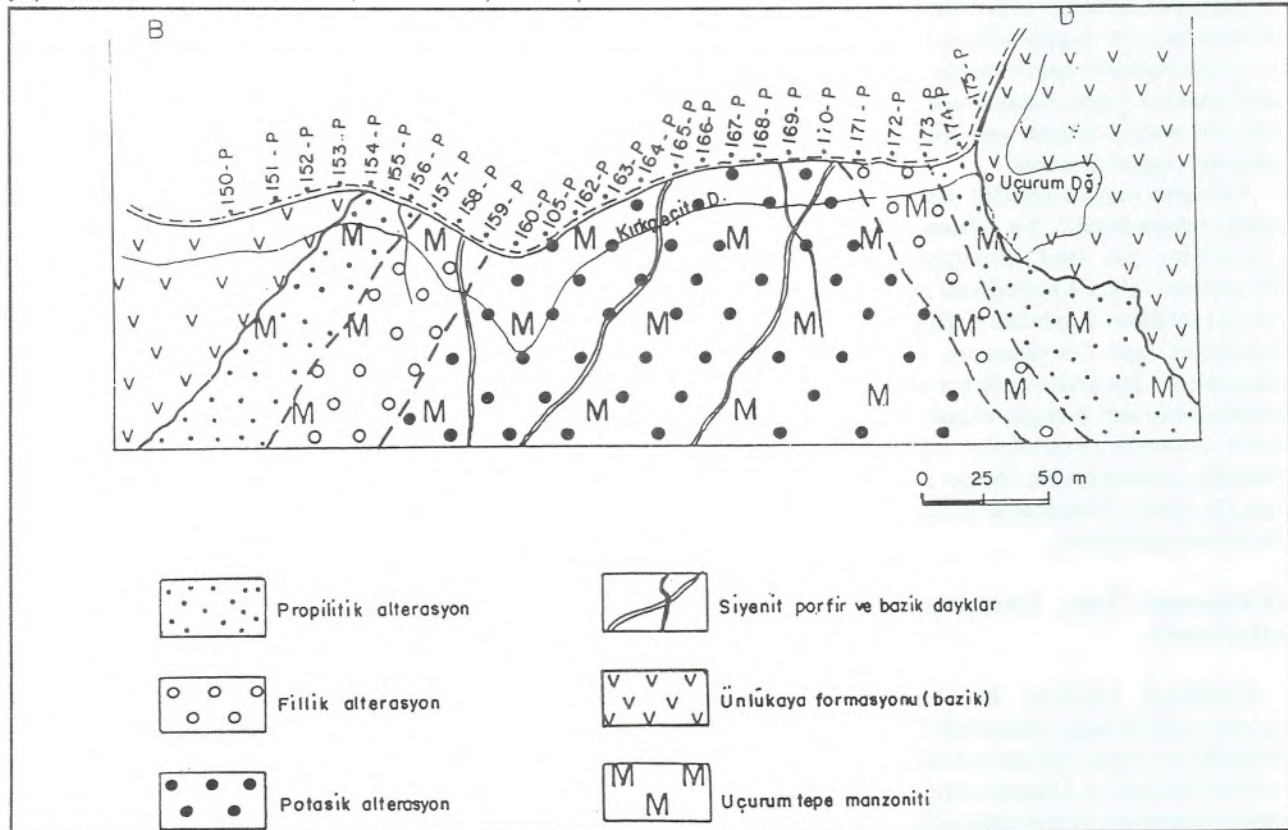
Yatağın Pb içeriği % 0.1 ile % 26 arasında, Cu içeriği % 0.1 ile % 12.29 arasında değişmektedir. Fe % 20,40, S % 4,62, As % 3, Zn % 0.15, SiO₂ % 30.90 yapılan analizlerle tesbit edilmiştir. Pb-Cu açısından ya-

taklanma bir rezerv sunmamaktadır. Cevherleşmenin büyük kısmını barit oluşturmaktadır. Baritin fiziksel özellikleri (özellikle yoğunluğu, 4 ton/m³) itibarıyla iyi olduğu ve işletmeye uygun rezerv verebileceği tahmin edilmektedir. Zonun barit açısından incelenmesi yararlı görülmektedir.

Hidrotermal olarak meydana gelen bu damarın hemen kuzeyinde yüzeylenen Uçurum tepe monzoniti, saha ve petrografik özelliklerine göre, sıg ortamda kristallenmiş monzogabrodan monzodiyorite kadar geçiş göstermektedir. Yani kristallenme gäbro koşullarında başlamış monzodiyorit koşullarında sona ermiştir. Monzonitten sistemli olarak alınan örneklerin incelenmesi sonucunda potasik, fillik ve propilitik olmak üzere, üç tip alterasyon saptanmıştır (Şekil 6).

Alterasyon kuşaklarının mineral toplulukları en iyi şekilde San Manuel-Kalamazoo (Arizona) yataklarında incelenmiştir. Lovel ve Guilbert (1970), diğer porfiri bakır yataklarındaki kuşaklanmaya bakarak dört alterasyon kuşağı (potasik, fillik, arjilik ve propilitik) ayırt etmişlerdir.

Potasik Alterasyon: Alterasyonun en iç kesimini oluşturan bölümdür. Monzonitin iç kısımlarından



Şekil 6: Uçurum tepe doğusunda Kırkgeçit dere kenarındaki yol boyunca alınmış örneklerin alterasyon özelliklerini gösterir şematik kesit.

Figure 6: A schematic cross section showing alteration characteristics of samples taken from the road section along Kırkgeçit creek (East of Uçurum Tepe)

alınan örneklerde yaygın potasyum alterasyonu tesbit edilmiştir. Bu örneklerin mikroskobik incelemeleri sonucunda kayadaki mineral parajenezinin üç fazda geliştiği gözlenmiştir. İlk fazda oluşmuş olan plajiyoklas kristali, kayacın pirimer minerali olup, serisitleşmiştir. Piroksen, olivin, ortoklas, biyotit ikinci fazın; apatit, biyotit, manyetit ve kalsit ise son fazın mineralleridir.

Monzonitik kayaç kontak metamorfizmaya uğramıştır. Yaygın potasyum alterasyonu nedeniyle kayacın birincil kimyası tamamen değişmiş ve kayaç kirlenmiştir. Biyotitlerin deformasyonu K-feldispatlarda ileri derecede alterasyon görülmesi, manyetit ile pirosenlerin birlikte bulunması, mağmanın kontak ve endo-metamorfizma nedeniyle kirlendiğini göstermektedir.

Monzonitin özellikle iç kesimlerinden derlenen tüm örneklerde, potasik alterasyonunun etkisiyle kayacın birincil kimyasının tamamen değiştiği görülmüştür. Eski kayacın içinde yeni mineraller (k-feldspat ve albit gibi) gelişmiştir. Kayaç daha sonra kuvars damarları tarafından kesilmiştir. En eski mineral olan plajiyoklaslar kalsit ve serisite dönüşmüş olup, plajiyoklasların kalık yapıları belirgin olarak görülmektedir. Kayaçtaki albitleşme epidotlaşma ve serisitleşme esnasında cevherleşme olmamıştır.

Uçurum tepe monzonitindeki cevher mineralleri potasik alterasyon sonucunda gelişmiştir. Biyotit oluşumunu takiben cevher ile apatit getirimi birlikte olmuştur. Yaygın olarak izlenen apatitler, uçucu fazla birlikte gelişen en son mineraldir. Ayrıca bol olarak kırmızı ve kahverenkli biyotitlerin görülmesi cevherleşmenin yüksek sıcaklıkta oluştuğunu gösterir. Kayaçta tipik olarak izlenen potasyum alterasyonu içinde cevher ile biyotit getirimi arasındaki ilişki çok net bir şekilde gözlenmektedir. Kayaçta, skarn boyunca gelişmiş hidrotermal solüsyonlar cevher getirimine yol açmıştır.

Fillik Alterasyonu: Bu zonda gözlenen bütün mineraller serisitleşmiştir. Mafik mineraller klorit ve serisite dönüşmüştür. Hamur mikrolitik dokuda olup, ince ve orta tanelidir. Genellikle plajiyoklas mikrolitlerinden, ikincil olarak klorit ve serisitten oluşmuştur.

Kayaç içinde yaygın olarak izlenen plajiyoklas kristallerinin tümü serisitleşmiştir. Piroksenlerinde çoğunluğu altere olmuştur. Fillik zonunun merkezi kısımlarından alınan örneklerin ince kesitlerinde izlenen potasyum feldispatlarda da serisitleşme gözlenmiştir. Fillik zonun potasik zonla olan sınırının geçişli olması nedeniyle, arazide bunları ayırmak çok güçtür. Bu zonun dış kısmından alınan bazı örneklerde (157-P) feldispatlardaki alterasyonun yanında biyotit, apatit ve epidotlaşma gözlenmektedir.

Propilitik Alterasyon: Monzonit ile volkanitin kantağında, 20-30 m kadar bir alanda görülmektedir. Bu zon içinde epidot, kalsit, klorit, gibi kontakt mineralleri

gözlenir. Bazaltik lavlardan monzonite doğru gidildikçe ve özellikle monzonit kantağında, biyotit kristallerinde belirgin bir artış gözlenmiştir. Bu zondan alınan (152, 153, 154-P gibi) örneklerinde petrografik incelemeler sonucunda, plajiyoklas ve pirosenlerin altere olduğu, klinopiroksenlerin çoğunlukla kalsit ve klorite dönüştüğü saptanmıştır. Hamurda bol miktarda epidot, albit, apatit ve opak mineral izlenmektedir. Kayaç orta ve ince taneli biyotit içermektedir. Biyotit ve klinopiroksenlerin birlikte bulunması oluşum şekli ve dokusu, kontak metamorfizmadan etkilendiğini göstermektedir.

Uçurum tepe monzoniti volkanik kuşağın alt kesimini oluşturmaktadır. Kayaçta özellikle potasyum alterasyonunun saptanmış olması burada, porfiri tip bakır cevherleşmesinin olabileceğini işaret etmektedir. Ayrıca bu alanda MTA tarafından yapılmış olan jeofizik çalışmalarında (IP metodu) yüzeyden 30-40 metreden itibaren yaklaşık 30 m kalınlığında bir anomali belirlenmiştir.

Bu, sonuçlara göre, sahanın alterasyon özellikleri dikkate alınarak porfiri tip cevherleşmeye yönelik detay ölçekte çalışmalar yapılması yararlı olacaktır.

SONUÇLAR

Bolkardağ antiklinalinin güneyinde ve Ecemiş koridoru içinde kuvars porfir daykları tesbit edilmiştir. Güney bölümündeki, Bolkardağ bölgesinde cevherleşmeler Horoz granodiyorit mağmasına bağlı olarak gelişen kuvars porfir dayklarının ortama sağladığı hidrotermal sıvılarla oluşmuştur. Ayrıca Bolkardağ antiklinalinin güney kanadında da cevherleşmeler olduğu (karıncadağ) saptanmıştır. Alihoca ofiyolit kompleksi içinde bakır (nabit bakır) cevher damarları tesbit edilmiştir.

Kuzey bölümde, mağmatizmanın ilk evresinde gözlenen Uçurum tepe monzonitinin, monzogabromonzodiyorit ve monzonite kadar geçiş gösteren bir plüton olduğu belirlenmiştir. Bu birim içinde petrografik incelemeler sonucunda özellikle K-feldispat alterasyonunun çok iyi geliştiği saptanmıştır. Bu özellikler göz önüne alındığında, monzonitin iç zonunda muhtemelen porfiri tip bakır cevherleşmesi olabileceği düşünülmektedir.

Volkanik kuşak içindeki cevherleşmelerin, skarn hidrotermal damar tipte olduğu saptanmıştır. Ayrıca bölgede volkanojenik ve porfiri özellikte cevherleşmelerde olabileceği düşünülmektedir. Cevherleşmeyi, volkanitleri keserek yerleşen siyenit porfir dayklarının ortama sağladığı hidrotermal eriyik aktiviteleri oluşturmuştur. Yapılan araştırmalar, gerek Cu, gerekse Co değerlerinin ekonomik olarak kazanılabilecek cevherleşmelerin belirteçleri olabileceğini ortaya koymuştur.

İnceleme alanında volkanitler içindeki cevher-

leşmeler, bazik Ünlükaya formasyonu ile andezitik Ardıçlı formasyonu içinde gelişmiştir. Esendemir tepe, Cipcip dere, Kayserilinin dere, Uçurum tepe ve Yağlıtaş cevherleşmeleri volkanik kuşak içinde saptanan zuhurlardır.

Kayserilinin dere bakır cevherleşmesinin detay etüd revizyonu yapılmış olup, iki tip alterasyon zonu tespit edilmiştir. Diyoritin kuzeyinde tamamen kontakt alterasyonu şeklinde hidrotermal cevherleşme izlenirken, güneyinde ise tamamen piritleşmiş bir zon izlenir. Gerek arazi gözlemleriyle, gerekse jeofizik verilerine göre güney kesimde volkanojenik masif sülfid cevherleşmesinin olabileceği düşünülmektedir.

Ofiyolitik kayalar Madenköy ofiyolitik melanjı ve Alihoca ofiyolitik kompleksi şeklinde iki bölümde ayrılanarak tanımlanmıştır. Bu kayaçların Cu-Ni içerikleri göz önüne alınarak cevherleşme yönünden daha ayrıntılı incelenmesinde yarar görülmektedir.

KATKI BELİRLEME

Bu yazı İstanbul Üniversitesi Fen Bilimler Enstitüsü'nde yapılan Doktora tezinden hazırlanmıştır. Çalışmalar sırasında yardımcı olan MTA Doğu Akdeniz Bölge Müdürü Şinasi Apaydın'a, M.Z. Ateş'e, Dr. Tuncay Ercan'a, Ergün Akay'a; cevher mikroskopisi tayinlerini yapan Dr. Ahmet Çağatay'a teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Apaydın, Ş., Özmen, A., 1979, Niğde-Ulukışla-Bolkardağı-Kayserilinin Dere Sahası Bakır aramaları raporu, MTA Derleme No: 6850 (yayınlanmamış).

Ateş, M.Z., 1985, Esendemir Tepe (Koçak-Ulukışla-Niğde) Demir Skarn Yatağı Metalojenik İncelemesi. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü jeoloji Müh. Böl. Master Tezi, Adana, (Yayınlanmamış).

Çağatay, A., ve Pehlivan, N.A., 1988, Celaller (Niğde-Çamardı) kalay cevherleşmesinin minerolojisi. Jeoloji mühendisliği dergisi, Mayıs-Kasım, sayı 32-33, s. 27-31.

Çağatay, A., ve Arman, B., 1989, Bolkardağ Sulucadere (Ulukışla-Niğde) kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesinin minerolojisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, Şubat-Ağustos, cilt 32, sayı 1-2, s. 15-20.

Çalapkulu, F., 1979, Bolkardağ maden yatağının jeokimyasal incelemesi: E.Ü. Yerbilimleri Fakültesi, Doçentlik tezi, 146 s. (Yayınlanmamış).

Çevikbaş, A., 1991, Ulukışla-Çamardı (Niğde) tersiyer havzasının jeodinamik evrimi ve maden yatakları yönünden önemi: Doktora tezi (Yayınlanmamış), İ.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, İstanbul, 235 s.

Çevikbaş, A. ve diğ. 1991, Pozantı civarının jeolojisi ve maden yatakları hakkında rapor, MTA Maden Etüd ve Arama Dairesi (yazımda). Ankara.

Yener, K.A., ve Özbal, H., 1986, Toros dağlarında kalay: Bolkardağı maden bölgesi, Arkeometri ünitesi bilimsel toplandı bildirimleri. TÜBİTAK yayınları, Ankara.

Yıldırım, M. Şenocak, H., Şarman, E., Ateş, M.Z. Yaşar, A., ve Karakaya, Y., 1984, Bolkardağı-Sulucadere (Ulukışla-Niğde) polimetal cevherleşmesi etüd raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü derleme raporu, No: 7670, Ankara.

ANKARA VE ÇEVRESİNDE YER ALAN PLİYOSEN YAŞLI BİRİMİN ÇÖKELİM ORTAMI ÜZERİNE

About the depositional Environment of a Pliocene Aged Unit Cropping out Around Ankara

İlyas YILMAZER Spektra Jeotek A.Ş., ANKARA

ÖZ: Ankara ve çevresinde Pliyosen yaşlı bir jeolojik birim yer almaktadır. Bu birim üzerinde bulunan pek çok coğrafik isim, birimin kendisine özgü kıvılcı kahverenginden dolayı, "Kıvılcı" sözcüğü ile başlar. Bu nedenle, birim Kıvılcı formasyon (Plk) olarak adlandırılmıştır. Plk'nın oluşumu konusunda yaygın olarak iki görüş bulunmaktadır;

- Plk akarsularla (örgülü ve menderesli nehirlerle) oluşmuştur.
- Plk dağlararası gölsel ortamlarda oluşmuştur.

Plk'nın çökeltim ortamının doğru değerlendirilmesi, özellikle birim içerisinde yapılacak jeoteknik araştırmaların doğru yönlendirilmesinde sayısız yarar sağlamaktadır. Tortul birimlerde jeoteknik özellikler, genel olarak tabakaların kalınlığına, bileşenlerin dane boyu ve çeşidine, alansal yayılımına, su toplama havzasının özelliklerine, vb. özelliklere bağlı olarak değişim göstermektedir. Bu nedenle, ilgilenilen alanın, Plk gibi tektonik hareketlerden etkilenmemiş bir birimin havzasının neresinde yer aldığı araştırma öncesinde bilinmelidir. Böylece araştırma yöntemleri doğru belirlenirken çalışma alanının genel jeolojisi de daha kolay anlaşılacaktır.

Ankara ve çevresinde yer alan altı ana çökeltim havzası ayrılanmıştır. Plk'nın çökeltim havzaları tabanının engebeli (hummocky topograph) olduğu bilinmektedir. Hatip ovası havzasının kısa eksenini boyunca alınan bir kesitte havzanın gözlenen taban kotu > 1200 m ve < 700 m tür. Havza kenarlarında tortul breş, çakıltı taşı ve kum taşı gibi iri daneli tortul kayalarla başlayıp havza ortalarına doğru mil taşı, çamur taşı, ve kıltaşı gibi ince daneli kayalara dönüştüğü, tüm Plk çökeltim havzalarında çok sık gözlemlenebilen bir özelliktir.

Birim, tutturucunun (cement) genellikle yüksek plastisiteli kil olması nedeniyle, suya uzun süre doygun olduğu yerlerde aşırı zayıf kaya dayanımı göstermektedir. Bunun yanı sıra, aşınma sonucu üzerinden fazlaca yük kalktığı (stress relief) yerlerde, birimin üst seviyeleri genellikle sıkı - katı toprak zemin özelliği göstermektedir. Ancak tabakalanma belirginliğini korumaktadır. Havza kenarlarında kil % sinin çok az olduğu alanlarda orta zayıf - orta dayanımlı tortul tabakalar gözlenebilmektedir. Yumuşak (az) eğimli ve geniş yayımlı alanlarda Plk üzerinde kalın ve genellikle çakıllı bir zon oluşur. Bu zon (mantle) çakıllı toprak üye (Plkp) olarak adlandırılmıştır.

Plk'nın dağlararası gölsel ortamlarda oluştuğu görüşünü destekleyen çok sayıda kanıt saha ve laboratuvar araştırmalarından elde edilmiştir. "Akarsu çökelleri olarak oluşmuştur" görüşünü doğrulayan yeterli jeolojik veri bulunamamıştır.

ABSTRACT: A Pliocene aged geological unit, which is mostly reddish brown colored, crops out at many places around the Ankara city. Many geographical locations over the unit are called with a prefix "kıvılcı" denoting the characteristic reddish brown color of the unit. Therefore the unit is named as Kıvılcı formation (Plk). There are two common suggestions about the depositional environment of the Plk;

- Plk has been deposited by meandering and braided rivers.
- Plk has deposited in intermountain basins (ponds-lakes).

In order to gather geological data and to find more evidences, six distinguishable Pliocene Basins, around Ankara were studied.

Identification of the Plk's depositional environment in detail, can provide valuable information to implement effective investigation methods to carry out geotechnical properties of the Plk at any study area in this unit. Naturally, engineering properties of the unit depends mainly upon the position and location of any delineated site. Grain size, composition, thickness of layers, areal extent, interested depth, distance from paleoshore, and catchment area properties are

main factors which control geotechnical properties of the unit at a given site.

The Plk has deposited over a hummocky topography. Its basal level elevation on the same line along short axis of Hatip ovası basin, changes from > 1200 m to < 700 m. It consists mainly of sedimentary breccia, conglomerate, and sandstone along border zone whereas siltstone, mudstone, and claystone along longitudinal axis of basins. Sorting from shore to the deepest part is quite common in the Pliocene basins around Ankara.

Main cement type in the unit is CH clay. Consequently rock structure breaks easily and partly turns into soil where it has been fully saturated for long period. However bedding planes remain distinct. This situation is observable mainly along long axes of basins. Moderately weak to moderately strong sedimentary rocks, along border zone, gradually transits into extremely weak sedimentary rocks toward the deepest part of a basin. In addition to the high CH clay content and saturation, stress relief is well effective on engineering properties of the unit. Therefore the uppermost level of the unit, especially over a gently sloping and relatively wide area whichs includes thick pebbly soil mantle derived from the Plk, is called Pebbly soil member (Plkp).

Evaluation of numereous field investigation and laboratory works support basically the second suggestion which says that the Plk has deposited in intermountain basins. It is difficult to find geological evidences to support the proposal saying the Plk has formed as stream deposits.

GİRİŞ

13-14 aralık 1990 tarihinde Ankara Kili Sempozyumu düzenlenmiştir. Düzenleme Kurulu **Ankara Büyükşehir Belediyesi Başkanlığı** ve **TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası** tarafından oluşturulmuştur. Bu yazının yazılmasına neden olan bilimsel tartışmalar zaman darlığı nedeniyle birleştirilmiş olarak sunulan iki bildiri ile gündeme gelmiştir. Bu bildiriler "ANKARA KİLİNİ (AK) İÇEREN PLİYOSEN GÖL ÇÖKELLERİNİN (Plk) ANKARA ÇEVRESİNDEKİ DAĞILIMI" ve "ANKARA KİLİNİ (AK) İÇEREN PLİYOSEN GÖL ÇÖKELLERİNİN (Plk) JEOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ" idi. **Plk**, Pliyosen yaşlı kırmızı Formasyonun kısaltılmış şeklidir. Kırmızı Formasyon adı, Plk'ya özgü ve genelde kırmızı kahverengi olan görünüşünden kaynaklanan ve 'kırmızı' sözcüğü ile başlayan çok sayıda coğrafik yöresel isimlerle dayalı olarak kullanılmıştır (Yılmaz, 1988).

Birimin çökelim ortamının bilinmesi, öncelikle jeoteknik özelliklerin ortaya çıkarılmasında uygulanacak yüzey ve yeraltı jeolojisi programının hazırlanması ve ayrıntılı araştırma yöntemlerinin belirlenmesinde, azımsanamaz yararlar sağlayacaktır (Yılmaz, 1991 a). Bildirilerin özünü oluşturan "Plk'nın bir göl (lake-pond) çökeli olması ve araştırmaların bu yönde yapılması gerekir önerisine" karşı bir görüş ortaya çıkmıştır. Bu görüşe göre, Plk bir göl çökeli olmayıp, akarsu (örgülü ve/veya menderes tipi) çökeldir. Bu iki farklı görüş, çökelim ortamı özelliklerini çok genel anlamda açıklayan alt başlıklarla irdelenmeye çalışılacaktır. Bunlar sırasıyla aşağıda verilmiştir.

- a) Çökelim havzalarının geometrisi,
- b) Birimin kaya türü özellikleri
- c) Tortul yapılar,
- d) Çökelim sırası akıntılar
- e) Biyolojik yaşam içerikleri,

- f) Kimyasal ve mineralojik özellikleri ve
- g) Jeoteknik özellikleri

Bu konuda ayrıntılı açıklamalar Laporte (1968), Selley (1970), Picard ve High (1972), Selley (1976), Reading (1986), Hunt (1986), Erol (1973 a, 1973 b) ve bu yayınlarda belirtilen çeşitli kaynakçalarda verilmiştir.

Plk'nın akarsularla çökeldiğini öne süren görüş, doğal olarak birim içerisindeki değişik seviyeler için tortul kaya adlarının (Çamurtaşı, tatlisu kireçtaşı, fosilli çamurtaşı, vb.) kullanılmasına karşı çıkmaktadır. Mühendislik özellikleri açısından aşırı zayıf kayaların çok yoğun ve katı toprak (toprak zemin) türleriyle benzer parametreleri içerdiği anımsandığında, ayrıca Plk içerisindeki yaygın çimentonun (tutturucunun) smektit ve illit türü minerallerden ve ince taneli kırıntılılardan oluştuğu ve Plk içerisinde orta dayanımlı tabakaların yer aldığı bilindiğinde, karşı görüşün geçerliliği zayıflamaktadır. Uzun zaman aralığında suya doygun bir ortamda, yukarıda verilen killerin belirli oranlarda şişerek kaya yapısını bozması sonucu bağlayıcı olarak bileşeni olduğu zayıf kayaların, toprak dayanım parametrelerini aldığı güncel örneklerle açıklanmaktadır (Yılmaz ve diğerleri, 1989).

Ankara Kilinin (AK) Plk içerisindeki konumu ve Plk'nın Ankara ve çevresindeki dağılımı Yılmaz (1990) de verilmiştir. Bu yazıda ayrıntısı verilemeyen, ancak ortam incelemelerine katkı sağlayabilecek Plk'nın jeoteknik özellikleri Yılmaz (1991 b) de bulunabilir. Bu yayınlarda sunulan bilgiler saha gözlemleri ile yerinde ve laboratuvar deneylerine dayandırılmıştır.

Ankara ve çevresinde yapılan ve yapılacak olan büyük ölçekli mühendislik yapılarının ve yeni yerleşim alanlarının çoğu Plk üzerinde/içerisinde yer almaktadır. Böyle güncel bir konunun billurlaştırılmasının, Ankara Çevresinde yapılacak ayrıntılı jeoteknik araştırmalara yadsınılamayacak derecede katkıda bulunacağı düşünülmektedir. Konu içerisinde geçen jeolojik birim-

ler, Yılmaz (1991 a) da genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesitinde verilmiştir. Ayrıca jeolojik birimlerin birbirleriyle ilişkileri ve mühendislik özellikleri öz olarak verilmeye çalışılmıştır.

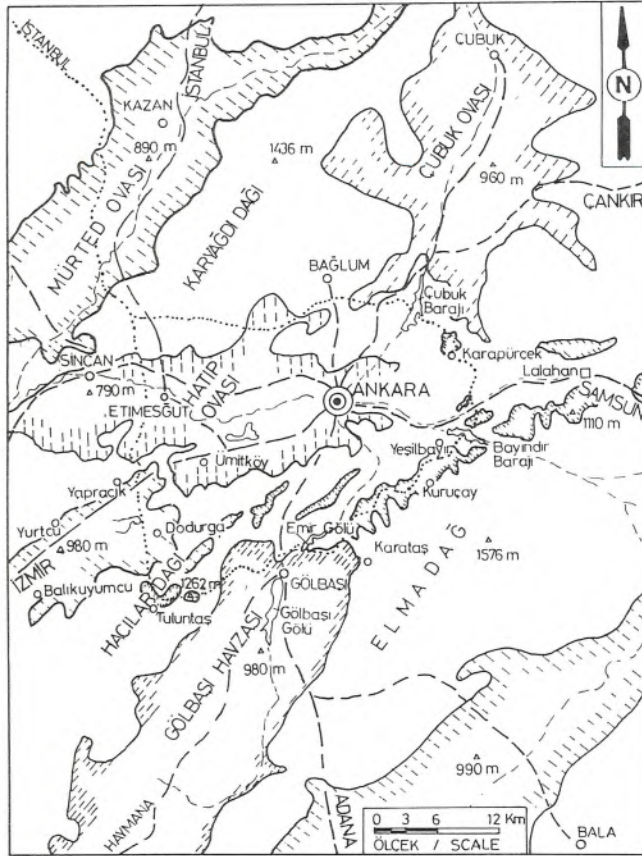
KIZIL FORMASYONUN (Plk) ÇÖKELİM ORTAMI

Giriş bölümünde de değinildiği gibi Plk'nın görsel ortamlarda çökeldiği çeşitli saha gözlem ve laboratuvar çalışmalarına dayandırılmıştır. Bu bulgular belirli bir sistem içinde altbaşlıklarla verilmeye çalışılmıştır. Brinkmann (1976) orta Anadolu Neojenini çeşitli yazarlardan alıntılarla anlatmaktadır. Orta Anadolu'da yerel olarak değişik havzalardaki Üst Pliyosen-Alt Pliyosen çökellerine değinmektedir.

Havzaların Geometrisi

Plk, Ankara çevresindeki altı ana havzada (Şekil 1) yaygın olarak yer almaktadır. Bunlar sırasıyla;

1. Mürted ovası,



Şekil 1: Dağlararası Pliyosen havzalarının kalık çökelti sınırları (taralı)

Figure 1: Observable boundaries of intermountain basins' deposits (shaded)

2. Hatip ovası,
3. Yaprakcık-Yurtçu-Balıkumcu-Şchitali-Dodurga-Ümitköy,
4. Gölbaşı,
5. Karataş-Kuruçay-Yeşilbayır-Bayındır-Lalahan ve
6. Çubuk ovasıdır.

Her havzanın kendisine özgü bir geometrisi vardır. Ancak hemen hepsi dar (< 5 km) ama uzun (> 10 km) eksenlidirler. Bunlardan Mürted ovası, bir senklinoryum çukurunda yer alırken, diğerleri TRK, Kç ve Mib.den oluşan dağ sıraları arasında yer almıştır (Şekil 1). Ayrıca Karapürçek yerleşim bölgesinin hemen kuzeyinde Plk'nın yaklaşık 30 m. kalınlığında aşınmadan korunmuş kısmı gözlenmektedir. Çanak şeklinde, etrafı püskürük kayalarla çevrili küçük boyutlu bir havzanın çökeli olarak değerlendirilmiştir. Bu tür küçük boyutlu havzalar günümüzde Ankara çevresinde bağımsız ve yer yerde ana havzalara bağlı olarak gözlenmektedir. Bu küçük havzalar içerisinde kalıntı Plk çökelleri, birimin görsel ortamda çökeldiği konusunda ayrıntılı bilgiler sunmaktadır.

Havza geometrisinin ortam incelemesindeki önemi yadsınmaz. Plk çökelti havzasının tabanı, ulaştığı kalınlık ve Pliyosen sonrasındaki eşbasınca (isostasy) bağlı yükselme-alçalma sonucu oluşmuş günümüzdeki yüzey şekli, ayrıntılı jeolojik çalışmalar sonucu açık olarak ortaya çıkarılabilmektedir.

Plk'nın, her iki yamacına uyumsuz olarak çökeldiği ve yer yerde üzerinde korunmuş olarak bulunduğu 20 km'den daha uzun bir eskisirt boyunca akarsu akıtmanın anlaşılır yanını bulmak oldukça zordur. Bütün bunlara ek olarak, sırtın belirli bir yönde eğim içermediği ve çok sayıda tepe ve boyundan oluştuğu gözönüne alındığında, sırt boyu akarsu akıtmak tamamen olanaksızlaşır. Bu altbaşlığa daha çok örnek vermek olasıdır.

Litostratigrafi

Yukarıda verilen şekillerden anlaşılacağı gibi, Plk kırıntılı malzemeyi kenarı bulunduğu birimlerden, bağlayıcıyı (genelde CaCO₃ ve/veya kil) ise suda çözülmüş ve asılı maddelerden almaktadır. Bağlayıcı olarak bulunan bu karbonatın etrafı püskürük kaya tepeleriyle çevrili havzaya, jeohidrolojik bağlantısı olan ve karbonat içeren diğer havzalardan, aşağıdaki denklige uyarak göl suyu içerisinde geldiği düşünülmektedir.

$$\frac{\partial}{\partial L} (D \frac{\partial c}{\partial L}) - V \frac{\partial c}{\partial L} \pm Ca \cdot Q = \frac{\partial c}{\partial t}$$

I II III IV

- I : Dispersiyon.
 II : Konveksiyon.
 III : Atmosferik koşulların, karbonat kullanan biyo-

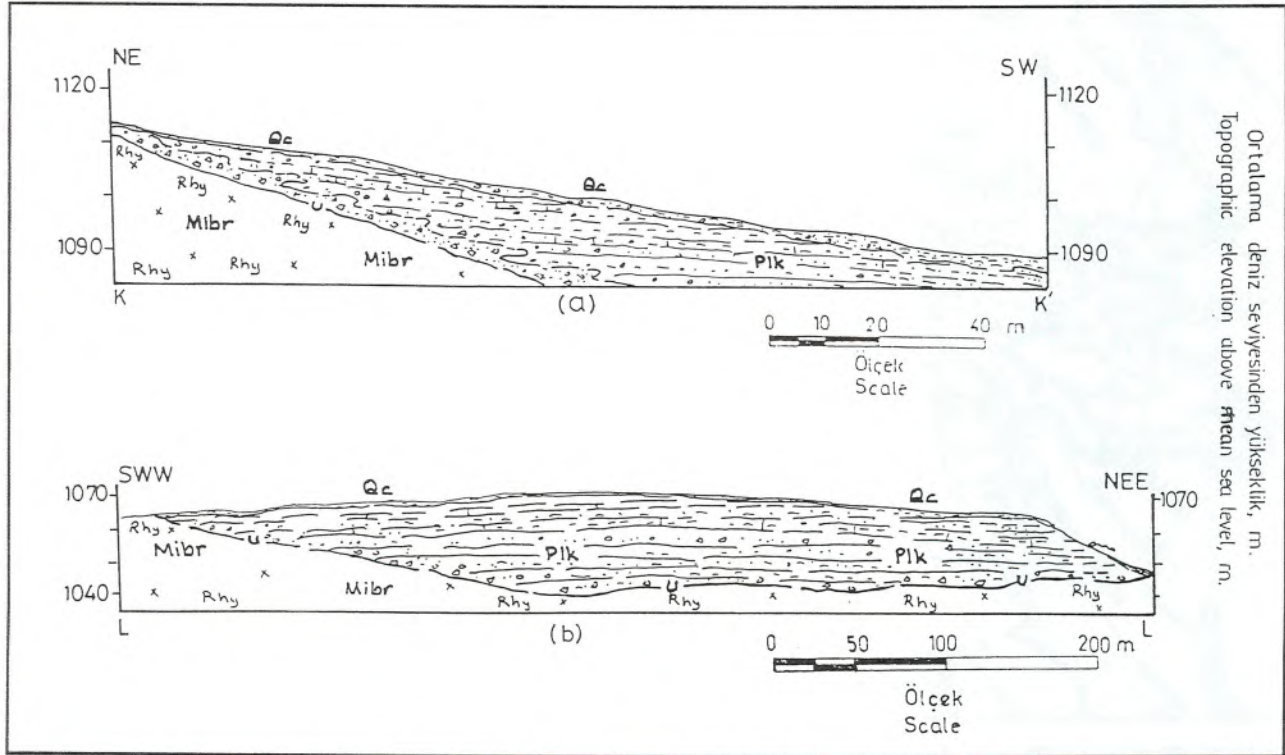
lojik yaşamın ve havza ile ilişkili litolojilerin karbonat derişimine katkısı.

- IV : Karbonat derişiminde zamana bağlı değişim.
L : x, y ve z boyutlarını içerir.
D : Dispersiyon ($D = D_m + D_c$)
D_m : Mekanik dispersiyon.
D_c : Kimyasal dispersiyon (difüzyon),
C : Karbonat derişimi.
V : Göl suyunun, çeşitli doğa olaylarına bağlı olarak, çökelim havzası içerisindeki hızı.

Kıydan alınan tortul malzeme havza ortasına doğru taşırken doğal çeşitlenme ve derecelenmeye uğrayarak havza ortalarında, uzun eksen boyunca ince daneli (killi ve siltli) stratigrafik seviyeleri oluşturmuştur. Havza kenarlarına doğru, iri daneli (kumtaşı-çakıtaşı) stratigrafik seviyeler çoğunluk kazanır. Bu durum akarsu çökelleri için beklenmedik bir oluşumdur. Çünkü nehirler, havzaların en derin eksenleri boyunca, yatağını açmaya (rejuvenation phase) devam eder ve yatağını doldurma (mature phase) işlemini yine açtığı en derin eksen boyunca sürdürür. Böylece derin eksen boyunca iri taneli malzemeleri biriktirirken, taşkın düzlüklerinde (flood plain), diğer bir anlatımla havza kenarına doğru, ince daneli malzemeleri biriktirir. Bu durum bir aynılık (uniformitarianism) olgusudur. Tersini düşünmek zordur. Ayrıca

aynılık ilkesini de zorlamış olur. Yukarıda verilen altı ana havza içerisinde gözlenen tortul kaya türleri en genel anlamda kıltaşı, çamurtaşı, miltaşı, kumtaşı, çakıtaşı, karbonatlı çamurtaşı, killi kireçtaşı, fosilli kireçtaşı ve benzerleridir. Plk'nın özgün kırmızı kahverengi, çökeltme ortamının yüksek oksidasyonlu olmasının yanısıra, havzaları çevreleyen yüksek tepelerin çoğunun bazalt ve andezit gibi ortama demir oksit üretebilen mineral (biyotit, hornblend, piroksen vb.) gönderebilecek püskürüklerden oluşmaktadır. Bu renge dayalı olarak Plk'nın yüzlek verdiği yerler için kullanılan coğrafik isimlerden birkaçı aşağıda verilmiştir:

Kızılyerler	1100 m.
Kızılgedik	900 m.
Kızılyazı	840 m.
Kızıl Tepe	850 m.
Kızılbel Tepe	1050 m.
Kızılburun Tepe	1170 m.
Kızılçukur Sırtı	1100 m.
Kızılcaaşar Köyü	1150 m.
Kızılçabel Tepe	1100 m.
Kızılcaöz Tepe	1100 m.
Kızılçaköy	1100 m.
Kızıl Sırt	1050 m.
Kızılburun Tepe	1050 m.



Şekil 2: Taban ve kenarları püskürük kayalarla çevrili havzada oluşmuş karbonat çimentolu tortul seviyeleri göstermektedir.

Figure 2: Depicts sedimentary levels, which are cemented by a calcareous material, in a depositional basin bounded by volcanic rocks.

Kızılkol Tepe
Kızılcaş Tepe

1100 m.
1050 m.

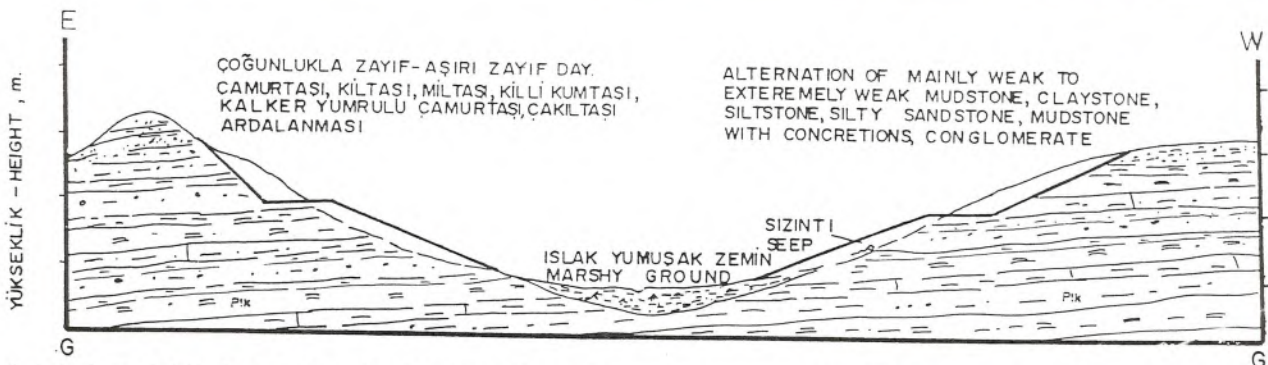
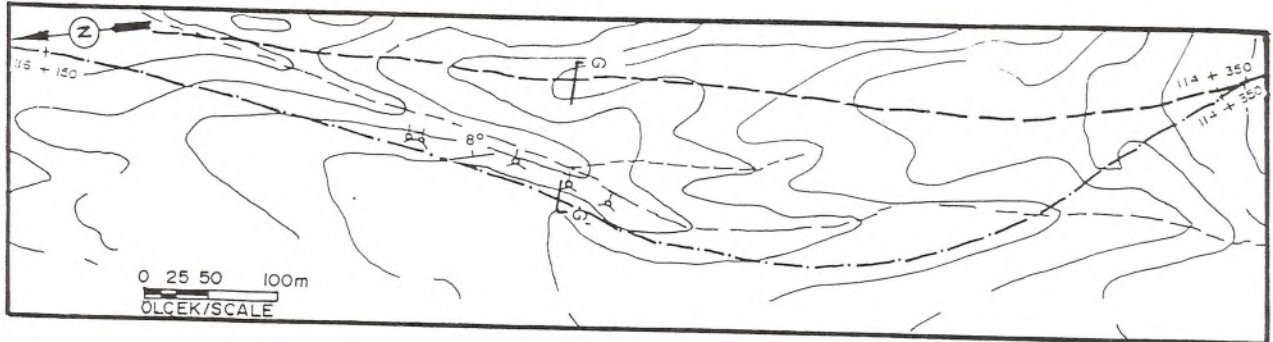
Kızıl formasyon adı, bu coğrafik isimleri anımsattığı için kullanılmıştır (Yılmaz, 1988). Aynı birim 1/500.000 ölçekli jeoloji haritalarında (1963) "pl" olarak gösterilmiştir. Ankara Kili (Plka) çoğunlukla Plk havzalarının orta kesimlerinde görülür ve Plk'nın bir üyesi olarak ele alınmıştır. Yer yer korunmuş kalınlığı 200 metreye ulaşır. Geçirimsiz olan bu üyenin büyük bir bölümünün, havza ortasında yer alması nedeniyle, çökelmiş olduğundan günümüze suya doygun olduğu düşünülmektedir. Plka'nın esasını, şişme özelliği gösteren smektit ve illit türü killeri oluşturur. Bu nedenle suya doygun olduğu pek çok yerde toprak (zemin) parametrelerini içerir. Ancak bu özel durum Plka'nın diyajenez geçirmediği anlamına gelmez. Ankara çevresinde, zayıf-orta dayanımlı tortul kayalarla uyumlu olarak altlanan ve üzerlenen, toprak özellikli Plk'ya sık sık rastlanmaktadır. Ayrıca Miyosen yaşlı ve Tersiyer-Kretase yaşlı birimlerde de benzer koşullarda benzer jeoteknik özellikler taşıyan seviyeler, Ankara-Çamlıdere arasında gözlenebilmektedir (Yılmaz ve diğerleri, 1989).

Kiper (1984) Hatip ovasında Plk'nın korunmuş kalınlığını gösteren bir eşkalınlık haritası hazırlamıştır. Yazar bu çalışmada birimin korunmuş kalınlığının, Etimesgut'un batısında 175 m'nin üzerinde olduğunu anlatmaktadır. Erentöz (1975) Ankara'nın çevresinde Miyo-

sen ve sonrasında gösel ortamların oluştuğunu ve zamanla tatlısu göllerine dönüştüğünü öne sürmektedir. Ayrıca bu yazıda da sık sık belirtildiği gibi, çökelim havzalarının kenarında iri kırıntılar çökelirken, havza ortalarına doğru ince daneli kırıntıların çökelmiş olduğunu açıklamaktadır.

Kızılcaş'den Karapürçek Köyü'ne giderken çanak şeklindeki Karapürçek havzasına girilir. Dört bir yanı ve tabanı püskürük kayalardan oluşan bu havzada, riyolit (Mibr) tepesinin yamacına (1140 m) uyumsuz olarak çökelmiş Plk içerisinde açılan yol yarması ve inşaat sahasında karbonatlı çamurtaşları gözlenmektedir. Ayrıca Mibr kırıntılarını da bağlayan karbonatlı seviyelerde birim içerisinde yer almaktadır (Şekil 2). CaCO₃'ün bu havzaya, bitişiğindeki havzanın güney tepelerini oluşturan Tk birimi içerisindeki Permo-Triyas yaşlı kireçtaşlarından, göl suyunda erimiş olarak geldiği yazar tarafından ileri sürülmektedir.

Havzaların orta yerlerine doğru iyi tabakalanmış miltası-çamurtaşı ardalanması yaygın olarak görülmektedir (Şekil 3 a ve b). Höyük Tepe (1200 m) ile (1130 m) noktaları arasında, Plk içerisinde iki farklı kaya türünün geçişi gözlenebilir. Birinci noktada, Plk'nın çakıllı çamurtaşları fillitleri uyumsuz olarak üzerlerken, ikinci noktada Plk'nın göl kalkerleri Permo-triyas yaşlı kireçtaşlarını uyumsuz olarak üzerlemektedir. Örnekleri artırmak olasıdır.



Şekil 3-a: Şekil 3-b'de boy kesitleri verilen Plk içerisindeki iki seçeneğin haritası ve enkesiti.

Figure 3-a: Map and cross section illustrating two alternatives in the Plk whose profiles are given in Figure 3-b.

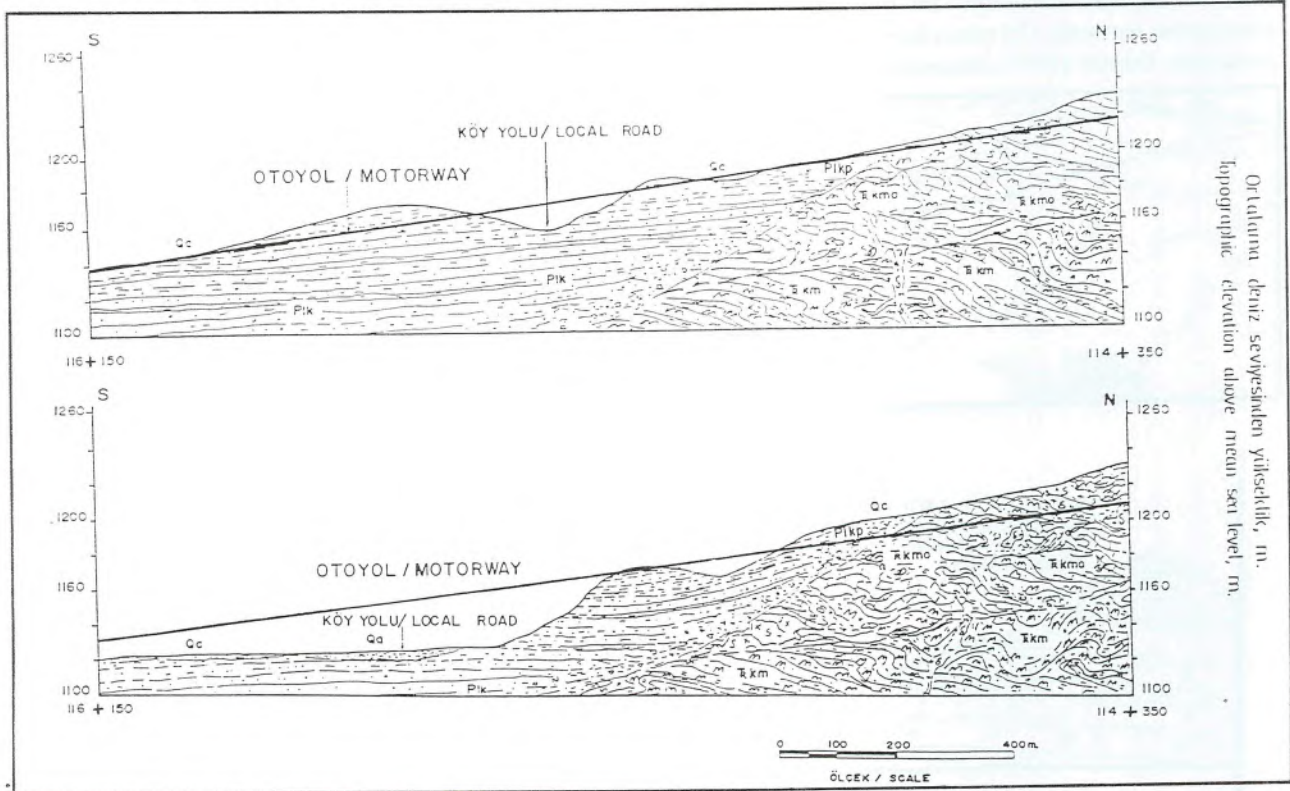
Tortul Yapılar

Plk içerisinde akarsu çökelleri için olağandışı tortul yapılar vardır. Örneğin;

- Kilometrelerce uzayan düzgün, iyi tabakalanmış tortul kaya seviyelerinin yeralması,
 - Havza kenarlarındaki kalın tabakaların havza ortalarına doğru incelirken dane boyutlarında gözlenen küçülme,
 - Birim içerisinde varlığı sık sık anlatılan çakıl mercceklerinin havza ortalarında görülmeyip havza kenarlarına doğru gözlenmesi,
 - Çökelim havzası ortalarında beklenen kütleli kalın tabakalı çamurtaşı ile çapraz tabakalanma gösteren kumtaşı seviyelerine rastlanmaması,
 - Taşkın düzlüklerine özgü kuruma çatlaklarının gözlenmemesi, havza ortalarında Plk'nın % 95'inin kil ve mil boyutunda olması nedeniyle akarsu kanal dolgu ve oygu izlerinin doğal olarak olmaması ve
 - Bunlara benzer daha çok tortul yapılar açısından Plk irdelendiğinde birimin örgülü ve/veya menderesli akarsularla oluştuğu görüşüne somut bir dayanak bulmak oldukça zordur.
- Şekil 4'te, birim içinde gözlenen ve akarsu çökellerinde beklenmeyen tortul yapının jeoteknik

açıdan önemi ilgili altbaşlıkta vurgulanmaya çalışılmıştır. B-B'-B" kesiti havzanın kısa eksenini boyunca alınmıştır. Güneyde Mib (% 85), TRk (% 14) ve Km (% 1) kaynak birimleri oluştururken, kuzeyde TRk (~% 100) kaynak birimdir. Farklı iki malzemenin doğal olarak jeoteknik özellikleri de farklıdır. Bakımsız (asymmetric) bir havza çökeli görünümündeki Plk içinde değişik iki malzemenin geçişli olduğu bu kesitte verilmeye çalışılmıştır. A-A' ve B-B'-B" kesitlerinde de açıkça anlaşılacağı gibi fillitlerle olan bu dokanakta, çoğu seviyeler kalın tabakalı ve orta zayıf-orta dayanımlı çakıltaşlarıyla başlar ve aşırı zayıf-zayıf kilttaşlarına yanal geçiş yapar. Güneyden gelen malzeme göreceli olarak daha geçirimlidir. Kuzeyden gelen geçirimsiz birimi üzerlediği seviyede, tepenin her iki yamacında kaynaklar ve sızıntılar görülmektedir (C-C' kesiti). Aynı dokanakta etken (active) ve olası (potential) kaymalar da gözlenmektedir.

Akarsu çökellerinde görülmeyen Plk içindeki tortul yapıların ortaya çıkarılması, birimin jeoteknik özelliklerinin araştırılmasında ve anlaşılmasında küçümsenemez yararlar sağlayacaktır. Bu nedenle birim içerisindeki tortul yapıların ayrıntılı olarak araştırılması gerekmektedir.



Şekil 3-b: Çökelim havzası kenarından havza ortasına doğru belirginleşen tortul kaya tabakalarını göstermektedir (Plk).

Figure 3-b: Shows sedimentary rock layers, which become distinct towards the deepest part of the depositional basin (Plk).

Çökelim Sırası Akıntılar (Eski Akıntılar)

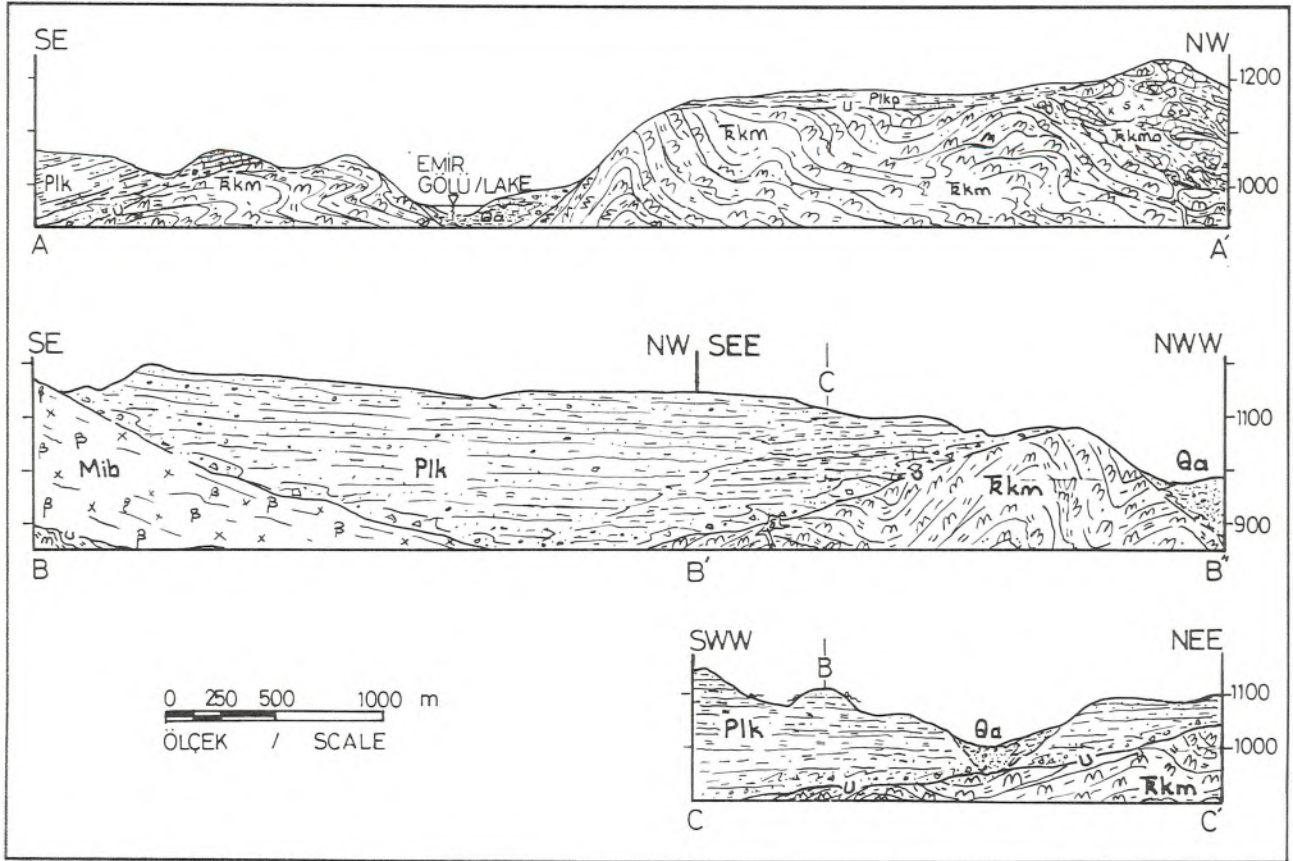
Akıntı yönleri, tortul yapıların ayrıntılı incelenmesiyle, kolayca ortaya konabilmektedir. Bütün uzun eksenli Plk havzalarında gözlenen ortak akıntı yönü, kısa eksen boyunca havza kenarlarından havza ortasına doğru olmuştur. Çanak şeklindeki küçük havzalarda ise, merkezi (centripetal) akıntı yönleri açık olarak gözlenebilmektedir. Bu tür akıntı yönleri yüzlerce metre kalınlığındaki Plk'nın karasal ortamda ancak göl içerisinde oluşmuş olabileceğini göstermektedir.

Yukarıda verilen şekillerin birkaçından da anlaşılacağı gibi, aynı tabaka içerisinde dane boylarının havza ortasında doğru küçüldüğü sahada sık sık gözlenen bir özelliktir. Akıntıların çökelim havzasının derin yerine doğru olmasının doğal bir sonucu olan bu durum, havzaların bütün kenarları boyunca gözlenebilmektedir. Havzaların kenarlarında gözlemlenebilen çapraz tabakalanmalar akıntı yönleri hakkında değerli bilgiler sunmaktadır. Ancak havza ortasına doğru ince daneli malzemeler çoğunluk kazandığından, bu seviyeler içerisindeki tabakalanma ve laminasyondan, akıntı yönü konusunda bilgi edinmek zordur. Ancak olanaksız değildir. Havza

kenarlarında da iri daneli tortul kayalarla aralanmalı kalın killi seviyeler de yer almaktadır. Bu durum bölgenin alçalma/yükselme hareketlerinin değişik hızlarda olduğunun bir göstergesi olarak değerlendirilebilir.

Biyolojik Yaşam

Fosil içeriği, gölsel çökellerde akarsu çökellerine oranla çok daha fazladır. Daha öncede belirtildiği gibi Plk'nın çökelim ortamı yüksek enerjili ve yüksek oksidasyonludur. Bu nedenle fosil açısından oldukça fakirdir. Buna karşın etrafı Mesozoyik kireçtaşlarıyla çevrili ve göreceli olarak daha düşük enerjili ortamlarda killi kireçtaşlarında ve yer yerde karbonatlı çamurtaşlarında planorbis gibi gastropod fosilleri bulunabilmektedir. Gölbaşı'nın güneyinde ve Elvan köyünün güneybatısında, benzer fosiller Plk içerisindeki karbonatlı seviyelerde gözlenebilir. Dodurga'dan Tulumtaş'a giderken TRk kireçtaşlarını uyumsuz olarak üzerleyen karbonatlı çamurtaşlarında yaprak fosilleri gözlenmiştir. Ancak bu anlamda bir paleontolojik çalışma yapılamadığından konuya daha fazla ayrıntı getirileme-



Şekil 4: Akarsu çökellerinde gözlenmesi hemen hemen olanaksız olan, değişik litolojiler arasındaki ilişkiyi göstermektedir.

Figure 4: Illustrates geological relations between different lithologies which are almost unusual for a river deposit.

miştir. Buna karşın konu diğer altbaşlıklarla birlikte ele alındığında, bu tür bir istifin akarsularla oluşabileceğini jeolojik olarak değerlendirmek oldukça zordur.

Ozansoy (1957. 1961) Miyosen-Orta Pliyosen aralığına ait, özellikle Ankara'nın KB'sında olmak üzere pek çok fosil bulup bunların tanımlamasını yapmıştır. Erentöz (1975) Ankara çevresinde Pliyosen'e ait gastropod, omurgalı ve memeli hayvan fosillerini bulan araştırmaların kaynakçalarını sunmaktadır.

Kimyasal ve Mineralojik Özellikler

Çökeller içerisindeki önemli katyon (kalsiyum, magnezyum, sodyum ve potasyum) ve anyonların (karbonat, sülfat ve klorit) hangi oranlarda var oldukları ortam incelemelerinde, özellikle kırıntılı malzemenin çok az geldiği ortamlarda, değerli bilgiler sunabilmektedir (Lerman, 1978). Plk içerisinde sistematik bir yaklaşımla yapılmış ayrıntılı bir araştırma ele geçirilememiştir. Bu nedenle jeoteknik araştırmalar sırasında gözlenen ve konuyla ilgisi olabileceği düşünülen bulguları vermekle yetinilecektir. Bunlar;

- Gölbaşında Plk içerisinde içmesuyu için açılan kuyulardan tuzlu su elde edilmesi,
- EİEİ Genel Müdürlüğünün yerleşim alanlarında açılan derin su kuyularında kullanılamaz nitelikte tuzlu suyun bulunması,
- Lalahan'ın GD'sunda yol yarmasında, Plk içerisinde, jipsli ve aragonitli ince seviyelerin varlığı (Yılmaz, 1981),
- Esenboğa'nın GD'sunda Plk içerisinde yeralan bentonitin oluşumu, kaynağı olduğu düşünülen asidik püskürük kayalarla ilişkisi, oluşum dönem ve şekilleri ile
- Yontluk düzlemler üzerine çökelmiş Plk içerisindeki kaba çakıl ve bloklarda sık sık görülen ve dikiti anımsatan karbonat kabuk (encrustation) oluşumu (Yılmaz, 1981) vb.

Bu tür saha gözlemleride, "Plk akarsu (örgülü ve/veya menderesli) ile oluşmuştur." görüşünü jeolojik anlamda oldukça zorlamaktadır.

Jeoteknik Özellikleri

Plk'nın jeoteknik özellikleride çökelim ortamı üzerine önemli bilgiler sunmaktadır. Ayrıntılı açıklamalar Yılmaz (1991-b)de verildiğinden, burada konuyla ilgili olanlardan yalnız birkaçı anımsatılacaktır.

Birim içerisinde, kilometrelerce yayılımı olan havzanın derin yerine doğru < 20 eğim içeren ve uzun eksenli havzalarda, uzun eksen boyunca birbirlerine geçiş gösteren karbonatlı çamurtaşı, milttaşı, kilttaşı v.b. tortul tabakalar yaygın olarak görülmektedir. Tabaka kalınlıkları ve dane boyları havza kenarlarına doğru

doğal olarak artmaktadır. Çakıl boyutundaki danelerin genellikle köşeli oluşu, bir akarsuyla taşınmadığı izlenimini vermektedir. Bunun yanısıra şekil 3-b'de gösterilmeye çalışıldığı gibi TRKm üzerine çökelen köşeli TRKm çakıllarından oluşan kalın tabakalı ve karbonat çimentolu tortul breşlerin varlığı, Plk birimi akarsularla oluşmuştur görüşüne destek sağlamamaktadır. Şekildeki jeolojik kesitler 1/25.000 ölçekli haritadan alınmıştır. Bu bölgede zayıf-orta dayanımlı, kalker çimentolu ve genellikle köşeli çakıllardan oluşan orta kalın tortul tabakalar bulunmaktadır. Benzer tabakalar diğer Pliyosen havzalarında, özellikle havza kenar bölgelerinde görülmektedir.

Çubuk havzasının yaklaşık orta kesiminde, çevredeki püskürük ve püskürük tortul kayalarından türeyen ince daneli malzemenin konumu, kalınlığı (> 50 m), yüksek aktivitesi (> 5), tamamen smektit minerallerine dönüşmesi, bu birimin "akarsu ile çökelmiştir" görüşünü oldukça zorlamaktadır. Benzer yüksek plastisiteli ve yüksek şişme özellikli killere, diğer Pliyosen havzalarının orta kesimlerinde de rastlanmaktadır. Aynı tortul seviye içerisinde plastisite, havza kenarlarından havza ortasına ~5'ten başlayıp ~65'e kadar yükselebilmektedir. Birimin taşıma gücü; kaya türü özelliklerine, çimentolanma durumuna, çökelim havzasının neresinde olduğuna ve yeraltısuyunun konumuna göre değişim gösterir. Birimin mühendislik özellikleri aşırı zayıf kayadan orta zayıf kayaya, yumuşak topraktan katı toprağa ve nadiren de olsa yoğun topraktan çok yoğun toprağa kadar değişen çok geniş bir aralıkta yer alır. Yazar, işte bu nedenle jeoteknik araştırmalarda bölgenin genel jeolojisinin ayrıntılı olarak bilinmesinin gerekliliğini vurgulamaktadır. Bu anlamda;

- Çökelim ortamının doğru belirlenmesi,
- Uyumsuz olarak üzerlediği birimlerin jeolojik özelliklerinin ortaya çıkarılması,
- Uyumsuzluk düzleminin konumu,
- Çalışma alanının, çökelim havzasının neresinde (kıyı veya orta kesiminde) olduğu ve
- Birimin hidrojeolojik özellikleri genel jeoloji açısından ayrıntılı olarak ele alınması gerekmektedir. Daha sonra jeoteknik araştırmalar sağlıklı olarak ortaya çıkarılabilir.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Ankara ve çevresinde yeralan Pliyosen yaşlı çökelin (Plk) oluşumu konusunda öne sürülen iki görüş çeşitli yönleriyle ele alınarak aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır. Bu önerilerden biri "Plk'nın gölsel (lacustrine - terrestrial regime) ortamda oluşmuştur" derken diğeri "Plk örgülü ve/veya menderesli (braided and/or meandering streams) nehirlere oluşmuştur" der.

Ankara şehrinin yeni yerleşim alanlarının pek çoğu

Plk üzerinde olması nedeniyle, birimin jeoteknik özelliklerinin araştırılması büyük önem taşımaktadır. Bu tür araştırmalarda sayısız yarar sağlayacağı düşünülmektedir. Böylece jeolojinin ana ilkeleri kullanılarak bir ön değerlendirme yapılır. Daha sonra uygun jeoteknik araştırma yöntemleri seçilerek ayrıntılı araştırmalara geçilir.

Altı ana havza ve bağımsız görünümüne küçük havzalarda gözlemlenen Plk'nın çökeltim ortamı, yüzey jeolojisi ve yeraltı jeolojisi çalışmalarıyla araştırılmıştır. Bu araştırmalar konu içerisinde verilen 7 ayrı altbaşlık altında irdelenmeye çalışılmıştır.

Hatip ovası (~800 m) ve Gölbaşı havzası (~900 m.) arasında uzanan ~20 km uzunluğunda ve yer yer 1200 m'nin üzerinde yükseklik içeren eski bir sırta (paleotopographical ridge) Plk'nın bulunması, birimin akarsularla oluşmadığının bir kanıtı olarak değerlendirilebilir. Ayrıca bu sırtın çok sayıda tepelik ve boyunlardan oluştuğu gerçeği gözönünde bulundurulduğunda, iki derin havza arasında uzanan bu eski sırta, kalın akarsu çökeltiminin bulunması hemen hemen olanaksızdır.

Etrafı ve tabanı püskürtük kayalardan oluşan yarı kapalı çanak şeklindeki bir havzada, tepe yamaçlarında karbonat çimentolu kalın çakıllı tabakaları yer almaktadır. Karbonat çimentonun bağladığı malzeme, genellikle köşeli ve üzerlediği yamaçtaki taban kayadan türemiş çakıllardan oluşmaktadır. En yakın kireçtaşı yüzleklerinin ~10 km uzakta oluşu ve iki havza arasında, andezit tepelerinden bir sırtın varlığı karbonatın havzaya göl suyu içerisinde daha çok dispersiyon ve konveksiyonla geldiği görüşünü desteklemektedir.

Havzaların uzun eksenleri (çukur/trough) boyunca ince daneli kırıntılardan oluşan kalın mil-tabakalarının çökeldiği anlaşılmaktadır. Tabakalar kilometrelerce uzanmaktadır. Bu durum, oyduğu (rejuvenation) yatağı dolduran (mature phase) akarsuların oluşturduğu çökeltilerde gözlenemez. Akarsu yataklarında yer yer killi seviyeler yer alır. Jeolojideki aynılık ilkesine (uniformitarianism) dayanılarak Plk'nın gölsel bir ortamda oluştuğu görüşü büyük oranda geçerlilik kazanmaktadır.

Ankara ve çevresinde Miyosendeki denizel ortamın, Pliyosen'de yerini gölsel ortama ve daha sonra dağlararası tatlı su göllerine bıraktığı düşünülmektedir. Bu durum Pliyosen - Pliyosten aralığında çeşitli araştırmacılar tarafından bulunan fosillerle de doğrulanmaktadır. Akarsularla oluşan bir çökeltide aşırı yüksek oksidasyon nedeniyle fosilleşme yok denecek kadar azdır.

Kilometrelerce uzanan ve aynı jeoteknik özellikleri içeren tortulkaya tabakalarının ardalanmasından oluşan birim, her yönüyle bir akarsu çökeltisi olmadığını göstermektedir. Bakışsız (asymmetric) havzalarda, ke-

nardan havza ortasına (çukur/trough) ilerleyen tortuların, yaklaşık olarak havzanın orta kesiminde birbirlerine geçişli tabakaları oluşturduğu çok yerde gözlenmektedir. Aynı ortamda ancak değişik kaya türlerinden türeyen malzemeden oluşan istifin her iki tarafı değişik jeoteknik özellikler içermektedir. Bu durum akarsu çökeltileri için olağandışıdır.

Ankara şehrini çok yakından ilgilendiren Plk'nın jeolojik, hidrojeolojik ve jeoteknik özellikleri ayrıntılı olarak araştırılmalıdır. Bu özellikler havzadan havzaya değişiklik gösterdiği gibi, aynı havzanın içerisinde de, konu içinde değinilen nedenlerle değişiklik göstermektedir. Bu bağlamda Plk içerisinde çeşitli kuruluşlarca yapılan araştırma sonuçları bir bilgi bankasında derlenip, sonraki araştırmacıların kullanımına sunulmalıdır.

TARTIŞMA

Yazar, Ankara Kili Sempozyumunda (1990) "ANKARA KİLİNİ İÇEREN PLİYOSEN GÖL ÇÖKELLERİNİN ANKARA ÇEVRESİNDEKİ DAĞILIMI VE JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ" başlıklı bir bildiri sunmuştur. Daha sonra Pliyosen çökeltilerinin göl çökeltisi mi yoksa nehir çökeltisi mi olduğu konusunda bilimsel anlamda tartışmalar başlamıştır. Bu tartışmalardan bazı bölümler alınarak aşağıda sunulmuştur.

- Plk bir akarsu çökeltisidir, göl çökeltisi olamaz.

- Önceki ilgili jeolojik araştırmalarda da belirtildiği gibi birbirleriyle jeolojik ilişkileri bulunan Gölbaşı, Hatip ovası ve Yıldız-Oran-Kızılcaşar-İncek-Tuluntaş yerleşim alanları arasında uzanan sırt boyunca yüzlek veren Neojen çökeltiler aynı birim midir?

- Evet.

- İlk iki havzada, Plk'nın ne kadar kalınlığının aşınıp taşındığını düşünüyorsunuz?

- En fazla 5 kg/cm²'lik bir yük gitmiştir.

- Yaklaşık 40 m'lik bir kalınlık mı gitmiş diyorsunuz?

- Evet.

- Bu aşınan kalınlık eklendiğinde en fazla yükseklik Gölbaşında 1030 m ve Hatip ovasında 930 m. olur. Buna karşın bu iki havza arasında yer alan 10'larca km uzunluğundaki sırt üzerinde Plk tabanı pek çok yerde 1130 metrenin üzerindedir. Sırt boyunca akarsu yatağı söz konusu olamayacağına göre, bu durum nasıl açıklanabilir?

- Faylarla olabilir.

- Ne tür faylar gözlemleniyor?

- Doğru atımlı faylar ve bir ikide belirsiz çekim fayı.

- Buradaki durum ancak bir antiklinal horstla açıklanabilir ki, yapılan ayrıntılı saha gözlemleri böyle bir tektonik hareketin Pliyosen sonrasında bu bölgede olmadığını göstermektedir.

- Akarsu yatağı söz konusu sırt üzerine belirli bir kalınlıkta çökel bıraktıktan sonra Hatip ovasını ve Gölbaşı havzasını oymuş ve daha sonrada doldurmuş olamaz mı?

- Bu sorunun yanıtı konu içerisinde verilen diğer alt başlıklardaki açıklamalarla anlatılmaya çalışılmıştır.

KATKI BELİRLEME

Yazar, Ankara Kili Sempozyumu ve sonrasındaki sorularıyla ve bilimsel eleştirileriyle konunun gündeme gelmesine katkı sağlayan meslektaşlarına teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Brinkmann, R., 1976, Geology of Turkey: 158 pp. Elsevier Scientific Publishing Company, Inc., Amsterdam - Oxford-New York.
- Erentöz, C., 1975. Explonatory text of the geological Map of Turkey: Mineral research and Exploration Institute, Ankara.
- Erol O., 1973 a, Ankara Şehri çevresinin jeomorfoljik ana birimleri: Dil Tarih Coğrafya Fak. Yay. 240. 29.s. Ankara.
- Erol O., 1973 b, Quaternary pluvial and interpluvial conditions in Anatolia since the last glaciation: Symposium of history of environmental conditions on South West Asia from the last plening-lacial till today, 23-30 february 1978. Tübingen.
- Hunt R.E., 1986, Geotechnical engineering analysis and evaluation: 729 pp. McGraw-Hill Company. New York.
- Kiper, O.B., 1984, Pliyosen'de Ankara ile Etimesgut-Batkent havzaları arasında uzanan paleosurt: Jeoloji Mühendisliği Dergisi, s 21, 34-38.
- Laporte, L.F., 1968, Ancient Environments: 116 pp. Prentice-Hall, Inch., Neglewood Cliffs, New Jersey.
- Lerman, A., 1978, Lakes. Chemistry, Geology, Physics: 363 pp. Springer-verlag, Berlin.

- MTA, 1963, 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası (Zonguldak paftası):
- Ozansoy, F., 1957, Türkiye Tersiyer memeli faunaları ve stratigrafik revizyonları: MTA Derg. 49. Ankara.
- Ozansoy, F., 1961, Ankara Bölgesi fauna teakubu etüdünün esaslı sonuçları: MTA Derg., 56, Ankara.
- Pickard, M.N. ve High L.R. JR, 1972, Criteria for recognizing lacustrine rocks: In Recognition of Aciend Sedimentary Environmenmts. pp. 108 - 1456. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 16. Tulsa, 4.8.1.
- Reading, H.B., 1986, Sedimentary environments and facies: 615 pp. Blackwell Scientific Publications, London.
- Selley, R.C., 1970. Ancient sedimentary environments: 237 pp. Chapman and Hill. London. 1.1.
- Selley, R.C., 1976. An introduction to sedimentology: 408 pp. Academic Press London. 2.2.1.8.9.
- Yılmaz, İ., 1981. Geology of the Lalahan-Kayaş Region: Msc. Thesis. METU. Ankara. 63 p. (Unpublished).
- Yılmaz, İ., 1988, Engineering geology of the Ankara - Gerede Ankara Peripheral Motorway (Unpublished): Parsons Brinckerhoff International. Ankara.
- Yılmaz, İ., Gallerani J., Boray, A., Dawson, A., and Tattersal J., 1989. Geotechnical reports of the Ankara-Gerede and Ankara Peripheral Motorway (unpublished): Parsons Brinckerhoff International, Ankara.
- Yılmaz, İ., 1990, Ankara Kilini içeren Pliyosen göl çökellerinin Ankara ve çevresindeki dağılımı ve jeoteknik özellikleri: Ankara Kili Simpozyumu bildiri özleri kitabı, Ankara.
- Yılmaz, İ., 1991 a, Gerede-Ankara ve Ankara Çevre Otoyoluna genel ve jeoteknik açıdan bakış: jeoloji Mühendisliği, 38, Ankara.
- Yılmaz, İ., 1991 b, Ankara Kilini içeren Pliyosen göl çökellerinin jeoteknik özellikleri, (Hazırlanmakta).

GRADYAN SONDAJLARI VE YERALTI SICAKLIK ÖLÇÜMLERİNİN JEOTERMAL ENERJİ ARAŞTIRMALARINDA YERİ VE ÖNEMİ

The significance of gradient wells and subsurface temperature measurements for geothermal energy exploration

Ali İhsan GEVREK MTA Genel Müdürlüğü Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi, ANKARA

ÖZ: Bu çalışma ile yeraltı sıcaklığının ölçülmesi ve gradyan sondajlarının jeotermal aramaları için önemi tartışılmaktadır. Dünyanın ortalama gradyan artışı 25C°/km.dir. Bu gradyan artışı dünyanın her yerinde aynı değildir. Kayaçların ısı iletkenliği, ısı akısı dağılımı, aktif tektonik ve yeraltı sıcaksu dolaşimleri gradyan değerini etkileyen faktörlerdir.

Sığ derinlikte (1-15 m) yeraltı sıcaklığını topografya, günlük sıcaklık değişimi, mikroklima, bitki örtüsü, su tablası derinliği ve nem miktarları gibi dış etkenler etki eder. Ancak derin ölçümlerle karşılaştırıldığında zaman ve parasal yönden kısmen daha ekonomiktir. Bu nedenle derin arama sondajlarına geçilmeden önce sığ ölçüm verileri diğer verilerle birlikte değerlendirilmelidir. Böylece, belirlenen gradyan sondaj lokasyonlarında daha sağlıklı ısı anomalileri tesbit edilmektedir.

ABSTRACT: In this study the significance of subsurface temperature and geothermal gradient wells are briefly evaluated for geothermal energy exploration. The world average geothermal gradient is considered to be 25°C/km. Thermal conductivity of rocks strata, regional heat flow conditions, subsurface thermal water moment, and global tectonic phenomena are controlling for geothermal gradient.

Some extraneous factors that affect shallow depth temperatures (1-15 meter) are local variations in the character and moisture content of the near surface materials, topography, depth to water table, vegetation, and microclimate, so that shallow temperature distributions are not enough to provide economically usable thermal fluids. The principal advantage of temperature measurements at such shallow depths in comparison with deeper measurements are their relatively low cost in both time and money.

GİRİŞ

Yeraltı sıcaklığının ölçülmesi ve gradyan artışının belirlenmesi jeotermal enerji aramalarının sağlıklı ve güvenilir yöntemlerindedir. Yeraltı sıcaklığı derinlik ile orantılı olarak artmaktadır. Jeotermal gradyan: sıcaklığın 1°C artması için gerekli derinliktir (Altunlu, 1986).

Dünyada ortalama gradyan artışı 25 C°/km. dir (Tissot ve Welte, 1984). Bu gradyan artışı dünyanın her yerinde düzenli değildir. Örneğin, Bahama Andras adalarında 5 C°/km, Endonezya Salavati havzasında 90 C°/km. dir. Kayaçların ısı iletkenliği, bölgesel ısı akısı dağılımı, aktif tektonik yapı ve yeraltı su dolaşımı jeotermal gradyan değerini etkileyen faktörlerdir.

Isı iletkenliği fiziksel parametre olup, bir cm. den bir saniyede geçen ısı miktarı olarak tanımlanır ve birim: Mili cal/cm sn C° dir. Kayaçların ısı iletkenliği,

mineroloji bileşimine, gözenekliliğine, geçirgenliliğine, suya ve gaza doygunluğuna bağlıdır. Şeyllerin ısı iletkenliği, 2, kireçtaşlarının 3.1, kumtaşlarının 4.5, kvarsın ise 15 Mili cal/ sn C° dir (Ünalın, 1977). Yeraltında ısı iletkenliği düşük kayaçlar örtü yaparak bölgesel jeotermal gradyanının artmasına neden olur.

Isı akısı: Bir cm² alandan bir saniyede geçen ısı miktarının kalori cinsinden değeri ve birimi: Mikro cal/cm² sn veya HFU (heat flow unit) dir. Isı akısı jeotermal gradyan sondajları ile doğrudan ölçülebilen gradyan değerlerinin aşağıdaki formülün uygulanması ile elde edilir. Sondaj çalışmalarının masraflı olması bu yöntemin olumsuz yönünü teşkil eder.

Jeotermal gradyan, ısı iletkenliği ve ısı akısı

arasındaki ilişki: $q = -KA \frac{dT}{dD}$ formülü ile açıklanır (Chilingar ve diğ., 1982).

q: ısı akısı (HFU)

K: Kayaçların ısı iletkenliği (Mili cal/cm sn C°)

A: Birim alan (cm²)

dT/dD: Jeotermal gradyan (C°/cm)

(-): termo dinamiğin ikinci konumuna uygun olması için kullanılır.

Yukarıdaki formülde de görüldüğü gibi jeotermal gradyan ısı akışı ile doğru orantılı ısı iletkenliği ile ters orantılıdır.

YERALTI SICAKLIĞININ BELİRLENMESİ

Jeotermal akışkan ve petrol aramalarında yararlanmak amacı ile yeraltı sıcaklık dağılımları tespit edilir. Bölgesel ölçekte 1 m., 100 m., 200 m., 250 m., 300 m. ve 5000 metreye kadar yeraltı eş sıcaklık dağılım haritaları yapılmıştır (Olmsted, 1977)., (Wohlenberg, 1979)., (Gevrek ve Aydın, 1988). Şekil 1'de Ankara-Kızılcahamam jeotermal sahasındaki 100 m. ve 300 m. derinlikteki eş sıcaklık haritası görülmektedir. Olmsted (1977), Nevada (ABD) jeotermal sahasında bir metre derinlikte yeraltı sıcaklık dağılımını belirlemiştir. Yapılan bu çalışmada bir metre derinlikteki yeraltı sıcaklığında, topografya, yeraltı su tablası derinliği, nem, iklim ve bitki örtüsü gibi nedenlerin etkili olduğunu belirtmiştir. Sıcaksu kaynakları ve fümerol çevrelerinde anomali değerleri saptamıştır. Wohlenberg (1979), yaptığı araştırmada yıllık sıcaklık değişimlerinin, yeraltının 15 m. derinliğe kadar etkilediğini gözlemiştir. Yapılan bu çalışmalar göstermektedir ki 1 m. ile 15 m. derinlikte yeraltı sıcaklık dağılımları, sıcaksu kaynaklarının çıkış yerlerinin bulunmasında kullanılabilir, ekonomik değerlerde jeotermal akışkan aramaları için tek başına yeterli olamayacağı sonucuna varılmıştır. Ancak, ilk değerlendirmeler için bir fikir verebilir. Ucuz bir yöntem olduğu için diğer yöntemlerle birlikte kullanılabilir.

GRADYAN SONDAJLARI

Gradyan sondajı çalışmaları, jeotermal araştırma yapılan sahalarda derin arama sondajları (1000 m- 1500 m) yapılmadan önce uygulanan araştırma yöntemidir (Tezcan, 1979).

Jeoloji, jeofizik, jeokimya ve diğer çalışmalar sonucu tespit edilecek lokasyonlarda gradyan sondajları: 1) Yeraltı sıcaklık dağılımını ve anomalisini belirlemek, 2) Sondajla elde edilen sıcak suların jeokimyasal analizlerini yapmak, 3) Karot ve kırıntılardan hidrotermal alterasyon ve sıvı kapanım çalışmaları yaparak jeotermal sistemin evrimini (ısınmakta veya soğutmakta olduğunu) ortaya çıkarmak, 4) Litostratigrafiyi belirlemek amacı ile yapılır.

Gradyan sondajı derinliği ne olmalı? 1) Güneş ısısının erişemeyeceği derinliğe (Tezcan, 1973), 2) Isı

iletkenliği az olan (örtü) kayacın kalınlığına, 3) Yeraltı su tablasının derinliğine bağlı olarak, 100 m. ile 250 m arasında değişmekle beraber bu derinlik 600 metreye de ulaşabilmektedir (Hochstein, 1987). Kuyu çapı 2 ile 4 inç arasında değişir. Açılan kuyuda kaçak zon ve su gelişi yok ise tijler su ile durdurulur. Jeofizik termik log ile periyodik ölçümler yapılır.

Formasyon sıcaklığı: $T_f = (T_{bh} - T_{ms}) (D_f/D) + T_{ms}$

Jeotermal gradyan: $G = \frac{T_{bh} - T_{ms}}{D}$ formülleri ile

hesaplanır (Chilingar ve diğ., 1982).

T_f: Formasyon sıcaklığı (C°)

T_{bh}: Kuyu taban sıcaklığı (C°)

T_{ms}: Ortalama yüzey sıcaklığı (C°)

D_f: Ölçüm sıcaklığı belirlenecek formasyonun kuyuda kesilen kalınlığı

D: Kuyunun toplam derinliği (m)

G: Jeotermal gradyan (C°/m)

Ülkemizde MTA Genel Müdürlüğü bünyesinde: Demirören (1968), Öngür ve Karamanderesi (1974), Eşder ve Şimşek (1975), Şimşek (1978), Yılmaz ve Can (1978), Gevrek ve diğ. (1987) tarafından yapılan gradyan sondajları ile Denizli-Kızıldere, Çanakkale-Tuzla, İzmir-Seferihisar, İzmir-Dikili ve Ankara-Kızılcahamam jeotermal sahalalarının önemi ortaya çıkmıştır.

Bu çalışmaların sonuçlarına göre, adı geçen sahalaların ekonomik derinliklerde jeotermal akışkana sahip oldukları belirlenmiştir.

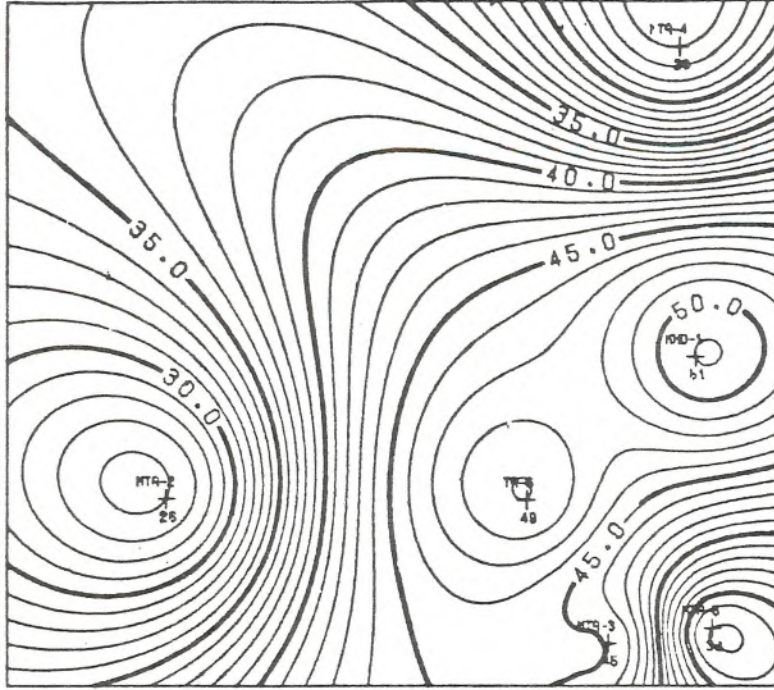
SONUÇ:

Sığ derinlikte (1 m- 15 m. arasında) yapılacak yeraltı sıcaklık ölçüm değerleri; nem, günlük sıcaklık değişimleri, topografya, bitki örtüsü ve iklim gibi dış nedenlerden etkilenmektedir. Bundan dolayı bu ölçümler jeotermal enerji aramaları için yeterli değildir. Ancak, ilk değerlendirmeler için bir fikir vermektedir, ve sahada gradyan değeri alınabilecek bölümlerin belirlenmesini sağlamaktadır. Ucuz bir yöntem olduğu için diğer yöntemlerle birlikte kullanılabilir. Sağlıklı gradyan değeri elde edilebilmesi için ise bu amaca yönelik gradyan sondajları yapılarak güvenilir anomaliler belirlenmelidir.

Yeraltı su tablası, örtü kayacın kalınlığı ve ısı iletkenlik özelliği gradyan sondajlarının derinliğini belirleyen başlıca faktörler olarak görülmektedir.

KATKI BELİRLEME

Olumlu katkı ve eleştirileri için Doç. Dr. Şakir ŞİMŞEK'e (HÜ) içtenlikle teşekkür ederim.



(a)



ISOTHERM MAP FOR

DEPTH OF 100 M. IN

ANKARA - KIZILCAHAMAM

GEOHERMAL FIELD

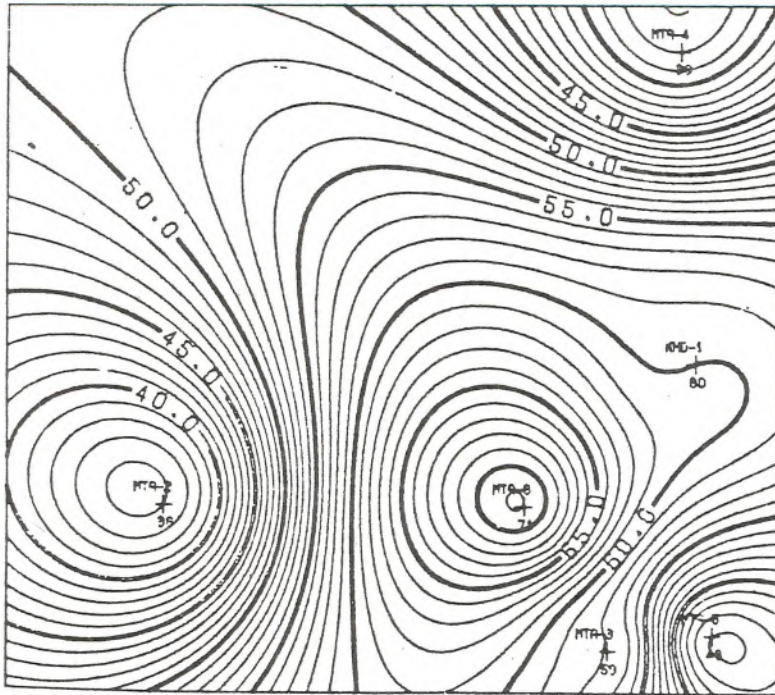
SCALE = 1 / 25000

ANKARA - KIZILCAHAMAM

JEOTERMAL SAHASI 100 M. DEKI

SICAKLIK DAGILIMI

0 800m



(b)



ISOTHERM MAP FOR

DEPTH OF 300 M. IN

ANKARA - KIZILCAHAMAM

GEOHERMAL FIELD

SCALE = 1 / 25000

ANKARA - KIZILCAHAMAM

JEOTERMAL SAHASI 300 M. DEKI

SICAKLIK DAGILIMI

0 800m

Şekil 1: Ankara-Kızılcahamam jeotermal alanı a) 100 m. ve b) 300 m. derinlikteki eşsıcaklık dağılım haritası (Gevrek ve Aydın, 1988)

Figure 1: Isotherm map for a) 100 m. and b) 300 m. depth in Ankara-Kızılcahamam geothermal field (from Gevrek and Aydın, 1988).

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, İ.E., 1986, Yerbilimleri Sözlüğü, MTA Genel Müdürlüğü yayınları No: 195, Ankara
- Chilingar, G.V., Edwards, L., Ferti, W., and Rieke III, H.H., 1982, Introduction P. 1-49. In Handbook of Geothermal Energy, Edward, L.M., Chilingar G.V., Rieke III, H.H. and Fert, W. H (Editörler). Gulf Publishing Company Book Division 613 s. London.
- Demirörer, M., 1968. Denizli-Sarayköy jeotermik Enerji Araştırmaları Kızıldere-Tekke Hamam ve Karakova Jeotermal Gradyan Etüdüleri. MTA Raporu No: 4141 (Yayınlanmamış) Ankara.
- Eşder, T., Şimşek, Ş., 1975, Geology of İzmir-Seferihisar geothermal area, western Anatolia, Turkey. Determination of reservoirs by means of gradient drilling and UN Symp. Dev. Use Geotherm. Resources. San Francisco, Proc. Lawrence Berkeley Lab. Univ. Calif. 1, 349.
- Gevrek, A.İ., Tekin, Z., Hamut, N., Tuncay, İ., 1987, Ankara-Kızılcahamam jeotermal alanı gradyan sondajları bitirme raporu. MTA Raporu No: 8749 (Yayınlanmamış) Ankara.
- Gevrek, A.İ. ve Aydın, N.S., 1988, Hydrothermal alterations studies in Kızılcahamam (Ankara) geothermal field and its evolution on the development of this field International Mediterranean Congress on Solar and other New-Renewable Energy Resources, P. 609-616 November 14-19, Antalya-Turkey.
- Haenel, R., 1979, Determination of Subsurface temperatures in the Federal Republic of Germany on the basis of heat flow values. Geol. Jb. E 15 s. 41-49.
- Hochstein, P.M., 1987, Temperature gradient wells Kurs notları s. 1-5 The Universty of Auckland Yeni Zealanda.
- Olmsted, I.H., 1977, Use of temperature survey at a depth of meter in geothermal exploration in Nevada. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1044-B.
- Öngür, T., Karamenderesi, İ.H., 1974. Çanakkale-Tuzla Jeotermal sahası sığ gradyan sondajları bitirme raporu, MTA Raporu No: 5524 (Yayınlanmamış) Ankara.
- Şimşek, Z., 1978, Tekkehamam Jeotermal alanı gradyant sondajları değerlendirilmesi. MTA Raporu No: 6236 (Yayınlanmamış) Ankara
- Tezcan, A.K., 1973. Jeofizik olarak jeotermal sistemler ve jeotermik enerji alanları Türkiye Birinci Jeofizik Bilimsel ve Teknik Kongre Tebligleri, S. 59-75, Ankara.
- Tezcan, A.K., 1979. Geothermal Studies, Their Present Status and Contribution to Heat Flow Contouring in Turkey, p. 283-292. In, Terrestrial Heat Flow in Europe. Cermak, V, Rybach, L. (Editörler). Springer-Verlag, Berlin.
- Tissot, B., Welte, D.H., 1984, Petroleum Formation and Occurrence, Springer-Verlag, Berlin, 698 s.
- Ünalın, G., 1977, Isı akısı, jeotermal gradyan ve petrol. S. 54-71, Yeryuvarı ve İnsan, Cilt: 2, Sayı: 3.
- Wohlenberg, T., 1979, The subsurface temperature field of the Federal Republic of Germany. Geol. Tb. E 15 s. 3-29.
- Yılmazer, S., Can, A., 1978, Dikili-Bergama gradyan sondajları değerlendirme Raporu, MTA Raporu No: 6645 (Yayınlanmamış) Ankara.

WOLLASTONİT YATAKLARININ JEOLJİSİ, MADENCİLİĞİ VE DÜNYA ÜRETİMİ

Geology, Mining and Worldwide Production of Wollastonite Deposits

Güler CAN

MTA Genel Müdürlüğü, Fizibilite Etüdüleri Dairesi ANKARA

ÖZ: Bu yazıda 1950'lerden sonra güncellik kazanan wollastonitin genel özellikleri, oluşumu, kullanım alanları sunulmuş ve ekonomik önemi çeşitli ülkelerden ve Türkiye'den verilen örneklerle özetlenmiştir. Bu derleme niteliğindeki yaygın wollastonit konusundaki çalışmalara katkıda bulunmak amacıyla hazırlanmıştır.

ABSTRACT: In this paper, general properties, occurrence, fields of usage of wollastonite which gained its popularity after 1950's are introduced and its economic importance are summarized with the examples given from various countries and Turkey. The aim of this paper is to provide an introductory review on wollastonite to contribute towards studies related to wollastonite.

GİRİŞ VE GENEL BİLGİLER

Wollastonit tabii bir kalsiyum metasilikattır (CaSiO_3). İlk kez 1935 yılında Kaliforniya'da çıkarılan beyaz, çubuk şekilli bir minerale İngiliz kimyacı ve mineraloglu olan William Pyde WOLLASTON'a izafeten "wollastonit" denilmiştir. Endüstriyel bir mineral olarak 1950 yılına kadar üretimi ve pazarlanması yapılamamıştır.

Wollastonit teorik olarak % 48.3 CaO ve % 51.7 SiO_2 içerir. Nadiren saf olarak bulunur. Genelde magnezyum, manganez, demir ve stronsiyum metasilikatları içerir ve granat, diopsit, piroksen, epidot, kalsit, kuvars, tremolit, feldspat ile birlikte bulunur. Saf iken çok parlak beyazdır, ancak içerdiği emprüteler yüzünden gri ya da kahverengi de olabilirler.

Wollastonitin fiziksel özellikleri aşağıdaki gibidir:

Özgül ağırlığı	2,9
Sertliği (Mohs ölçeği)	4,5
Yoğunluğu (lb/ft^3)	45,53
Genleşme katsayısı (% 100, CaSiO_3 , 10-6°C)	6.5
Ergime noktası (°C)	1540
Suda Eriyebilirliği (gr/100 ml)	0,0095
Molekül ağırlığı	116
Nem içeriği	% 4
Kırılma indeksi	1,616-1,631
Kristal sistemi	Monoklinik
Olağan bulunuş şekli	İğne veya bıçak şekilli kristal agreg- olarından oluşan kütleler.

Wollastonitin en önemli ayırıcı özelliği iki yönlü mükemmel klivaj gösteren iğne şekilli parçacıklardan oluşmasıdır. Kristal boyu genelde tane çapı ile 7-8/1 oranındadır.

Wollastonit çok düşük ısıda sinterleşebilir. Yüksek ısıya dayanıklıdır, mekanik direnci yüksektir. Porositesi kontrol edilebilir, izolasyon kabiliyeti iyidir ve kolayca preslenebilir.

Wollastonitin üç modifikasyonu vardır.

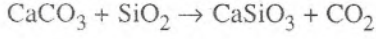
- 1- Yüksek ısıda wollastonit: Pseudowollastonit (α) (triklinik-pseudoortorombik-pseudohegzagonal)
- 2- Düşük ısıda wollastonit: parawollastonit (β) (monoklinal veya triklinal)
- 3- Asıl wollastonit: Triklinal

Wollastonitin bazı kristalleri kısa dalga ve uzun dalga ultraviyole ışınları altında floresan özellik verir ve sarı-turuncudan pembe-portakala kadar renk değiştirirler. Fosforesan özellik veren numuneler de vardır. 1120°C de wollastonit, genleşme katsayısı artarak ve renk değiştirerek pseudowollastonite dönüşür. Bu dönüşümde saf iken beyaz olan wollastonit krem ya da kırmızı veya kahverenginin değişik tonlarında renkler alır. Bu renk değişimi demir ve stonsiyumun varlığını işaret edebilir. Wollastonit hidroklorik asitle muamele edildiğinde dekompoze olur ve bileşimlerindeki silikatlardan jel oluşturmadan ayrılır.

JEOLJİK OLUŞUMU

Wollastonit birçok kayacın bileşimine girer, ancak birkaç oluşumda ekonomik olarak bilinir. Genelde saf

olmayan kireçtaşlarının kontakt metamorfizması ile oluşan wollastonit, kalkerli sedimanların metasomatizması ya da mağmanın kristalizasyonu ile de oluşabilir. Kalsit tarzı kireçtaşı ve granitik silika arasında 400-450°C'deki reaksiyonla da aşağıdaki belirtilen şekilde wollastonit oluşabilir.



Bir atmosfer basınç altında gerçekleşen bu reaksiyon kuvars veya SiO₂ eriyiği bitinceye kadar devam eder. Açığa çıkan CO₂ basıncı arttırdığından sıcaklık 800-850°C'ye kadar yükselir. Kalsit ve kuvarsın reaksiyon yapmadan daha yüksek ısıya devam etmeleri ihtimali yoktur. Wollastonitin oluşum şartlarının korunabilmesi için çıkan CO₂'nin çatlaklardan çıkarak veya diğer sulu uçucu elamanlarla birlikte bazı minerallerle reaksiyona girerek ortamdan uzaklaşması, böylece sıcaklığı ve basıncı daha fazla yükseltmemesi gerekir.

KULLANIM ALANLARI

Wollastonitin başlıca kullanım alanları aşağıda özetlenmiştir:

a) Seramik sanayii: Wollastonitin ana kullanım alanı seramik sanayiidir. Seramik malzemeler üretimde feldspat, kalsit, kuvars, dolomit, talk gibi hammaddeler yerine veya seramik mamülün belirli özelliklerinin düzenlenebilmesinde wollastonit kullanılmaktadır. Bu sanayide wollastonit sıhhi tesisat ve çinilerde çatlamayı, sıkıştırmayı, kırılmayı ve mamüller üzerindeki ısı genişmesini önlemesi bakımından aranan bir katkı maddesidir.

Wollastonit başka madenlerin yerini alıcı olarak diğer malzemelere oranla daha büyük bir potansiyele sahiptir. Wollastonit kullanıldığında seramik ürünün gerek plastik halde, gerekse kurutulmuş halde iken dayanımı çok yüksektir. Wollastonit ayrıca kurumayı hızlandırır, nemlilik genişlemelerini asgariye indirir. Hamurdaki miktarı arttıkça fırınlama sürecinde kısılma söz konusu olduğundan yakıtta da tasarruf sağlar.

b) Boya sanayii: Wollastonit, boya endüstrisinde katkı maddesi olarak kullanılır. Amerika'da seramik sanayiinden sonra en çok bu alanda tüketilmektedir. Bu endüstri dalında genellikle binaların kaplama boyasında; astar, emisyon boya ile yağlı ve sulu boyalarda da kullanılmaktadır. Bu sanayide kullanılması rengi, çubuksu özelliği ve düşük yağ absorpsiyonu gibi özelliklerindedir. Çok parlak beyazlığı dolayısıyla beyaz ve renkli boyaların elde edilmesinde kullanılır. Wollastonit boya, asidik ortamlar için uygun değildir. Wollastonit katkılı boya düzgün bir yüzey sağlar ve küflenmeye karşı dayanıklıdır.

c) Plastik sanayii: Wollastonit, plastik ve kauçuk sanayiinde yarı mukavim katkı maddesidir. Sentetik wollastonit bu alanda daha çok kullanılır. Fakat doğal wollastonit genellikle sakız lastik, suni kösele (poliüretan) ve ayrıca siyah olmayan değişik lastiklerin (kauçukların) elde edilmesinde kullanılır. Wollastonit katkılı plastikler daha az su absorpsiyonu, daha düşük dielektrik katsayısı ve daha düşük viskozite gösterir. Wollastonit ısı ile sertleşen, nemsiz, emici, astara ve yine ısı ile yumuşayan kalıba şekil vermeyi şiddetlendirici özelliği nedeniyle plastikte kullanılmaktadır.

d) Aşındırıcı olarak: Wollastonit, aşındırıcı özelliği olan seramikler ve disk şeklindeki bileme taşlarının imalinde, çabuk aşınıp tükenmeyi engellemek için kullanılır. Böyle bir karışımda dayanım artar, fakat yoğunluk değişmez. En yüksek dayanım böyle bir karışımın 1200°C sıcaklığa tabi tutulup soğutulması ile elde edilir.

e) Mineral yünü eldesinde: Wollastonit mineral yünü eldesinde kullanılır. Bu kullanım için hammadde öğütülür, sonra macun haline gelene kadar suda karıştırılarak 1500°C'deki fırınlara gönderilir. Bu fırınlarda viskoz kütleler yerine gayet ince fiberler elde edilir. Bu fiberler bir başka bölümde tabakalanır, sarılır, ambalajlanır ve ses ve ısı izolasyonlarında çok geniş bir uygulama alanı bulur. Bu lifli yapısı ve asbestin yarattığı sağlık sorunları sebebiyle, asbestli ve lifli talkı ikame etmek üzere kullanılır. Fakat lif boyu ve esnek olmayışı yüzünden bu görevi tam bir asbest gibi üstlenemez. Ancak lifli yapısı dolgu maddesi olarak çok uygundur. Bu uygulamasıyla da asbesti ve talkı ikame eder. Ayrıca wollastonit asbestli portland çimentosu için avantaj sağlar.

f) Kaplama ve tarım işlerinde: Wollastonit ayrıca kaplama ve kağıt endüstrisinde katkı maddesi olarak kullanılır. Sentetik kalsiyum silikat, toprak düzenleyici ve verim artırıcı olarak kireçtaşı yerine tarımda kullanılmaktadır. Bu nedenle wollastonitinde aynı amaçla tüketilebileceği düşünülebilir.

g) Cam sanayii: Wollastonit mineral özelliği nedeniyle cam sanayiinde, parlaklığı ve sağlamlığı ile naylon sanayiinde kalıplama işlerinde kullanılabilir. Kuzey Amerika'da cam yapımında kireçtaşı ve kum yerine wollastonit kullanma çalışmaları yapılmaktadır. 1936'da özellikle kırılmaz ve ateşe dayanıklı cam türlerinin elde edilmesinde kullanılmıştır.

h) Diğer kullanım alanları: Wollastonit ayrıca yer ve duvar karolarında, elektrik izolatörleri ile abrazif disk imalinde, ateşe dayanıklı (refrakter) mamul üretiminde, yapışkanlarda, sulayıcılarda kullanılır.

Wollastonitin kullanım alanları ve önemli üretici firmalar Çizelge I'de verilmiştir.

Wollastonit tipi	Şirket adı	Asbest ikamesi	Perform dolgusu	Genel dolgu	Boya	Seramik	Eritken olarak
Asikuler (iğne şekilli)	NYKO	+	+		o		
	WOLKEM	+	+		o		
Mikronize (iğne şekilli)	NYKO		+	+	+		
	PARTEK		+	+	+		
Toz	NYKO			+	+	+	o
	PARTEK			+	+	+	+
	VANDERBILT			+	+	+	+
	ÇİN SENTETİK			o	+	+	+

*: Industrial Minerals, January 1986

+: Asıl kullanım alanı

o: Tali kullanım alanı

Çizelge 1: Önemli üreticilerin kullanım alanları ile ilgili wollastonit tipleri.

İKAME MADDELERİ VE SENTETİK WOLLASTONİT

Wollastonit, seramik sanayiinde kullanılan çakmak taşı, kuvars kumu, feldspat, çin kili ve diğer çeşit killer gibi materyalleri; cam sanayiinde kireçtaşı ve kumu; aşınmaya direnç konusunda asbesti ikame eder ve kendisi de sentetik wollastonitle ikame edilir.

Wollastonit, sentetik olarak da üretilir. Yıllardır ABD, Danimarka, İtalya, Almanya ve Rusya sentetik metasilikatlar üretmektedirler. Sentetikler çoğu zaman sulu olup susuz tiplerinin hiçbiri doğal wollastonitin kristal yapısında değildir.

Danimarka'da sentetik kalsiyum metasilikatlar ülkede çok bulunan tebeşir ve kumdan elde edilir ve synopal ticari adını alırlar. Tebeşir ve kum, eritken rolü gören az miktarda dolomit ile çamur halde karıştırılır. Bu çamur 1560°C'de kavrulur. Katılınca elenir ve ikinci bir fırında 1250°C sıcaklıkta tekrar kavrulur. Nihai ürün hemen hemen köşeli, beyaz renkli ve opak olup % 50 kadar wollastonitten ibarettir. Ayrıca yanında $Ca_2Al_2SiO_7$ (gehlenit) ve $MgCa_2SiO_7$ (akarmanit) de vardır. Sentetik üretilen "synopal" mozaik yapımına, yer ve çatı kaplamalarındaki kullanıma uygundur.

İtalya'da sentetik wollastonit "wollanita" diye bilinir ve silis, kum, tebeşir ve dolomitten Danimarka'dakine benzeyen bir teknikte üretilir. Wollanita yol malzemesi, aşındırıcı olarak ve seramiklerde kullanılmaktadır.

Almanya'nın RHEINISCHE KALKSTEINWERKE GwbH (RKW) şirketi, Wulfrach'da uzun yıllardır kireçtaşı ve kireç üretmekte olup 1970'lerde deneysel olarak sentetik wollastonit üretimine başlamıştır. Kalsiyum karbonat, kalsiyum silikat ve sönmemiş kireç gibi malzemeler kuvars ile karıştırılır. Bu homojen karışım 1450°C'nin üzerinde kavrulur ve sonra öğütülür. Ürünler içerdikleri Fe_2O_3 yüzdelere göre değişik alanlarda kullanılır.

Belçika'da ETERNİT GROUP'un bir teknik kolu olan REDCO SA., sulu kalsiyum silikat senteziyle, kristal yapısı wollastonite çok benzeyen xonotlite minerallerini oluşturdu. Ülkede üretilen sentetik wollastonit "promaxon" ticari adı ile bilinmektedir.

Sentetik wollastonitler $CaSiO_3 - FeSiO_3$ sisteminde bir katı solüsyon meydana getirirler. Bu kombinasyonda bazen silis yerine titan geçebilir. Bu takdirde wollastonitin pseudowollastonite dönüşüm ısısı artar. Wollastonitin seramikte kullanılabilmesi için fırınlama esnasında hacim değişikliği olacağından titan elementinin karışımında olmaması istenir.

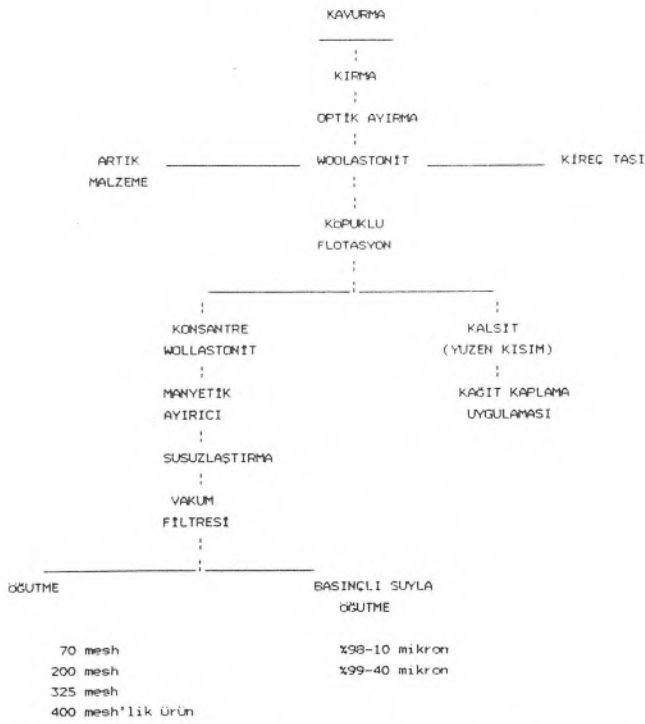
TEKNOLOJİSİ

Dünyada cevherleşme ve oluşum sürecine göre değişken yöntemler uygulanmaktadır. Wollastonit konusunda genel olarak açık işletmecilik yapılmaktadır. Üretilen cevher triye edilmekte, kırılarak uygun tane iriliğine getirilip manyetik seperasyon ve flotasyon gibi cevher zenginleştirme işlemlerine tabi tutulmaktadır. Kurutularak ince öğütme işleminden geçirilen numune % 51-53 SiO_2 , % 43-45 CaO , % 0,5 Al_2O_3 , % 0,2 Fe_2O_3 , % 0,3 MgO içeren -50+200 mesh boyutunda konsantre cevher olarak paketlenir.

Türkiye'de önceki yıllarda wollastonit üretim çalışmaları, kontakt metasomatik bir oluşum olan cevher kafaları izlenerek yapılmıştır. Bu yöntemde üretim düzensiz yarmalar şeklinde sürdürülmüş, cevher içinde lağım delinmesi ve ateşleme ile cevher parçalanmıştır. Daha sonra triyajla kalite ayırımı yapılmıştır.

Dünyanın iki önemli üreticisi Amerika'da Willsboro N.Y. da NYCO tarafından işletilen ocak ve Finlandiya'da PARTEX'tir. Örnek olarak PARTEX firması tarafından

uygulanan konsantre üretim yönteminin akım şeması Şekil 1'de verilmiştir.



Şekil 1: PARTEX (Finlandiya) firmasının uygulanan konsantre yöntemi akım şeması (konsantre wollastonit % 90 wollastonit, % 3 kalsit, % 2 kuvars ve diğer silikatları içermektedir).

DÜNYA WOOLASTONİT REZERVLERİ VE DAĞILIMI

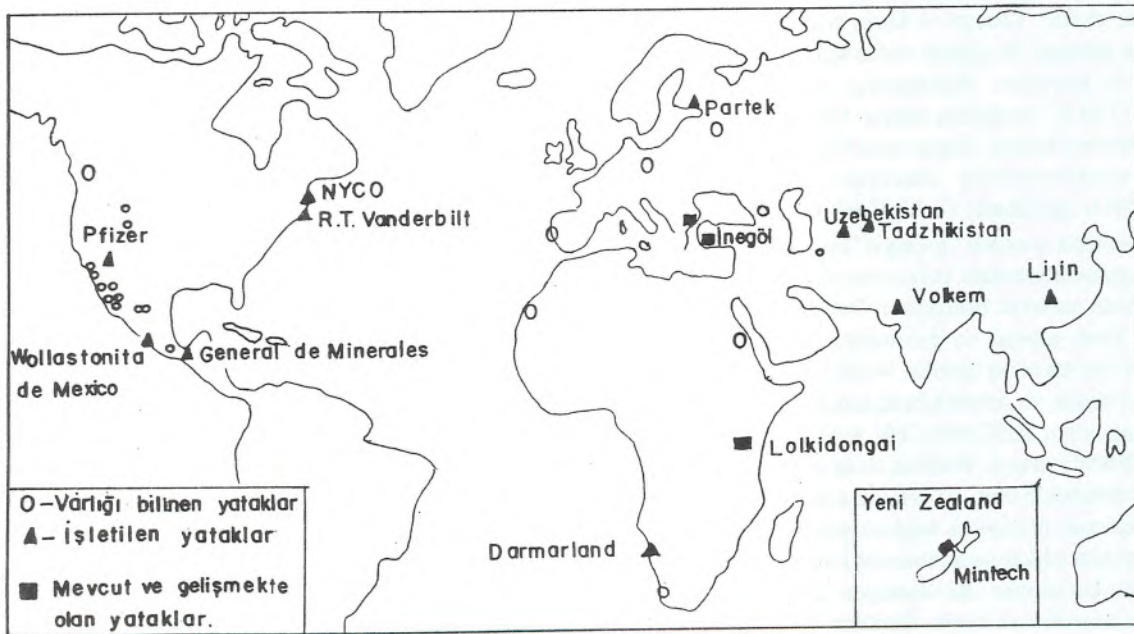
Dünyanın önemli wollastonit yatakları A.B.D., Rusya, Finlandiya, Romanya, İsveç, Meksika, Yugoslavya, Japonya, Avustralya, Hindistan ve Kanada'da bulunmaktadır (Şekil 2). Wollastonit rezervlerinin ülkelere göre dağılımı ve bunların bazı önemli özellikleri aşağıda verilmiştir.

A.B.D.'nin New York eyaletindeki Fox Knoll yatağı dünyanın en büyük wollastonit yatağıdır. % 55-65 wollastonit içeren bu kayaç saf wollastonitten saf granata kadar değişmektedir. Görünür rezervi 7 milyon tondur. Yine New York eyaletinde, Levis yakınlarındaki Oak Hill'de 1986'da başlayan araştırmalar 1988 boyunca sürmüştür. % 60 Wollastonit, % 30 granat, % 10 diopsit içeren yatakta 1992' de yeraltı işletmeciliğine başlanacaktır. Böylece 6 milyon tonluk bir rezervden daha söz edilebilecektir. Kaliforniya eyaletinde de çeşitli yataklar bulunmaktadır.

MEKSİKA'nın Zaca Tekas eyaletinde Lablanka yöresinde granat ile birlikte wollastonit yatağının 30 milyon ton görünür, 40 milyon ton muhtemel ve 53 milyon ton da mümkün rezervi vardır. Morelas'da 200.000 ton rezervli başka yataklar da bulunmaktadır. Ayrıca Chiapas'da da bazı oluşumlar bilinmektedir.

FİNLANDİYA'da Lappeeranda Rapakivi granitinin sardığı Aven kireçtaşları içinde büyük wollastonit yatakları mevcuttur. Bu yatakların jenezi tartışmalıdır ve bu yataklarda üretim yapılmaktadır.

ÇİN'in Yunnan bölgesinde 50 milyon tonluk bir rezerv vardır. Bunun % 70'den fazlası kaliteli kabul edile-



Şekil 2: Dünya wollastonit yatakları (Industrial Minerals, 1986'dan).

bilir. Yatakta kaliteyi kesin belirleme problemi sürmektedir.

RUSYA'da Özbekistan ve Kazakistan'da 50'den fazla wollastonit zuhuru bilinmektedir. Bunların bir kısmı ekonomik büyüklüktedir. Sibiry'a'da Yakutya bölgesinde de yüksek tenörlü (% 70-80) wollastonit yatakları bilinmektedir.

G. AFRİKA'da metamorfik kayalar içinde tahmini 70.000 tonluk bir wollastonit rezervi vardır. JAPONYA'da granit kontaktı içinde 120.000 tonluk bir wollastonit rezervi saptanmıştır. HİNDİSTAN'ın Rajasthan eyaletindeki Belkapahar yatağı 1969'da keşfedilmiş olup, görünür rezervi 50 milyon, muhtemel rezervi ise 200 milyon tondur.

KANADA'da Fintry'de bulunan wollastonit yatakları Mesozoik granitinin Paleozoik çökelleri kestiği kontakt boyunca oluşmuştur. Wollastonit tenörü % 22-52 olup diopsit-granat ve klinopiroksenler ile birlikte bulunmaktadır. Toronto ve Ottawa arasında yer alan Delora wollastonit zuhuru aşağıda belirtilen dört zonda etüd edilmiştir.

1. zon: Kuzeydeki zon 600.000 ton ve % 38'lik toz wollastonit üretebilecek bir zondur.

2. zon: Testlerde asikuler olduğu açıklanmış olup, 800.000 ton % 29 wollastonit ve % 55-60 kalsit içeren bir zondur.

3. ve 4. zonlar: 500.000 ton % 28-36 wollastonit içeren bir zondur.

YUNANİSTAN'ın 300.000 ton rezerve sahip olan Kimmeria yatağı % 66-70 wollastonit ve % 10 kalsit içermektedir. YENİ ZELANDA'nın Tabaka Hill yöresinde 500.000 tonluk bir rezervi vardır. NAMİBİA, Usahas yöresinde 40.000 tonluk bir rezerve sahiptir.

DÜNYA WOLLASTONİT ÜRETİMİ

Dünyada wollastonit üretimi talebe az çok paralel seyretmektedir. 1987'de bu talep dünya çapında artmıştır. Avrupa'da bu sektördeki büyüme esas olarak termal panel duvar uygulamalarında meydana gelmiştir. Dünyanın wollastonit üreten başlıca ülkeleri ve üretici

kuruluşlarına ilişkin öz bilgiler aşağıda sunulmuştur.

A.B.D.: Dünyanın ve Amerika'nın en büyük wollastonit üreticisi New York Willsboro'daki NYCO'dur. Şirket Levis'deki Seventy Mountain açık işletmesinde wollastonit üretmektedir. 1989 yılı boyunca NYCO'nun ürettiği nihai wollastonit 70.000 tondur. NYCO'nun rezervlerinde granatı wollastonitten ayırmak için yüksek güçlü manyetik ayırma gerekmektedir.

Wollastonit yanında ayrıca talk, mika ve kil işletmekte olan NYCO, bünyesine 1989'da ayrıca 20.000 T/y'lık değişik mineraller işleme olanağı eklemiştir. Şirketin Willsboro wollastonit tesislerini 1991-1992 yılları boyunca büyütmesi beklenmektedir. Dünya pazarlarında kendine uygun bir yer edinebilmek için üretimini iyi kalite ve değişik kimyasal özellikli wollastonit konusunda odaklaştıran NYCO ürünleri 100,325 ve 400 mesh'lidir.

Bir diğer Amerika'lı üretici şirket olan R.T. VANDERBILT Co. Ltd., Harrisville'de düşük demirli, az kalsit ve prehnit ve çok az da diopsit içeren wollastonit üretmektedir. Üretimde öğütme ve harmanlama esastır. Şirketin 40.000 T/y'lık üretimi seramikler için 200 mesh'lik, plastikler ve boyalar için 325 mesh'lidir. Vanderbilt ayrıca, Hollanda'daki Ankersmit Holding BV.'ye 200 ve 325 mesh'e öğütülmek üzere ham malzeme de satmaktadır.

FİNLANDİYA: Finlandiya Avrupa'daki en önemli wollastonit üreticisi ülkedir. Ülkenin büyük üreticisi PARTEX, Avrupa pazarlarındaki egemenliğini sürdürürken ABD ve Hindistan üreticileri ile de yarışmaktadır. Parket, Lappeenranta'daki zengin oluşumlardan wollastonit üretmektedir. 40.000 T/y'lık bir kapasiteye sahip olan şirket % 18-20 wollastonit içeren cevherlerine, kalsiti yüzdürüp wollastoniti çökeltten bir köpük flotasyonu tekniği uygulamakta başarılıdır. Parket'in uygulamasında wollastonit konsantresi manyetik ayırmaya bağlıdır ve demirli empretülerin ayrılmasını, sıkıştırma, vakumlu filtrasyon ve öğütme ile yüksek kaliteli demir ürünlerinin eldesi izler. Şirket 70,200,325,400,625 mesh'lik toz ve 10,20,40,63 u'luk iğne yapısında wollastonit üretmektedir. Ürünler

	M: Ton							
	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
AMERİKA	72000	72000	72000	65000	72000	61000	110000	110000
FİNLANDİYA	15402	14669	16917	16979	20571	26000	31400	40000
HİNDİSTAN	16857	27004	26040	23819	31021	---	---	35000
MEKSİKA	10784	9251	13512	9356	10993	10500	10800	15000

*: International Mining, August 1989
World Mineral Production, 1984-1988
Industrial Minerals, December 1990

Çizelge 2: Başlıca üretici ülkeler bazında dünya wollastonit üretimi.

seramik piyasası başta olmak üzere, plastik ve boya sanayiine de hizmet eder.

HİNDİSTAN: Hindistan'daki tek wollastonit üreticisi WOLKEN PVT. Ltd. dir. Şirket Belkapahar'daki madeninden wollastonit ve kalsit üretmektedir. Üretilen wollastonitin bir kısmı toz, diğer bir kısmı parça şeklindedir. Toz tipi ürün (300, 200, 100, 60 mesh) KEMOLİT adı ile satılmaktadır. Wolkem ürünleri seramik sırlarında, sıhhi tesisatta, çatı kaplamalarında, mineral refrakterlerde ve plastiklerde hizmet verecek özelliktedir. İngiltere'deki Gorxou + Garry ve Blue Circle şirketleri Wolkemden aldıkları ham malzemeyi kimyasal uygulamaları için işleyip SNAWFORT adı ile pazarlarlar.

MEKSİKA: Meksika'da wollastonit üretimi ile uğraşan üç firma vardır. WOLLASTONİTA DE MEXİCO S. A. yakın zamana kadar ülkenin önemli üreticisi idi. Ancak 1989 yılında şirket Arcillas Industriaces de Duranga S.A. ya satılmış olup, üretim faaliyeti yoktur. İkinci wollastonit üreticisi olan MİNERALES Y MAQUİLAS DEL NORTE S.S. (M.M.N.) Zacatecas bölgesinde, La Blanca'daki madeni çalıştırmaktadır. Nihai wollastonit üretimi 900 T/y dir. MMN, 1990 yılı sonunda kapasitesini artırmak için büyük bir primer kırıcı tesis etmiştir. Meksika'daki diğer bir üretici olan GENARAL DE MİNERALES, Lamosa grubunun bir yan kuruluşu olup 1990 yılında tahminen 6.000 tonluk bir üretim yapmıştır.

KANADA: Kanada'da Toronto ve Ottawa arasındaki Delora yatağındaki wollastonit varlığını işlemek üzere COMINCO Ltd. (% 51) ve PLATİNOVA RESOURCES Ltd (% 49) şirketleri bir ortaklık kurmuşlar, pilot tesislerindeki testlerini tamamlamışlardır. Delora mineralizasyonu

seramik piyasası başta olmak üzere, plastik ve boya sanayiine de hizmet eder. Önce flotasyon ile wollastonit ve diopsitten oluşmuştur. Önce flotasyon ile wollastonit ve diopsit kalsitten, sonra da manyetik ayırma ile wollastonit diopsitten ayrılarak, böylece konsantre wollastonit kazanılacaktır. Ortaklığın üreteceği wollastonit özellikle seramiklerde ve metalurjide kullanılabilir gibidir. Ontario'daki bir başka wollastonit projesi RAM PETROLEUMS Ltd.'ye aittir. 1990 yılı sonunda sondaj programının bitmesi ve ortalama % 35 lik 2.7-2.800 ton cevher üretiminin denenmesi düşünülmüştür.

ŞİLİ: Ülke yüksek kaliteli wollastonit içeren tek yatak Valparaiso'dadır. Toplam üretimi 500 T/y olup iç pazara seramik, boya ve dolgu işleri için arz edilmektedir. Üretimin geliştirilmesi halinde Arjantin ve Brezilya'ya ihraç imkanı doğacaktır

YUGOSLAVYA: GOVERNMENT RESEARCH ORGANISATION (GRO) wollastonit konusunda araştırmalar yapmaktadır. Şirket laboratuvar ölçeğinde flatsyon ve elektromekanik ayırma ile % 90'lık wollastonit konsantresi elde etmektedir. Bu konsantre % 1 den az CaCO₃ ve max % 0,5 Fe₂O₃ içermektedir.

NAMİBİA: Ülkede USAKAS'daki madende 1984 ortalarına kadar, çok saf, beyaz wollastonit üreten MARTU-ROBSON Ltd. yılda 4.800 ton üretim yapmakta iken bugün üretimini durdurmuştur. İlerisi için planları vardır.

YUNANİSTAN: Ülkede, Kimmeria'daki wollastonitler için METALLİC-INDUSTRIALS MINERALS MEVIOR S.A. 500 T/y kapasiteli bir pilot tesis kurmuştur. Yataktaki 300.000 tonluk cevher % 60-70 wollastonit yanında kalsit de içermektedir. Şirketin 1991 Mart/Nisan aylarında üretime başlayacağı tahmin edilmektedir.

ÜRÜNÜN CINSİ	1986	1987	1988	1989	1990	1991
S/T						
Finlandiya ürününün Ing.de teslim fiyatı 300 mesh	155	185	185	185	185-250	185-250
S/T						
A.B.D. de işletmede teslim, iğnemsiz ürün 200 mesh'den küçük 325 mesh'den küçük 400 mesh'den küçük FOB İşletmede yığın olarak 200-325 mesh	110-155 140-160 92-137	214 110-155 140-160 92-137	214 110-155 140-160 92-137	235 175 190	235-240 175-185 190-195	260-265 175-185 190-195
S/T						
A.B.D. FOB yığın olarak 200 mesh 325 mesh				125-177 235	125-177 235	125-177 235

*: Industrial Minerals, April 1986-1991

Çizelge 3: Dünya wollastonit fiyatları.

DÜNYA TİCARETİ VE FİYATLARI

ABD.'deki NYCO ve RT Wanderbilt dünya ticaretini elinde tutan şirketlerdir. 1987'de Wanderbilt 27.000 ton ve NYCO 45.000 ton wollastonit üretmişler ve bunun yaklaşık % 40'ını Avrupa ve Japonya'ya ihraç etmişlerdir.

Hindistan'daki Wolkem 31.000 tonluk üretiminin % 50'sini Avrupalı seramik ve boya üreticilerine, İngiltere, İspanya ve Benelüks ülkelere ayrıca Amerika, Avustralya ve Japonya'ya pazarlamışlardır.

Finlandiya'nın Partek şirketi ürünlerini Almanya, İtalya, İspanya, Avusturya ve Fransa'ya seramik ve kaynak elektrodu sanayileri için pazarlar. Partekin ayrıca Avrupa dışına da satışı vardır. Birkaç yıl öncesine kadar Avrupa'nın wollastonit gereksinmesini Kenya karşılamakta idi. Bugün Avrupa pazarına wollastonit Finlandiya dışında Yunanistan'dan da gelmektedir.

Şili'nin 1990'lı yıllarda dünya wollastonit pazarına gireceği ve Arjantin ve Brezilya'ya ihracat yapacağı beklenmektedir. Meksika'da wollastonit üretiminin çoğu ülkenin talebini karşılamak üzere kullanılmakta ancak komşu ülkeler olan Nikaragua ve Ekvator'a bir miktar ihraç edilmektedir.

Dünya wollastonit fiyatları tane boyutuna göre belirlenmekte olup, yıllar itibariyle değişik boyuttaki wollastonit fiyatları Çizelge 3'de verilmiştir.

TÜRKİYE'DE WOLLASTONİT

Türkiye Wollastonit Rezervleri

Türkiye'de Balıkesir, Çanakkale, Bursa ve Akdağ Madeninde wollastonit oluşumları bilinmektedir. Kontakt metamorfizma etkisi ile oluşmuş düzensiz yataklar teşkil etmesi dolayısıyla wollastonit için görünür rezerv verilmesi çoğunlukla mümkün olamamaktadır. MTA Genel Müdürlüğü kayıtlarına geçmiş bulunan

Türkiye'deki wollastonit yataklarının rezerv durumu aşağıda verilmiştir.

a) Bursa-İnegöl-Mesruriye-Tahtaköprü wollastonit zuhuru: Mermer-granit dokanağında düzensiz bir yataktır. Geçmişte bakır madeni olarak işletilmiştir. Yatak açık işletmeye uygun olup, 1.073.000 ton muhtemel rezerv sahiptir. Yataktaki wollastonit kalitesi seramik sanayiine uygundur (Çizelge 4).

b) Çanakkale-Bayramiç-Yeşiller Köyü wollastonit zuhuru: Wollastonit burada kalsit, diopsit ve aktinolit gibi minerallerle birlikte görülmektedir. Yatağın ortalama wollastonit tenörü % 50'dir. Rezervi (görünür+muhtemel) 5.000 ton'dur (Çizelge 4).

c) Çanakkale-Yenice-Kurtlar köyü wollastonit zuhuru: Granodiyorit-mermer dokanağında oluşmuş düzensiz bir yataktır. Bölgedeki wollastonit seramik sanayiinde kullanılacak özelliktedir (Çizelge 4). Bölgede 3.358 ton kadar görünür+muhtemel+mümkün rezerv saptanmıştır.

d) Çanakkale-Çan-Etili wollastonit zuhuru: Mermer-granit dokanağında düzensiz, killi bir yataktır. Temizlenmesi gereken demir emrüteleri içeren yatakta rezerv belirsizdir (Çizelge 4).

e) Balıkesir-Kepsut-Sırçaören Köyü wollastonit zuhuru: Granit-kireçtaşı dokanağında bir skarn oluşumdur. Bölgede detay bir rezerv etüdü yapılmamıştır. Fakat çevredeki bütün yatak ve zuhurların rezervi yaklaşık 500.000 tondur. Yatak % 50 tüvenan wollastonit içeriklidir.

Türkiye'de Wollastonit Üretimi ve Dış Ticareti

Türkiye'de wollastonit sadece Çanakkale Seramik Fabrikaları tarafından üretilmiştir. Çanakkale Seramik wollastonit üretimini 1988 yılına kadar sadece kendi üretimi için yapmıştır. Şirketin üretim kapasitesi 10.000 T/y'dır. Ancak İnegöl wollastonitlerindeki işçi sorunları ve Çanakkale wollastonit sahalarındaki ruhsat

ZUHUR	%									
	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	TiO ₂	MgO	K ₂ O	FeO	A.Z
Bursa-İnegöl-Mesruriye Tahtaköprü	47.95	47.50	0.58	2.37	0.47	0.05	0.78	0.14	—	0.52
Çanakkale-Bayramiç Yeşiller Köyü	79.64	1.50	0.99	11.31	—	—	0.25	—	—	—
Çanakkale-Yenice Kurtlar Köyü	55.51-75	46-48	—	—	—	—	—	—	max.1	—
Çanakkale-Çan-Etili	44.5	39.5	—	—	—	—	—	—	—	—

*: MTA. Derleme No: 6465, 7691, 8878'den derlenmiştir.

A.Z.: Ateş ziyatı

Çizelge 4: Türkiye'deki başlıca wollastonit zuhurlarının kimyasal analiz sonuçları.

anlaşmazlıkları gibi nedenlerle Türkiye wollastonit üretimi aksamış ve nihayet 1984'de durmuştur. Çanakkale Seramik Fabrikası'nın wollastonit üretim maliyeti 1986'da 32.000 TL/T, 1987'de 42.000 TL/T, 1988'de 60.000 TL/T olmuştur. Yıllar itibariyle talebe uygun olarak üretilen ve ancak yurt içinde tüketilen wollastonitin üretim miktarları histogram şeklinde Şekil 3'te verilmiştir.

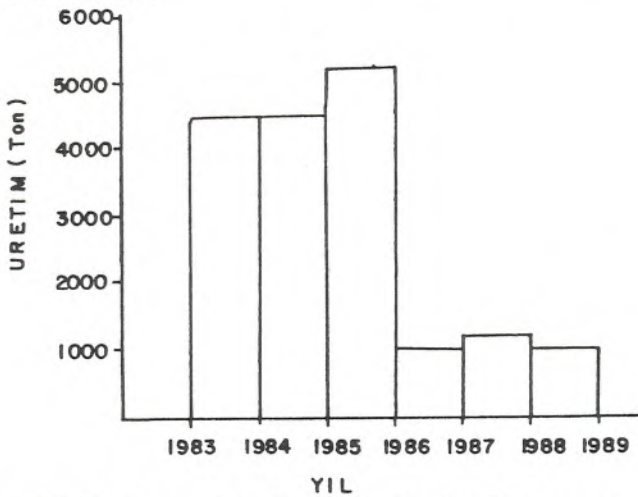
Ülkemizde yurt içi talebe yatecek kadar üretilmiş olan wollastonit için ithalat ve ihracat söz konusu olmamıştır. Ancak yeterli rezervin varlığı, zenginleştirme çalışmaları yapıldığı takdirde ihracat olanağının ortaya çıkabileceğini göstermektedir.

ÇEVRE SORUNLARI

Wollastonitin lifli yapıda olması, asbest ve lifsi zeolitlerin oluşturduğu asbestozis gibi solunum ve sindirim sistemi hastalıklarına, ayrıca havalandırmanın yetersiz olduğu ortamlarda öğütme işlemi silikozis problemine yol açmaktadır. Ma - artıklarının yeraltı suyunu etkileyecek şekilde depolanması, öğütme işleminin iyi havalandırılmış ortamda yapılarak havadaki birim toz miktarının Dünya Sağlık Teşkilatı tarafından önerilen limitler içinde tutulması zorunludur. Boya sanayiinde ise kolay korezyona uğrayan toz boya uygulamalarında kullanılmamalıdır.

SONUÇ

Dünyada 1950 yılından beri üretilmekte olan wollastonite ait rezervler ABD., Meksika, Finlandiya, Çin, Rusya, Hindistan, G. Afrika, Kanada, Yunanistan ve Yeni Zelanda'dadır. Önemli üreticiler olan ABD., Finlandiya, Hindistan ve Meksika dünya ticaretine de hakim durumdadırlar.



Şekil 3: Yurt içi wollastonit tüketim histogramı (D.P.T. Yıllık Programları 1985-1991'den alınan verilere göre hazırlanmıştır).

Yurdumuzda ise, Bursa, Balıkesir, Çanakkale ve Akdağ Madeni'nde wollastonit varlığı saptanmıştır. 1969 yılından sonra seramik sanayiinde kullanılmak üzere Çanakkale Seramik Fabrikaları tarafından ve sadece talebe yetecek kadar yapılan üretim Kepsut yataklarındaki kalite sorunları, bazı sahaların ruhsat sorunları ve nihayet işçilerle ilgili sorunlar sebebiyle 1988 yılında durmuştur.

1987 yılında Avrupa başta olmak üzere, tüm dünya genelinde wollastonite olan talep artmağa başlamıştır. Bu talep özellikle termal panel duvar uygulamaları ile ilgilidir. Yurdumuzdaki wollastonit rezervlerinin detay etüdüleri yapılır ve gerekli zenginleştirme sağlanırsa, Avrupa ülkelerine ihracat şansımız doğabilir.

KATKI BELİRLEME

Bu derlemenin yayına hazırlanışı aşamasındaki katkılarından dolayı Dr. Reşat ULUSAY'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alp, İ., 1979, Bursa-İnegöl-Tahtaköprü-Mesruriye köyü civarındaki wollastonit yatağına ait değerlendirme raporu, MTA Derleme No: 6465.
- Andrews, R.W., 1970, Wollastonit. London, Institute of Geological Sciences Mineral Resources.
- Ceramic Industry Ocak 1990 sayısı.
- D.P.T. Yıllık Programlar (1985-1991).
- D.P.T. Özel İhtisas Komisyonu Raporu- 1988.
- D.P.T. Özel İhtisas Komisyonu Raporu (6. Beş Yıllık Kalkınma Planı)- Yayınlanmamış.
- Diyarbakır Bölgesi, Endüstriyel Hammaddeler- 1978.
- İRkeç, T., Yersel, H.G., Kırkoğlu, M., Demir, N., 1985, Çanakkale-Bayramiç yöresi (Karaköy-Yeşilköy) MTA arama ruhsatlı sahaları ön arama raporu, MTA Derleme No: 7691.
- Industrial Minerals, June 1985; Jan-Feb.-June 1986; Feb., Nov. 1987; Oct. 1988; Jan.-Dec. 1989; Dec. 1990 sayıları.
- International Mining Yearbook, 1990 sayıları.
- International Mining, Agu. 1990 sayısı.
- Kayakıran, S., 1990, Çanakkale-Yenice-Kutlar Köyü ÖİR 1864 No'lu wollastonit sahası maden jeolojisi raporu, MTA Derleme No: 8878.
- Mining Engineering, June 1988, June 1989 sayıları.
- Mining Annual Review, 1990.
- Potter, Michael J., 1987 Minerals Yearbook.
- World Mineral Production, 1984-1988 sayıları.
- World Mineral Statistics, 1983-1987.

ILICA TİPİ EPİTERMAL ALTIN YATAKLARI

Vedat OYGÜR

MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüd ve Arama Dairesi, ANKARA

ÖZ: İlica tipi altın yatakları, yeryüzeyinin birkaç yüz metre derinliğinde oluşmuş ve halen oluşmakta olan volkanik tip epitermal yatakların ayrı bir grubu olarak ele alınmaktadır. Silika sinter ve yaygın silisleşme ile hidrotermal patlama breşleri bu tipin belirgin özellikleridir.

Yatak tipi için en uygun bölgesel tektonik konum kaldera kenarları boyunca veya çaprazınadır. Bununla birlikte, cevherleşme genelde ana fay zonu içerisindeki tali kırıklarda yerleşmektedir. Cevher yataklarının, volkanik kayalarla doğrudan bir ilişkisi yoktur. Mağmatik etkinlik sadece, hidrotermal dolaşımı yürütmek üzere gerekli ısıyı sağlamaktadır. Cevherin değişik litojilerde bulunması, ana kaya bileşiminin kontrol edici bir etken olmadığını gösterir.

Altın, elektrom, stibnit, realgar, gümüş sülfotuzları ve pirit başlıca cevher mineralleridir. Baz metal içeriği tipik olarak düşüktür. Adülyaya, serisit ve kuvars ana gang mineralleridir, ve manganez cevherleşmenin çevresinde bir hale oluşturur. Cevherleşme saçılmıştır, fakat bantlı damar dolguları da görülür. Au-As-Sb-Hg-Tl derinlikle azalırken, Ag ve baz metaller düşey jeokimyasal zonlanmada artarlar. Serisitik ve arjilik yan kaya alterasyonu geneldir.

Duraylı izotop incelemeleri, hidrotermal akışkanların başlıca meteorik su kökenli olduklarını gösterir. Cevherli sıvıların tuzluluğu 0 ile 13 ağırlık % NaCl eşdeğeri arasındadır. Ortalama klorid iyon konsantrasyonu 1200 ppm, ve toplam indirgenmiş kükürt 100 ppm dir. Akışkanların pH sı nötre yakındır. Au, hatta As ve Sb tiyo-karmaşıklar (Au (HS)₂) olarak taşınmıştır. Hidrostatik ve litostatik basınç düzeyleri arasında akışkanların kaynaması tiyo-karmaşıkların bozulmasına ve nabit altının çökmesine yol açmıştır.

GİRİŞ

İlica tipi altın yatakları, termal kaynaklarla yakından ilişkili ve yüzeyde veya yakınında oluşmuş epitermal değerli metal yataklarıdır. Berger (1986) bu tipi, silisleşmiş breş içerisindeki ince taneli silika ve kuvars ile birlikte altın, pirit ve Sb ile As sülfidleri olarak tanımlamaktadır. Berger ve Silberman (1985) cevherin yeryüzeyinden 100-300 m derinde çökelmiş olduğunu ve hidrotermal akışkanların yüzeye doğrudan etkileşmesinin cevher çökelişiminin ana nedeni olduğunu belirtmişlerdir. Bu tipe ait cevher yatakları hem damar tipi zengin cevherleri, hem de düşük tenörlü kütle madencilliğine elverişli cevherleri içermektedir (Berger, 1985; Silberman ve Berger, 1985).

İlica tipi metal yatakları genel olarak Weissberg ve diğ. (1979), White (1981), Berger ve Eimon (1982), Silberman (1982), Berger (1985) ve Nelson ve Giles (1985) tarafından incelenmiştir. Bu tipin örnekleri McLaughlin, Kaliforniya (Averitt, 1945), Round Mountain, Nevada (Berger ve Tinley, 1980)- Hasbrouck, Nevada (Silber-

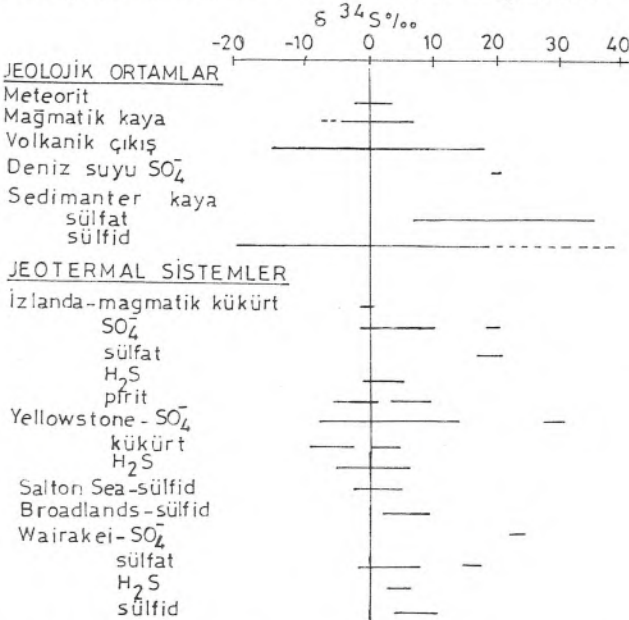
man, 1982), Steamboat Springs, Nevada (Silberman ve diğ., 1979), Broadlands, Yeni Zelanda (Ewers ve Keays, 1977), Rotokawa, Yeni Zelanda (Krupp ve Seward, 1987), Waiotapu, Yeni Zelanda (Hedenquist ve Henley, 1985) ve Wau, Papua Yeni Gine (Sillitoe ve diğ., 1984) dir.

Epitermal yataklar için çeşitli sınıflandırmalar kullanılmıştır. Henley (1985), Hayba ve diğ., (1985) ve Heald ve diğ. (1987) ılıca tipini, epitermal yatakların bir sınıfı veya alt tipi olarak ayırmayı benimsememişlerdir. Bu tipi, adülyaya-serisit tip epitermal yataklar içerisinde anmışlardır. Berger ve Silberman (1985), hidrotermal patlamaların ve yüzey yakınında cevherleşmeye eşlik eden breşleşmenin önemi nedeniyle ılıca tipini ayrı bir sınıf olarak ele almayı savunmaktadırlar. White ve Hedenquist (1990), termal kaynakların altında oluşmuş yatakları anmak üzere bir sınıf adı olarak düşük sülfidleşmeli epitermal yatakları önerirler. Clarke ve Govett (1990), adülyaya tipi değerli metal yataklarını, ılıca tipi ve zengin (bonanza) damar tipi olarak iki gruba bölerler.

cevherli akışkanların pH'sı tarafından denetlenmektedir. Epitermal yatakların çoğunun özelliklerine dayanarak, nötre yakın pH ve asit pH'ya sahip iki farklı akışkan tarafından oluşturulmuş cevherleşmeleri ayırt etmek olasıdır (Hayba ve diğ., 1985; Heald ve diğ., 1987). Ilıca tipi yataklar nötre yakın pH'lı jeotermal sistemler tarafından oluşturulur ve böylece ortalama sülfid içerikleri düşüktür (White ve Hedenquist, 1990). Başlıca cevher mineralleri nabit altın ve elektrik ile birlikte stibnit ve realgar ile daha az miktarlarda pirit, markazit ve gümüş sülfotuzlarıdır (Silberman ve Berger, 1985; Berger, 1986). Baz metal (Pb-Zn-Cu) içeriği tipik olarak düşüktür. Adülyaya, serisit ve kuvars genel gang mineralleridir, ve akışkan akımının olduğu sahaların çevresinde manganez bir halka oluşturur (Berger ve Silberman, 1985). Genelde çok evreli breşleşmeyle birlikte cevherleşme saçınımlıdır, fakat bantlı damar dolguları da tipiktir (White ve Hedenquist, 1990). Cevherleştirici olaylar kısa süreli, fakat tekrarlanmalı gibidir (Silberman ve Berger, 1985).

Cevherli Akışkanlar

Duraylı izotop çalışmaları, özellikle O ve H izotopları, gerçekten, jeotermal sistemlerdeki hidrotermal akışkanların meteorik su kökenli olduklarını göstermektedir (Taylor, 1974; White, 1974; O'Neil ve Silberman, 1974). Bununla birlikte, meteorik sulardan hafif bir S¹⁸O kaçıışı cevherli akışkanlar ile ana kayalar arasındaki alışverişini gösterir (Şekil 2). White'a (1974) göre, jeotermal sistemler % 5 ile 10 kadar mağmatik su



Şekil 3: δ³⁴S değerlerinin jeolojik ortamlarda ve jeotermal sistemlerde dağılımı (Field ve Fifiarek, 1985'den).

Saha	Kaya Tipi	Au	Ag	As	Sb	Hg	Tl	B
BROADLANDS ¹	sülfitli silika	85	500	400	%10	2000	630	AY
(Y.Zelanda)	sinter	0.45	13	83	159	B	3.3	B
WAIOTAPU ^{1,4}	Champagne Pool	80	175	%2	%2	170	320	AY
(Y.Zelanda)	sinter	8.4	5	AY	AY	AY	AY	AY
ROKAWA ⁵	çamur	2	2	3000	2000	B	5	
(Y.Zelanda)	sinter	20	5	8000	3000	B	9	
STEAMBOAT ^{1,3}	silisli çamur	15	50	700	%15	100	700	500
SPRINGS	Sb-sinter	1.5	1	50	%1	30	70	1000
(Nevada)	sülfitli çamur	0.1	1.5	35	3.40	6.5	54	>2000
	kalsedonlu sinter	0.1	<0.5	<5	500	>13	<0.2	200
HASBROUCK ^{2,3}	kuvars-adülyaya (min)	0.05		3.8	1	0.06	1.4	
(Nevada)	(max)	6.2		550	280	7	8.4	
	alterasyon zonu (min)	0.05		2	1	0.02	0.6	
	(max)	2.5		200	52	4.1	12	
ROUND ³	silisli tuf	0.2	5	150	15	0.12	9.4	
MOUNTAIN	kuvars damarı	10	23	2000	45		3.5	
(Nevada)	hidrotermal breş	3	2	>1000	150		6	

AY=analiz yapılmadı, B=belirlenmedi

1-Silberman ve Berger,1985; 2-Berger ve Silberman,1985; 3-Berger,1985

4-Hedenquist ve Henley,1985; 6-Krupp ve Seward,1987

Çizelge 1: Ilıcalarda dışarı boşalan malzemelerin jeokimyası (ppm olarak).

İçerilebilirler. Jeotermal sistemlerdeki sülfid minerallerin ³⁴S değerleri mağmatik kükürtten farklıdır (Şekil 3). Kükürt için ya temel kayalardan sülfatın kısmi indirgenmesi ve yıkanmasıyla, ya da üst kabukta mağma oluşmasıyla bir kabuksal köken önerilmektedir (Field ve Fifiarek, 1985).

Cevherli akışkanların tuzluluğu 0 ile 13 ağırlık % NaCl eşdeğeridir, fakat yatakların çoğu ağırlık olarak % 3 NaCl eşdeğerinden az olmak üzere belirgin bir biçimde düşük tuzluluktadır (Hayba ve diğ., 1985; Heald ve diğ., 1987). Akışkanların ortalama klorid iyon konsantrasyonunu 1200 ppm dir (Ewers ve Keays, 1977; Weissberg ve diğ., 1979). Jeotermal sistemlerin çoğunun üst akış zonlarındaki akışkanlar nötre yakın pH'lıdır (Henley ve Ellis, 1983). Düşük tuzluluktaki akışkanlar (ağırlık olarak % 3 NaCl eşdeğeri) için pH 250°C de 6.1 civarındadır (Henley, 1985). Cevher yataklanmalarının çoğu 200 ile 300°C arasında olmuştur, geç dönem akışkanlar 140 ile 200°C arasında sadece gang minerallerini depolamıştır (Hayba ve diğ., 1985).

İz Element Modelleri

Ilıca tipi yataklar bir dizi cevher elementi içerirler (Çiz. 1): Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl, B ve yersel olarak Mo ve W (White, 1981; Berger ve Silberman, 1985). İz element modeli, sistemin yapısı içerisinde bir düşey zonlanma sunar (Şekil 4). Au, Sb, As, Hg, Tl, B üst kesimlerde yüksek konsantrasyonlarda görülürler ve de-

rinlikle azalırlar. Ag derinlikle artar, baz metaller (Cu-Pb-Zn) ve Se, Te, Co gibi diğer metaller sadece sistemin derin kesimlerinde ortaya çıkarlar. Round Mountain sahasında, yatağın çevresinde Mn-Hg-Cu-Pb-Zn içeren geniş bir hale oluşmuştur (Berger ve Silberman, 1985).

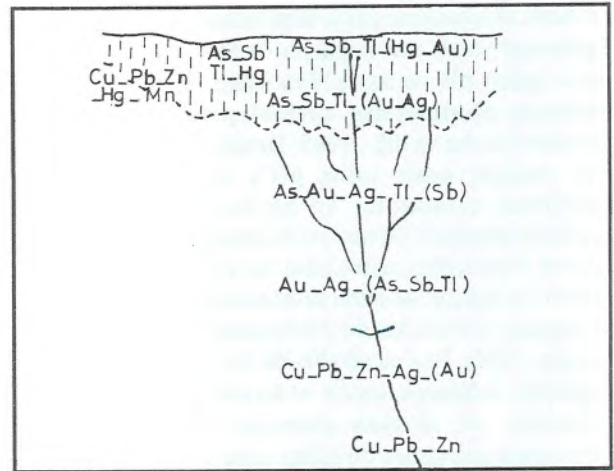
Yan Kaya Alterasyonu

Ilıca tipi altın yatakları için serisitik alterasyon tipidir (Heald ve diğ., 1987). Clarke ve Govett (1990) tarafından alterasyon modeli hazırlanmıştır (Şekil 5). Yatak yanıl olarak ve derine doğru bir propilitik alterasyon (klorit, epidot) zonuyla çevrilidir. Cevherleşme potasik alterasyon (K-feldspat, biyotit) ile ilişkilidir. Genelde cevherleşmenin üzerinde ve içerisinde arjilik (montmorilonit, kil) ile fillik (beyaz mika) alterasyon görülür. Arjilik zon asidik alterasyon (ileri arjilik; alünit, kaolinit) ile örtülür. Silisleşme (silisik alterasyon) bütün bu alterasyon tiplerini örter ve yüzeyde görülür. Belirgin bir alterasyon tarzı olmasına rağmen, genel olarak silikanın egemen olduğu arjilik, fillik ya da asidik alterasyon türüdür. Alterasyon zonu yanıl olarak yaygın olabilir. Round Mountain yatağında propilitik alterasyon zonu yüzeyde 1.5 km. den fazla uzanır (Berger ve Silberman, 1985).

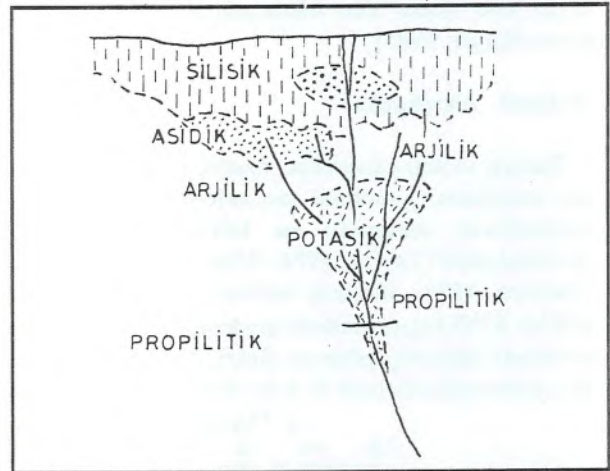
Silisleşme

Ilıca tipi altın yataklarının tanıtan özelliklerinden birisi silisleşmedir (Berger, 1985). Silika sinter yüzeyde ve yaygın silisleşme (silis şapka) yüzey yakınında oluşur (Şekil 6). Sinter, derinde cevherleşmenin oluşumu sırasında aralıklı olarak depolanır ve cevher mineralleri zaman zaman sinter içerisinde görülür. Yüksek yoğunlaşmalar genel olarak çıkışların çok yakınında yer alırlar (Nelson ve Giles, 1985). Sinter içerisinde katmanlı zonların görünümü, hidrotermal akışkanlar içerisinde değerli metal taşınmasının çok evreli olduğunu yansıtır.

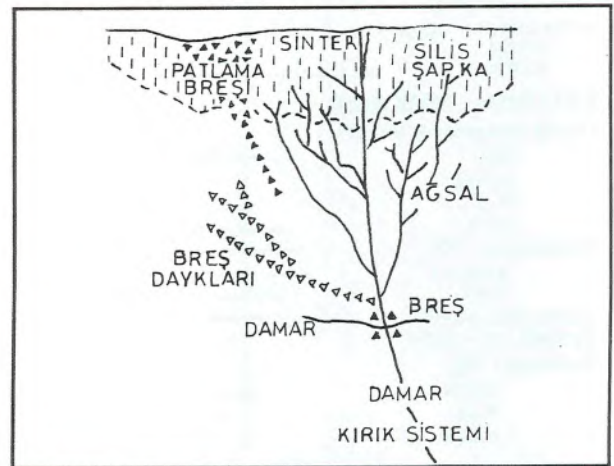
Çevre kayanın yoğun biçimde silisleşmesinden oluşan bir zon sinterin altında yer alır. Bu silisleşmiş zon hidrotermal sistem üzerinde bir mühür veya takke oluşturur ve cevher yataklarında tekrarlanmalı breşleşme dönemleriyle belirginleşir. Takkenin her bir kırılma dönemini silika ile kendiliğinden mühürleme izler. Şapkanın kırılmasını izleyen ve mühürün tamamlanmasından önceki dönemler sırasında takkeleşmenin üzerine aralıklı olarak sinter depolanır. Ana kayanın bileşimine ve geçirgenliğine, sistem içerisinde taşınan silika miktarına ve termal etkinliğin sürmesine bağlı olarak silisleşmiş zonun kalınlığı yüzlerce metre kalınlığa ulaşmış olabilir. Eğer ana kaya geçirgen değilse ve kırılmasa, silis şapka çok sayıda kayayı kesen kuvars damarlarından oluşabilir.



Şekil 4: Ilıca tipi epitermal yataklarda iz element dağılımını gösteren şematik enine kesit (Clarke ve Govett, 1990'dan).



Şekil 5: Ilıca tipi epitermal yataklarda alterasyon türlerini gösteren şematik enine kesit (Clarke ve Govett, 1990'dan).



Şekil 6: Ilıca tipi epitermal yataklarda yapısal özellikleri gösteren şematik enine kesit (Clarke ve Govett, 1990'dan).

Breşleşme

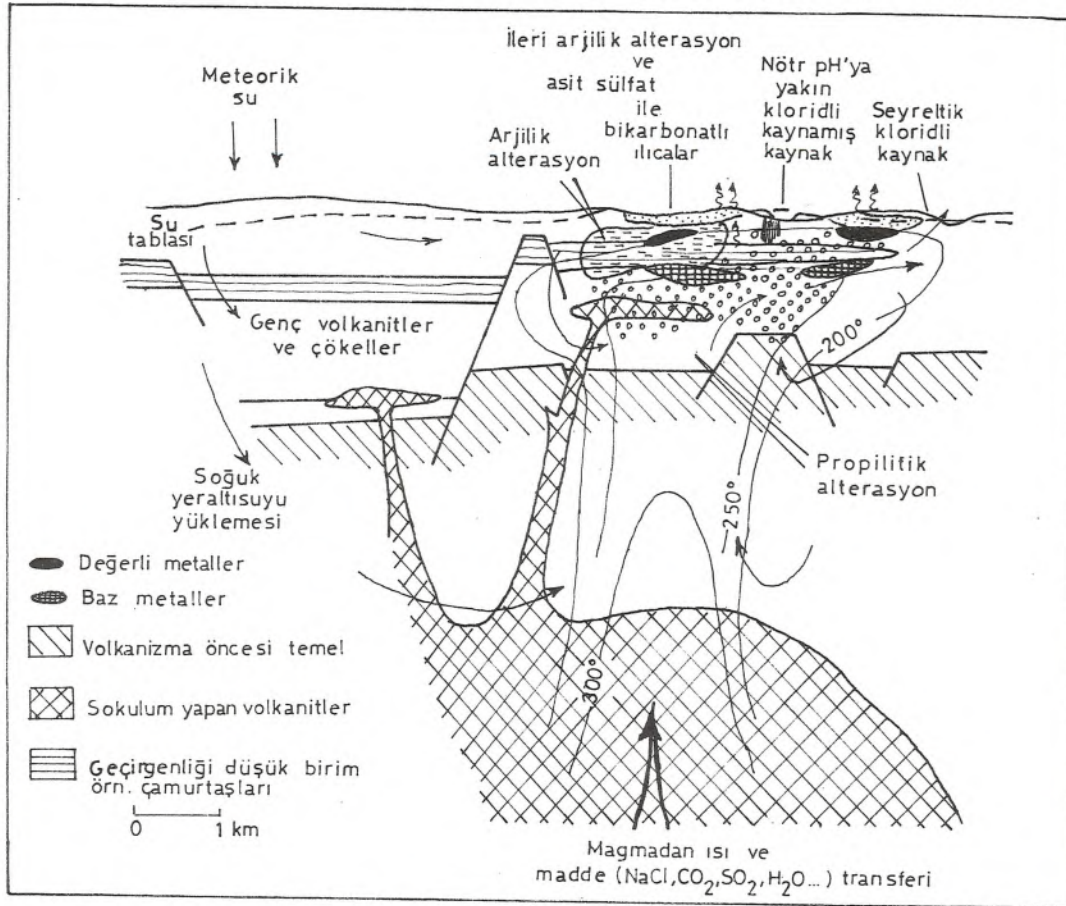
Hidrotermal patlama mekanizmalarıyla oluşan breşleşme ılıca tipi yatakların bir diğer özelliğidir. Hidrotermal patlama terimi, tümüyle jeotermal rezervuarın içerdiği enerjinin yol açtığı bir patlamayı anlatır (Nelson ve Giles, 1985). Mağmatik enerjinin doğrudan katkısıyla ilgili bir kanıt yoktur. Hidrotermal patlama breşleri birincil volkanik malzemenin bulunmamasıyla belirginleşir, genelde çakıllar değişik kökenli ve hamur desteklidir (Henley, 1985). Fırlatılan parçalar çıkışa doğru kalınlaşan masif, zayıf boylanmalı breşleri oluşturur. Silis şapka içerisindeki breş zonları genelde yaygın silisleşmenin altına doğru devam eder (Berger, 1985) (Şekil 6). Patlama breşi, damar, pipo ve dayk biçiminde silis şapkanın altında da bulunur. Bu breşlerin bazısı, kumdan iri çakıla kadar değişen tane boyuyla çimentolanmamış ana kayadan ibarettir. Silis şapkanın altındaki bir diğer tip hidrotermal breş çimentolanmıştır. Breşler cevher için başlıca depolanma yerini sağlar, ve değerli metal cevherleşmesi esas olarak breş çimentosundadır (Sillitoe, 1985). İleri arjilik alterasyonun varlığı veya yokluğu, breşlerin gang ve sülfid mine-

ralojisi üzerinde baskın kontrol görevini yapar.

Mağmatik sokulum ve olasılıkla ilişkili sismik etkinlik hidrotermal patlamalar için tetik rolü oynar (Nelson ve Giles, 1985). Jeotermal rezervuara ve çevre kayaya herhangi bir ani mağmatik ısı ve/veya uçucuların katılımı büyük ölçüde aşırı basınç altındaki bir jeotermal akışkanı üretir. Hidrolik kırılma, akışkan basıncının toplam litostatik yükü aştığı bir düzeyde başlar. Daha sonra, jeotermal akışkanlar geçirgen çözeltili kanalları boyunca yükselirler.

Hidroloji

Hidrolojik ortam, epitermal cevher gövdelerinin yerleşmesinde ana etkindir (Hayba ve diğ., 1985). Şekil 7'de, ılıca tipi altın yatakları için bir genel hidrolojik model görülmektedir. Cevherler, derinde dolaşım yapan hidrotermal sistemin üst kesimi boyunca depolanır (Henley ve Ellis, 1983). Sistem, meteorik sularla yüklenmektedir. Sistemin dolaşımı için gerekli ısı ve bazı gazlar ile çözeltiler derinde gömülü mağmatik gövdeden temin edilir. Sistemin üst kesimi boyunca uzanan bir geçirgen olmayan litolojik birim (aquitard),

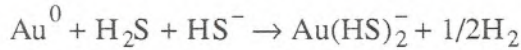


hidrotermal çözeltilerin yukarı doğru hareketini durdurmak ve çözeltilerin yanal olarak taşınmasını zorlamak için gereklidir. Steven ve Eaton'a (1975) göre cevher oluşum zamanındaki topoğrafya, daha soğuk yüzey suyunun bir şapka oluşturmasında ve yanal akış rejiminin belirlenmesinde önemli rol oynar. Hidrotermal sorguçun getirgen volkanik akifer içerisine girmesiyle bir mantar biçimini alır, biçimi, sıg yüzey suyunun yanal akışıyla yan yana gelmesiyle belirlenir (Sander ve Einaudi, 1990). Rezervuardaki akışkan, geçirgen olmayan birimin sonunda ve kırıklar boyunca yüzeye boşalır.

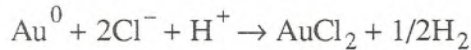
ALTININ TAŞINMASI VE DEPOLANMASI

Etkin jeotermal sistemler ve epitermal değerli metal yatakları arasındaki yakın benzerlikler uzun zamandır dikkati çekmektedir (Lindgren, 1933; White, 1955; Weissberg, 1969). Bu yatakların çoğu, etkin ılıcalarla ilişkilidir (Henley ve Ellis, 1983). Ilıca tipi altın yatakları ne zamansal ne de mekânsal açıdan sokulum yapan volkanizmayla doğrudan ilişkili değildir (Heald ve diğ., 1987). Nötre yakın pH'lı meteorik sular, jeotermal sistemlerdeki en olası metal taşıyıcılarıdır (White, 1981; Henley ve Ellis, 1983). Jeotermal sistemlerdeki ısı ve akışkan kaynaklarına ek olarak değerli metal depolanması metallerin kaynağını, depolanma yerine metal taşınmasını, çökeltme mekanizmasını ve metallerin ekonomik yoğunlaşmalarının ortaya çıkmasına yön verecek taşıma ve depolama mekanizması için yeterli zamanı gerektirir (Henley, 1985; Silberman ve Berger, 1985). Bununla birlikte Berger ve Silberman (1985), altının kaynağının çökeltme mekanizmasından daha az önemli olduğunu ileri sürerler.

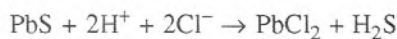
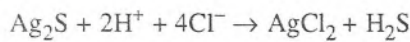
Altın, hatta arsenik ve antimuan akışkanlar içerisinde, özellikle nötre yakın pH'lı bölgelerde tiyo-karmaşıklar olarak taşınırlar (Seward, 1973):



Akışkanın ısı 300°C den yüksek olduğunda, altın klorid karmaşıkları biçiminde taşınır (Seward, 1973):

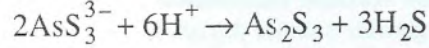


Klorid karmaşıkları yüksek tuzlulukta akışkanlar olduklarından Ag ve baz metaller klorid karmaşıkları biçiminde taşınırlar (Henley, 1985):



Seward (1973) bazı hidrotermal cevher çözeltileri

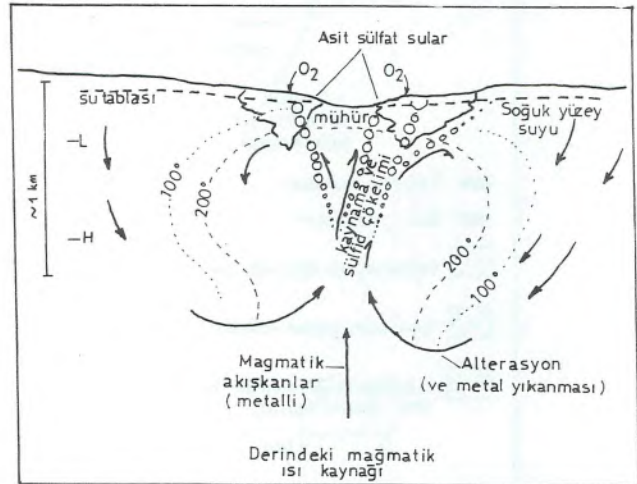
içerisinde altının taşınmasında arsenotiyo ve antimonotiyo karmaşıklarının ($\text{Au}(\text{AsS}_2)^0$, $\text{Au}(\text{AsS}_3)^{-2}$, $\text{Au}(\text{Sb}_2\text{S}_4)$, vd.) da önemli olabildiğini öne sürer. Bununla birlikte altının taşınması ve depolanmasında As'in rolü kuşkuludur (Henley, 1985). Bazı deneysel veriler, tiyoarsenid karmaşıklarının indirgenmiş kükürt çözeltilerinde altının çözünürlüğünü artırabildiğini göstermektedir.



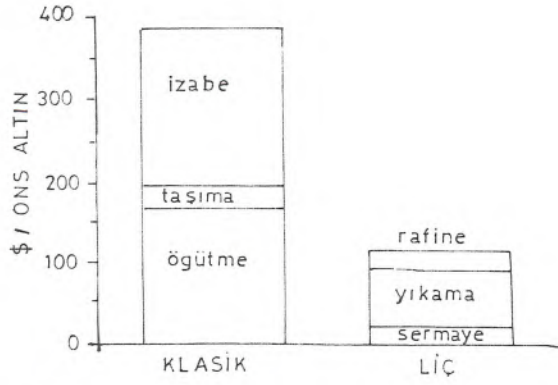
Hidrotermal cevher akışkanları, içlerinde birçok karmaşık ve birbirleriyle ilişkili etkenlerin metallerin depolanmasını etkilediği çok bileşenli akışkanlardır. Altın ısı, basınç, pH, sistemin oksitlenme potansiyeli ve toplam kükürt konsantrasyonundaki değişimler sonucunda depolanır (Seward, 1973).

Akışkanların kaynaması ve soğuması ile yüzey suyuyla karışması ılıca tipi altın yataklarında metal depolanmasının en önemli mekanizmalarıdır (Reed ve Spycher, 1985; Drummond ve Ohmoto, 1985; Cunningham, 1985).

Basınç hidrostatik ve litostatik düzeyler arasında olduğunda, bir hidrotermal sistemdeki yükselen sıcak sular kaynamaya başlar (Reed ve Spycher, 1985) (Şekil 8). Kaynama, ısının düşmesine ve pH'nın artmasına yol açar ve dolayısıyla metallerin çökeltmesine neden olur. 300°C de veya altında, % 5 oranındaki ilk kaynama doymuş çözeltilerden metallerin çoğunun çökeltmesine elverişlidir (Drummond ve Ohmoto, 1985). Sonuç olarak, kaynama sırasında bir doymuş çözeltiden metal depolanması miktarı genelde ısının 200° den 300°C ye yükselmesiyle artmaktadır. Damar ve boşluklardaki adülyara, kuvars ve kalsit kaynama mekanizmasının ayırtman gang mineralleridir (Henley ve Ellis, 1983).

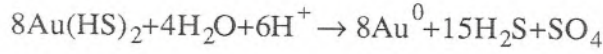


Şekil 8: Kaynayan bir hidrotermal sisteme ilişkin şematik diyagram (Reed ve Spycher, 1985'den).



Şekil 9: Altın elde edilmesi sürecinde maliyetlerin karşılaştırılması (Emerson, 1988'den).

Kaynama H_2S in tiyo-karmaşıklardan ayrılmasına neden olur (Reed ve Spycher, 1985; Drummond ve Ohmoto, 1985). H_2S kaybı tiyo-karmaşıkları yıkar ve nabit altının çökmesine yol açar:



Bisülfidler içerisindeki diğer epitermal metal karmaşıkları, özellikle Hg, As ve Sb da kaynama mekanizmasıyla çöklerler.

H_2S atmosferdeki oksijenle kolayca oksitlenir ve sonuçta asit sülfat su olarak yoğunlaşır (Red ve Spycer, 1985). Bu asit sülfat su, arjilik alterasyon mineral topluluğunu oluşturmak üzere çevre kayayla tepkimeye girer.

EKONOMİK ÖNEM

Düşük tenörlü, büyük tonajlı altın yataklarının ekonomik önemi, yığın yıkama (heap-leaching) teknolojisindeki gelişmeye bağlı olarak son yıllarda artmıştır. Eğer teknoloji yatak özellikleriyle uyumluysa, işletme maliyetleri açık ocaklardaki kütle madenciliğiyle dikkati çekecek biçimde düşmektedir (Şekil 9), hatta 1.8 gr/t Au içeren malzeme ekonomik olarak işlenmektedir (Int. Mining, 1988). İliç tipi altın yataklarının cevher tenörleri ve toplam rezervleri Çizelge 2 de verilmiştir.

ARAMA İÇİN KILAVUZLAR

İliç tipi altın yataklarının aranmasında saha seçiminin ilk döneminde mağmatik, tektonik ve yapısal konumlar temeldir (White ve Hedenquist, 1990). Bir epitermal cevherleşmenin bulunup bulunmadığını kontrol

YATAK	YER	TOPLAM REZERVLER		
		TON (milyon)	Au (ons/ton)	Ag (ons/ton)
Borealis	Nevada	2.5	0.08	0.62
Buckhorn	Nevada	5.1	0.045	0.6
Hasbrouck	Nevada	5	0.10	
Round Mtn.	Nevada	195	0.043	0.08
Sleeper	Nevada	3.7	0.13	0.80
McLaughlin	Kaliforniya	20	0.16	
Wau	Papua Yeni Gine	bölge üretimi: milyon ons Au	0.58	
Iwato	Japonya		0.13	0.20

Çizelge 2: İliç tipi epitermal değerli metal yataklarından bazılarında ait rezerv ve tenör değerleri (Adams, 1985'den).

eden kritik özellik volkanik kayaların varlığı değil de, meteorik su dolaşımı için ısıyı sağlayan sokulumların bulunmasıdır. Cevherleşmenin gerçek yeri ana bölgesel faydan çok, bu fay zonundaki bir ikincil yapının üzerindedir.

As, Hg, Sb, Tl, B gibi iz sürücü elementlerin jeokimyası cevherleşmenin yerinin saptanmasında bir doğrudan yaklaşımdır (White, 1981; Clarke ve Govett, 1990; White ve Hedenquist, 1990). Alterasyon mineralojisinin ve zonlanmanın incelenmesi depolanmanın olası yerlerini işaretler. Epitermal sistem içerisindeki depolanma zonu belirlendikten sonra, cevher oluşumu zamanındaki paleoyüzeğe göre erozyon yüzeyinin şimdi nerede olduğunun çıkarsanması gerekmektedir (Clark ve Govett, 1990). Morfoloji, damar yapıları, alterasyon tipleri, sinter ve/veya silisleşme, ve patlama breşi hedef sahanın belirlenmesinde yararlıdır.

Proje sahası ölçeğinde yapısal incelemeler yararlıdır (White ve Hedenquist, 1990). Yapıların çoğu cevherli olmadığından, yapılar, jeokimya, cevher yüzeylemeleri ve hidrotermal alterasyon arasındaki bağıntıyı inceleyerek en umutlu yapıların ayırt edilmesi gereklidir. Ana kayanın bileşimi, cevherleşme için kontrol edici bir etken değildir (Hayba ve diğ., 1985).

Cevherli akışkanlar geçirgenliğin arttığı zonlarda odaklanmaktadır (White ve Hedenquist, 1990). Cevherli kırıkların artan yoğunluğu, breşlerin varlığı eski geçirgen zonların tanınmasına götürür. Akışkanların kaynaması altının depolanmasına neden olur, bu süreçlerin kanıtları damar ve alterasyon mineralojisiyle belirlenir.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Adams, S.S., 1985, Using geological information to develop exploration strategies for epithermal deposits: B.R.Berger ve P. M. Bethke (ed), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems* de, *Rev. Econ. Geol.*, vol 2, 273-298.
- Averitt, P., 1945, Quicksilver deposits of the Knoxville district, Napa, Yolo, and Lake Counties, California: *California Jour. Mines Geol.*, 41 (2). 65-89.
- Berger, B.R., 1985, Geologic-geochemical features of hot-spring precious-metal deposits: E.W. Tooker (ed), *Geologic Characteristics of Sediment and Volcanic-Hosted Disseminated Gold Deposits - Search for an Occurrence Model* de, *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1646, 47-53.
- Berger, B.R., 1986, Descriptive model of hot-spring Au-Ag: D.P.Cox ve D.A. Singer (ed), *Mineral Deposits Models* de, *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1693, 143-144.
- Berger, B.R. ve Eimon, P.L., 1982, Comparative models of epithermal precious-metal deposits: *AIME, Preprint* 82-13, 36 s.
- Berger, B.R. ve Silberman, M.L., 1985, Relationships of trace-element patterns to geology in hot-spring-type precious-metal deposits: B.R. Berger ve P.M. Bethke (ed), *Geology and Geochemistry of Epithermal Deposits* de, *Rev. Econ. Geol.*, vol. 2, 233-248.
- Berger, B.R. ve Tingley, J.V., 1980, Geology and geochemistry of the Round Mountain gold deposit, Nye County, Nevada: *Nevada Bur. Mines Geol., Precious Metal Symp. Reno 1980, Abs.*, s. 18c.
- Clarke, D.S. ve Govett, G.J.S., 1990, Southwest Pacific epithermal gold: a rock geochemistry perspective: *J. Geochem. Explor.*, 35, 225-240.
- Cunningham, C.G., 1985, Characteristics of boiling-water-talbe and carbon dioxide models for epithermal gold deposition: E.W. Tooker (ed), *Geologic Characteristics of Sediment - and Volcanic-Hosted Disseminated Gold Deposits - Search for an Occurrence Model*, *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1646, 43-46.
- Drummond, S.E., ve Ohmoto, H., 1985, Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems: *Econ. Geol.*, 80, 126-147.
- Emerson, M., 1988, Epithermal gold - Geology and economics: *Konferans, MTA. Ocak 1988. Ankara.*
- Ewers, G.R. ve Keys, R.R., 1977, Volatile and precious-metal zoning in the Broadlands Geothermal Field, New Zealand: *Econ. Geol.*, 72, 1337-1354.
- Field, C.W. ve Fifarek, R.H., 1985, Light stable-isotope systematics in the epithermal environment: B.R.Berger ve P.M. Bethke (ed). *Geology and Geochemistry of Epithermal Deposits* de, *Rev. Econ. Geol.*, vol. 2, 99-128.
- Giles, D.L. ve Nelson. C.E., 1982, Principal features of epithermal lode gold deposits of the Circum-Pacific Rim: *Circum-Pacific Energy Minerals Conf.*, Honolulu, Hawaii, 1982, 22-28.
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P. ve Foley, N.K., 1985, Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits: B.R. Berger ve P.M. Bethke (ed). *Geology and Geochemistry of Epithermal Deposits* de, *Rev. Econ. Geol.*, vol. 2, 129-167.
- Heald, P., Forey, N.K ve Hayba,D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types: *Econ. Geol.*, 82, 1-26.
- Hedenquist, J.W. ve Henley, R.W., 1985, Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system. New Zealand: their origin, associated breccias and relations to precious-metal mineralization: *Econ. Geol.*, 80, 1640-1668.
- Henley, R.W., 1985, The geothermal framework of epithermal deposits: B.R. Berger ve P.M. Bethke (ed), *Geology and Geochemistry of Epithermal Deposits* de, *Rev. Econ. Geol.*, vol. 2, 1-24.
- Henley, R.W. ve Ellis, A.J., 1983, Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review: *Earth-Sci. Rev.*, 19, 1-50.
- International Mining, 1988, Epithermal gold, *Feb.* 1988, 7-12.
- Krupp, R.E. ve Seward, T.M., 1987, The Rotokawa geothermal system. New Zealand: an active epithermal gold-depositing environment: *Econ. Geol.*, 82, 1109-1129.
- Lindgren, W., 1933, *Mineral Deposits*, 4. baskı, McGraw Hill, New York, 930 s.
- Lipman, P.W., Fisher. F.S., Mehnert, H.H., Naeser, C.W., Lydke, R.G. ve Steven, T.A., 1976, Multiple ages of mid-Tertiary mineralization and alteration in the western San Juan Mountains, Colorado: *Econ. Geol.*, 71, 571-588.
- Nelson, C.E. ve Giles, D.L., 1985, Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits: *Econ. Geol.*, 80, 1633-1639.
- O'Neil, J.R. ve Silberman, M.L., 1974, Stable isotope relations in epithermal Au-Ag deposits: *Econ. Geol.*, 69, 902-909.
- Reed, M.H. ve Spycher, N.F., 1985, Boiling, cooling and oxidation in epithermal systems: a numerical modelling approach: B.R. Berger ve P.M. Bethke (ed), *Geology and Geochemistry of Epithermal Deposits* de, *Rev. Econ. Geol.*, vol. 2, 249-272.
- Rybuta, J.J., 1981, Relation of calderas to ore deposits

- in the western United States: W.R. Dickinson ve W.D. Payne (ed), Relations of Tectonics to Ore Deposition in the South Cordillera da, Arizona Geol. Soc. Digest, XIV, 227-236.
- Sander, M.V. ve Einaudi, M.T., 1990, Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada: *Econ. Geol.*, 85, 285-311.
- Sawkins, F.J., 1984, Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics: Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 325 s.
- Seward, T.M., 1973, Thio-complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 379-399.
- Silberman, M.L., 1982, Hot-Spring type, large-tonnage low-grade gold deposits: R.L. Erickson (der), Characteristics of Mineral Deposit Occurrence da, U.S. Geol. Surv., Open-File Rep. 82-729, 131-143.
- Silberman, M.L. ve Berger, B.R., 1985, Interrelationships of chemical and physical morphologies in epithermal precious-metal deposits: B.R. Berger ve P.M. Bethke (ed), *Geology and Geochemistry of Epithermal Deposits de*, *Rev. Econ. Geol.*, vol. 2, 203-232.
- Silberman, M.L., White, D.E., Keith, T.E.C. ve Doctor, R.D., 1979, Duration of hydrothermal activity of steamboat Springs, Nevada from ages of spatially associated volcanic rocks: *U.S. Geol. Surv.*, Prof. Paper 458-D, 13 s.
- Sillitoe, R.H., 1985, Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs: *Econ. Geol.*, 80, 1467-1514.
- Sillitoe, R.H. ve Bonham, H.F.Jr., 1984, Volcanic landforms and ore deposits: *Econ. Geol.*, 79, 1286-1298.
- Sillitoe, R.H., Baker, E.M. ve Brook, W.A., 1984, Gold deposits and hydrothermal eruption breccias associated with a maar volcano at Wau, Papua New Guinea: *Econ. Geol.*, 79, 638-655.
- Steven, T.A. ve Eaton, G.P., 1975, Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: I. Geologic, hydrologic and geophysical setting: *Econ. Geol.*, 70, 1023-1037.
- Taylor, H.P. Jr., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Econ. Geol.*, 69, 843-883.
- Weissberg, B.G., 1969, Gold-silver ore-grade precipitate from New Zealand thermal waters: *Econ. Geol.*, 64, 95-108.
- Weissberg, B.G., Browne, P.R.C. ve Seward, T.M., 1979, Ore metals in active geothermal systems: H.C. Barnes (ed) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits de*, 2. baskı, John Wiley and Sons, New York, 739-780.
- White, D.E., 1955, Thermal springs and epithermal ore deposits: A.M. Bateman (ed), *Economic Geology 50 th Anniv. Vol.*, 99-154.
- White, D.E., 1974, Diverse origins of hydrothermal ore fluids: *Econ. Geol.*, 69, 954-973.
- White, D.E., 1981, Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits: *Economic Geology 75th Anniv. Vol.*, 392-423.
- White, D.E. ve Hedenquist, J.W., 1990, Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration: *J. Geochem. Explor.*, 36, 445-474.

TARİHSEL VE MİTOLOJİK⁽¹⁾ VERİLERİN IŞIĞINDA, DOĞU VE ORTA KARADENİZ BÖLGESİ UYGARLIKLARININ MADENCİLİK FAALİYETLERİ

Ahmet Hikmet KÖSE Jeoloji Yüksek Mühendisi, TRABZON

A- GİRİŞ

Yazıda ele alınan bölge, yaklaşık olarak, 36°-42° doğu boylamları ile 40°-42° kuzey enlemleri arasında yer almakta ve Doğu (ve Orta) Karadeniz coğrafi bölgesi ile Gürcistan Cumhuriyeti'nin bir bölümünü kapsamaktadır.

Bu bölge, ilk insanlardan günümüze, onlarca halka, bir o kadar da inanca, bazan anayurtluk, bazan da geçici bir konak yeri görevini üstlenen Küçük Asya'nun tümü kadar olmasa bile, yine de çok sayıda halk ve uygarlığı bünyesinde barındırmıştır. Bu halklar ve madencilik faaliyetleri üzerine yapılacak bir çalışmanın, ciltlerle ifade edilebilecek hacmi bir yana, genel bir özetinin bile bu derginin sınırlarını aşacak olması nedeniyle, bu yazıda, yalnızca bazı konular ele alınarak, oldukça kısa bir özetleme yapılmıştır.

B- İLK İNSANLARDAN BÖLGE HALKLARINA

I- Paleolitik Dönem

Bugünkü verilere göre, bölge ve yakın çevresinde Paleolitik döneme ait buluntuların ele geçtiği yöreler şunlardır.

1) Samsun yakınlarındaki Tekeköy Mağaraları'nda, Acheul (Alt Paleolitik, M.Ö. 550.000-250.000) kültür katına ait buluntular (Şekil 1).

2) Ünye (Ordu) ilçesi yakınlarındaki Yüceler'de, Alt-Orta (MÖ 250.000-40.000) ve Üst (MÖ 40.000-8.000) Paleolitik dönemlere ait buluntular.

3) Kars'ın Çamuşlu köyü yöresinde Üst Paleolitik, Azat ve Mağaracık köyleri yöresinde ise Mustarien (Orta Paleolitik) kültür katına ait buluntular.

Bölge yakınlarında yer alan Ermenistan Cumhuriyeti topraklarında yapılan kazılarda da, Paleolitik döneme ait çeşitli izlere rastlanmıştır.

II. Neolitik Dönem

Tarım ve hayvancılığın başladığı, keramiğin ve devamlı yerleşmelerin ortaya çıktığı Neolitik döneme (MÖ 8.000-5.000) ait kalıntılardan bölgeye en yakın olanlarına, Gürcistan Cumhuriyeti'nde rastlanmıştır. Güney Osetia ve Merkezi Gürcistan'ın yanısıra Kolkhis'de⁽²⁾ de Neolitik dönem yerleşimi belirlenmiştir.

III) Kalkolitik ve diğer maden dönemleri

Samsun⁽³⁾, Amasya⁽⁴⁾, Tokat⁽⁵⁾, Ordu⁽⁶⁾, Sivas⁽⁷⁾, Erzincan⁽⁸⁾, Bayburt⁽⁹⁾, Erzurum⁽¹⁰⁾, Artvin ve Kars⁽¹¹⁾ illerinde, Kalkolitik dönemden (MÖ 5.000-3.000) başlayan çeşitli izlere rastlanmıştır.

Bu izler, küçük bir bölge söz konusu olmasına rağmen, tek bir kültüre ait değildir. Bölgenin batısında ele geçen buluntular "Orta Anadolu Kültürü" ile büyük benzerlik taşırken, doğudakilerin, Transkafkasya-İran Azerbaycan'ı-Doğu Anadolu-Malatya ve Amik ovaları-Suriye ve İsrail'i kapsayan bölge kültürü ile ilişkili olduğu öne sürülmüştür.

IV- Bölge Halkları

Efsanevi Amazon'lar⁽¹²⁾ bir yana bırakılırsa, bölgede varlık gösteren halkları şöyle sıralayabiliriz:

Gaşka'lar⁽¹³⁾, Hitit'ler⁽¹⁴⁾, Trokmi'ler⁽¹⁵⁾, Tiberen'ler, Mossynoek'ler⁽¹⁶⁾, Khalyb'ler⁽¹⁷⁾, Genet'ler⁽¹⁸⁾, Makron'lar ve Tzan'lar⁽¹⁹⁾, Khaldi'ler⁽²⁰⁾, Dril'ler⁽²¹⁾, Bekheir'ler⁽²²⁾, Hesperit'ler⁽²³⁾, Saspir'ler⁽²⁴⁾, Taokh'lar, Kolkh'lar, Phasian'lar, Gürcü'ler⁽²⁵⁾, Laz'lar⁽²⁶⁾, Ermeni'ler⁽²⁷⁾, Azzi-Hayaşa'lar⁽²⁸⁾, Hurri'ler⁽²⁹⁾, Grek'ler⁽³⁰⁾, Kimmer'ler⁽³¹⁾, İskit'ler⁽³²⁾ ve Türk'ler⁽³³⁾.

Ayrıca bölgede, Urartu, Med, Pers, Makedonya, Pontos, Gürcü, Ermeni, Roma⁽³⁴⁾, Parth, Sasani, Arap-İslam, Selçuklu, Moğol, Osmanlı, Rus egemenlikleri,

Slav, Sarmat, Latin, Kazak saldırı ve akınları, Fenike, Asur, Latin ticari faaliyetleri ve teknik yapılanmayı etkileyen göç ve iskanlar görülmüştür⁽³⁵⁾.

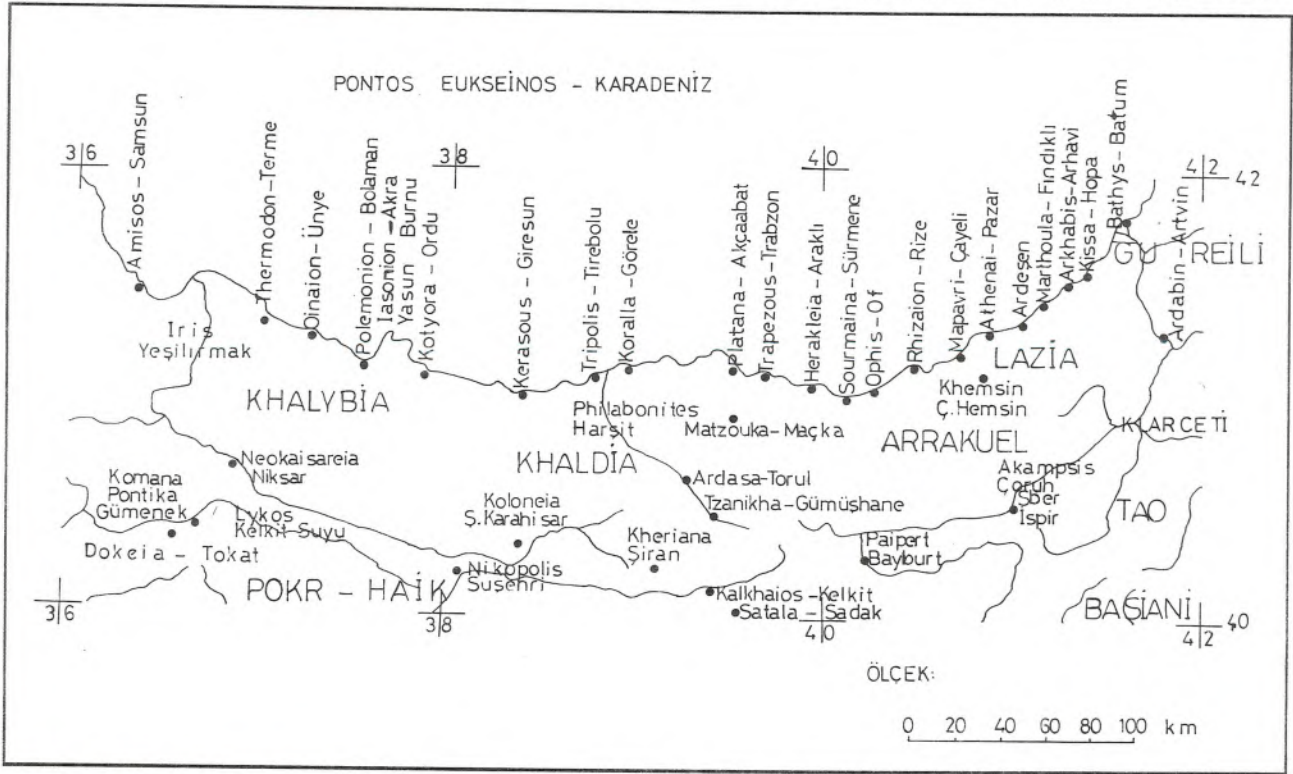
C- MADENCİLİK FAALİYETLERİ

I. Fenike'liler:

MÖ. III. B.Y. başlarında, bugünkü Lübnan ve İsrail'i kapsayan bölgeye yerleşen Sami kökenli Fenike'liler, erken dönemlerin ünlü denizci ve tüccarları olarak tanınırlar. Asıl gelişmelerini, MÖ II. B.Y. başlarında girdikleri Mısır egemenliğinden, "Deniz Kavimlerinin" istilasını (MÖ. XIII. YY.) sonucu kurtulmalarının ardından sağlayan Fenike'lilerin, Akdeniz'in yanısıra Karadeniz'e de ulaştıkları ileri sürülür.

Tartışılabilir nitelikteki bu sava göre, Kolkhis'e kadar ulaşan Fenike'liler bu bölgeden, balık vb. bölgesel ürünlerin yanısıra, kurşun, kehribar, kırmızı boya satın alıyorlardı. O dönemlerde, Kırım ve Kafkasya'dan getirilen madenlerin, Akdeniz ticaretinde önemli bir yer tuttuğunu biliyoruz. Biz burada, niteliği açıklanmamış olan "kırmızı boya" üzerinde duracağız.

Fenike'liler, Grekçe, "Porphyra", Arapça "Firfiri" adı verilen Erguvan⁽³⁶⁾ renkli boyar madde ile boyadıkları yünlerin tekeline sahiptiler. Bu boyarmadde, "Murex" türü Gastropod'lardan elde ediliyordu. "Dikenli Salyangoz" olara bilinen Murex, Ege ve daha çok Akdeniz'de bulunur. Karadeniz'de bulunan ve etine yurtdışından gelen talep nedeniyle avlanan "Rapana tomasianna" türü Gastropod'lardan ise bu tür bir boyarmadde elde edilmemektedir. Bu durumda, başka kaynak-



Şekil 1: İnceleme Alanının yer bulduru haritası

Pontos Eukseinos (Konuksever Deniz): Grek'lerin Karadeniz'e ulaştıkları ilk dönemlerde "Pontos Akseinos" (Konuksevmez Deniz). Karadeniz'in diğer adları arasında, Ortaçağda Gürcüler tarafından kullanılan "Speris Zghra" (İspir Denizi)nin yanısıra "Tzanik Denizi" (Çanik Denizi) de yer alır.

Amisos: MÖ V-IV yy.lar arasında "Peiraia". Mithridates VI dönemde (MÖ 111-63), "Eupatoria" adlı yeni bir bölüm eklendi.

Thermodon: Daha önceleri "Themiskyra"

Neokaisareia: Daha önceleri "Kaberia", "Diospolis"

Philabonites: Pontos Grek'lerince "Kanis"

Matzouka: Daha önceleri "Ad Vicesimum", "Dikaisimon", "Magnana". Son dönemlerde, "Karydia" ve Türkçe karşılığı olan "Cevizlik"

Ophis: Veya "Stylos"

Rhizaion: Daha önceleri "Bekheirias"

Marthoula: Osmanlı döneminde "Viçe"

Arbadin: Gürcü dilinde "Livana"

Akampsis: Daha önceleri "Boas", "Harposos" (?)

Sber: Daha önceleri "Hyspiratis" veya "Syspiritis".

Tao: Ermeni dilinde "Taik"

Antik "Kolkhis" bölgesi, Gureili'nin hemen kuzeyinde yer alıyordu.

lar aramak gerekmektedir. İlk akla gelen olası kaynak, Kutsal Kitap'ta da sözü edilen ve Zarkanatlılar'ın "Cynipidae" familyasından "Cynips tinctoria" (mazi böceği)nin, "Quercus coccifera" türü meşenin yapraklarında oluşturduğu yumrulardan (mazi) elde edilen "Skarlet"⁽³⁷⁾ adlı boyarmaddedir. Bu böcek, "Q. ilex" ve "Q. robur" türü meşeler üzerinde de mazi oluşturur. Kolkhis ise, meşe florası açısından zengin bir bölgedir.

Daha zayıf bir olasılık olmakla birlikte, bir başka kaynaktan, Zarkanatlılar'ın "Coccidae" familyasından "Coccus" türü (Coccus ilicis, Coccus cacti v.b.) böceklerden elde edilen "Karmen"⁽³⁸⁾ adlı boyarmaddedir. Fakat, daha geç dönemlere ait olan bu boyarmaddenin Fenikelilerce bilindiği şüphelidir.

Kolkhis'in zengin florası göz önüne alınırsa, bitkisel kökenli boyarmaddeler üzerinde de durmak gerekir. Kapalı Tohumlular'ın "Rubiaceae" familyasından "Galium sylvaticum L." (yoğurt otu) ve "Rubia tinctorum" (Kızıl Kök)ün köklerinden elde edilen boyarmadde, erken dönemlerden beri bilinmektedir.

Bununla birlikte, bir madencilik bölgesi olan Kolkhis'in bu niteliği göz önüne alınırsa, "kırmızı boya"nın kaynağı olarak, maden -özellikle demir- bileşenlerinin üzerinde durmak, büyük bir olasılıkla, çok daha doğru olacaktır. Bugünkü verilere göre, Kuzey Kafkasya'da demir, önce Gürcistan'da kullanılmıştır. Bronz'dan demire geçiş döneminde "Kolkhis Kültürü" çok gelişmiştir ve Kuzey Kafkasya halklarının bronzdan demire geçişini temsil eden "Koban Kültürü" (Kuzey Osetia, MÖ. 2.000-1.500) ile, zaman ve kaynak bakımından, büyük benzerlik taşır.

Fenikeliler'in Kolkhis'e ulaşip ulaşmadıklarını, ulaşırsa, hangi yöntemle boyarmadde elde ettiklerini, kesin olarak bilemiyoruz. Ama, Rion nehrinin sağ kıyısında yer alan ve Bizans-Sasani savaşları (MS VI. yy.) sırasında tahrip olan Laz kenti Rodopolis, yüzyıllar sonra da olsa bile, Fenikeliler'in bu faaliyetlerine, sanki adıyla bir çağrışımında bulunmaktadır.

II. Amazon'lar:

Grek mitolojisinde Amazon'lar; büyüleyici güzellikleri, ilginç yaşam tarzları, savaşçılıkları ve güzüpeklıklarının yanısıra zenginlikleriyle de - özellikle altın ve gümüş gibi değerli metaller açısından- yer alırlar. Mitolojinin, Herakles, Theseus⁽³⁹⁾, Bellerophon⁽⁴⁰⁾, Priamos⁽⁴¹⁾ vb. önde gelen kişileri, Amazon'ların bu zenginliklerini -güzel Amazon kraliçelerini- ele geçirmek için, sık sık onlarla savaşır.

Baştanrı Zeus'un, ölümlü kadın Alkmene'den doğan oğlu, ünlü savaşçı Herakles'in "oniki iş"inden biri de, Amazon kraliçesi Hippolyte'nin altın kemerinin ele geçirilmesidir. Savaş tanrısı Ares, kızı Hippolyte'ye, kraliçeliğinin simgesi olarak, olağanüstü altın bir kemer

vermiştir. Bazı ünlü Akha'larla sefere çıkan Herakles, Hippolyte'yi yenerek kemeri ele geçirir.

Amazon'ların, zenginliklerinin yanısıra savaşçılıkları da, madencilikle olan ilişkilerinin göstergesi olarak ele alınabilir. Tarih boyunca, savaşçı halklarla madencilik arasında sıkı bir ilişkinin olduğu gözlenmiştir. Gelişmiş savaş araçlarına -ve bunların üretim teknolojisine- sahip olan ve bunu savaş sanatıyla birleştirebilen halklar, diğer halklarla olan mücadelelerinde başarılı olmuşlardır⁽⁴²⁾. Erken dönemlerde, gelişmiş savaş araçlarına sahip olmanın yolu, büyük ölçekte, maden çıkarma ve işleme sanatlarındaki ustalıktan geçiyordu.

III. İliada:

Truva savaşlarının bir bölümünü kapsayan ve efsanevi ozan Homeros'a (MÖ. IX. ? yy.) atfedilen bu ünlü destanda, Truva saflarında çarpışmak için Küçük Asya'dan gelen birliklerden söz edilir:

"(...) şurada Odius ve Epistrephus'un kumanda ettiği Halizonya'lı birlikler, bu şartlar içinde gidiyorlar. Bunlar, güneşin, Alibeian⁽⁴³⁾ maden ocaklarından olgunlaşan gümüşü özleştirdiği o uzak bölgelerden geliyorlar (...)"

Daha önce değindiğimiz, Khalyb'lerin ülkesi Khalybia, erken dönemlerden başlayan gümüş -ve altın- üretimiyle ünlenen Argyria'yı da kapsıyordu. Türkçeye "Gümüşyeri" veya "Gümüş Ülkesi" olarak çevirebildiğimiz Argyria, Charles Texier'e göre, bugünkü Görele (Giresun) dolaylarında yer alıyordu.

IV. Kabeir'ler ve Kabeira:

Kabeira veya Diospolis, MS I. yy. dolaylarında Neokaisareia adını alacak olan, bugünkü Niksar'ın (Tokat) daha erken dönemlerdeki adlarıdır⁽⁴⁴⁾. Kabeir'ler ise, toprak güçlerini ve doğal olayları temsil eden arkaik tanrılardır. Mitolojiye göre bu kült, Zeus ile Elektra'nın oğlu olan Dardanos tarafından Asya'ya getirilmiştir⁽⁴⁵⁾.

Mitolojide, zanaatkar tanrılar olarak belirtilen Kabeir'ler, demircilik ve dökümcülük mesleklerinde, büyük bir saygıyla anılırlardı. Daha sonraki dönemlerde, Uronos⁽⁴⁶⁾ ve Gaia'nın⁽⁴⁷⁾ oğulları olarak kabul edilen Kabeir'ler, yeraltındaki faaliyetleri nedeniyle, ateş tanrısı Hephaistos⁽⁴⁸⁾'un emri altında gösterilmişlerdir.

Asur ticaret kolonlarının da ulaştığı bugünkü Tokat yöresi⁽⁴⁹⁾, erken dönemlerden başlayarak, bir madencilik merkezi olarak ünlenmişti:

"(...) ben, Khalyb'lerin ve Kalde'lilerin⁽⁵⁰⁾ bu eski işliklerinde, bakır kalhanelerinin⁽⁵¹⁾ nasıl işlediğini görmeyi merak ediyordum (...)"

Bu sözler, 1838 Mart'ında Tokat'a gelen Prusya'lı asker ve devlet adamı Helmuth von Moltke'ye (1800-1891) aittir.

V. Kolkhis, "Altın Post" ve 'Argonaut'lar:

Yüzyıllar boyunca, Küçük Asya ve Orta Doğu'ya ilerleyen halklar için bir geçit yeri, ama daha çok bir madencilik bölgesi olan Kafkasya⁽⁵²⁾, Grek'ler için daha kolay ulaşılabilir olan Kolkhis bölgesiyle, mitolojideki yerini almıştır.

Apollonius "Rodoslu"un destanlaştırdığı ve daha önce değindiğimiz gibi, Akha ve Kar'ların Kolkhis'deki madencilik faaliyetlerinden kaynaklanan Argonaut'lar⁽⁵³⁾ efsanesi, madencilik motifleriyle örülüdür. Efsanede yer alan bazı mitolojik motiflerin irdelenmesi, onun maddi temelinin ortaya çıkmasını kolaylaştırır.

1) Altın Post: Kolkhis'liler, su kanalları içine koydukları, tahta bir çerçeveye gerili, tüylü koyun postları üzerinde altınlı kumları yıkıyorlardı. Koyun tüyleri altın taneciklerini tutuyor, (bir ağaca asılarak) kurutulan postlar dövülerek altın elde ediliyordu.

2) Meşe Ağacı: Grek mitolojisinde tanrı Zeus'un kutsal ağacı olarak yer alan Meşe (Quercus), izabe aşamasında kullanılan, yüksek kalorili odun kömürünün elde edildiği başlıca ağaç türüdür -yoğunluğu 1 in üzerinde olan Quercus ilex (Yeşil Meşe), bu konuda ideal bir kaynaktır. Meşe aynı zamanda, sepicilikte (tabakçılık) kullanılan "Tanen" in de başlıca kaynağıdır. Kolkhis'de bol bulunan ve madenciliğin tüm aşamalarında- altın elde edilmesinde kullanılan postların sepilene, kurutulması ve izabe- katkısı olan Meşe'nin, efsanede yer alış nedeni, tamamen maddi temellere dayanmaktadır.

3) Medeia ve Kirke: Argonaut'lar efsanesinin dışında da Grek mitolojisinde adından sıkça söz edilen Medeia ve "Odyssea"nın bilinen karakteri Kirke, Kolkhis kökenli ünlü büyücülerdir. Erken dönemlerde, özellikle değerli metallere elde edilmesinde kullanılan izabe işlemlerinin gizli tutulması, uygulayıcılarının olağanüstü varlıklar olarak algılanmasına yol açmıştır. Şüphesiz ki buna, Kolkhis'in, tedavide kullanılan "şifalı bitkiler"ide kapsayan, zengin florasında eklemek gerekir. Korkuldukları kadar saygıda duyulan büyücüler, erken dönemlerin doktor, eczacı ve kimyacılarıdır.

4) Madencilik, efsanede geçen insan isimlerine kadar yansımıştır. Bunun en belirgin örneği, kral Aietes'in kızının adında görülür; Khalkiope.

VI. Pers Satraplıkları:

Akhamanış İmparatoru Darayavahuş I "Büyük" (MÖ. 522-486)un, satraplıkları⁽⁵⁴⁾ esas olarak yaptığı mali düzenlemeye göre, İmparatorluk bünyesindeki halklardan, yazıya konu olan bölge ve yakın çevresinde yaşayanlar, şu yıllık vergilerle yükümlü kılınmışlardı:

Moskh'lar Tibaren'ler, Makron'lar, Mossynoek'ler ve Mardlilar⁽⁵⁵⁾, 300 "talanton"⁽⁵⁶⁾ (yaklaşık 7850 kg) gümüş.

Matien'ler, Saspir'ler ve Alarodi'ler, 200 talanton (yaklaşık 5250 kg) gümüş.

O dönemlerde, vergilerin değerli metallere ödenmesi alışılmış bir yöntemdir ama tek ödeme yöntemi de değildir. İmparatorluk bünyesindeki bazı halklar vergilerini, çeşitli mallarla (köle, büyükbaş hayvanlar v.b.) ödemektedirler.

Küçük Asya'nın diğer bölgelerine göre daha az gelişmiş olan bu bölgede yaşayan halkların, önemli sayılabilecek miktardaki ödemelerini, yaşadıkları bölgelerde yapılan gümüş ve altın üretimine bağlamak yanlış olmaz.

VII. Grek kolonyalistler, Pontos ve Roma dönemleri:

Yazıya konu olan bölge -özellikle batı yöreleri- termal sular açısından oldukça zengindir. Büyük halk hamamları kuran Grekler, oluşumunu tanrısal güçlere bağladıkları bu suların -ve içmece olarak maden sularından- geniş ölçüde yararlanmışlardır. Birer sağlık ve eğlence merkezi olan halk hamamları, varlıklarını -daha da gelişerek- Roma döneminde de korumuşlardır. Dinsel nedenlerle bazı biçimsel değişikliklere uğrayan Selçuklu-Osmanlı dönemi "Türk Hamamları" da, bu hamamlardan kaynaklanmışlardır.

MÖ. III. yy. başlarında kurulan ve MÖ. I. yy. in ikinci yarısında sona eren, Amaseia⁽⁵⁷⁾ merkezli, Helenistik Pontos devletinin ilk bayrak motifi, hilâl şekilli bir ay ve yıldızdan oluşuyordu.⁽⁵⁸⁾

Mezopotamya-Sami kökenli Ay (Sin), Güneş (Şamaş), Yıldız (İştar) üçlüsüne tapınma, Hitit'ler⁽⁵⁹⁾ aracılığıyla Küçük Asya'ya oradan da bazı değişikliklere uğramakla birlikte, Grek'lere ulaşır. Sin-Artemis ve Selene, Şamaş-Apollon ve Heios, İştar-Afrodite.

Diğer yandan, Amaseia yöresi (Gümüş bucağı-Gümüşhacıköy) gümüş madenleri, erken dönemlerden beri bilinmektedir. O dönemlerde gümüş, "Artemis Madeni" olarak adlandırılmaktadır. Artemis'in simgelerinden biride, hilâl şekilli aydır. Amaseia gümüş madenlerinin, Pontos devletinin bayrak motifini ne şekilde etkilediği araştırılması gereken bir konudur.

Grekçe "Theriakos", Farsça "Tiryak" adıyla anılan ve ünlü Pontos kralı Mithridates VI "Eupator" (MÖ. 111-63) tarafından bulunduğu inanılan, erken dönemlerin "her derde deva" ilacı, madensel ve bitkisel kökenli yaklaşık 50, hayvansal kökenli 2 maddenin karışımından oluşuyordu⁽⁶⁰⁾. Madenlerden kimyasal madde olarak yararlanılmasını, Pontos devletinde gelişmiş bir madencilik varlığına bağlamak yanlış olmaz.

Diğer yandan, o dönemlerde, Pontos egemenliğini doğrudan veya dolaylı olarak tanımış olan, bugünkü Ordu, Giresun ve Trabzon ile, Mithridates VI'ın müttefiki ve damadı olan, Ermenistan Kralı Dikran I

"Büyük" (MÖ. 95-54) in egemenlik alanında yer alan, bugünkü Gümüşhane, Bayburt ve İspir'i kapsayan bölge, "Madenler Ülkesi" olarak adlandırılıyordu. Bu bölgeden demir, bakır, kurşun, şap, gümüş -ve altın-gibi, büyük önem taşıyan madenler çıkarılıyordu.

Roma döneminde⁽⁶¹⁾, değişik adlar taşıyan idari bölümlere sahne olan, Orta-Doğu Karadeniz bölgesi, Koloneia/Kata-Horio'dan (Şebinkarahisar/Gedehor) elde edilen "Şap"⁽⁶²⁾ ile ünlenir. Ayrıca, Amaseia, Tzanikha (Gümüşhane) ve Philabonites (Harşit) vadisi, Paipert (Bayburt), Nikopolis (Suşehri-Sivas) yöreleri, bakır, kurşun, gümüş -ve altın- üretimiyle öne çıkan, önemli madencilik bölgeleridir. Genellikle, Roma vasalı Gürcü ve Ermeni krallarının egemenlik alanlarında yer alan Sber (İspir), Kladyeti (Ardanuç yöresi), Artabin (Artvin) ve Ani'de (Arpaçay-Kars) de, bakır, gümüş ve altın üretimi yapılmaktadır. Orta-Doğu Karadeniz bölgesi, aynı zamanda, madeni eşya üretimiyle de ünlüdür. Sebasteia (Sivas), altın ve gümüş işletmeciliğiyle öne çıkmıştır.

Bizans tarihinin en ilginç kişilerinden biri olan, "Köylülerin İmparatoru" Andronikos I Komnenos'un (1182-1185), tahttan indirilerek katledilmesinin ardından, Gürcistan'a götürülen torunları David ve Aleksios'un, Konstantinopolis'te Latinlerce yapılan yıkım ve kırımın (Nisan 1204) ardından, ünlü Gürcü kraliçesi Tamar "Büyük" (1184-1213) in da yardımıyla kurdukları, Trapezous merkezli Büyük Komnenos'lar devletinde madencilik, daima önemli bir yer tutmuştur. Devletin, transit ticaretin yanısıra, diğer önemli gelir kaynağı olan ihracatın bileşenlerinin incelenmesi, bu konuda önemli ipuçları verir; gümüş, demir, şap, kereste, şarap, kumaş ve fındık.

Bununla birlikte, madencilik faaliyetinin, tüm imparatorluk tarihi boyunca, aynı ölçekte sürdüğünü söylemek yanlış olur. Başlangıçta, Phasis'den Sinope'ye kadar uzanan kıyı bölgelerinde egemen olan ve Perteia'ya (Kırım'ın bir bölümü) da sahip olan Büyük Komnenos'lar devleti, çevredeki Türk beylikleri lehine, sürekli toprak kaybetmiştir. 1404 yılında Trapezous'a gelen Ruy Gonzales Clavijo'nun, biraz tartışmalı olan savına göre, o dönemde Büyük Komnenos'ların batı sınırı Tripolis'ten (Tirebolu) geçmektedir⁽⁶³⁾. Bu, başlıca demir kaynağı olan, bugünkü Espiye yöresinin kaybı demektir. Aynı olay Khaldia bölgesi için de geçerlidir. Clavijo, Trapezous egemeninin kendisine verdiği muhafızların, "artık düşman topraklarında olduklarını" öne sürerek, Kampana'dan (Hamsiköy yöresi) ileri gitmek istemediklerini belirtir. Gerçi Ardosa'da (Torul), Büyük Komnenos'lara bağlı, Akritik⁽⁶⁴⁾ bir "Lord" vardır ama o da, kendisini çevreleyen Türklerle sürekli savaş halindedir. Devletin merkezi olan Trapezous bile bu saldırıların tehdidi altındadır⁽⁶⁵⁾.

VIII. Gümüşhane yöresi madenleri:

Erken dönemlerden başlayarak, çeşitli yerleşimlere sahne olan Gümüşhane -ve yakın çevresi-⁽⁶⁶⁾ değişik adlarla anılmıştır: Theia⁽⁶⁷⁾, Kanis⁽⁶⁸⁾, Tzanikha⁽⁶⁹⁾, Zankhra, Canca, Catha, Argyropolis (Gümüşkent), Süleymaniye ve Gümüşhane.

Tartışılabilir nitelikteki geleneksel kabullere göre, Makedonya'lı Aleksandros "Büyük" (MÖ. 336-323) döneminden beri bilinen yöre madenleri, daha önce değindiğimiz gibi, Roma döneminde işletilmiştir. Bu dönemde Tzanikha-Paipert-Kheriana (Şiran)-Kalkhaios'u (Kelkit) kapsayan yöre, çok sayıda yerleşim bölgesine sahipti ve önemli liman kenti Trapezous'u bir lejyon üssü olan Satala⁽⁷⁰⁾ üzerinden, iç bölgelere bağlayan askeri-ticari yol ağı bu bölgeden geçiyordu⁽⁷¹⁾.

Savaş ve saldırıların, sürekli bir şekilde işletilmesini engellediği, Marco Polo (1290 dolayları) ve İbn-i Battuta'nın (1333-1334) da söz ettiği yöre madenleri, bölgede istikrarın nisbi olarak kurulduğu Osmanlı döneminde, XVI-XIX y.y.lar arasında sürekli olarak işletilmiş, Osmanlı İmparatorluğu'nda XV. yy. sonlarından itibaren başlayan, "değerli maden" sıkıntısını çözmeye yönelik başlıca kaynaklardan biri olmuştur⁽⁷²⁾.

Katip Çelebi'nin "önemli ve canlı" olarak tanımladığı Gümüşhane yöresi madenleri hakkında, 1646 yılı dolaylarında Gümüşhane-Tortum dolaylarını gezen Evliya Çelebi şunları yazar: "(...) Uzun Hasan Şah ise, Fatih'le Tercan ovasındaki savaşta yenildiğinden kale, Fatih Mehmed Han'ın eline geçmiştir. O sırada burada olan gümüş madeni hiçbir diyarda yoktu. Şehir o zaman Gümüşhane denilmiş ise de Osmanlı Hanedanı Defterhanesinde Catha yazılmış. Bütün halkı her türlü vergiden bağışlanmış olup gümüş işletmeye memurdular. Şehir ismi Osmanlılar elinde olup 70 kadar gümüş madeni vardır. Bunların bazıları işler, bazıları işlemez haldedir. Gümüşhane şehrinin damarları 7 koldan, kol kalınlığında damarlar olup hepsi kurşunsuz halis gümüş cevheridir. Bu şehirde, Emin mahallesinde Darphane vardır. Fakat şimdiki halde işlemiyor (...)"

Bu satırların yazıldığı dönemde, Gümüşhane yöresi madenleri, yıllık 7 milyon akçeye kiralanıyordu⁽⁷⁴⁾. Maden çıkarma, izabe ve odun kömürü üretiminde çalışan yöre halkının vergi bağımsızlığı ise, madenlerin kapandığı XIX yy. in ikinci yarısına kadar devam etmiştir⁽⁷⁵⁾.

Osmanlı-Çarlık Rusya'sı savaşları sırasında, Gümüşhane'ye kadar ilerleyen ve yöre Hristiyanları tarafından coşkuyla karşılanan (1829) Çarlık kuvvetleri, Edirne Andlaşmasının ardından geri çekilirken, verimi artık iyice düşmüş olan maden ocaklarını da tahrip eder. Geri çekilen Çarlık kuvvetleri ile birlikte, büyük çoğunluğu madenci olan, önemli sayıda yöre Hristiyan'ı

da (Grek-Ortodoks ve Ermeni) Rusya'ya göç eder. Her iki olay, yöre madenciliğinin -dolayısıyla Gümüşhane ekonomisinin- ciddi bir biçimde zayıflamasına yol açmıştır.

Gümüşhane yöresi madenciliğinden söz eden batı kaynakları genellikle XIX. yy.a aittir. 1836 dolaylarında Gümüşhane'ye gelen W.J. Hamilton, yöre ve madenler hakkında, ayrıntılı bilgi verir. "(...) Hiçbir metod izlemeden ve güvenlik kurallarına uyulmadan (...)" işletilen Gümüşhane madenlerinden 1836 yılında, 8100 lb.⁽⁷⁶⁾ (3677,4 kg) kurşun, 68 lb. (30,872 kg) gümüş ve 2 lb (0,808 kg) altın elde edilmiştir. İzabede kullanılan odun kömürünün⁽⁷⁷⁾ bulunamaması nedeniyle 3 ay kapalı kalan madenlerden o yıl devlet 37800 kuruş gelir elde ederken, işletici Grek 12646 kuruş zarar etmiştir. Hamilton, işleticinin verdiği bu rakamları güvenilmez bulur. Üretilen altın ve gümüşün, devletin belirlediği fiyatlar üzerinden, zorunlu olarak devlete satılması, yaygın bir kaçakçılığa yol açmaktadır. Hamilton'a verilen bilgiye göre devlet, altını piyasa fiyatının % 8 ile % 30 una, gümüşü ise, piyasa fiyatının % 30 karşılık gelen fiyatlarla satın alıyordu. Bu düşük fiyat politikasına karşılık devlet, uyguladığı dolaylı ve doğrudan yöntemlerle, maden işletmelerini desteklemektedir. Örneğin, maden işletmecileri odun kömürünü, köylülerden piyasa fiyatının % 25 ine, devletten ise, piyasa fiyatının % 50 sine karşılık gelen fiyatlarla satın alıyorlardı. 1846 yılında ise devlet, 4 maden işleticisine 8000 kuruşluk bir yardım sağlamıştır.

Yine Hamilton'un notlarından, Gümüşhane madenlerinde çalışan işçilerin ücretleri hakkında da bilgi sahibi oluyoruz. Hamilton'a göre işçiler, 70 para ile 4 kuruş⁽⁷⁸⁾ arasında gündelik ücret almaktaydılar⁽⁷⁹⁾. Aynı dönemde Karadeniz bölgesinde 1 Kg buğday 1 kuruş, 1 koyun ise 60 kuruştur⁽⁸⁰⁾.

1869 yılında yöreye gelen Teophile Deyrolle'un verdiği rakamlardan, Gümüşhane madenciliğindeki gerilemeyi görmek mümkündür. Devletin yöre madenlerinden sağladığı gelir, 1810 yılında 360.000 kuruş, 1845 yılında 100.000 kuruş ve 1869 yılında sıfırdır. Madencilik gerilemesi, Gümüşhane madencilerinin, Küçük Asya'nın diğer madencilik bölgelerine göç etmesine yol açar. Hamilton, bu olayı ve Gümüşhane madenciliğinin önemini şöyle belirtir: "(...) Gümüşhane, Türkiye'nin her yöresindeki madenciler için, bir okul sanki. Sürekli belirttiğim gibi, Küçük Asya'nın çok uzak bölgelerinde, madencilik konusunda bir araştırma yapıldığında şunu görüyoruz, ya madenciler Gümüşhane'den gelmişlerdir, ya Gümüşhane sayesinde madenci olmuşlardır, ya da Gümüşhane ile aralarında bir ilişki vardır (...)"

1850 dolaylarında kapanan Gümüşhane madenlerini yeniden canlandırmak için, Alman teknik elemanlarca, 1883-1884 yıllarında sürdürülen çalışmalardan bir sonuç alınamamıştır. 1850 de başlayan ama ancak 1877 de ta-

mamlanabilen, yeni Trabzon-Erzurum yolu üzerinde yer alan yeni Gümüşhane ise, artık bir meyvacılık merkezi olarak tanınacaktır⁽⁸¹⁾.

Trabzon ve yöresinin, altın "hasır bilezik" ve gümüş "telkari" işletmeciliği, çok büyük bir olasılıkla, Gümüşhane madenciliği ile ilişkilidir veya en azından, ondan beslenmiştir⁽⁸²⁾.

KAYNAKLAR

Bu makale, Ahmet Hikmet Köse'nin "Başlangıcından T.C. nin ilk dönemlerine kadar, Trabzon ve yöresinin tarihi" adlı yayınlanmamış çalışmasından derlenmiştir.

1) Mitolojide yer alan olayların -tümünün olmasa bile büyük bir çoğunluğunun- ne kadar idealize edilmiş ve hayali motiflerle süslenmiş olursa olsun, dayandığı maddi bir temel daima var olmuştur.

2) Rion nehri havzası

3) Tekkeköy Mağarası, Dündartepe, İkiztepe, Sivritepe, Çirlektepe höyükleri, Akalan kalesi, Havza, Kavak, Ladik ilçeleri.

4) Mahmatlar höyüğü

5) Maşathöyük, Horoztepe, Kayapınar, Kilisetepe höyükleri, Almus ilçesi, Kozlu kasabası, Sulusaray bucağı vb.

6) Mesudiye ilçesi

7) Sıcan höyük, Hüyükdeğirmeni, Maltepe, Hafik gölü höyükleri

8) Altıntepe höyüğü

9) Siptorus höyüğü

10) Karaz, Güzelova ve Pulur höyükleri

11) Kalecik höyüğü, Çaycı köyü

12) Mitolojiye göre adları, rahat yay çekebilmek için, henüz çocukken sağ göğüslerini dağıtmaları nedeniyle, Grekçe "memesiz" anlamına gelen "amados"dan kaynaklanan kadın savaşçılar topluluğu. Smyrna (İzmir), Amaseia (Amasya), Sinope (Sinop), Ephesos (Efes) kentleri ile ünlü Ephesos Artemision'un (Artemis tapınağı) onlar tarafından kurulduğuna inanılırdı. Karadeniz kıyısındaki Themiskyra (Terme dolayları) ve Sidene (Fatsa dolayları) Amazonlara ait kentlerdi. Areionesos'da ("Ares Adası" - bugünkü Giresun adası) ise, mitolojiye göre Amazon'ların babası olan savaş tanrısı Ares'e adanan bir tapınak inşa etmişlerdi. Tek tanrılı dinlerde- Küçük Asya'da yaşayan benzer halklardan söz ederler. İbrani Peygamberi Yusuf, bugünkü Diyarbakır yörelerinde, Amazonik özellikler taşıyan "Amlak Kızları" ile karşılaşır. Bu mitolojik motif, Küçük Asya'nın anaerkil döneminden veya Ana Tanrıça inanisından kaynaklanmış olabilir.

13) Hitit döneminde, Samsun'un batısında kalan bölgelerde yaşayan, savaşçı ve yarı-göçebe bir halk.

14) MÖ II. Binyıl başlarında Küçük Asya'ya gelen Hint-Avrupa'lı* Hititler, Kızılırmak kıvrımı içinde kalan bölgede, MÖ XIX. yy. dolaylarında bir devlet kurmuşlardır. En gelişmiş olduğu dönemde Hitit devletinin bölgedeki

sınırı, Samsun-Şebinkarahisar-Erzincan hattına kadar uzanıyordu. Hititler, maden işleme sanatlarındaki ustalıklarıyla da ünlüydüler.

(* Günümüzde, bazı bilim adamlarının oldukça kabul gören savlarına göre Hint-Avrupa'lı halklar, MÖ V. BY.da Rusya steplerinden değil, MÖ IX BY. ortalarında Küçük Asya'dan dünyaya yayılmışlardır.)

15) MÖ. III yy.'ın ilk çeyreğinde, boğazları aşarak Küçük Asya'ya gelen Hint-Avrupa'lı Kelt'lerin (Galyalı'lar, Galat'lar), Kızılıрмаğın doğusunda kalan ve Amaseia'yı da kapsayan bölgede yaşayan kolu. Etki alanlarını Eriza (Erzincan) yöresine kadar yayan Trokmi'ler, MÖ I. yy. 'ın son çeyreğinde Galatia'nın doğrudan Roma yönetimine girmesiyle başlayan ve Hristiyanlığın etkisiyle yoğunlaşan bir süreçte asimile olmuşlardır. MÖ. I.- MS I. yy. larda, Orta Karadeniz bölgesinin bir bölümü "Pontos Galatikos" adıyla anılıyordu., Dilleri, yaşayan dillerden İrlanda, İskoç, Gal ve Breton dilleri ile yakın akraba olan Kelt'ler, maden işleme sanatlarındaki -özellikle demircilik ve minecilik-ustalıklarıyla ünlüydüler.

16) Grek'lerin Tibaren ve Mossynoek, Asur'luların Tala-bi ve Muşki adını verdiği, "Kutsal Kitap"*ta ise Tubal ve Meşec adlarıyla anılan bu halklar, erken dönemlerde, Trapezous'un batısındaki bölgelerde yaşıyorlardı. Tobal, "Yeni Hitit" döneminde (MÖ. XV - XII. yy) Kızılırmak kıvrımı içinde kalan bölgeye verilen addır. Muşki ise, "Ege Göçleri" (MÖ XII yy) ile Küçük Asya'ya gelen Hitit devletinin yıkıcıları arasında yer alan Frig'lere -veya onlarla akraba diğer halklara- Asurluların verdiği addır. Tabal bölgesinde, MÖ XI yy.da başlayan, ama MÖ VIII. yy.dan itibaren etkili olan Asur varlığı sonucu, Tabal siyasi yapılanması çözümler ve bu yapı içinde yer alan halklar, güney ve kuzeydeki daha korunaklı bölgelere çekilirler. Herodotos** (MÖ. V. yy), Ksenophon (MÖ. V. yy.), Apollonius "Rodoslu" (MÖ. III. yy) ve Strabon (MÖ I. yy) gibi erken dönem yazarları, Karadeniz bölgesinin Tibaren ve Mossynoek'lerinden söz ederler. (* Eski Ahid, Nebiim bölümü, Hezekiel'in kitabı) (** Herodotos'ta, Moskh-Mossynoek ayırımı vardır)

17) Grek'lere çeliği tanıtan halk olarak bilinen Khalyb'ler Kerasous (Giresun) ve Kotyora (Bozukkale-Ordu) dolaylarında yaşıyorlardı. Çok büyük bir olasılıkla Tabal kökenli olan bu halkın adı, Bizans ve Büyük Komnenos'lar döneminde, Kerasous yöresini kapsayan bölgeye verilmiştir: Khalybia. Diğer yandan, Kutsal Kitap'ta yer alan Tubal-Kabil* adı, büyük bir olasılıkla Khalyb'lerle ilişkilidir. Adem'in oğlu Kabil'in soyundan gelen Tubal-Kabil'in adındaki Tubal 16 no.lu dipnotta belirtildiği gibi Tabal ile ilişkilidir. Bu bölge erken dönemlerde "Madenler Ülkesi"olarak ünlenmiştir. Kabil ise, bazı Sami kökenli dillerde "demirci" anlamına gelmektedir. Daha ilginç ise, Tubal-Kabil adının, onun soyundan gelenlerin mesleklerini de tanımlamasıdır. (* Eski ahid, Tekvin, IV bölüm, 22. bab)

18) Bölgenin kökenleri ve varlıkları en tartışmalı halkı olan Genet'ler, Skylaks (MÖ. IV yy) ve diğer erken dönem yazarlarına göre, Tzan ve Laz'lerden ayrı bir halktır. Strabon'da bugünkü Yosun Burnu'nun (Perşembe-Ordu) adı olarak geçen "Genetes", büyük bir olasılıkla, onlardan kaynaklanmıştır.

19) Herodotos, Plinius "Büyük" (MS I. yy), Skylaks ve Ksenophon'un söz ettiği, Trapezous yöresinde yaşayan Makron'lar, Strabon ve Stephanos "Bizanslı" (MS. V. yy)a göre Tzan'lardır. Arap coğrafyacı Mesudi'nin (MS X yy) "Ghumik" adıyla andığı Tzan'lar hakkında en ayrıntılı bilgi tarihçi Procopius (MS. VI. yy) tarafından verilir. Procopius, Tzan'ların yaşadığı yer olarak, Boas (Akampsis, Çoruh) nehrinin doğduğu bölgeyi gösterir. Sovyet bilim adamı Nikolay Y. Marr'a (1864-1934) göre Tzan'ların yerleşim bölgesi, bütün Çoruh havzasıdır. Daha sonra, İspir Ermenileri ve Tao* Gürcüleri tarafından yerlerinden çıkarılmışlar ve Bayburt'un kuzeyindeki** bölgeye yerleşmişlerdir. Grek'lerin, Laz'larında Tzan adıyla anmaları, bu iki ayrı halkın birbirine karıştırılmasına neden olmuştur. Bununla birlikte, her ikisi de Kafkas kökenli olan Laz ve Tzan'lar, akraba halklardır. (* Tortum-Oltu yöresi) (** XI. yy. da bu bölgeyi Gürcüler, "Chanet", Ermeni'ler ise "Chanivk" adıyla anıyorlardı. İranlı tarihçi ve yazar İbn-i Bibi (XIII yy.) "Chaneti" adını, Büyük Komnenos'ların Trapezous merkezli devletini tanımlamak için kullanmıştır. Aynı isim Şükrullah'da da (1380-1484) görülür.)

20) Trapezous'un güneyindeki yörelerde yaşayan ve Ksenophon gibi erken dönem yazarlarının söz ettiği bu halk ile Urartu'ların büyük tanrısı aynı adı taşıyordu; Khal-di*. Madencilikleri ile ünlü Urartular, MÖ IX. yy. başlarında, Tuşpa (Van) başkentli bir devlet kurmuşlardır. Bu devletin kuzey sınırları, en güçlü olduğu dönemde, Sevan gölü (Ermenistan Cumhuriyeti)-Kars-Erzurum-Gümüşhane hattına kadar uzanıyordu. Bu hattın batı ucu ile Khaldi'lerin ülkesi Khaldia çakışmaktadır. Bizans döneminde, Trapezous merkezli bir Thema'nun** adı olan Khaldia, Büyük Komnenos'lar döneminde, bir madencilik bölgesi olan bugünkü Gümüşhane yöresini tanımlamak için kullanılıyordu. Bugün, Gümüşhane-Bayburt yöresinin, genellikle kumral ve açık renk gözlü halkına verilen "Halt" adı, çok büyük bir olasılıkla Khaldi'den kaynaklanmaktadır. (* Büyük tanrı ile halkın aynı adı taşıdığı Asur örneğinden hareketle, Khaldi'lerin Urartular olduğu ileri sürülmüşse de, Urartular ile zandaş hiçbir kaynaktan, bu savı doğrulayabilecek bir kayıta rastlanmamıştır. Urartu'ların çıkış bölgesi olan Van Gölü havzasına Asur kaynakları MÖ. XII. yy. dolaylarında "Nairi Ülkeleri", MÖ IX başlarında ise "Uraatri" adını vermektedir.) (** Önceleri askeri nitelik taşıyan bir tür eyalet).

21) Ksenophon döneminde, Trapezous dolaylarında yaşayan savaşçı bir halk. Dril'lerin ayrı bir halk olmaktan çok, belli bir bölgede yaşayan bir topluluk olma olasılığı ağır basar.

22) Erken dönem yazarlarınca, Trapezous'un doğusundaki kıyı bölgelerinde yaşadığı belirtilen, büyük olasılıkla Kafkas kökenli olan bir halk. Rhizaion'un (Rize) daha önceki adı olan Bekheirias, onlardan kaynaklanıyordu.

23) Ksenophon döneminde, bugünkü İspir yöresinde yaşayan bir halk. Strabon'un İspir için kullandığı "Hyspiratis" adı ile Hesperit'ler arasında bir bağ olduğu açıktır.

24) Herodotos, bugünkü Göle-Ardahan-Çıldır yörelerini kapsayan Yukarı Kur Vadisi için "Saspeires" adını kullanır. Saspir'ler Akhamaniş* devletinin son dönemlerinde, Ma-

tien'ler** ve Alarodi'ler*** ile birlikte 18. ci satraplık bünyesinde yer alıyorlardı. (* Pers devletini kuran hanedan) (** Arakses (Aras) nehri kaynağı çevresinde yaşıyorlardı) (***) Akhhamaniş devletinde MÖ V. yy. larda yaşanan kargaşalıklar döneminde, kuzeye doğru hareket ederek Kafkasya'ya göç etmişlerdir).

25) Taokh'lar, Kolkh'lar, Phasian'lar ve Gürcü'ler: Tümü Kafkas kökenli olan bu halklardan ilk üçü, o dönemlerde çok görüldüğü, yaşadıkları bölgelerin adlarıyla anılmışlardır; Taokh'lar Tao, Kolkh'lar-Kolkhis ve Phasian'lar-Phasis*. Gürcü'lerin** ataları arasında yer aldıkları belirtilen Toakh ve Kolkhlardan Asur ve Urartu kaynakları, sırasıyla, Diauhi ve Kulha adlarıyla söz eder. (* Rion nehri'nin erken dönemlerindeki adı) (** Gürcülerin atalarından olan ve Urartu devleti içinde yer alan Kartvel'ler, Urartu devletinin MÖ. VI yy. başlarında yıkılmasından sonra Kafkasya'ya göç etmişlerdir.

26) Grek'lerin "Tzan", Rus ve Gürcü'lerin "Chani" adını verdiği Kafkas kökenli Laz'ların orijinal yerleşim bölgesi olarak, bugünkü Abhazia'nın (Gürcistan Cumhuriyeti) kuzeybatı bölgesi gösterilir. Arrhianos (MS II. yy) gibi erken dönem yazarlar, "Palaia Lazike" olarak adlandırılan bu bölgede yaşayan Lazlardan ve Malassas adlı krallarından söz ederler. MS. II. yy. dolaylarında, diğer Kafkas halklarının baskısı sonucu güneye doğru hareket eden Laz'lar, Kolkhis bölgesine yerleşmişlerdir. Laz'lardan en fazla söz edildiği dönem, topraklarının Bizans-Sasani mücadelesine sahne olduğu MS. VI yy. dır. Bu dönem, aynı zamanda Laz'ların Hristiyanlaştırıldığı* yıllardır. Tzathos, Goubazes gibi adlar taşıyan Laz kralları, vaftiz edilerek Bizans'lı kadınlarla evlendirildiler. Laz'lar, VII. yy. dan itibaren, son yerleşim alanları olan Batum ve Sürmene arasında kalan bölgeye** yerleşmeye başladılar. Laz dili, Kafkas dil Ailesi'nin güney bölümünde, Svan ve Mingreli*** dilleri ile birlikte Zan Dil Öbeği içinde yer alır. Diğer Kafkas dilleri gibi Lazca da, Avrupa'da Batı Pireneler'de konuşulan Bask dili ile akrabadır. (* Laz'ların müslümanlaşmaları XVI. yy. in son çeyreğinden itibaren başlar.) (** Bizans ve Büyük Komnenos'lar döneminde ve T.C. nin ilk yıllarında "Lazistan" olarak anılmıştır. Bu yörede yer alan bazı yerleşim bölgelerinin adları Lazca'dır. Örneğin, "Mapavri'nin (Çayeli) "Yapraklı", Athenai'nin (Pazar) "Gölgeli Yer", "Rhizaion'un (Rize) ise "Halkın veya askerlerin toplandığı Yer" anlamına geldiği ileri sürülmektedir. Bununla birlikte, Athenai ve Rhizaion'un Grekçe'de de karşılıkları vardır.) (***) Svan ve Mingreli dilleri yaşayan dillerdendir ve Gürcistan Cumhuriyeti'nde konuşulmaktadır. Svanetçe, Büyük Batı Kafkas'ın güney yamacını oluşturan Svanetia'da konuşulur. Mingreli dili ise, Abhazia-Poti-Kutaisi arasında yer alan ve eskiden Mingrelia olarak adlandırılan bölgede konuşulur.)

27) Küçük Asya'daki varlıklarının başlangıcı siyasi nedenlerle tartışmalı* olan Hint-Avrupa'lı Ermeni'ler- kendi verdikleri adla "Haik"ler- Küçük Asya'nın doğusu ile Güney Kafkasya'yı kapsayan ve sınırları tarih içinde değişen bir bölgede egemen oldular. Ermeni'lerin "Pokr-Haik" adını verdikleri Küçük Ermenistan, Kızılırmak nehrinin kaynakları ile Fırat nehri arasında, "Mez-Haik" adını verdiği Büyük Ermenistan ise Fırat nehri ile Hazar Denizi arasında

yer alıyordu. Bünyesinden Ermeni ve Gürcü krallarını çıkaran ve kökeni MÖ II. yy. a dayanan Ermeni Bagratuni hanedanının egemenlik alanı ve yakın çevresi içinde yer alan Ardeşen, Artvin, Ardanuç ve Ardahan'ın Ermenice kökenli adları, yazıya konu olan bölgedeki Ermeni etkinliğinin** günümüze uzanan izleridir. (* Ermeni kaynaklarınca savunulan, Ermenilerin Küçük Asya'nın otokton halkı olduğu görüşü, Hint-Avrupa'lı bir halkın küçük Asya kökenli olamayacağı iddiasıyla, Türk kaynaklarının büyük bir bölümü tarafından red ediliyordu. Türk kaynakları Ermeniler'in Küçük Asya'ya MÖ. VII-VI. yy. larda geldiklerini öne sürer. 14 numaralı dipnotta değindiğimiz, Hint-Avrupalı halkların Küçük Asya'dan dünyaya yayıldıkları savı, Ermeni tezlerini güçlendirir niteliktedir.) (** İspir ve Hemşin yöresi de erken dönemlerden itibaren bir Ermeni yerleşim bölgesi olarak bilinir.)

28) Hitit döneminde, Karasu nehri vadisi Azzi, Küçük Asya'nın doğu bölgesi ise Hayaşa adıyla anılıyordu. Bu adlar aynı zamanda, bölge halklarını tanımlamak için de kullanılmıştır: Azzi-Hayaşa'lar. MÖ XV-XVI. yy.larda Azzi-Hayaşa'ların etkinlik alanı, kuzeyde, bugünkü Bayburt yöresine kadar uzanıyordu.

29) MÖ III. Binyıl dolaylarında Küçük Asya'nın doğu bölgelerinde yaşayan Hurri'ler, Hitit'lerin Küçük Asya'ya gelişleriyle eş zamanlı olarak, MÖ II. Binyıl dolaylarında Yukarı Mezopotamya'ya göç ederek Hanigalbat (Mitanni) devletini kurarlar. Krallık hanedanı Hint-Avrupa'lı olan bu devlet en güçlü olduğu dönemde, etkinlik alanını bugünkü Erzincan-Erzurum hattına kadar yaymıştır.

30) Grek'lerin bölgedeki varlığı oldukça erken tarihlere kadar gider. MÖ XIII-XII yy. lara tarihlenen Truva savaşları ile, önemli bir engeli ortadan kaldıran Peloponnes'li Akha'lar, MÖ X. yy. dolaylarında, Karadeniz'in Küçük Asya kıyılarında görülmeye başladılar. Akha'lar ve daha sonra onları izleyen, erken dönemlerin ünlü savaşçı ve denizcileri Karia'lılar (Kar'lar), Karadeniz'in Küçük Asya kıyılarına ve Kolkhis'de altın ve demir madenleri işletirler. Geniş çaplı olmayan bu faaliyetler, "Altın post" ve "Argonaut'lar" efsanelerinin ortaya çıkmasına yol açmıştır. Karadeniz'deki Grek kolonizasyonu, MÖ. VII. yy. başlarında bölgeye ulaşan Miletos'lular ile yoğunluk kazanmıştır. Yüzyılları kapsayan bu faaliyetler, Grek kültür ve medeniyetinin bölgede, güçlü bir şekilde kök salmasını sağlamıştır. Bölgedeki pek çok halk, Grek kültürü- ve daha sonra Hristiyan inancı- içinde asimile olmuştur. Grek kültür ve medeniyeti, bölgedeki etkinliğini XX. yy. in ilk çeyreğine kadar sürdürmüştür.

31) Hint-Avrupa'lı Kimmer'ler, İskit'lerin baskısı sonucu, MÖ VII. yy. başlarında Kafkas'ları aşarak Küçük Asya'ya girmişlerdir. Orta Karadeniz bölgesinde de etkinlik kuran bu savaşçı halk, Lydia kralı Alyattes tarafından yenilmelerinden (MÖ 626) sonra, kendilerini izleyen İskit'ler tarafından Küçük Asya'dan çıkarılmıştır.

32) Kimmer'leri izleyerek Küçük Asya'ya giren Hint-Avrupa'lı iskitler, Urartu bölgesi ile Kızılırmak havzasını kapsayan bölgede bir krallık kurmuşlardır. MÖ VII. yy. son çeyreği içinde, Med kralı Uvakhşatra (MÖ. 633-584) tarafından yenilen İskit'ler, Kafkas'lara doğru çekilirler. Ksenophon, muhtemelen bugünkü Çoruh nehri havzasında

yer alan bir ovayı, "Skythen'lerin Ülkesi" olarak tanımlar. Bu olay, MÖ V. yy. sonlarında da, İskit kalıntılarının bölgedeki varlıklarını sürdürdüklerini düşündürebilir. İskit'ler, savaşçılıklarının yanısıra, maden işletme sanatlarındaki ustalıklarıyla da ünlüydüler.

33) Bölgedeki ilk Türk* varlığı, MS. 395-398 dolaylarında görülür. Basık ve Kusık adlı iki askeri şefin önderliğinde Kafkasları aşan Hun'lar**, bugünkü Erzurum yöresine kadar uzanan yağma akınları yaparlar. 515-516 dolaylarında ise, Ermenistan'ı yağmalayan Sabar'lar, bugünkü Bayburt yöresine kadar ilerlerler. Bizans- Sasani savaşları sırasında, Bizans ile ittifak kuran Batı Göktürk devletinin askeri güçleri, Gürcistan ve Ermenistan'da, Sasani'lere karşı savaşlar (627-629). Museviliği resmi devlet dini olarak kabul eden (740) Hazarlar *** ise, Sasani devletine son veren Arap-İslâm güçlerinin, Ermenistan ve Gürcistan'daki ilerlemelerine karşı mücadele ederler (642-800). Küçük Asya'da ilk kez 1016-1017 dolaylarında görülen Selçuklu akınları, 1040 yılında, yazıya konu olan bölgeye ulaşır. Bizans'ın 1071 yılında Manzikert (Malazgirt) savaşında yenilmesinin ardından, "(...) çoluk, çocuk ve sürüleriyle yeni otlaklar arayan Türkmen şefleri (...), siyasi otoritenin çözüldüğü Doğu ve Orta Karadeniz bölgesine de yerleşmeye başlarlar. Bölgede, Selçuklu ve Osmanlı devletlerinin yanısıra, şu Türk beylikleri de egemenlik kurmuşlardır: Danişmendliler, Mengüçükler, Saltuklular, Çandaroğulları, Taşanoğulları, Kubadoğulları, Tacedinoğulları, Emirzadeoğulları, Eretnaoğulları, Mutahharten, Kadı Burhaneddin, Hacı Şadgeldi beylikleri, Akkoyunlular, Karakoyunlular. (* "Türk" adı MS. VI. yy. dolaylarında ortaya çıkmıştır. Önceleri özel bir nitelik taşıyan, hatta bir unvan olarak kullanılan bu ad, daha sonraları genel bir nitelik kazanmıştır.) (** Hun'ları Türk saymaktan çok, Türk'lerle Hun'ları aynı kökten saymak daha doğru olur. Bizanslıların egemenlerine "Türk'lerin Prensi" adını verdiği ve bugün bile "Hunların Ülkesi" olarak anılan Macaristan'da, Got kökenli olan Attila (Babacık) sözcüğü, oldukça yaygın olarak kullanılan bir addir.) (***) Bugün Sovyetler Birliği'nde yaşayan Musevi inançlı Karaim Türkleri, Hazar'ların kalıntıları olarak görülürler.)

34) Roma+Bizans+Gabras'lar (1075-1140)+ Büyük Komnenoslar (1204-1461) dönemleri anlamında.

35) Bölgenin etnik yapısı üzerindeki en büyük değişiklik, XX. yy. in ilk çeyreğinde gelişen ve TC. nin doğuşunu hazırlayan olaylar sonucunda meydana gelmiştir. Böylece, önce Ermeni'ler (ağırlıklı olarak Gregoryen'ler) daha sonrada Grek-Ortodoksların bu bölgedeki varlıkları sona ermiştir. Bu gelişimin sonucunu rakamsal olarak görmek mümkündür: Trabzon kentinin nüfus bileşenlerindeki değişme % 35, Samsun'da % 57, Gümüşhane'de % 60 dir.

36) Eflatuna yakın bir kırmızı olan Erguvan rengi, uzun dönemler, kral ve imparatorların egemenlik simgesi olmuştur.

37). Skarlet sözcüğü, büyük bir olasılıkla, eski İran dilinde "Kırmızı Elbise" anlamına gelen "Sagalat"dan kaynaklanır.

38) Latince olan Karmen sözcüğü, Arapça "Kırmız"dan kaynaklanır.

39) Denizler tanrısı Poseidon'un oğlu, Atina kralı.

40) Poseidon'un oğlu. Bellerophonates, Amazon'lara karşı seferinde Meduşa'nın kanından doğan ünlü kanatlı at Pegasos ile birlikte dir.

41) Truva'nın son kralı; Hektor ve Paris'in babası.

42) Bunun en güzel örneklerinden biri Hitit-Mısır mücadelelerinde görülür. Hitit'ler ordularını demir silahlarla donatarak, dönemin en iyi eğitilmiş ordularına sahip olan Mısır'lılar karşısında, üstünlük sağlayabilmişlerdir.

43) Khalybia anlamında

44) Bazı kaynaklarda, Sebasteia'nın (Sivas) erken dönemlerindeki adı olarak verilir.

45) "Kabeir" kelimesinin, Grekçe "yakan", bazı Sami dillerinde ise "güçlü" anlamına gelen çift etimolojisi vardır. Bu, Kabeir kültürünün doğu kaynaklı olma olasılığını düşündürür.

46) Gökyüzünü simgeleyen arkaik tanrı

47) Uranos'un eşi. Yeryüzünü simgeler.

48) Kendiliğinden gebe kalan tanrıça Hera'nın oğlu Demir ocaklarının ve maden işleme sanatlarının ustasıydı.

49) Tokat yöresi, aynı zamanda bir kültler merkezliydi. Her ikisi de Akhamaş'ların "Kral Yolu" üzerinde yer alan Komana Pontika (Gümenek) ve Zela (Zile), sırasıyla, savaş tanrıçası Enya ve aşk doğurganlık tanrıçası Anahita'nın kült merkezleriydi.

50) Asur'lular

51) Tasfiyehane

52) Grek mitolojisindeki Prometheus efsanesinde de Kafkasyanın adı geçer. İnsanlara, maden işleme sanatı da dahil olmak üzere, uygarlığı getirecek tüm bilgileri öğreten Titan Prometheus, göksel ateşi çalarak insanlara sunduğu için, Olimpos tanrıları tarafından, Kafkas dağlarında uzun ve acılı bir cezaya çarptırılır. Herakles tarafından kurtarılmasının ardından Kafkas ormanlarına sığınan Prometheus, "İskitler Ülkesi" nin ilk demircisi olur.

Kafkasya, Doğu mitolojisinde (İran, Arap-İslâm), bir bilinmezlik bölgesinin sınırınıdır. "Dünyanın Dayanağı", "Dağların Anası" olan Kaf Dağı, yeşil zümrüttendir ve Phoenix (Grek), Simürg (İran) Zümrüd-i anka (Arap-İslâm) adlarıyla anılan efsanevi kuşun yurdudur. Kaf Dağı'nın ardında ise, dünyayı kana ve ateşe boğacak olan Yecüc ve Mecüc'ler yaşamaktaydılar. "İskender-i Zülkarneyn", onları durdurmak için "Seddi-i İskender"i inşa eder. Bu olay, Kur'an-ı Kerim'in "Kehf" suresinde şöyle yer alır:

"96- 'Bana demir parçaları getirin.' İki dağ yanının arası dolunca o dedi ki: 'Üfleyin', onlar onu bir ateş haline koyunca dedi ki: 'Bana erişmiş bakır getirin, onun üstüne dökeyim!'. 97- böylece onların onu aşmağa güçleri yetmedi ve onu delemeler. "Görüldüğü gibi 96. ayet madencilik motifleriyle örülmüştür.

53) Yunanistan'daki Orkhomenos ülkesi kralının çocukları olan Phriksos ve Helle, bir komplo sonucu öldürülmek üzereyken "Altın Postlu Uçan Koç"*un yardımıyla ülkelerinden kaçarlar. İki kardeş, koçun sırtında uçarak Çanakkale Boğazı'nı geçerken Helle denize düşer ve ölür. Koçun Kolkhis'e ulaştırdığı Phriksos ise, koçu Zeus'a kurban ederek postunu, Aia** krali Aietes'e sunar. Altın postu bir meşe ağacına aşan Aietes, onu bir ejderin koruyuculuğuna bırakır ve kızı Khalkiope'yi Phriksos ile evlendi-

rir. Diğer yandan, Yunanistan'daki İolkos kentinin kralı Aison'un oğlu İason***, tahtı gaspeden amcasının baskısıyla, Kolkhis'deki altın postu getirmekle görevlendirilir. Argo adlı gemi, tanrıça Athena'nın yönetiminde inşa edilir. Aralarında Grek mitolojisinin ünlü kişilerinin yer aldığı 50 dolayında Akha, İason'un önderliğinde, Teselya'nın Pagasae limanından yola çıkar. Serüven dolu zorlu bir yolculuktan sonra Kalkhis'e ulaşan Argonaut'lar, İason'a aşık olan Medeia'nın yardımıyla, altın postu ele geçirerek ülkelerine dönerler. (* Tanrı Poseidon ile Trakya'lı genç kız Theophane'den dünyaya gelmiştir.) (** Büyük bir olasılıkla, bugünkü Kutaisi kenti. Kral Aietes, ışık tanrısı Helios ile deniz perisi Perseis'in oğludur. Büyücü Kirke'nin kardeşi olan Aietes, Medeia'nın da babasıdır. (***) Perşembe (Ordu) yakınlarındaki Yasun (veya Yosun) Burnu, adını İason'dan almıştır.

54) Akhamaş devletinde bir tür eyalet

55) Minorsky gibi bazı araştırmacılar, Mard'ları, Kürt'lerin ataları arasında gösterirler.

56) Değeri, kullanıldığı bölge ve zamana göre değişen bir ağırlık ölçüsü birimi. Burada 26.160 kg'a eşdeğer olan "Attike talantonu" esas almıştır.

57) MÖ. 181 dolaylarında başkent Sinope'ye taşınır.

58) Mithridates VI "Eupator" döneminde, kanatlı at Pegasos, bayrak motifi olarak kabul edilir. Pontos kralları, çoğunun adına kaynak olan, Hint-İran kökenli, Mithra'nın yanı sıra Grek tanrılarına da saygı göstermişlerdir.

59) Hitit'ler, Hurri kökenli Kuşuh (Ay) ve Şuaşka'ya (Yıldız) da tapıyorlardı. Ay-yıldız motifi, Küçük Asya'da hemen her dönemde varlığını hissettirmiştir. Osmanlılar tarafından fethedilene kadar, Konstantinopolis kentinin simgesi olan ay-yıldız, daha sonra, Osmanlı ve Türk bayraklarında yer almıştır. Senkretizm, Küçük Asya'da süreklilik arz eden bir olgudur.

60) Bu ilacın kökeni, Sümer ve Hititlere kadar uzanır. Merkez Efendi (1460-1552) tarafından bulunduğu inanılan "Mesir Macunu" da, bu gelişim zinciri içinde yer alır.

61) Roma ve Bizans dönemleri anlamında Bizans döneminin başlangıcı olarak, MS 395 yılı alınırsa da Latin karakterli Roma'dan Grek karakterli Bizans'a geçiş, uzun bir süreçte gerçekleşir. Grekçe, ancak İmparator Herokleios döneminde (610-641) resmi devlet dili olarak kabul edilir. Bununla birlikte, Bizans İmparatorları, "Roma İmparatoru" unvanını (Basileus Autokrator Romanorum), devletin sona erdiği 1453 yılına kadar kullanırlar. Trapezous'un Büyük Komnenos'ları da bu unvanı, İoannes II dönemine (1280-1297) kadar kullanmışlardır.

62) Şap, tekstil ürünlerinin boyanmasında mordanlayıcı (sabitleştirici) olarak kullanılıyordu. Romalılar, şap madenleriyle ilk kez Küçük Asya'da karşılaşmışlar, buradan elde edilen bilgilerle, Avrupa'da yeni yataklar bulunmuştur. Örneğin, Selçuklular döneminde, 1255 yılından önceki bir tarihte, Küçük Asya'daki şap madenlerinin tekeli 2 İtalyan'a verilmişti.

63) Büyük Komnenos'ların Batı sınırı tartışmalıdır. Örneğin, bazı kaynaklar Kerasous'un XIV. yy. son çeyreği içinde, Hacı Emiroğlu Süleyman bey tarafından ele geçirildiğini (1381 ? - 1394 ?) belirtirken, bazı kaynaklar

da, 1461 yılına kadar Büyük Komnenos'ların elinde kaldığını öne sürerler.

64) Akritas. Bizans sınır savunma örgütü.

65) Madenciligi olumsuz yönde etkileyen bu toprak kaybı, yakın akraba olan Mehmet II "Fatih" (1451-1481) ile David II (1458-1461) arasında yapılan anlaşma ile Büyük Komnenos'lar devletin sona ermesine (Ekim 1461) kadar devam etmiştir.

66) Gümüşhane'nin yakın bir çevre içinde, birden fazla iskanı, doğrudan madencilikle bağlantılıdır. Erken dönemlerde madencilik faaliyeti, büyük bir çoğunlukla, sığ derinliklerde yürütülüyor, bunun sonucu olarak da, bir bölgedeki çalışma uzun sürmüyordu. Bölge terk edilirken, bir madenci kampı niteliğindeki "kent" de terk ediliyor, yeni bir maden sahasında bir yenisi kuruluyordu.

67) Roma askeri-ticari yol ağı üzerinde yer alan bir konak yeri idi.

68) Bu ad aynı zamanda, yöre Grek'leri tarafından, Philabonites (Harşit) nehrine de verilmişti.

69) Gümüşhane'nin Dağteke köyü yakınlarındaki "Kov Kalesi"nin, Tzanikha kalesi olduğu sanılmaktadır.

70) Sadak köyü-Kelkit. MS. II. yy. da. "Legio XV Apollinaris" adlı Roma Lejyonu, Satala'da üstlenmişti.

71) Bu yol, Zigana bölgesi hariç olmak üzere*, yaklaşık olarak bugünkü güzergahı izliyordu. Satala'da üçe ayrılan yol, doğuya doğru, Büyük Ermenistan'ın başkenti Artaksata'ya (Erivan yakınları-Ermenistan Cumhuriyeti), güneye doğru Melitene'ye (Malatya) ve batıya doğru, bir madencilik bölgesi ve Lejyon üssü olan Nikopolis'e ulaşıyordu. (* Zigana bölgesinde bu yol, daha güneyde kalan ve Kurum-İmera-Stavri'yi kapsayan yöreden geçiyordu.)

72) Osmanlı İmparatorluğu'nda, 1450 li yıllardan itibaren, altın ve gümüş darlığı duyulmaya başlanır. Bu durum başlıca nedeni, o dönemlerde Osmanlı devletinin ithal ettiği, işlenmiş malların büyük bir çoğunluğunun Doğu'dan (Rusya, İran ve Hindistan) gelmesi ve buna karşılık, o tarafa hemen hiç mal satılmayıp, karşılığında altın ödenmesidir. Ayrıca, Hindistan'da altına olan rağbet, bu maddenin akçe karşılığında toplanıp Halep, Şam, Bağdat ve Basra tarafına gönderilerek, orada yüksek fiatla satılmasına da yol açmaktadır. Devlet, bu durumu önlemek amacıyla, Mehmet II "Fatih" döneminden başlayarak, bakır, gümüş ve altının Doğu sınırlarından çıkarılmasını, yasaklamış; tüccarların getirdikleri malın karşılığında ancak yine mal götürebileceklerini karara bağlamıştı. Devlet, Osmanlı akçesinin değerinin düşmesine ve para darlığına yol açan bu durumu getirdiği yasaklarla önlemeye çalışırken, bir yandan da ülkedeki madenleri canlandırmaya yönelir. Özellikle, Murad III (1574-1595) ın sadrazamlarından Sinan Paşa "Koca", ikinci kez sadarete geldiği 1588 yılından itibaren, Osmanlı ülkesindeki madenleri canlandırır ve yöresel darphaneler kurar. Osmanlı İmparatorluğu'nda değerli maden sıkıntısı yaşanırken Batı, Afrika ve Amerika'daki sömürgelerinden, bol miktarda değerli maden sağlar. 1521-1560 yılları arasında, yalnızca İspanya'ya -o da resmi kanallardan- giren değerli maden miktarı, 18.000 ton gümüş ve 200 ton altındır.

73) Gümüşhane'deki Osmanlı Darphanesi 1574-1644

yılları arasında çalışmıştır.

74) Gümüşhane madenciliği, Osmanlı Devletine sağladığı gelirin yanısıra, "Arkhimetallourgoi" (Maden Başları) diye anılan, 8 dolayındaki maden işleticisi Grek ailenin de, olağanüstü diye tanımlanan, zenginliklerinin kaynağı olmuştur. Khaldia Grek-Ortodoks piskoposluk bölgesinin dini yöneticilerini de, büyük bir çoğunlukla kendi içlerinden çıkaran bu aileler ve Khaldia Metropolitleri, Doğu Karadeniz bölgesinde, daha sonra gelişerek Grek-Ortodoks ulusal hareketinin, maddi ve moral açıdan hazırlayıcıları ve destekleyicileri olmuşlardır.

75) Vergi bağıışıklığının sona ermesinin ardından bu bölgede, Küçük Asya tarihinin en ilginç olaylarından biri olan "gizli-Hristiyanlık" akımı ortaya çıkar. Maden üretim bölgelerinin yanısıra, odun kömürü üretimi yapılan bölgeleride etkileyen bu akım, ilk kez, bir gizli-hristiyan'ın inancını, mayıs 1856 da Trabzon'da açıkça ilan etmesiyle su yüzüne çıkar.

76) 1 lb. (pound) = 0.454 Kg.

77) İzabe işlemi sırasında, 1 kg. kurşun için 36 kg., 1 kg. gümüş için 200 kg. odun kömürü kullanılıyordu. 1 kg. odun kömürü ise, kullanılan ağacın cinsine göre, 3-4 kg odundan elde edilmektedir. Yüzyıllarca süren madencilik faaliyeti sonucu, çevredeki bitki örtüsünün büyük bir bölümü tahrip olmuştur. Öyle ki, 1461 de Trapezous üzerine yürüyen Osmanlı ordusu, orman nedeniyle, bölgede ilerlemekte güçlük çekerken, 1701 yılında bölgeye gelen, Joseph Piton de Tournefort, yakmak için birkaç dal parçası bile bulamamaktan yakınmıştır.

78) 1 kuruş = 40 para = 120 akçe

79) Bu ücretler, o dönemdeki diğer ücretlere göre oldukça düşüktür. Örneğin, vasıflı bir inşaat işçisinin gündeliği 3-4 kuruş, bir inşaat ustasının gündeliği ise 6 kuruştur.

80) Ücretler satın alma gücü açısından, daha önceki dönemlere göre oldukça gerilemiştir. Örneğin, XV. yy. sonlarında, Novo Brodo gümüş madenlerinde çalışan işçiler 4 akçe gündelik alıyorlardı. Aynı dönemde 5 kg. buğday 1 akçe, 1 koyun ise 22 akçedir. XV. yy. ın Novo Brodo maden işçileri, 1 günlük ücretleriyle 20 kg. buğday, 5.5 günlük ücretleriyle 1 koyun alabilirken, XIX yy. ın Gümüşhane maden işçileri, 1 günlük ücretleriyle 1,5 ile 4 kg. buğday, 15 ile 35 günlük ücretleri ile 1 koyun alabilmektedirler. Her iki döneme ait bazı tüketim maddelerinin fiyatları şöyledir.

XV. yy sonu		1836
1 akçe	1 kg. Et	93,5 akçe
5 akçe	1 kg. Tereyağ	1309 akçe
2 akçe	1 kg. Peynir	374 akçe

(Liste, 1 Kuruş = 120 Akçe ile 1 Okka = 1283 gr. üzerinden hazırlanmıştır).

81) Kent, 1869 yılında, yalnızca armut ticaretinden 200.000 kuruş kazanır.

82) Gümüşhane Grek-Ortodoks kiliseleri, gümüş eşyalar açısından çok zengindi. Khaldia Metropolitleri ise, XVIII yy. sonlarından itibaren, yekpare gümüş piskopos tacı taşıyorlardı. Bu eşyalardan bazı örnekler, Atina'daki Benaki Müzesi'ndedir.

UZAKTAN ALGILAMA İLE BİNDİRME FAYLARININ TANIMI

Çeviri: Halil YUSUFOĞLU MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdlere Dairesi, ANKARA

Kıvrım / bindirme alanları, Dünya çapında petrol alınabilen yerlerdir, fakat, uzaktan algılama ile bu tipte alanları tanımlamak oldukça zordur. Yazar bu makalede yararlı olacağı açısından, Pakistan'da bu yönlü yapılmış uzaktan algılama çalışmalarını sunacaktır.

Wyoming Bindirme Kuşağı, Dünya çapında hidrokarbon üretimini sağlayan saha olarak, kıvrım / bindirme alanlarının bir örneğidir. Bu sahada, 1981'e değin, 58,4 Tcfg ve 6,7 milyar varil petrole sahip, tahmini rezerv içeren onyediyedi saha saptanmıştır. Buna benzer diğer bindirme fay kuşakları, geniş rezerv potansiyeline sahip, ancak karmaşık yapısal konumlu ve derinde olmaları yüzünden dünyanın birçok yerinde araştırılmadan bırakılmıştır.

Genelde uzaktan algılama; yarı çalışılmış alanların haritalanması ve değerlendirilmesinde kullanılır. Böyle haritalar (algılama haritaları), tektonik evrim, rezerv derinliği, petrol oluşum ve göçü ve yapısal gelişmenin zamanı ile ilgili modellerin kurulmasına yardımcı olur. Bu nedenle, bindirme kuşaklarının bir bütün olarak yorumlarının araştırılmasında, jeologlar bir sahayı ziyaret etmeden önce, yapısal kapanımların yerlerini, hangisinin teste değer olduğunu, hangi kesiminin test edilebilir ve olası sondaj derinliğinin ne kadar olacağını saptayabilirler.

Bu makale uzaktan algılama metodları ile, bindirmelerin jeomorfik kanıtı, başka fayların yorumu ve uyumsuzluklar ile karşılaştırılmalarını inceler. Basit bir özellik bir bindirmeyi tanımlamaz, ancak, birçok faktörün karşılaştırılması ile, bir bindirmenin yorumu için özellik teşkil eder. Pakistan'da buna ilişkin bir örnek çalışma, mükemmel mostra ve klasik bindirme özelliklerini içeren bir alandaki jeomorfik kriterleri göstermektedir. Yapısal yorum, enine kesitlerin yapılması ile desteklenip, birlikte bu özellikler araştırılacak sahanın önemini belirtmede kullanılır.

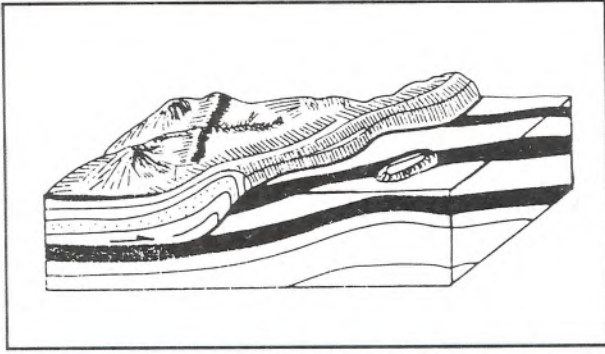
YORUM KRİTERLERİ

Çoğun faylar, genelde bir şeve bağlı olarak, kayaçların tipleri ya da doğrultu ve eğimlerinde ani değişiklikler ile tanınır. Büyük açılı (dikeye yakın) bir fayın izi, genelde bir doğruyu andırmaya meyillidir. Bu nedenle "hat" olarak kabul edilir. Bir bindirme fayının izi, genelde düzensiz olup, topografik eşdeğer çizgilerini takip ederek bu fayların tanımını güçleştirir. Bununla beraber bindirmeleri tanımak için, hem doğrudan hem de dolaylı kriterler vardır.

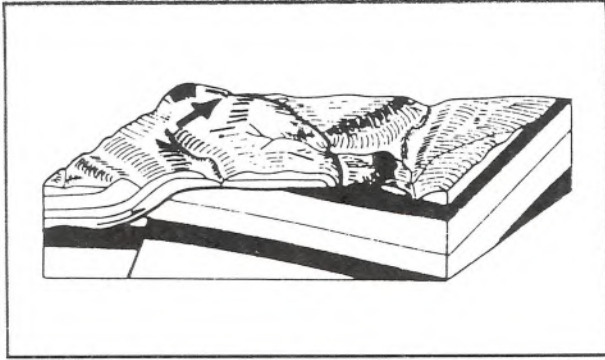
Bindirme Faylarının Doğrudan Göstergeleri: Bunlar genellikle tavan ve taban bloklarında değişik yapıları içeren doğrultu ya da eğimlerde ani değişiklik sunan özelliklerdir (Şekil 1). Tavan bloğu genellikle topografya olarak taban bloğundan daha yüksek olup, fay izi üst levhanın tabanında, topografya eğiminde bir kırık boyunca uzanır. Bu denli topografik rölyefin olmadığı yerlerde, tavan bloğu; tabakalanmanın doğrultusu, bindirme öneğine genelde paralellığı ile tanınır. Birçok halde fay izi kuşbakışı olarak tektonik taşınma yönünde dış-bükey konumludur (Şekil 2). Düzensiz fay izinin bir kısmı bindirme levhasının öneğinde erozyon sonucu oluşan klip olabilir.

Ön kenar antiklinalleri, kesit yukarı doğru rampalaşarak sonlanmış bindirmeleri karakterize eder; başka türlü tavan bloğu birimleri genellikle bindirme fayı ile eş-yön eğimlidirler. Binik yelpazeler, bindirmenin çatallanarak tavan bloğunu kesip, dilinim halinde yığılmış, birbirine paralel sırt zonları oluşturmuş ve litolojik kesit tekrarı gözlenmiş olarak tanımlanan bindirme fay türüdürler. Bir bindirme fayı ile devam ettirilmiş kıvrımlar, genelde ortak bir bakışsızlığa eğilimli olup, ön-ülkeye doğru yatık konumludurlar. Bunlar genelde binik ya da yığılmış antiklinaller veya senkli-

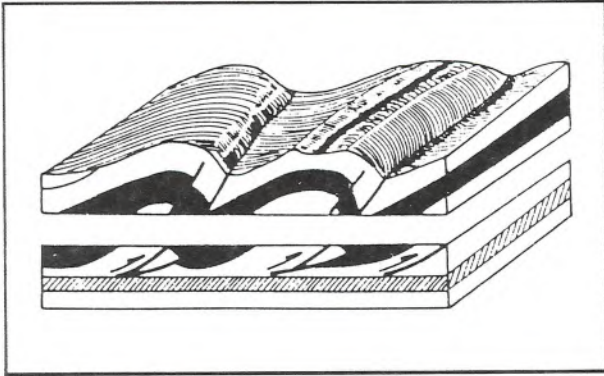
"World Oil" adlı derginin Eylül 1990 da yayımlanan 211/3 ncü sayısında Gary L. Prost tarafından yazılan ve 39-45 sayfalar arasında basılan "Recognizing thrust faults on remote sensing images" adlı makaleden tercüme edilmiştir.



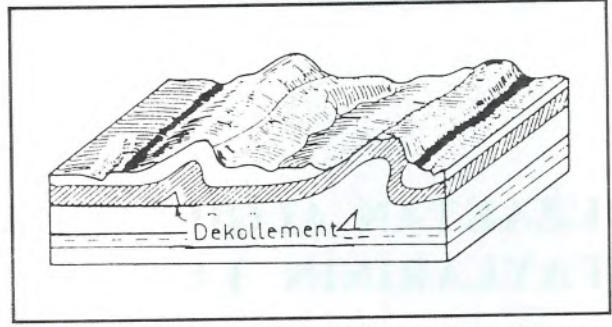
Şekil 1: Kavisli bir ön-kenar antiklinalinin diyagramı, düzensiz fay izi, erozyonel klip ve uyumsuz doğrultu/eğimler. Tavan bloğu tabakaları, bindirme izine paralel doğrultulu ve faya paralel eğimlidirler.



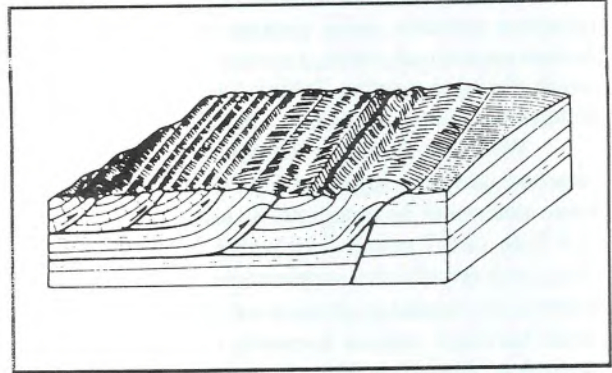
Şekil 2: Bu diyagramdaki bindirme fayı, topografya eğimindeki bir kırığı göstermektedir. Bindirme fay izi, tektonik taşınma yönünde dışbükey konumludur (ok yönü).



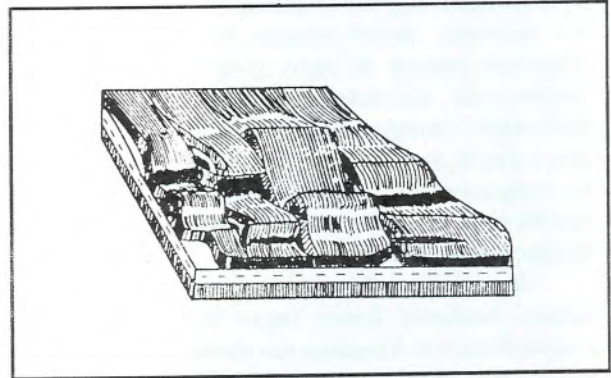
Şekil 3: Yığılanmış antiklinaller (veya senklinaler) çatallanmış bindirme faylarını göstermektedir.



Şekil 4: Kıvrımlarda, genişliğin dalga boyunun 1/4'inden daha fazla olduğu ve eksen uzunluklarının dalga boyunun birkaç katı olduğu hallerde oluşan dekollement kıvrımları.



Şekil 5: Yapısal konumdaki ani değişimler, binik levhalardan ön-kenar kıvrımlarına bindirmeyi karakterize eder.



Şekil 6: Bindirme/kıvrım alanlarında, yırtaç fayları şekilde görüldüğü gibi ön bindirmenin içine kavislenebilirler. Kıvrımlar, yırtaç fayının herhangi bir kenarı üzerinde zıt yönlü olabilirler. Hareket eğim-atım ya da doğrultu-atımlı görünebilir. Bindirme fayları, doğrultuları boyunca hareketlerini kıvrımlanmaya transfer ederler.

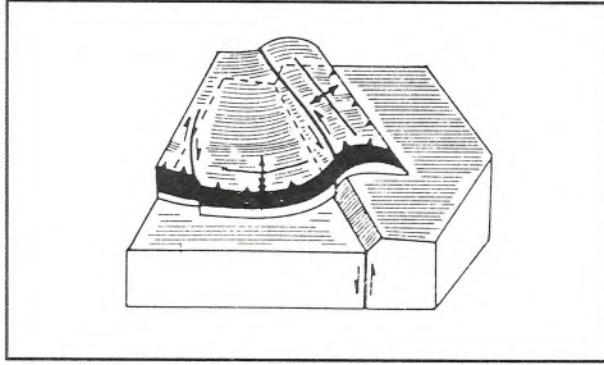
nalleri oluşturmuş erozyonun düzeyine dayanan yapılarıdır (Şekil 3).

Tavan bloğu dekollement kıvrımları, konsentrik yapı, katlanma/bükülme kaymasından oluşmuş ve genelde genişlikleri dalga boylarının 1/4'ünden büyük olduğu gözlenmiştir. Bu kıvrımların eksen uzunlukları genelde dalga boylarının birkaç katı olup dolambaçlıdır (Şekil 4).

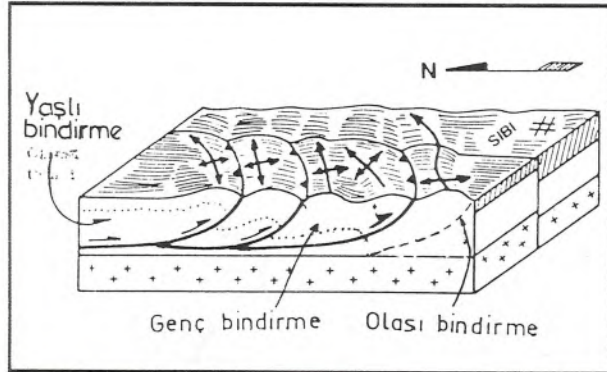
Yapısal tiplerindeki ani değişiklikler, örneğin, sıkçadan açık kıvrımlanmaya ya da binik sırtlarından kıvrımlara, bindirme fayları içinde sık sık rastlanmaktadır (Şekil 5).

Bindirme Fayları Dolaylı Göstergeleri:

Bunlar başlıca, yırtmaç fayları, yanıl yokuş antiklinalleri, monoklinal eğilti ve gevşeme faylarıdır. Yırtmaç fayları düz ve doğrultu-atım fayları karakterindedirler, ancak eğim-atım ya da yönü boyunca gelişen monoklinal eğiltiyec sahip olabilirler. Genelde bindirmenin öneyinde, ani olarak ya da bindirme fayına doğru kavis yaparak sonlanırlar (Şekil 6). Bir yırtmaç fayının herhangi bir



Şekil 7: Yanal yokuş antiklinalleri, bindirme/kıvrım alanlarında, taban bloğu fayları üzerinde oluşabilirler.



Şekil 8: Güney'de izlenen, ilerleyen genç yaşlı birimlerle gelişen bir aşmalı kıvrım diyagramı. Bindirme fay dizinleri Sibi alanının kuzeybatısında görülmektedir. Bu da gösteriyor ki; Bindirmeler güney'e doğru, yaşlıdan genç'e doğru gitmektedir. Olası bir bindirme fayına dikkat ediniz.

kenarındaki kıvrımlar bindirmeye zıt yönlü (Bir kıvrımın yatık veya eğim yönü) ya da yapısal oluşumun ayrı evrelerinde oluşmuş olabilirler. Faylı bir taban bloğu üzerinde gelişen bir yırtmaç fayı, bulunduğu yerde tavan bloğunun içinde monoklinal eğilti oluşur (Şekil 7). Diğer durumlarda, yanıl yokuş antiklinalleri faylı taban bloğu üzerinde gelişir. Gevşeme fayları, tavan bloğu kıvrımlarının arka kanadı üzerinde ya da, bindirmenin kesit yukarı doğru rampalaştığı yer üzerinde gelişirler. Bu dizin normal faylar, kaşık biçimli, arka bölgeye doğru (Bindirmenin geliştiği yer) içbükey konumlandular. Bindirme fayları doğrultuları boyunca, sürüklenme hareketini kıvrımlara ya da aşmalı bindirme faylara transfer ederek sonlanırlar. Bu nedenle, doğrultu boyunca faylara karışmış kıvrımları, bindirme fayının olası göstergesidirler.

Açılı uyumsuzluklar, bindirme fayları gibi bazen aynı karaktere sahiptirler. Açılı uyumsuzluklar da doğrultu ve eğimdeki keskin değişimlerle karakterize edilirler. Bir uyumsuzluk düzleminin üzerindeki kıvrımlanma altta da aynen izlenir. Fakat, bindirmelerin tavan bloğundaki kıvrımlanma, taban bloğuna yansımamaktadır. Bir uyumsuzluğun üzerindeki tabakalanma, tanım olarak, alttakinden daha az tabakalanma gösterebilir, fakat, bir bindirmenin üst levhası alt levhasından daha çok deforme olur. Bindirmeler, litolojik kesit tekrarı içerir fakat, uyumsuzluklar içermez. Ters faylar, bindirmelerde olduğu gibi, genç yaşlı kayaları daha yaşlı kayaların üzerine getirir. Fay düzleminin büyük açılı olması, düz bir fay izinin oluşmasını sağlar, bu da, ters fayları bindirme faylardan ayırteden bir özelliktir.

Bindirme-altı yapıları dikkat çekici ve tanımlamaları hala çok zordur. Bindirme sonrası oluşan kıvrımlanma yüzeyde tanımlanır ve tavan bloğunun altına kadar uzanır. Ancak kıvrımlanmanın yaşı, yalnız uzaktan algılama verileri ile saptanamaz. Bindirme-altı yapıları, bindirme levhasının ve yükseliminin kenarları boyunca yırtmaç fayların iç kesimlerinin derin erozyona uğramasına bir temel teşkil eder. Bindirme-altı yapısı, tavan bloğu kalınlığındaki değişimlerle nitelik kazanabilir. Bindirme levhasının kalınlığı, dekollement kıvrımlarının geometrisine dayanarak tahmin edilebilir. Jamison (1987) tarafından geliştirilen bir seri eğri, kıvrım kanatları arası açı ve arka kanat eğiminin, kıvrım dalga boyu (eş yükseklik verilerinden) oranına ilişkisinin bindirme levhası kalınlığına bölümünü açıklar. Tavan bloğu kalınlık değişimi, bindirme fay düzleminin şeklini göstermek için yüzey yükseltilerinden çıkarılabilir. Kıvrım duruşları aynı zamanda, bindirme fay levhasının bir yapıya üzerlediği (geri yönlü) veya bir bindirme-altı yapısına bindirdiği (ileri yönlü) düşüncesini akla getirmektedir. Binik yelpazeler, taban bloğu fayları ya da bir bindirmenin kesit

yukarı doğru rampalaştığı yer üzerinde gelişir. Bu özellikler aşağıdaki örneğinde gösterilmektedir.

SÜLEYMAN SIRADAĞLARI, PAKİSTAN

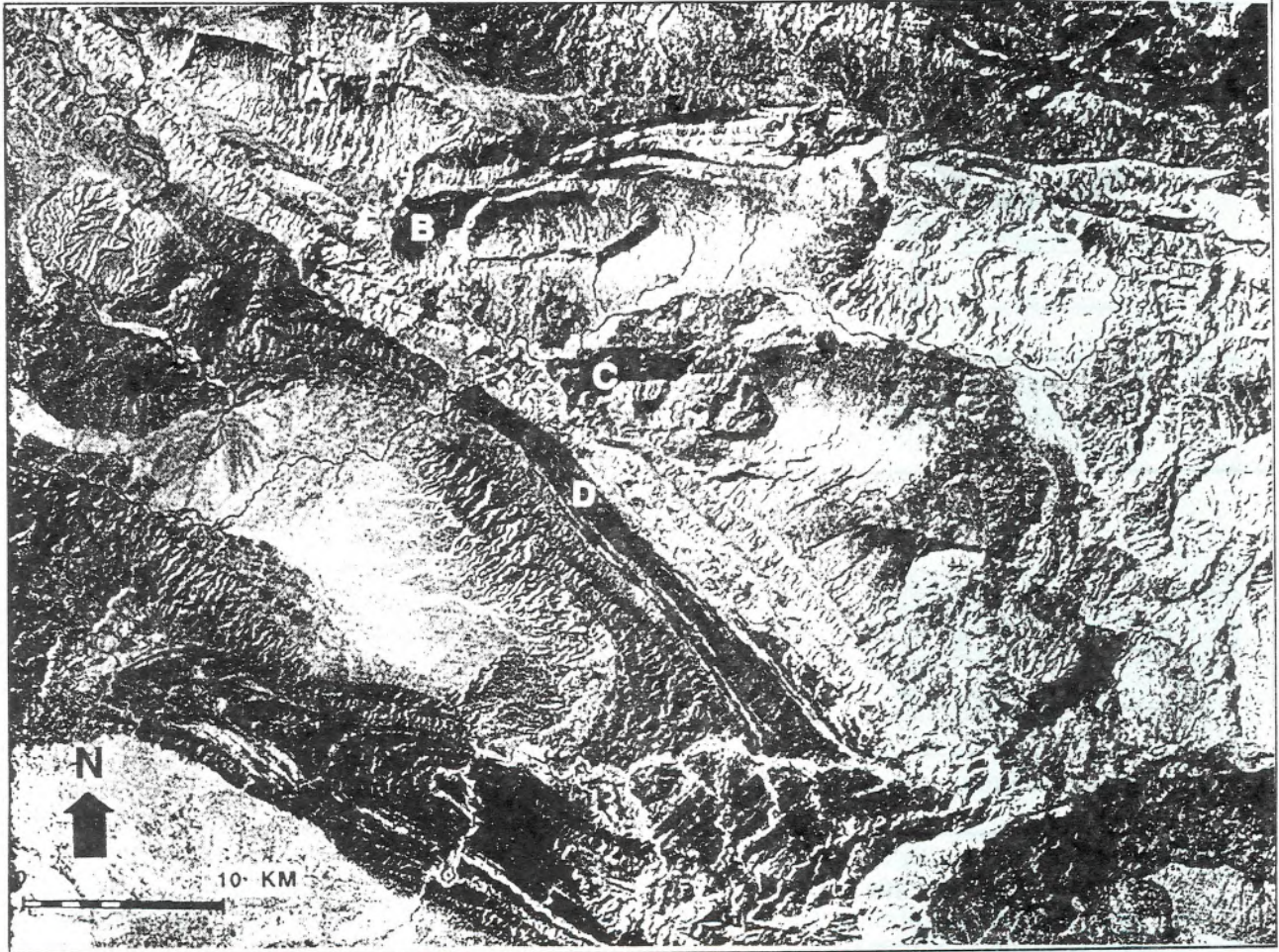
Süleyman Sıradağları, Hindistan-Asya levhalarının çarpışması sonucu Güney-Güneydoğu yönlü oluşan bindirme faylarının, Mississippiyen-Neojen yaşlı binik yapılarını içerir. Bindirmenin ana periyodu, yaklaşık 80 my önce başlamış ve 53 my öncesine kadar devam etmiştir. Düşey yönlü kısalma hala devam etmektedir.

Süleyman Sıradağları, batıda Jacobabad doğuda Sahiwal-Horunabad yükselimleri arasında, güneye yönelik devinen bir bindirme fayıdır. Domuz sırtı antiklinal yapıları, olası Eokambriyen yaşlı evaporitlerden (mostra vermiyor) oluşan ana dekollement yüzeyinden yukarı doğru çatallanan bindirmeler boyunca oluşmuşlardır. Landsat yorumları, en genç bindirmenin güneyde olup en genç birimleri (Paleosen-Eosen) etkile-

diğini göstermektedir. Bu aynı zamanda, sıradağların güneybatı kesiminde izlenen kıvrımlanma tipleri ile de gösterilmiştir (Şekil 8 ve 9).

Sui ve Uch, hatta Zindapir antiklinalleri (Şekil 10 ve 11), güncel yapılar oldukları, kanatları boyunca çakılların yukarı çevrilmesinden de anlaşılmaktadır. Bu çakıllar, olası Indus ovasının alüvyonları altında ön kenarları gömülü bulunan bindirmelerin üzerine taşınmıştır (Şekil 10). Çünkü, kıvrım eksenleri topografya ile çakışan bindirme fayların öneyine paraleldir. Kıvrım veya tabakalanmalarda sonlanan, doğrultu-atımlı, büyük ölçekli faylar, yırtmaç fayları olarak gözönüne alınmıştır. Bu fayların, uzanımlarının bir bölümü boyunca monoklinal eğiltilerin, batıda sağ yönlü doğuda sol yönlü atımlı, oluşları, Süleyman bindirme faylarının güneye doğru hareketini göstermektedirler.

Petrol üretimi, Dhodak, Sui ve Uch alanları gibi, Bindirme kuşağının saçak kesimlerinde sınırlanmıştır. Petrol sızıntısı kenarlar boyunca, Tadri, Dunagan, Sar-



Şekil 9: Süleyman Sıradağları güney kesiminin bu Landsat görünümü, yığılmış antiklinallerde yüzlek veren kesit tekrarını göstermektedir (A,B,C), bir yırtmaç fayı/monoklinal eğilti (D) ve bindirmeye doğru kavış yapan bir yırtmaç fayı (E). (SPOT Image Corp. 1990).

dirmeli kıvrımlarda, büyük ölçekli yapısal kaymalarda, unutulmaması gereken, Tadri gibi bir antiklinal yapıyı oturtup, arka kanadını sondalamakla, hem yüzey kıvrımı hem de tavan bloğu yüksekliği test edilebilir. Bu antiklinalin batıya dalımlı ucundaki petrol sızıntısı, yalnızca, olgun kaynak kayanın yakında olduğu varsayımını artırır.

SONUÇ

Kanıtları oluşturan birçok özelliklerin yaklaşımı, uzaktan algılama verileri ile, yorumlanması çok zor olan yapıların içinden bindirme fayların tanımını gösterir. Bu özelliklerden, bindirme fayları için en karakteristik olanları; tekrarlı litoloji kesitleri, düzensiz fay izi, ortak yönlü bakışsız kıvrımlanma, uyumsuz doğrultu ve eğimler, binik sırtlar, yığılanmış kıvrımlar ve genişlikleri dalga boylarının 1/4'inden fazla olan kıvrımlardır. Bindirme-altı etüdü aynı zamanda önemli bir ipucu olabilir. Kıvrım geometrisi ve yönü, olası bindirme-altı yapılarını ortaya çıkaran, bindirme yüzeyi

şeklini ve derinliğini tahmin etmede kullanılabilirler. Binik yelpaze ve antiklinaler bindirme fay yokuşu üzerinde gelişirler.

Algılama görüntülerinde, uyumsuzluklar bindirme fayları ile karıştırılabilir. Kıvrımlanma, uyumsuzluğun altındaki ve üstündeki tabakalanmaya etki eder, fakat, tavan bloğu kıvrımları dekollement yüzeyi altı ile ilgisizdir. Bindirme fayları birimlerde litolojik kesit tekrarı yapar, uyumsuzluklarda ise bu özellik gözlenmez. Ters faylar, bindirme faylara benzerdir, ancak fay düzleminin eğimi 45 dereceden büyüktür. Ters fayları doğrusal olarak tanımlamak daha doğrudur. Bir etüd programında, uzaktan algılama veri yorumlarının, jeofizik etüd ve detay saha haritalamasından önce çalışılması yararlıdır. Bindirme faylarının verimli bir şekilde yorumlanması için; antiklinal yapıların dağılım ve yerlerinin gösterilmesi, kıvrım bakışsızlığının kurulabilmesi, erozyonel derinliğe ait verilerin bilinmesi, bindirme fayları boyunca, kıvrımlanmanın yaşının tesbiti ve olası bindirme-altı kıvrım yerlerinin ortaya çıkarılması açısından önemlidir.

TÜRKİYE'DE KIYI VE DENİZ BİLİMLERİ

A. Sami DERMAN TPAO Arama Grubu, ANKARA
Ali DEMİNER TPAO Araştırma Grubu, ANKARA
Alattin SAYILI TPAO Araştırma Grubu, ANKARA
Mustafa İŞBİLİR TPAO Arama Grubu, ANKARA

Ülkemizde deniz bilimleri alanındaki araştırmalar ve bu konunun öneminin anlaşılması oldukça yenidir. 1970'li yıllardan sonra petrolün denizde aranması amacıyla başlayan deniz araştırmaları bazı kuruluş ve üniversitelerce günümüze kadar yürütülmüştür. Bu çalışmalar henüz istenilen düzeye çeşitli nedenlerle ulaşamamıştır. 1975'ten günümüze Deniz Kuvvetleri seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı'nca askeri amaçlı deniz araştırmaları, MTA Genel Müdürlüğü, Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri Teknoloji Enstitüsü, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Erdemli Deniz Bilimleri Enstitüsü ve İstanbul Üniversitesi Coğrafya Bölümü Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından da bilimsel amaçlı deniz araştırmaları yapılagelmiştir. Günümüzde Türkiye'de 7 adet araştırma gemisi mevcuttur ve bunlardan MTA Sismik-1 ve MTA Sismik-2 jeofizik yöntemleri kullanırken, diğerleri deniz tabanı örnekleme aletleri ve diğer oşinografik donanımlara sahiptir.

Deniz bilimleri alanlarında yapılacak olan araştırma ve çalışmalar oldukça pahalı alet ve donanımları gerektirmektedir. Bu alet ve gereçlerin her enstitü ve okul için ayrı ayrı alınması çok pahalı ve büyük kaynak israfına sebep olacağından, belli miktarlarda alınıp ortak kullanıma sunulması yoluyla yapılacak tasarruflarla da daha değişik aletlerin alınarak araştırma zenginliği sağlanması yoluna gidilebilir. Bu da deniz bilimleri konusunda araştırma yapan kuruluşların koordinasyonu ile gerçekleştirilebilir.

Ülkemizde deniz bilimleri alanlarında kısa sürede hızlı bir gelişme görülmekle beraber bu konu ile ilgili kuruluşların birbirlerinden habersiz ve dağınık olarak gerçekleştirdikleri projeler ülke yararına beklendiği şekilde bir fayda sağlamamıştır. Bu konuda kuruluşların kendi olanakları çerçevesinde yürüttükleri çalışmalar ve yürütülen projeler yetersizdir. Özellikle pahalı donanım gerektiren deniz araştırmaları, kuruluşların olanaksız bütçelerinden ayırdığı küçük finansmanlarla yapacakları proje çalışmalarını yerine, bu kuruluşların ortak katkıları

ile gerçekleştirecekleri koordineli ve geniş kapsamlı çalışmalar daha verimli olacaktır. Bunun için bu konu ile ilgili araştırma yapan kuruluşların maddi olanaklarını birleştirmeleri, çalışma grubu ve proje ağırlıklarına göre tesbit edilecek öncelikli çalışmalarını gerçekleştirmelidirler. Günümüzde ağırlıklı araştırma dalı, petrol ve maden gibi konuları kapsayan deniz jeolojisi dalıdır. Oşinografik konularda yapılacak çalışmalar deniz jeolojisinden ayrı tutulamaz ve birlikte yürütülmelidirler. Oşinografi deniz suyunun fiziksel, kimyasal ve biyoloji işlevlerini incelerken, deniz jeolojisi deniz tabanının, karadan denizin derinliklerine uzanan formasyonların incelenmesi ve bundan hareketle, petrol, maden ve jeolojik hizmetler gibi ekonomik bulgulara yönelik araştırma yapan bilim dalıdır. Bu iki bilim dalını birbirlerinden farklı tutmamak gerekmektedir. Deniz jeolojisinde yapılacak çalışmalarda oşinografik bilgilere yaklaşım yapılabilir. Güncel sedimanların fiziksel, kimyasal ve biyolojik özellikleri incelenerek oşinografik özelliklere yaklaşım yapılabilir. Deniz araştırmalarını sadece oşinografik bir bilim dalı olarak ele almamalı, önemli ve ağırlıklı çalışma gerektiren deniz jeolojisi konusu çalışmalarda ön plana alınmalıdır.

Bu konuda atılabilecek en önemli adım, Ulusal Deniz Bilimleri Koordinasyon Merkezinin kurulmasıdır. Bu merkeze üniversiteler yanında deniz jeolojisi ile doğrudan ilişkili kuruluşlardan da üye alınmalıdır. Bu iş için ayrılmış küçük gemiler yerine daha büyük araştırma gemileri ile daha kapsamlı araştırmalar yapılmalıdır. Üç tarafı denizlerle çevrili olan ülkemizde hala bunun gerçekleştirilmemiş olması gerçekten çok üzücü bir durumdur.

SEYİR VE HİDROGRAFI HİZMETLERİ KANUNU HAKKINDA GÖRÜŞLER

Dünyada yapılan oşinografik çalışmaların büyük bir kısmını jeolojik araştırmalar oluşturmaktadır. Bugün okyanuslar hakkında jeolojik olarak ne biliyorsak bunun

hepsini deniz jeolojisine borçluyuz. Örneğin Global Tektonik kavramı ile gelişen ve Dünya okyanusları altındaki mineral oluşumları ile yeryüzünde bulunan maden yataklarının daha kolay bulunması ve çıkarılması sağlanmıştır. Bu da gösteriyor ki deniz jeolojisinin kökeninde ekonomi yatmaktadır.

Birçok alanda denizde yapılacak yapılar ve işler için deniz jeolojisi gereklidir. Örneğin bir liman inşaatı, bir dalgakıran veya denizde yapılacak bir sondaj yerinin seçimi için deniz jeolojisinin yardımı ve desteğine muhtacdır.

Yukarıda çok kısa bir iki örnekle açıklamaya çalıştığımız deniz jeolojisinin önemi Seyir Hidrografi ve Oşinografi kanununun içinde sağmayacak kadar büyüktür. Bu konunun güvenlikle ilgili kısımları hariç askeri kanunlar çerçevesinden çıkarılacak yeni bir Deniz ve Kıyı kanunu ile gerçek değerine kavuşturulmalıdır. Çünkü Seyir ve Hidrografi Hizmetleri kanununda deniz jeolojisi ve jeofiziği diğer kavramlar arasında kaynayıp gitmektedir. Ayrıca yapılacak çalışmalarda ulusal kaynakların en etkin ve verimli şekilde kullanılmasını sağlamak için yukarıda belirttiğimiz Ulusal Deniz Bilimleri Koordinasyon Merkezi'nin kurulması gereklidir. Deniz araştırmaları tek tek kurumların eline verilerek kaynakların boşa harcanamayacağı kadar pahalı bir alandır. Bu iş için yaratılacak kaynaklar, araştırmacı kurumların vereceği araştırma tekliflerinin önemi, bilimsel

değeri ve ülke ekonomisine veya bilim camiasına yapacağı katkı oranında paylaşılmalıdır.

KIYI KANUNU İLE İLGİLİ GÖRÜŞLER

Kıyı kanununda görülen en önemli eksiklik kıyı alanında yapılacak yapılar için herhangi bir jeolojik etüd zorunluluğunun getirilmemiş olmasıdır. Bilindiği gibi birçok alanda delta düzlüklerine, yarlı deniz kıyılarına ve yeteri kadar duyarlı olmayan kıyılara yapılar yapılmaktadır. Özellikle delta düzlüğü alanlarında oturma olaylarının ve yarlı deniz kıyılarında ise çeşitli kayma ve heyelan olaylarının olma olasılığının ne kadar yüksek olduğu hepimizce bilinmektedir. Bu gibi alanlarda zemin etüdüleri ve diğer jeolojik etüdülerin yapılmasının sağlanması toplum emniyeti ve menfaatleri açısından gereklidir.

İkinci önemli husus, bu alanlarda inşaat yapılmadan veya başlamadan önce bir etüd raporunun hazırlanmasını sağlamak ve bunu hazırlayanların içinde muhakkak bir jeologun bulunmasını temin etmektir. Kıyı kanununa göre kıyı alanlarında kontrolü belediye sağladığına göre bu olay belediyelerde jeolog çalıştırılmasını da gündeme getirebilir.

Kanunda hukuki konular hiç ihmal edilmemişken teknik konulardan pek söz edilmemiştir.

MADEN KANUNU, TAŞOCAKLARI NİZAMNAMESİ ÇELİŞKİSİ VE KAYBOLAN ULUSAL DEĞERLERİMİZ

Gültekin KAVUŞAN Ankara Üniv. Fen. Fak. Jeoloji Müh. Böl., Beşevler, ANKARA

Ülkemizin oldukça zengin olan doğal kaynaklarının korunmasının ve bunların ülke ekonomisine en faydalı bir biçimde transfer edilmesinin, geleceğimizin garantisi olduğu bir gerçektir. İnsanoğlu, doğadan daima bir şeyler alır; gerek onu işleyip besinini üretmek, gerek sanayi için maden ve kayalardan elde ettiği hammadeyi değerlendirerek varoluşunun devamlılığını sağlamaya çalışır. Sorun, aldığı kaynağın bitmez tükenmez olmadığına bilincinde olup olmamasındadır; yani doğadan aldığı tümünü tamamen değerlendirip değerlendirememesindedir. Burada iki önemli neden vardır: Birincisi ve en önemlisi bilgi birikiminin yetersiz oluşudur. Bunun da nedenleri ya eğitim yetersizliği veya bilgi ile sermayeyi bir araya getirecek yasaların yokluğu yahut da bu şekildeki bir organizasyonun yapılmamış olmasıdır. İkincisi ise devlet örgütündeki karar verici organların birden fazla oluşu nedeniyle doğal kaynağın tasarrufundaki aksamalarıdır. Bu ise en vahim olanıdır, zira doğal kaynaklar öylesine yasalar çerçevesinde heder olacaktır ki, gelecekte sanayi için gerekli hammadde başka ülkelerden ithal edilmek zorunda kalınacaktır. Bunun sonucu gelecekte tümüyle dışa bağımlılıktır. Bu durumdaysa toplumun ve ülkenin varlığı gelecekte tehdit altına girecektir. Böylesine olumsuz bir sonucu yaşayacak gelecek kuşaklar ise karşılarında sorumlu tutabilecekleri ne bir kişi, ne de bir kuruluş bulabileceklerdir. Halbuki gelecek kuşaklar bizim geleceğimizin garantisidir.

Maden kanununun ana felsefesine bakıldığında ülke kaynaklarının günümüz koşullarında en rasyonel biçimde değerlendirilmesinin amaçlandığı görülür. Burada, aynı zamanda girişimcilik ruhu desteklenmeye çalışılmış olup devletin maden bulunan sahayı, maden işletmesine kiralaması ve üretimden vergi alması, işletmecinin kaynağı doğru olarak kullanıp kullanmadığının kontrol altında tutulması ana prensip olarak kabul edilmiştir. Ülkemizde aynı zamanda bir de Taşocakları Nizamnamesi bulunmaktadır. Bu nizamname Osmanlı İmparatorluğu döneminde yürürlüğe girmiş

olup amacı bina ve inşaat işlerinde kullanılacak olan yapı taşlarının üretilmesi, pazarlanması ve o devirde inşaat sektörünün daha modern bir teknolojiye ulaşması için çıkartılmıştır. Madenlerin işletilmesi ise Osmanlı İmparatorluğu döneminde padişahın özel iznini gerektirmekteydi. İstanbul yönetimi bürokrasiyi azaltmak amacıyla taşocaklarının işletme izinlerinin yerel yönetimlerce verilmesini uygun görmüş olmasına karşılık İmparatorluğun son dönemlerinde maalesef yerel yöneticilerin madenler hakkında bilgi alabilecekleri uzman kişilerden oluşan danışman kadroların bulunmaması yanında, özellikle yabancılarla işbirliği yapan Osmanlı vatandaşlarının yardımıyla birçok doğal kaynağımız (kaçak) işletilmiştir. Bu dönemde kaynakların işletilmesinden alınan vergiler ise mahalli idarelere bırakılmıştır. Bu nizamname günümüzde yine hemen hemen aynı şekliyle yürürlüktedir. Halbuki, günümüzde artık eski koşullar mevcut değildir. Bugün ülkemizde yeterinden fazla sayıda jeoloji ve maden mühendisi bulunmaktadır. O halde, yetişmiş uzman sorunumuz eskiye göre çözüme kavuşmuş sayılır. Fakat, yeterli teknik personel kadrosu mevcut değildir. Böyle kadroların oluşturulması her ne kadar sorunun çözülebileceği izlenimini yaratsa da bilimde ve sanayide uzmanlık isteyen konularda yerel yönetimlerin bu derece uzmanlaşmış kişileri istihdam edebilmesi çok zordur. Fakat, buna rağmen yerel yönetim organizasyonu içerisinde jeoloji ve maden işletmeciliği alanlarında en azından birer personel istihdam edilmesi, böylece bir denetleme-danışma bürosu oluşturulması; hem yönetici kadrolar hem de bölgedeki madenci kişi veya kuruluşlar için yararlı olacaktır.

Maden kanunu çerçevesinde birçok maden alınmış olmasına rağmen doğada hiçbir zaman kesin sınırlar sözü konusu değildir. Bu nedenle de yürürlükteki yasalar çerçevesinde bazı madenlerin hangi kapsama girdiklerinin kesin olarak ortaya konulması mümkün değildir. Bunun önüne geçilmemesi halinde, bugün taş olarak işletip, sanayi hammaddesi olarak değerlendirdiğimiz ve

tükettiğimiz hammaddeleri, yakın bir gelecekte çok daha büyük paralar ödeyerek ithal etmek zornunda kalabiliriz.

Sorunun çözümü için, sanırım en başta yapılması gereken nedenle taşocağı kavram kargaşasının ortadan kaldırılarak doğada bulunan her türlü taşın maden olarak değerlendirilmesini sağlamaktır. Maden kanununun yürütücüsü olan kuruluşun, sözkonusu madenin hangi nitelikten dolayı ne şekilde işletilmesi gerektiği konusunda, maden işletmesi ile fikir birliğine varması zorunludur. Ülke ekonomisinin geleceği için çizilen makro kalkınma planları çerçevesinde yürütücü kuruluşun, devletin ilgili diğer kuruluşlarıyla birlikte yapacağı değerlendirme sonucunda, hem işletmeci hem de ülke ekonomisi için en sağlıklı bir karara varması gereklidir.

Yerel yönetimler ve valilikler, bünyelerinde oluşturulacakları jeoloji ve maden bürosundaki uzmanlar

kanalıyla, işletmecinin yaptığı üretim miktarının beyanına uygunluğunun kontrolünün yanı sıra, diğer konularda da (Örneğin; taahhüt edilen işletme metodunun uygulanıp, uygulanmadığı; rasyonel işletme şartlarının sağlanıp, sağlanmadığı; çevre sorunlarının çözümü vb) yardımcı olmayı üstlenmelidir. Bu hizmetler karşılığında ise, yerel yönetimlere üretilen madenden devlet adına tahsil edilen payın devredilmesi gereklidir. Çevre sorunlarının çözümünde en büyük sorumluluğu almış olan belediyelere de belirli oranda bu paydan ayrılması, hem sorunların çözümünde ivedilik sağlanmasına, hem belediye hizmetleri için parasal kaynak bulunmasına, hem de madenler çevresinde bulunan yerleşim alanlarındaki insanların maden işletmecisiyle kaynaştırılmasını sağlayarak sosyal barışın yaratılmasına yardımcı olacaktır.

DENİZ JEOLJİSİ

Alattin SAYILI
Ali DEMİRER

TPAO Araştırma Grubu, ANKARA
TPAO Araştırma Grubu, ANKARA

Deniz jeolojisi jeolojinin modern ve klasik kavramlarını kullanarak okyanusların tarihçesini araştıran bilim dalıdır.

Deniz jeolojisinin birinci amacı sular altındaki yeryüzünün şekillendirilmesindeki işlevleri, okyanusların kendileri hakkındaki özelliklerini ortaya koymak ve okyanusların altındaki yeryüzünün tarihçesini araştırmaktır. Yeryüzünün dörtte üçünün sularla kaplı olduğunu düşünürsek deniz jeolojisinin önemi daha açık olarak ortaya çıkar. Philip Kuenner'in (1958) söylediği gibi "No Geology without Marine Geology" Deniz jeolojisi jeoloji olmaz.

Deniz jeolojisinin kapsamı içindeki yerler plaj, denizel bataklık ve lagünlerden başlar. Kıtasal şelf ve okyanusun en derin kısımlarına kadar devam eder. Deniz jeologlarının araştırması nadir olarak deniz seviyesi ile sınırlıdır, çünkü yeryüzünün tarihçesi ve okyanuslar hakkındaki bilgilerin önemli miktarı deniz seviyesinin üstünde yüzeyleyen kayalardan elde edilir.

Deniz jeologları yüzey jeologlarına kıyasla farklı aletler kullandıklarından ötürü temel olarak farklıdır, çünkü mostra üzerinde direkt olarak yürüyemez ve örnek alamazlar.

SEDİMAN ÖRNEKLEME METODLARI

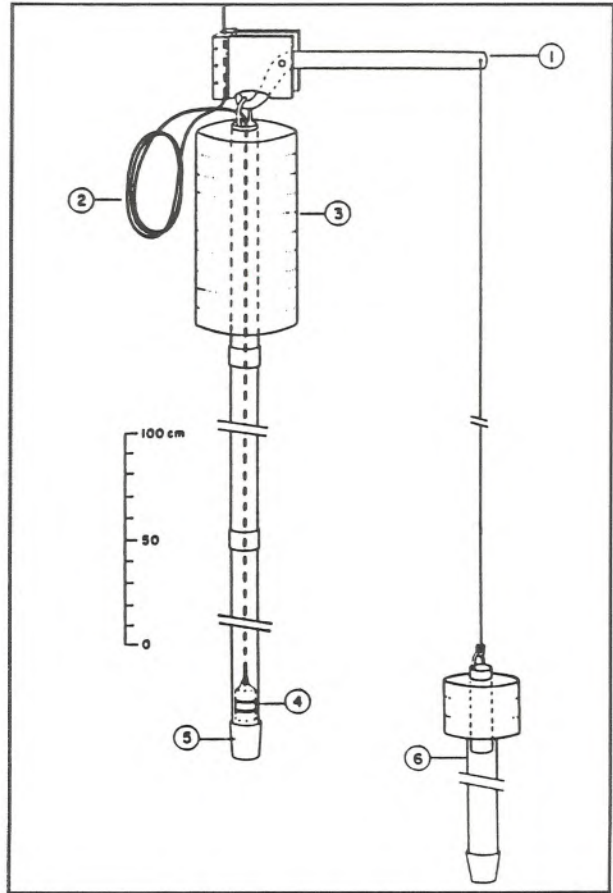
Bütün deniz araştırmalarında bir çeşit gemi veya deniz aracı şarttır. Ayrıca denizaltından örnek almak için de özel metodlar geliştirilmiştir (Kenneth, 1982). Bu metodlar:

PİSTONLU KAROTİYERİ (PISTON CORER)

Kullenberg pistonlu karotiyesi, karotiyer içine sıkıcı yerleştirilmiş bir piston ihtiva eder. Örnek alma esnasında sediment sütununun yerinde tutulması için gerekli olan emmenin yaratılması için piston, su sediment yüzeyine yakın tutulur. Bu emme karotiyerin duvarlarındaki sürtmeyi azaltır. Böylece kurtarım artar (genellikle 7-20 m. uzunluğunda). Karotun uzunluğu basit gravite karot alma yöntemine göre büyük avantajdır. Okyanus yüzeyinin üstünde metrelerce serbest düşmenin olabilmesi için sistem bir tetik hareketi gerektirir.

Tetik düzeneği (Trigger device) genellikle kısa gravite karotunun bir parçasıdır. Tetik kolu pistonlu karotiyeye

rin tabanının metrelerce altında olacak şekilde asılmıştır. Çarpma ile beraber tetik mekanizması serbest düşmeyi sağlar (Şekil 1). Pistonun hemen sedimentlerin üstünde yukarıya doğru hareket edebilmesini garanti edebilmek için kablo uzunluğu hesaplanır. Kablo uzunluğu sedimentin tabiatına bağlı olarak değişecek şekilde muhafaza edilir. Karotların çoğunluğu 20 m. uzunluğundadır. Abisal killerde 15-25 m. silisli balçıklarda yaklaşık 15 m. kumlarda 8 m'den fazla foraminiferli çamurlarda ise 10 m.'den daha uzun karot almak zordur.



Şekil-1: Standart piston Karotiyesi: 1. Tetik kolu: 2. Serbest düşme için kullanılan kablo: 3. Ağırlık: 4. Piston: 5. Karot kesici: 6. Tetik karotiyesi (T.C. Moore, Jr. ve R. Heath (1978)'den alınmıştır. Chemical Oceanography. v. 7, p. 75-125).

HİDROLİK PİSTONLU KAROTİYER (HYDROLIC PISTON CORER)

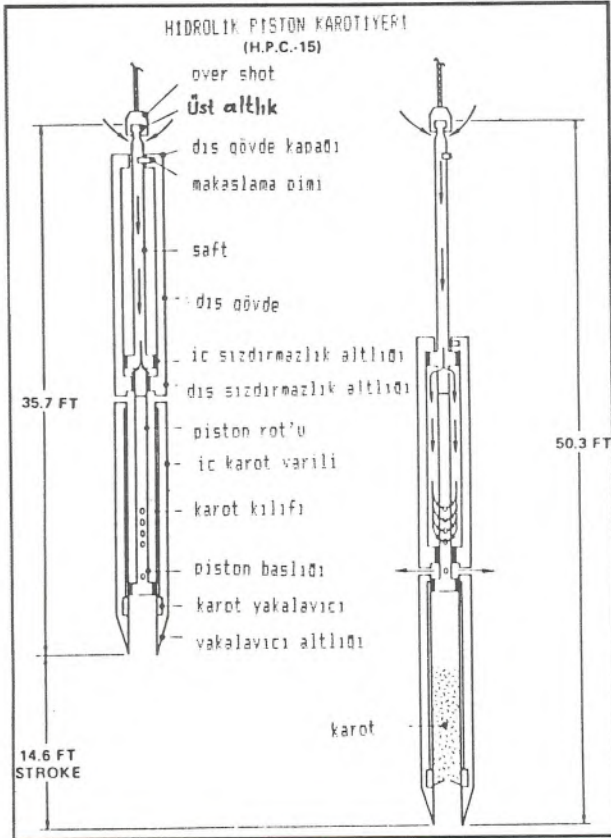
Çok inceli laminalı sedimentlerden bile rahatlıkla ve hiçbir örseleme yapılmaksızın karot almayı sağlar. Çünkü hidrolik pistonlu karotiyer hızlı bir şekilde ve dönme hareketi olmadan sediment içine itilir (Şekil 2). Karotiyer 1-2 saniye içinde sediment içine girer. Bu yöntemle en azından 200 cm.'ye kadar karot alınabilir.

KASTER KAROTİYER (KASTER CORER)

Kaster karotiyer geniş yarıçaplı, köşeli (yaklaşık 23 cm.) ve genellikle 3 m. uzunluğunda gravite karotiyeridir. Büyük örnek alımı için dizayn edilmiştir. Gravite karotlarında olduğu gibi nüfuz etme enerjisi ağırlıkla elde edilir.

GRAVİTE KAROTİYERİ (GRAVITY CORER)

Gravite karot alma kısa karotların gerekli olduğu yerlerde kullanılır. Özellikle kıtasal şelflerde yoğun olarak kullanılır.



Şekil-2: Pistonlu karotiyer (Courtesy The Deep Sea Drilling Project, Scripps Institution of Oceanography).

DEV PİSTONLU KAROTİYER (GIANT PISTON CORER)

Silva ve Hollister (1973) tarafından dizayn edilen alet yaklaşık 5000 m. derinlikteki sularda uzun pistonlu karotiyerlerle (30-40 m.) karot almayı sağlar. Bu alet temel olarak geleneksel pistonlu karotiyerlerin çok büyük çeşitidir. Küçük değişiklikleri ile 14 cm yarıçap, 20-40 m. hazne uzunluğu ve 11.000 lb'ye varan ağırlık elde edilebilir. Bu aletin sınırlı kullanımı vardır çünkü ağır işler için kullanılan vinci bulunan büyük gemiye ihtiyaç duyulmaktadır.

Konvansiyonel pistonlu karotiyere kıyasla en büyük avantajı örneklerindeki yapısal bozulmayı azaltmasıdır.

KUTU KAROTİYERİ (BOX CORER)

Bu alet, sığ gömülme ile geniş yüzeyli alandan geniş hacimli örnek alınımını sağlar.

Kutu karotların çoğunluğu kısmen sığ sulardaki sedimenter yapıların çalışılması için kullanılır. Yakın zaman içinde derin denizel sedimenter çalışmalar için de kullanılmaya başlanmıştır.

VİBRATÖRLÜ KAROTİYER (VIBRATORY CORER)

Gravite ve piston karotiyer kıtasal şelflerinde başarısız olurlar, çünkü kum tabakalarına ve kavki yataklarına nüfuz etmek çok zordur. Bu amaç için vibratörlü karotiyerler daha uygundur. Karotiyerler tabakaların içine vibrasyon hareketi ile itilir. 15 m. uzunluğuna kadar karot alınır.

TIRNAKLI ÖRNEK ALICI (GRAB SAMPLERS)

Çeşitli su derinliklerindeki yüzey çökellerinin sağlanması için hızlı bir metoddur. Sonuçta yüzey çökeli normal olarak karma karışıktır. Bu yöntem, nadir bulunan mikrofosillerin büyük kümelerinin sağlanması için başarılı olarak kullanılmaktadır.

KAYNAKLAR

- Kennet, J., 1982., Marine Geology. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, 813 p.
Kuenen, P.H., 1958. No Geology Without Marine, Geol. Rundschau v. 47. p. 1-10.
Sylvia, A. and Holister, C.D. 1973. Geotechnical Properties of Ocean Sediments Recovered with Giant Piston Core. 1. in Gulf of Maine, J. Geophys. Res. v. 78. p. 3597-3616.

Prof. Dr. NEZİH TUZCU'NUN ARDINDAN

Ö. Özcan DORA

9 Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fak. Jeoloji Müh. Böl., Bornova, İZMİR

1982 yılında "Yeryuvarı ve İnsan" dergisinde doktora hocam Ord. Prof. Dr. Ing. A. MAUCHER'in ardından bir yazı yazmıştım. Yaşamdan beklediği tüm ereklerine ulaşmış, Almanya'daki ortalama erkek yaşını asmış bir kişinin ardından yazı yazmak hiç de zor değildi. Ancak, bir zamanlar kendisine asistanlık yapmış genç bir bilim adamının zamansız kaybının ardından yazı yazabilmek, gerçekten en acıklı, buna karşın yerine getirilmesi kaçınılmaz en onurlu bir görev... 24 Temmuz 1991 günü değerli bilim adamı Prof. Dr. Nezih TUZCU, yakalandığı amansız hastalıktan kurtulamayarak, çok genç yaşta gözlerini yaşama yummuştur. Prof. TUZCU, görev yaptığı yirmi yıla yakın süre içinde gerek Ege, gerekse Dokuz Eylül Üniversitesinin Jeoloji Mühendisliği bölümlerinin yeşerip gelişmesinde büyük emeği geçmiş; eğitim-öğretim, araştırma ve yönetim basamaklarında özveriyle katkıda bulunmuş bir meslektaşımızdı. Kendisine verilen her göreve heyecan ve coşkuyla sarılması, görevi en başarılı biçimde tamamlamak için üstün çaba harcaması, ürettiği eseri güzel ve akıcı Türkçesiyle sunması, kulakları okşayan mikrofonik sesi her zaman anılarımızla tazeliğini koruyacaktır. Özellikle öğrencilerine ve asistanlarına karşı gösterdiği yakın ve sıcak ilgi, bildiğini en basite indirgeyerek öğretme tutkusu, kendisine danışılan her konuda yol göstermek için çırpınması genç meslektaşları tarafından hiçbir zaman unutulmayacaktır.

Aramızdan ayrılmış olan sevgili arkadaşımız Prof. Dr. Nezih TUZCU'nun yaşam öyküsü şöyledir: Nezih TUZCU, 22 Temmuz 1943'te Karaman'da doğmuştur. 1968 yılında Cenevre Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü'nden "Jeoloji Yüksek Mühendisi" olarak mezun olmuştur. 1972'de aynı üniversitede, Prof. Dr. M. VUAGNAT'ın yanında, "Etude Mineralogique et Pétrographique de la région de Başkışla dans la Taurus occidental-Turquie" adlı tezini "Pekiye" dereceyle tamamlamış ve "Jeolojik-Minerolojik Bilimler Doktoru" ünvanını almıştır. Nisan 1972'den başlayarak Ege Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Kürsüsünde Dr. asistan olarak görev yapmış ve Kasım 1977'de Minera-



loji-Petrografi Anabilim Dalında "Üniversite Doçenti" ünvanını kazanmıştır. Sonra sırasıyla, E.Ü. Fen Fakültesi Jeoloji, E.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Mineraloji-Petrografi ve DEÜ Jeoloji Mühendisliği bölümlerinde doçent olarak görev yapmıştır. Bu arada, 1978-1980 yılları arasında, iki yıl kadar süre ile, E.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Jeofizik Bölümü Başkanlığı görevini yürütmüştür. 1982-1983 ders yılında, gönüllü olarak rotasyon göreviyle Fırat Üniversitesi'ne gitmiştir. 2547 sayılı yasanın getirdiği kısıtlamalar nedeniyle doçentlik dönemini uzatmak zorunda kalan TUZCU, Ağustos 1988'de "Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalında profesörlüğe yükseltilmiştir. Profesörlüğünden sonra bilimsel ve yönetsel etkinliklerini artıran Prof. TUZCU, son olarak Fransızlarla ortak geliştirilen büyük bir jeotermal projesinin koordinatörlük ve Ekim 1990'da yapılan "International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, IESCA-1990" adlı kongrenin başkan yardımcılığı görevini yürütüyordu. Ancak, kendisinin özverili

katkılarıyla düzenlenen IESCA kongresinin bildiriler kitabının basımını görmek mümkün olamayacaktır artık bu değerli ve genç bilim adamı için...

Prof. Dr. TUZCU, doktorasından bu yana özellikle ultrabazik kayalarla uğraşmıştır. Bunda Dünyaca ünlü Prof. Dr. M. VUAGNAT'nın yanında doktora yapmasının büyük payı vardır. Doktora çalışmasında, Başkışla dolayındaki Toros kuşağı ofiyolitlerini inceleyen TUZCU, keratofir ve ofisiferit oluşuklarına özellikle eğilmiştir. Böylece, ilk kez zeolit mineralojisiyle de karşılaşacaktır... TUZCU'nun doçentlik çalışması Fethiye harzburjitleleriyle ilgilidir. Bu yörede serpanitleşme süreçleri üzerine yoğun çalışmalar yapmış ve belli kriterler kazanmayı amaçlamıştır. Ofiyolitik kaya ailesi içinde sıkça rastlanan ve doktorasından bu yana kendisinin özel ilgisini çeken rodenjit oluşumu sorununa profesörlük çalışmalarında ağırlık verir. Urla/İzmir dolayındaki rodenjitli kayalarda çok ayrıntılı çalışmalar yapar ve rodenjit oluşumuyla ilgili

çok önemli ipuçları yakalar. Bu bulgular, ileride aynı zamanda çalışacak genç yerbilimciler için kuşkusuz ışık tutucu ve yol gösterici olacaktır..

Prof. TUZCU yirmiyi aşkın özgün araştırmasını ulusal ve uluslararası bilimsel toplantılarda sunmuştur. Türkçeye olduğu kadar, Fransızca ve İngilizceye egemenliği, kendisi için kuşkusuz çok büyük bir avantajdı. Özgün makaleleri yanında, eğitim, çeviri ve derleme yayınlarına da önem vermiştir. Böylece öğrenciler, verdiği dersleri kitaplarından kolayca izleme olanağına sahiptir.

Prof. TUZCU'nun çok genç yaşta ve en verimli çağında ölümü ile, ülkemiz çok değerli bir bilim adamını; yerbilimciler, hepsinin sevgisini kazanmış bir meslektaş ve dostu; kalkınmamızın mühendisler ordusu yiğit bir erini kaybetmiştir. Üniversite topluluğuna, meslektaşlarına, öğrencilerine, arkadaşlarına, yakınlarına, çocuklarına ve sevgili eşi Elif TUZCU'ya başsağlığı diliyorum.