

Ekim
October 1986
Sayı 29



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 Jeological Engineers of Turkey

Yönetim Kurulu (*Executive Board*)

Osman Taşan
(MTA)
(Başkan) (*President*)

Şanver İSMAİLOĞLU
(MTA)
İkinci Başkan (*Vice President*)

Bayazıt ERDEM
(MTA)
Yazman (*Secretary General*)

Hayrettin KADIOĞLU
(MTA)
Sayman (*Treasurer*)

Mehmet BİTEN
(MTA)
Mesleki Uygulamalar Üyesi (*Secretary of Professional Activities*)

İbrahim KOCABAŞ
(DSİ)
Yayın Üyesi (*Secretary of Publications*)

Selahattin YILDIRIM
(MTA)
Sosyal İlişkiler Üyesi (*Secretary of Social Affairs*)

EDİTÖRLER (*Editors*)

Y.Ziya ÖZKAN (M.T.A.) - **İsmail HENDEN** (M.T.A.) - **Yavuz OKAN** (A.Ü.F.F.)

TEKNİK YÖNETMEN (*Technical Editor*)
Hilmi YAĞCI (M.T.A.)

YARDIMCI TEKNİK YÖNETMENLER (*Assistant Technical Editors*)
Celal KÖSE (M.T.A.) - **Nizamettin ŞENTÜRK** (M.T.A.)

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ

tmmob jeoloji mühendisleri odası yayın organı



SAYI : 29

EKİM 1986

SAHİBİ VE YAYIM SORUMLUSU
Bayazıt ERDEM

YÖNETİM YERİ
Bayındır Sokak 7/1
Kat:1 (06424)
Kızılay - ANKARA
Tel: 132 30 85

YAZIŞMA ADRESİ
P.K. 507 - 06424
Kızılay - ANKARA

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayınıdır. Yılda dört kez yayınlanır. Dergi, odanın 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.

ABONE KOŞULLARI (TL.)

Dergi Fiyatı : 1000
Yıllık Abone : 3000
Öğrencilere : 500
Üyelere ücretsiz dağıtılır.

İLAN TARİFESİ (TL.)

Arka iç kapak	60000	192000
İç sayfa (tam)	45000	144000
İç sayfa (yarım)	30000	96000
Arka dış kapak	120000	386000

Tescilli Bürolar Jeoloji Mühendisleri Odasının yayın organlarına verecekleri ilan ücretlerinin % 25'inden muaf tutulurlar.

İÇİNDEKİLER

(Contents)

OKURLARIMIZA.....	3
Yelişyurt-Çelikhan (Malatya-Adıyaman) Dolayının Hidrojeolojik İncelemesi <i>Hidrogeologic Investigation of Yeşilyurt Çelikhan, (Malatya-Adıyaman) Surrounding, SW Anatolia Turkey</i> MEHMET ÖNAL, ALI ŞAHİNCİ, ALI M. GÖZÜBOL.....	5
Kızıldağ-Elazığ Cevherleşmesinin Özellikleri ve Kökeni <i>Features and Origin of the Kızıldağ - Elazığ Mineralizations</i> AHMET SAĞIROĞLU.....	13
Akçakoca (Bolu) Yöresi Devoniyen Yaşlı Sedimanter Serilerin Kil Minerolojisi ve Illit Kristalinite Yöntemiyle İncelenmesi <i>Clay Mineralogy and Illite Crystallinity Studies of Devonian Sedimentary Series in Akçakoca (Bolu)</i> FAZLI ÇOBAN.....	21
İç Anadolu Granitoid Kuşağındaki Çelebi Sokulununun Jeokimyası ve Kökensele Yorumu <i>Geochemistry and Genetic Interpretation of the Çelebi Intrusion in the Inner Anatolia Granitoid Belt</i> HASAN BAYHAN.....	27
Gelibolu Yarımadası Orta Bölümünün Sedimanter Fasiyesleri ve Tektonik Evrimi, KB Anadolu, Türkiye <i>Sedimentary Facies and Tectonic Evaluation of Central Part of the Gelibolu Peninsula, NW Anatolia, Turkey</i> MEHMET ÖNAL.....	37
Kefdağ ve Soridağ (Guleman) Kromit Kütlelerinin Oluşumu Üzerine Yeni Bir Yaklaşım <i>A new Approach to the Generation of Chromite Bodies of Kefdağ and Soridağ (Guleman)</i> ŞENER UŞÜMEZSOY.....	47
Göynük (Bolu, KB Anadolu), Çevresinde Üst Kretase - Paleosen Stratigrafisi Üzerine Yeni Görüşler <i>New Observations on the Stratigraphy of Upper Cretaceous - Palaeocene Around Göynük (Bolu, North-West Anatolia)</i> ENGİN MERİÇ - İLKNUR ŞENGÜLER.....	61

OKURLARIMIZA,

Jeoloji mühendisliği alanında gerçekleştirilen özgün çalışma ürünü makaleleri yayınlamakta olan Dergimizin bu sayısı aslında 1986 yılı sonunda yayınlanmış olmalıydı.

ODAMIZ, tüm üyelerimize açık ve üyelerimizin büyük ölçüde katıldığı bir KAMPANYA sonucu bir daire satın almış ve 22 milyon TL. borçlanmıştı Belirli bir takvime bağlanmış borç ödemeleri ve kağıt fiyatlarındaki büyük artışlar nedeniyle yayınlarımızın periyodu aksamış, gecikmeler olmuştur.

Üyelerimiz arasındaki bilimsel-teknik iletişimin en önemli aracı durumundaki "Jeoloji Mühendisliği" dergisinin yayınlanmasında meydana gelen bu gecikmeler, nedeni ne olursa olsun meslek alanımızda bir yıllık bir boşluk yaratmıştır. Borç ödemeleri ve yayınlarımız için gerekli parasal kaynak yaratılmış ve Şubat 1988 içinde, tüm eksik sayıların tamamlanması sağlanmış olacaktır.

Dergimize makale gönderen yazarların ve okurlarımızın bu gecikmeleri anlayışla karşılayacaklarını umuyoruz.

Saygılarımızla.

YÖNETİM KURULU

YEŞİLYURT-ÇELİKHAN (MALATYA-ADİYAMAN) DOLAYININ HİDROJEOLJİK İNCELEMESİ

Hydrogeologic Investigation of Yeşilyurt-Çelikhan (Malatya-Adıyaman) Surrounding, SW Anatolia, Turkey

MEHMET ÖNAL
ALİ ŞAHİNCİ
ALİ M. GÖZÜBOL

D.E.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir
D.E.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir
İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ: Bölgedeki stratigrafi istifi Permo-Karbonifer yaşlı Pötürge Metamorfileri, Eosen yaşlı Maden Karmaşığı, Permo-Karbonifer yaşlı Malatya Metamorfileri, Kretase yaşlı Gündüzbey Grubu, Eosen yaşlı Yeşilyurt Grubu, Gedik Formasyonu ve Miyosen yaşlı Kilayik ve Beylerderesi Formasyonlarından yapıldır.

Bölgedeki kaynakların oluşumu karstlaşma, karst-fay, geçirimli ve geçirimsiz litoloji dokanıkları ve fayların denetimindedir. Pınarbaşı kaynağı 3001/sn, Horata kaynağı 90 l/sn. ve İnekinarı kaynağı 0-30 l/sn. arasında değişir. Küçük ölçekli kaynakların debileri 0,52-0,2 l/sn arasındadır.

Bu kaynakların kimyasal tahlilleri incelendiğinde anyonlar $r\text{HCO}_3^- > r\text{Cl}^- > r\text{SO}_4^{2-}$ katyonlar $r(\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}) > r\text{Na}^+ > r\text{K}^+$ şeklindedir. Bu sular Piper'e göre "Alkali toprak elementler ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) > Alkali elementler ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$)" ve "karbonat sertliği %50'den fazla olan sular, Scholler sınıflamasında "Olağan klorürlü, sülfatlı ve olağan karbonatlı sular"; Şahinci'ye göre ise A-Iab(ba), A₁C-Iab(ba), AC-IIab(ba) ve C₂A-IIab(ab) sınıfındadır. Sar sınıflamasında kaynak suları "çok iyi özellikte sulama suları", ABD tuzluluk diagramında "C₂S₁"; Wilcox diyagramında ise "çok iyi - iyi" sulama sularıdır. Türk standartları ve Schoeller sınıflamasına göre, bu sular "orta" ve "iyi" kaliteli sular sınıfına girer.

ABSTRACT: Stratigraphic squence of the area consist of the Pötürge Metamorphic in Permo-Carbonifer, Maden Complex in Eocene, Malatya Metamorphics in Permo-Carbonifer, Gündüzbey group in Cretaceous, Yeşilyurt group, Gedik formations in Eocene, Kilayik and Beylerderesi formations in Miocene.

The occurrence of the springs in the study area are effected by karstification, karst-fault, boundairs of the permable and impermeable rock units and faults. Pınarbaşı spring 300 l/s, Horata spring 90 l/s and İnekinarı spring 0-30 l/s are. The small springs are changed between 0,52-0,2 l/s.

The general chemical classifications of these springs are as the following: anions $r\text{HCO}_3^- > r\text{Cl}^- > r\text{SO}_4^{2-}$ and cations $r(\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}) > r\text{Na}^+ > r\text{K}^+$. According to Piper these waters are "Alcalie earth ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) > exveed alcalie elements ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) and "carbsonate hardnees exceedds than %50"; according to in Schoeller classification are "normal chlorine, sulphate and carbonate waters"; according to Şahinci these waters are also A-Iab(ba), A₁C-Iab(ba), AC-IIab(ba) and C₂A-IIab(ab). According to Sar classification the pring waters are "excellent for irrigation", C₂-S₁ according to USA. laboratory salinity diagram is; although in Wilcox diagram are "excellent to

GİRİŞ

Bu çalışma, "Çat barajı isale tünelinin mühendislik jeolojisi ve kaya mekaniği incelenmesi ile Malatya-Çelikhan alanının jeolojisi" adlı Tübitak projesinin hidrojeolojik kısmını kapsar.

Çalışma Yeşilyurt-Çelikhan arasında 600 km²'lik bir alanda yapılmıştır. Bu çalışmanın amacı, bölgenin hidrojeolojik açıdan değerlendirilmesi ile su kaynaklarının kullanılabilirlik ve içilebilirlik özelliklerinin çıkarılmasını ortaya koymaktadır. Bölge daha çok genel jeolojik amaçlı olarak çalışılmıştır (Perinçek, 1978, DSI, 1977). Ancak, bölgenin hidrojeolojisi detaylı olarak or-

taya konmamış ve su kimyası hiç yapılmamıştır.

Büyük ve küçük debili kaynaklardan ayrı ayrı 1 litrelik su örnekleri alınmış ve bu örneklerin kimyasal tahlilleri Malatya Topraksu'da yapılmıştır. Su tahlillerinin değerlendirilmesi Piper, Schoeller, Şahinci, Sar, ABD, Wilcox, TSE ve Schoeller'e göre yapılmıştır.

STRATİGRAFI

İnceleme alanında Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kaya birimlerinin tortul istifi içindeki yeri Şekil 1 ve 2'de basitleştirilmiş jeoloji haritasındaki yayılımı Şekil 3'de gösterilmiştir.

Yas (Age)	Grup (Group)	Formasyon (Formation)	Yaklaşık Kalınlık (m) (Approx. Thickness (m))	Litolojik Kesiti (Columnar Section)	Açıklamalar (Explanations)	Hidrojeolojik özellikleri (Hydrogeological features)
Permo-Karbonifer (Permo-Carboniferous)	Malatya Metamorfittleri (Malatya Metamorphites)	Kalecik klt. (Kalecik lms.)	700-750		Bitümlü kireçtaşı, dolomitik ve karstik kireçtaşı (Bituminous limestone dolomitic and karstic limestone)	Akifer (Aquifer) Tabanda su taşır (It carries water on the floor)
		Düzağac (Düzağac)	1500		Kireçtaşı, dolomit ve kalsiyat arakatlı şist (Intercalated limestone, dolomite and calc-schist)	Ara katkılar su taşır (Intercalates carry water) Akifer (Aquifer)
		Kotik klt. (Kotik lms.)	200		Rekristalize kireçtaşı (Recrystallized limestone)	Tabanda su taşır (It carries water on the floor) Akifer (Aquifer)
		Pınarbaşı (Pınarbaşı)	750		Demir (Iron) Metakuvarisit arakatlı şist (Intercalated metaquartzite schist)	Engel kaya (Impermeable rock)
Tersiyer-Terti (Tertiary-Eocene)	Maden Karm. (Maden Comp)	Çelikhana (Çelikhana)	350		Kumtaşı, kireçtaşı, bazalt, andezit, spilit ve şeyl (Sandstone, limestone, basalt, andesite, spilit and shale) Çarlı kireçtaşı (Cherty limestone)	Engel kaya (Impermeable rock) Akifer (Aquifer)
		Pötürge (Pötürge)	700		Kuvarsit, mermer, mercerleri ve çeşitli şistler (Quartzite, marble, lenses and various schists)	Engel kaya (Impermeable rock)

Şekil 1. Allaktın kaya birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafik istifi (Gözübol ve Önal, 1986'dan)

Figure 1: Generalized stratigraphic section of allochthon rock units (from Gözübol and Önal, 1986)

Pötürge Metamorfittleri

Genellikle mikaşistlerden oluşan birim, Pötürge dolaylarında tipik görüntülerinin bulunması nedeniyle Perinçek (1978) tarafından adlanmıştır. Çalışma alanının güneyde KD-GB gidişli bir yayılım gösterir. Birim yaklaşık 700 m. kalınlıktadır.

Genellikle sarı ve kahverengi, şist ve metakuvarisit bileşenlidir. Şistler iyi yapraklanmalı ve ayrışmalıdır. Metakuvarisitler yersel şistoziteye uyumlu 5-500 cm. kalınlıkta ve mercerseldir. Ayrıca yersel olarak da mermerler bulunmaktadır. Değişik düzeylerde metamorfize andezitik ve dasitik türden kayalarda yer almaktadır. Birim genel olarak muskovit, biyotit, serisit, klorit, albit ve piroksen şistlerden oluşmuştur.

Birimin alt dokanağı görülmemektedir. Üst dokanağı Maden Karmaşığı ile diskordanslıdır. Birim, olasılıkla Permo-Karbonifer yaşındadır.

Birim fliş tipi tortulların yeşil şist fasiyesinde metamorfizmasıyla oluşmuştur. Hidrojeolojik bakımdan engel kaya niteliğindedir. Çalışma alanının yakın doğusundaki maden suları bu birim içinden çıkmaktadır.

Maden Karmaşığı

Çeşitli renklerde kireçtaşı, kumtaşı, çakıltı, kilt, andezit, diyabaz ve spilit türü litolojilerden oluşan

birim, Maden dolayında tipik görülmesi nedeniyle Perinçek (1978) tarafından adlanmıştır. Çalışma alanının güneyinde KD-GB gidişli bir yayılım gösterir. Birim yaklaşık 350 m. kalınlıktadır.

Çeşitli renklerde genellikle ince-kalın katmanlı, kaba kırıntılı (çakıltı-kumtaşı) ve ince kırıntılı (kilt) ardalanmasından oluşur. Yersel olarak kireçtaşı, kuvarsit, diyabaz ve spilitlerde değişik düzeylerde bulunmaktadır. Hafif metamorfizma nedeniyle az belirli yapraklanma görülmektedir.

Alt dokanağı Pötürge Metamorfittleri üzerinde açılı uyumsuzdur. Üst dokanağı ise Malatya Metamorfittleri ile bindirilmelidir. Olasılıkla Alt Eosen yaşında (Gözübol ve Önal, 1986) olan birim, çeşitli araştırmacılara göre Alt Eosen'deki Okyanus açılmasına bağlı olarak gelişmiş (Arpat ve Sungurlu, 1975) veya kıta içi çanakta oluşmuştur (Perinçek-Özkaya, 1978). Hidrojeolojik bakımdan engel kaya niteliği taşır.

Çelikhana Formasyonu: Çört bantlı kireç taşından oluşan birim, Çelikhana dolaylarında tipik görüntülerinin olması nedeniyle Perinçek (1978) tarafından adlanmıştır. Çalışma alanının güneyinde yersel mofstralar şeklinde bulunmaktadır. Birim yaklaşık 150 m. kalınlıktadır.

Yas (Age)	Grup (Group)	Formasyon (Formation)	Yaklaşık Kalınlık (m) (Approx. Thickness (m))	Litolojik Kesiti (Columnar Section)	Açıklamalar (Explanations)	Hidrojeolojik özellikleri (Hydrogeological features)						
Tersiyer - Tertiary	Eosen - Eocene	Orta Eosen - Middle Eocene	Yaklaşık Kalınlık (m) (Approx. Thickness (m))		Çakıl, Kum, Kil (P.S.C.)	Önemsiz (Unimportant)						
					Çapraz kat çakıltısı (Cross bedded con.)	Tabanda su taşır (It carries water on the floor)						
					Çakıltı, kumtaşı ve marn (Cong. sand, and marlstone)	Yersel önemli (Local important)						
					Kireçtaşı (Limestone)	Karstik kireçtaşı (Karstic limestone) Tabanda su taşır (It carries water on the floor) Akifer (Aquifer)						
					Miyocen (Mioc.)	Engel kaya (Impermeable rock)						
					Miyocen (Mioc.)	Resital Ki. (Resital Li.)	Önemli (Important)					
					Tersiyer - Tertiary	Eosen - Eocene	Orta Eosen - Middle Eocene	Yaklaşık Kalınlık (m) (Approx. Thickness (m))		Miyocen (Mioc.)	Engel kaya (Impermeable rock)	
										Miyocen (Mioc.)	Resital Ki. (Resital Li.)	Önemli (Important)
										Miyocen (Mioc.)	Kumtaşı, çakıltı ve şeyl (Sandstone, conglomerate and shale)	Yersel önemli (Local important) Engel kaya (Impermeable rock)
										Miyocen (Mioc.)	Resital kireçtaşı (Resital Limestone)	Önemli (Important) Akifer (Aquifer)
Kretase - Cretaceous	Üst Kretase - Upper Cretaceous	Günümüz - Present	Yaklaşık Kalınlık (m) (Approx. Thickness (m))		Miyocen (Mioc.)	Engel kaya (Impermeable rock)						
					Miyocen (Mioc.)	Resital kireçtaşı (Resital Limestone)	Önemli (Important) Akifer (Aquifer)					
					Miyocen (Mioc.)	Çakıltı, kumtaşı ve kireçtaşı (Conglomerate, sandstone and limestone)	Yersel önemli (Local important) Engel kaya (Impermeable rock)					
					Miyocen (Mioc.)	Camurlu, kumtaşı ve çakıltı (Mudstone, sandstone and conglomerate)	Tabanda su taşır (It carries water on the floor)					
Per-Kar. (Per-Car.)	Malatya Metamorfik (Malatya metamorphic)	Pötürge (Pötürge)	Yaklaşık Kalınlık (m) (Approx. Thickness (m))		Kireçtaşı ve çeşitli şistler (Limestone and various schists)	Önemli (Important) Akifer (Aquifer)						

Şekil 2. Parallokton ve otokton kaya birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafik istifi (Gözübol ve Önal 1986'dan)

Figure 2: Generalized stratigraphic section of parallochthon and autochthon rocks units (from Gözübol and Önal, 1986)

Kireçtaşı sarı, ince-kalın düzgün katmanlı, düzlemsel laminalı ve yapraklanmalıdır. Tabakalanmaya paralel çört bantlı, mikro fosilli ve aşırı kırıklı ve çatlaklıdır.

Birim genellikle Maden Karmaşığının alt düzeylerinde uyumlu olarak bulunur. Alt Eosen yaşında (Gözübol ve Önal, 1986) olan birim; litoloji, doku ve fosil kapsa-

mına göre karbonat şelfi ortamında çökelmiştir. hidrojeolojik bakımdan düşük akifer niteliği taşır.

Malatya Metamorfitleeri

Şist, fillat, rekristalize kireçtaşı, kalkışt ve dolomitden yapılmış olan birim, Malatya güneyinde tipik görünümlerinin olması nedeniyle Perinçek (1978) tarafından adlandırılmıştır. Daha sonra Gözübol ve Önal (1986) dört formasyona ayırarak incelemiştir:

Pınarbaşı Formasyonu: Metakuvarsit arakatlı ve sedimanter demir yüzeyle çeşitli şistlerden yapılmıştır. Çalışma alanının güneyinde KD-GB gidişli bir yayılım gösterir. Yaklaşık 750 m. kalınlıktadır.

Malatya Metamorfitleeri Maden Karmaşığı üzerinde tektonik dokanaklıdır. Üste ise Gündüzbey Formasyonu açılı uyumsuz olarak örter.

Saptanan fosillere göre Permo-Karbonifer yaşındadır (Gözübol ve Önal, 1986).

Malatya Metamorfitleeri kuzeyden geldiği tahmin edilen allokton bir kütle konumundadır. Genellikle birimi oluşturan litolojiler orta ve düşük metamorfizma geçirmişlerdir. Formasyon kendi içinde aşırı ekaylıdır. Hidrojeolojik olarak engel kaya niteliği taşır.

Koltik Kireçtaşı: Koyu gri renkli, ince-kalın düzgün katmanlı ve rekristalize kireçtaşından yapılmıştır. Bol çatlaklı kırıklı ve bitüm kokuludur. Akifer niteliği taşır.

Düzağaç Formasyonu: Kireçtaşı ve dolomit arakatlı, fillit ve şistlerden yapılmış olup bol çatlaklı ve kırıklıdır. Çok belirgin tabakalanmaya paralel yapraklanma gösterir. Kireçtaşı ve dolomit arakatlıları dolun, düden ve uvala gibi karstik yapılar içerir ve bol su taşırlar. Şist ve fillatlar engel kaya niteliğindedir.

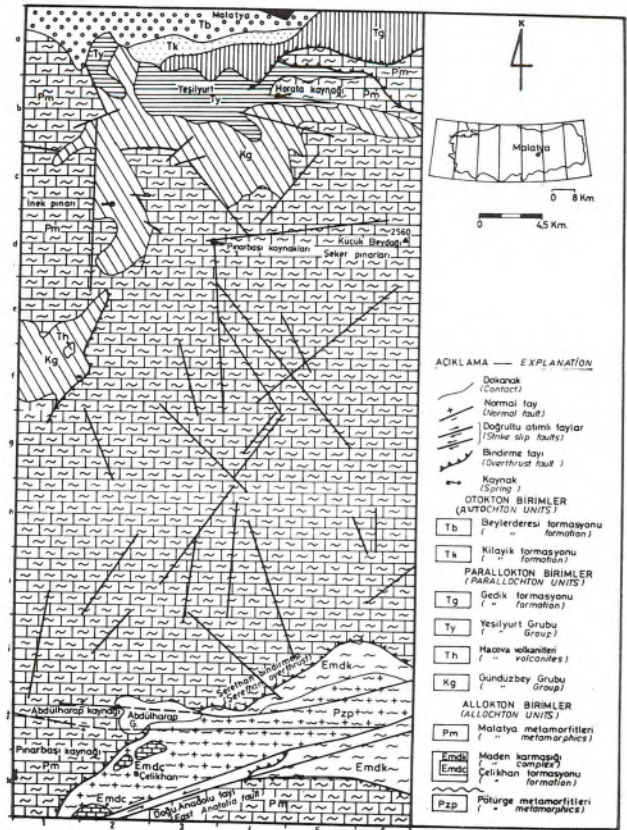
Kalecik Kireçtaşı: Genel olarak dolomitik ve bitümlü kireçtaşından yapılmıştır. Orta masif katmanlı, aşırı kalın ve bol karstik yapılmıştır. Bölgede en fazla su kapsayan birimdir. İyi bir akifer niteliği taşır.

Gündüzbey Grubu

Grup adını, tipik görünümlerinin bulunduğu Gündüzbey nahiyesinden almıştır. Malatya metamorfitleeri üzerinde açılı uyumsuzdur. Üsteki Yeşilyurt grubunu ise açılı uyumsuz olarak örter.

Birim, resifal ve pelajik kireçtaşlarında saptanan fosillere göre Üst Kretase yaşındadır (Gözübol ve Önal, 1986). Farklı litolojilerinden oluşan üç formasyona ayrılarak incelenmiştir. Formasyonlar kendi içinde yanal ve düşey geçişler gösterirler.

Kızılgüney Çakıltası Formasyonu: Genellikle okside, kırmızı renkli, çakıltası ve yersel kumtaşı ile çamurtaşından yapılmıştır. Paleosen yaşlı Haçova Volkanitleri birimi keser. Adını Yukarı Haçova köyünün batısındaki Kızılgüney Tepe'den almıştır. Üstleyen Üst Kretase yaşlı birimlerinin taban çakıltasını oluşturur.



Şekil 3. Çalışma alanının basitleştirilmiş jeolojik haritası (Gözübol ve Önal, 1986'dan)

Figure 3. Simplified geologic map of the study area (from Gözübol and Önal, 1986)

İnekpınarı Kireçtaşı: Birim rudist, alg, mercan ve mikrofosilli olan resifal nitelikli kireçtaşı, yersel görünüşler şeklindedir. Adını İnekpınarı'ndan almıştır. Karstik niteliktedir.

Kapullu Kireçtaşı: Çakıltası, kumtaşı ve şeyl arakatlı pelajik kireçtaşından oluşan birim, Yeşilyurt, Gündüzbey ve Yukarı Banazı dolaylarında geniş bir yayılım gösterir. Adını Kapullu mevkiinden almıştır. Engel kaya niteliğindedir.

Yeşilyurt Grubu

Grup adını, tipik görünümlerinin bulunduğu Yeşilyurt ilçesinden almıştır. Altındaki Gündüzbey Grubunu açılı uyumsuz olarak örter. Üstteki Gedik formasyonu ile kısa dereceli geçişlidir. Saptanan fosillere göre Üst Eosen yaşındadır (Gözübol ve Önal, 1986). Grup değişik litolojilerden oluşan beş formasyona ayrılarak incelenmiştir. Formasyonlar kendi içinde yanal ve düşey geçişler gösterir.

Zorbon Çakıltası: Genellikle okside kırmızı ve kahverengi, orta ve peklemiş ve orta boylanmış polijenik çakıltasından oluşan birim, adını Zorbon mevkiinden almıştır. Eosen yaşlı birimlerin taban çakıltasını oluşturur. Akifer niteliğindedir.

No	KAYNAK (SPRING)	Kordinatı (Coordinate)	pH	Elektirik Geçirgenlik ECx10 ⁶	KATYON Me/LITRE (" Liter)			TOPLAM (Total)	ANYON Me/LITRE (" Liter)				TOPLAM (Total)	YAKLAŞIK DEBİ l/s (App. yield)
					Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺		CO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻		
1	Rafa	A6	7.30	320	0.06	0.02	58.0	588	0.72	1.72	1.80	—	4.24	0.33
2	Şekerpınarı	D6	7.10	330	0.06	0.02	6.00	6.08	—	3.20	2.00	—	5.20	0.50
3	Kadımağarası	D5	7.90	190	0.06	0.02	3.62	3.70	—	2.80	1.80	—	4.60	0.52
4	Malkuyu	A4	7.00	300	0.13	0.02	52.0	53.5	0.56	3.44	1.80	—	5.80	0.50
5	Pınarbası.1	D3	7.90	240	0.06	0.02	4.80	4.88	0.60	2.80	1.60	—	5.00	3.00
6	Çanakpınarı	C4	7.85	310	0.13	0.02	5.56	5.71	—	3.80	2.00	—	5.80	0.50
7	Çakırahmet	B4	7.25	445	0.13	0.02	8.32	8.47	—	2.20	2.00	—	4.20	0.12
8	Hacıçavus	B4	7.40	490	0.13	0.02	8.96	9.11	0.80	2.80	2.00	—	5.60	0.14
9	Delihasan	B4	7.25	550	0.20	0.02	9.20	9.42	0.80	3.20	1.80	—	5.80	0.20
10	Kızılcagüney	C4	7.90	495	0.17	0.04	8.72	8.93	1.20	1.80	1.80	—	4.80	0.04
11	Gündüzbey.1	B4	7.30	600	0.13	0.02	10.00	10.15	1.60	2.40	2.00	—	6.00	0.16
12	Ayiölen dere	C4	7.70	850	0.40	0.04	16.96	17.40	1.20	2.00	2.00	—	4.40	0.16
13	Gündüzbey.2	B3	7.20	750	0.80	0.02	8.20	9.02	1.60	1.60	4.00	—	7.40	0.12
14	Y. Banazı.1	B4	6.70	470	0.17	0.10	8.80	9.07	0.40	2.40	2.00	—	6.00	0.05
15	Kadımağarası	C5	7.50	455	0.06	0.02	7.72	7.80	1.80	0.10	2.00	—	2.90	0.2
16	Y. Banazı.2	B4	7.60	500	0.25	0.07	7.68	8.00	1.60	1.40	2.20	—	5.20	0.12
17	Gündüzbey.3	B3	6.95	700	0.15	0.02	11.44	12.01	0.80	3.00	2.00	—	5.80	0.10
18	Hacıali	B4	7.20	485	0.06	0.02	9.60	9.68	1.20	1.20	1.80	—	4.20	0.06
19	Kurttepe	C4	7.40	325	0.15	0.02	8.00	8.17	0.80	2.00	1.80	—	4.60	0.25
20	Karagöz	E5	7.30	350	0.15	0.02	6.80	6.97	1.20	0.20	2.00	—	3.00	0.08
21	Söğütçedere	E5	7.40	550	0.20	0.02	10.56	10.78	0.80	2.00	2.00	—	5.20	0.20
22	Gündüzbey.4	B3	7.00	710	0.17	0.05	13.60	13.82	0.80	1.80	2.20	—	4.80	0.25
23	Horata	B4	7.60	360	0.20	0.02	4.00	4.60	1.20	4.60	1.00	—	5.60	9.00
24	Yapraklı	B4	7.50	370	0.40	0.02	4.20	4.62	0.80	4.40	1.00	—	5.40	0.5

Çizelge 1. Karstik suların kimyasal tahlilleri ve yaklaşık debileri
Table 1. Chemical analysis and approximate wateryield of carstic spring waters

Malatya ovası yeraltı su tablası haritasına göre, yeraltı suyunun akım yönü, genellikle güneyden kuzeye doğrudur (Şekil 4). Malatya ovasında hidrolik iletkenlik katsayısı 100-400 m³/gün/m arasında olduğu tahmin edilmektedir (DSİ, 1977). Akiferde özgül verim genellikle 1 l/s/m'dir. Bölgenin emniyetli yeraltı suyu rezervi 32x10⁶ m³/yıl'dır.

Su Kimyası

Bu bölümde, Topraksu tarafından tahlilleri yapılan karstik kaynakların genel kimyasal tahlilleri, sulama, endüstri, içme ve kullanma özellikleri incelenmiştir.

Suların kimyasal tahlilleri Çizelge 1'de; harita üzerinde numaralanmış konumları, koordinat sistemine göre Şekil 3'te verilmiştir.

Kaynak sularının genel kimyasal özellikleri ve sınıflandırmaları: Kaynak sularının anyon ve katyonlarının büyüklük sırası şöyledir (r=mek/l):

$$r (Ca^{++} + Mg^{++}) > r Na^{+} > r K^{+}$$

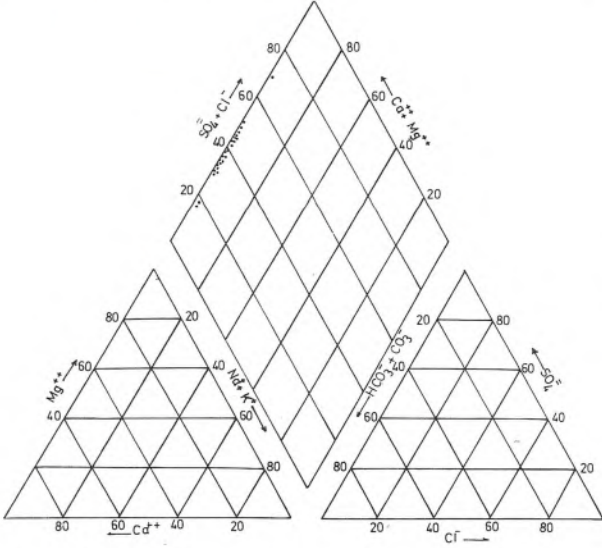
$$r (HCO_3^{-} + CO_3^{--}) > r Cl^{-}$$

Suların kimyasal tahlillerinde, sülfat iyonunun bulunmaması dikkat çeker. Muhtemelen sülfat bakterileri tarafından indirgenmiştir. Kaynak sularının pH'ı, 7.1 - 7.95; elektriksel iletkenliği 25°C'de 190-850 mikromho/cm arasındadır (Çizelge 1).

Piper sınıflamasına göre, karstik sularda alkali toprak elementler (Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺), alkali elementlerden (Na⁺ + K⁺) fazladır. Suların çoğunluğunda, zayıf asit kökleri (CO₃⁻ + HCO₃⁻), güçlü asit köklerine (SO₄⁻ + Cl⁻) göre üstündür. Suların karbonat zenginliği % 50'den fazladır (Şekil 5).

Şahinci'ye göre kaynak suları A-Iab(ba), A₁C-Iab(ba), AC-IIab(ba), C₂A-IIab(ba) sınıflamasında toplanır (Şekil 5). Sınıflamadaki simgeler A; karbonat oranı çok yüksek; A₁C karbonat oranı yüksek; AC; karbonatlı-klorürlü; C₂A klorür oranı yüksek karbonatlı; I ab(ba) ve

II ab(ba) kalsiyumlu, magnezyumlu (veya magnezyumlu-kalsiyumlu) suları tanımlar.



Şekil 5. Piper diyagramı
Figure 5. Pipers diagram

Schoeler'e göre bu sular "olağan klorürlü-bikarbonatlı sular" sınıfına girer. Kaynak sularında çözülmüş toplam iyon miktarı 1000 mg/l'den az olması nedeniyle "tatlı sular" sınıfında yer alır.

İyon baz değişimi, yeraltı sularında K/Na, Na/Ca, Na/Mg ve Mg/Ca oranlarını tümüyle değiştirebilirler. Baz değişimi endeksi (i.e.b) şu bağıntılarla tanımlanır:

$$\text{i.e.b.} = r \frac{\text{Al} - (\text{Na} + \text{K})}{\text{Cl}}$$

ve

$$\text{i.e.b.} = r \frac{\text{Cl} - (\text{Na} + \text{K})}{\text{SO}_4 + \text{HCO}_3 + \text{NO}_3}$$

Kaynak sularında baz değişim endeksleri artıdır. Başka bir deyimle, iyon değişimi ile sulara sodyum iyonu geçişi izlenmez.

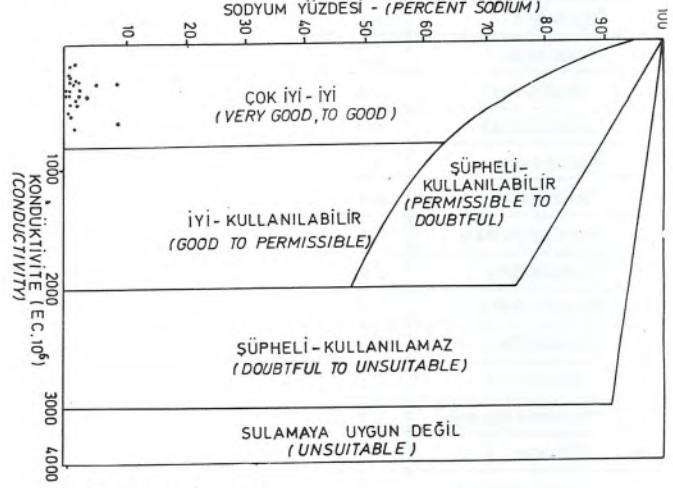
Kaynak sularının tarımda kullanma özellikleri: Sulama suyunda sodyum önemli bir yer tutar. Toprağın yapısını bozarak, geçirgenliğini azaltır ve sulamadan sonra, soğurulan sodyum, toprak yüzeyinde kaymak şeklinde sert bir kabuk oluşturur. Bu kabuk bitki köklerinin havalanmasını engeller; ayrıca sodyum bitkiler için zehirli bir ortam yaratır. Sudaki sodyum miktarı, yüzde olarak şöyle bulunur.

$$\% \text{ Na} = 100 (\text{Na} + \text{K}) / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{K} + \text{Na})$$

$$\text{SAR} = \text{Na} / [(\text{Ca} + \text{Mg}) / 2]^{1/2}$$

Bağıntılarda iyonik mek/l alınır. SAR (Sodium Adsorption Ratio), sodyumun soğurma oranıdır. % Na, SAR,

r Cl, R SO4 sınıflamasına göre kaynak suları "Çok iyi özellikte sulama suları" sınıfına girer. Ancak, elektriksel iletkenlik yönünden, bu suların bazıları "iyi ve kullanılabilir özellikte sulama suları" sınıfına girer (Çizelge 1). Kaynak sularında klorür 5 mek/l'den az olması nedeniyle tüm bitkilerin sulanmasında tehlike yaratmaz.



Şekil 6. Wilcox diyagramı
Figure 6. Wilcox diagram

% Na ve elektriksel iletkenlik (EC) özelliklerine göre hazırlanan Wilcox diyagramında kaynak suları, sulama için "çok iyi - iyi" özellik taşıyor (Şekil 6).

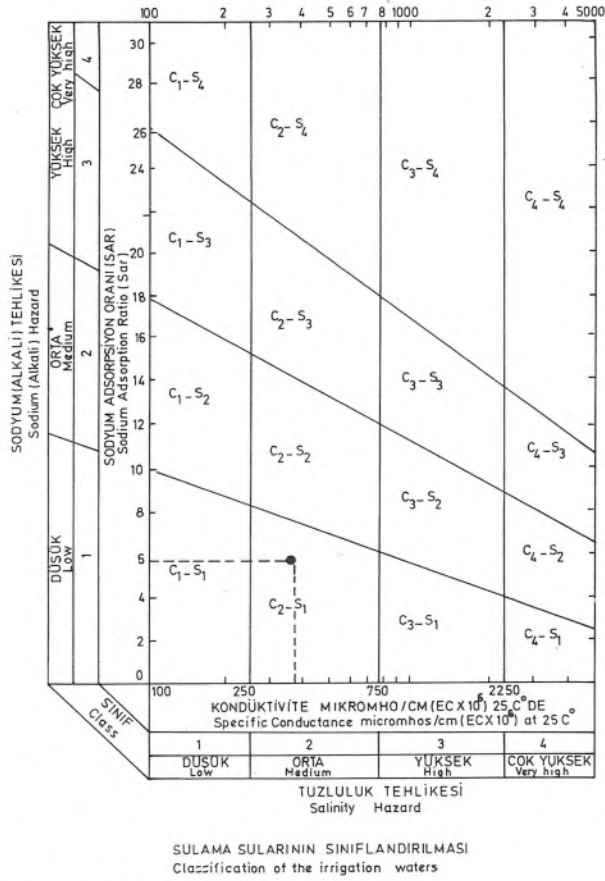
ABD tuzluluk diyagramında göre ise bu sular (Kadimağarası ve Pınarbaşı) C1S1 (az tuzlu - az sodyumlu), büyük bir kısmı C2S1 (orta tuzlu - az sodyumlu) ve Ayıölendere kaynağı suları C3S1 (tuzlu - az sodyumlu) sınıfındadır (Şekil 7).

Suların endüstride kullanma özellikleri: Kimyasal yönden, suların endüstride yararlanılma özellikleri çok farklıdır. Buhar kazanlarında kullanılan sular üç önemli etken, kazan cidarında kabuklaşma (kazan taşı), çürütme ve köpürme özellikleridir. Kaynak sularının çürütme ve köpürme özellikleri Şekil 8'de izlenmektedir. Suların çürütme özelliğini saptamak için suda çözülmüş toplam CO2 miktarının bilinmesi gerekir. Sudaki toplam CO2 miktarı Şekil 9 yardımıyla bulunur. Burada, suyun toplam alkalitesi mek/l ile pH'nın bilinmesi gerekir. Kaynak sularının bir kısmı çürütücü özelliğe sahiptir (Şekil 8).

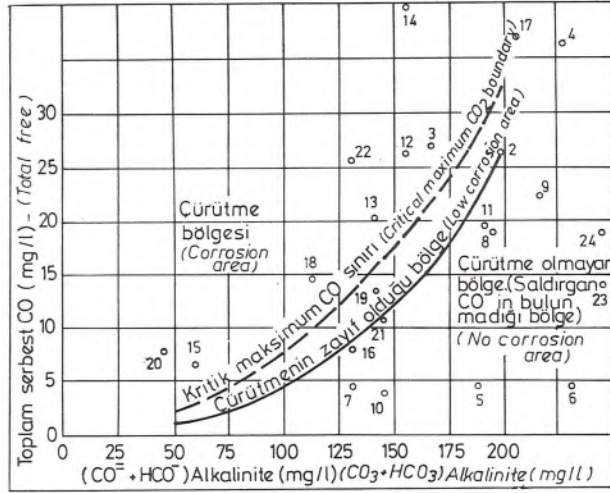
Suların kaynarken köpürmesine neden, su yüzeyinde sodyum ve potasyum tuzlarınca zengin bir zar tabakasının oluşmasıdır. Suyun kaynarken köpürmesi (F) şu bağıntı ile bulunur:

$$F = 62 r \text{ Na} + 78 r \text{ K} \quad (r = \text{mek/l})$$

Bu bağıntıya göre kaynak suları "kaynarken köpürmeyen sular" sınıfına girer. Ancak, kaynak sularının buhar kazanlarında kullanılmasında kabuklaşma, çürütme ve sertlik gibi özellikler dikkate alınmalıdır.



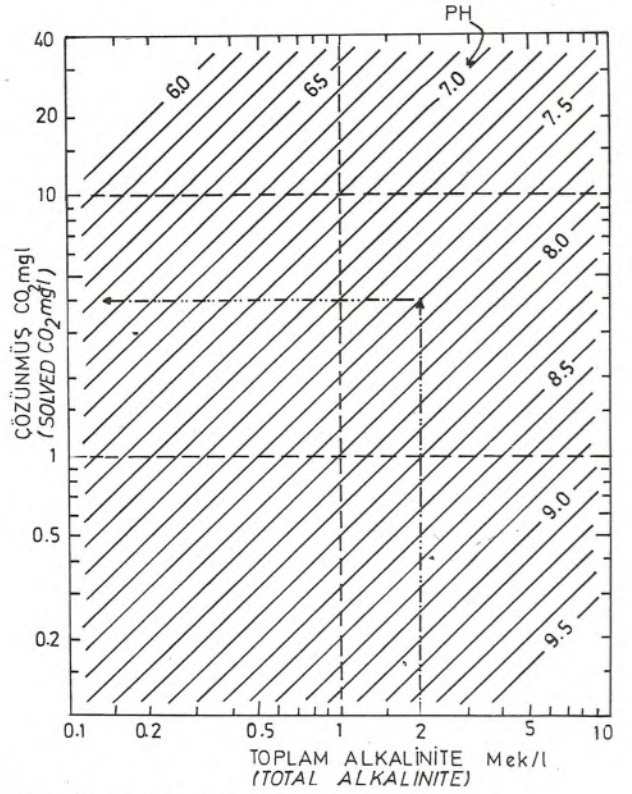
Şekil 7. A.B.D. tuzluluk diyagramı
Figure 7. U.S.A. salinity diagram



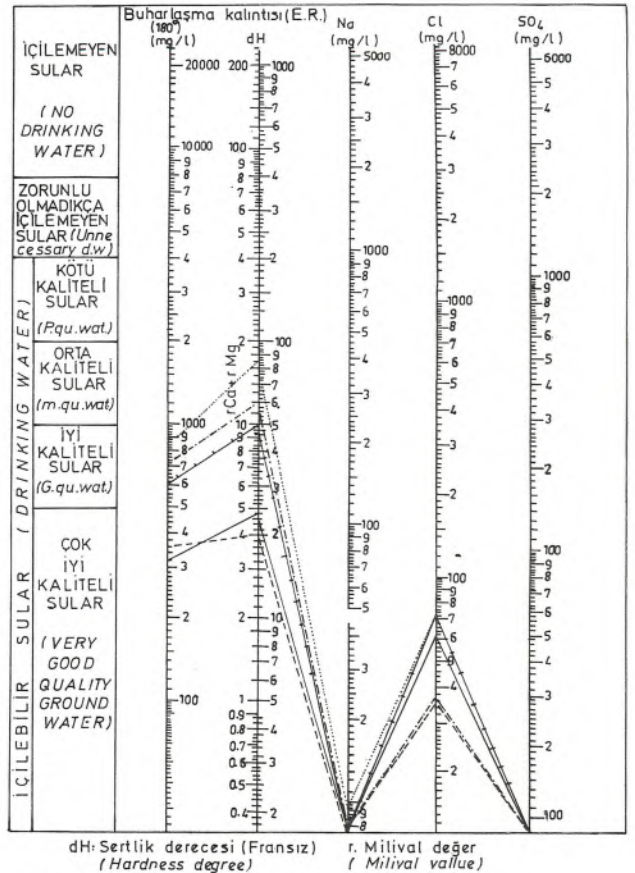
Şekil 8. Suların çürütme özelliklerini gösteren diyagram
Figure 8. Diagram showing corrosion features of waters

Suların içme ve kullanma özellikleri: İçme ve kullanma sularında hiçbir zehirleyici element veya bileşik bulunmamalıdır. İçme suyunda klorür 750 mg/l'yi, toplam iyon miktarı 7,5 mek/l'yi geçmemelidir. Ancak, zorunlu hallerde toplam iyon miktarı 15 mek/l'ye erişen sular içilebilir.

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ - EKİM 1986



Şekil 9. Sularda çözünmüş toplam CO₂ miktarını veren diyagram
Figure 9. Diagram giving total CO₂ amount saved in the waters



Şekil 10. Schoeller'e göre suların içilebilirlik diyagramı
Figure 10. Diagram to the drink of the waters according to Schoeller.

Sular, Schoeller içilebilirlik diyagramında, genellikle iyi ve orta kalitededir (Şekil 10). Suların sertliği içme ve kullanmada önemli bir yer tutar. Basit şekilde, kalsiyum ve magnezyum iyon (mek/l) toplam değerlerinin beş ile çarpımı, suyun sertliğini (Fransız) verir. Kaynak suları az sert (2,3, 23, 24), oldukça sert (1, 4, 5, 6), sert (7, 8, 9, 10, 11, 14, 15, 16, 18, 19, 20, 21) ve çok sert (12, 17, 22) özelliktedir (Çizelge 1).

SONUÇ ve TARTIŞMALAR

1- Bölgede litolojileri farklı Permo-Karbonifer, Üst Ketase, Eosen ve Neojen yaşlı kaya birimleri bulunmaktadır.

2- Kaynak sularının hazne kayaları Malatya Metamorfitlerinin karstik kireçtaşları, İnekpınarı kireçtaşı, Yıldız kireçtaşı ve Gedik formasyonudur. Bunların yüzeye çıkışları, geçirimsiz litoloji dokanakları ile faylara bağlıdır.

3- Yeraltı suyu akım yönü, Malatya ovasında güneyden kuzeye Çelikhhan dolaylarında ise kuzeyden güneydedir.

4- Kaynak suları anyon ve katyon büyüklük sırası şöyledir: $r(\text{HCO}_3^-) > r\text{Cl}^- > r\text{SO}_4^{2-}$; $r(\text{Ca}^{++} - \text{Mg}^{++}) > r\text{Na}^+ > r\text{K}^+$.

5- Schoeller sınıflamasına göre bu sular "Olağan klorürlü - bikarbonatlı sular" sınıfına girer. Kaynak sularında çözünmüş toplam iyon miktarı 1000 Mg/l'den az olması nedeniyle "tatlı sular" sınıfında yer alır.

6- Sar sınıflamasına göre, elektriksel iletkenlik yönünden, bu suların bazıları "iyi ve kullanılabilir özellikte sulama suları" sınıfına girer.

7- Kaynak sularında klorür 5 Mek/l'den az olması nedeniyle tüm bitkilerin sulanmasında tehlike yaratmaz.

8- Wilcox diyagramında kaynak suları, sulama için "çok iyi - iyi" özellik taşır.

9- A.B.D. tuzluluk diyagramına göre ise bu sular

(Kadımağarası ve Pınarbaşı Kaynakları) C_1S_2 (az tuzlu, az sodyumlu), büyük bir kısmı C_2S_1 (orta tuzlu - az sodyumlu) ve Ayıötlendere kaynağı suları C_3S_1 (tuzlu, az sodyumlu) sınıfındadır.

10- Suların kaynarken köpürmesine neden, su yüzeyindeki sodyum ve potasyum tuzlarınca zengin bir zar tabakasının oluşmasıdır. İncelenen kaynak sularında sodyum ve potasyum tuzlarınca fakir olması nedeniyle "kaynarken köpürmeyen sular" sınıfına girer ve bazı endüstri dallarında kullanılabilir.

11- İçme suyunda klorür 750 Mg/l'yi toplam iyon miktarı 7.5 Mg/l'yi geçmemelidir. Bölgedeki kaynak sularının klorür ve toplam iyon miktarı bu değerlerin altında olması nedeniyle içme ve kullanmaya uygundur.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmayı destekleyen Tübitak'a teşekkür ederiz. Ayrıca, arazi çalışmalarına ve su örneklerinin alınmasında yardımcı olan Jeoloji Mühendisi Muharrem Akçer'e ve su analizlerini yapan Malatya Toprak Su Müdürlüğü'ne de teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- A.B.D., SCHOELLER, SAR. T.S.E. WILCOX SINIFLAMALARI: in A.Şahinci, 1986, Yeraltı suları jeokimyası: D.E.Ü. Müh. Mim.Fak. Jeo.Müh.Bölümü, MM/JEO-86 EY.99, İzmir
- D.S.İ., 1977, Malatya Ovası'nın hidrojeolojik etüd raporu: D.S.İ. Yayınları, Malatya.
- PERİNÇEK, D., 1978, Çelikhhan-Sincik-Koçarlı (Adıyaman) alanının jeolojisi: İ.Ü.Fen Fakültesi Tat. Jeo. Kürsüsü, İstanbul.
- GÖZÜBOL, A.M., ÖNAL, M., 1986, Çat Barajı İsale tünelinin mühendislik jeolojisi ve kaya mekaniği incelenmesi ve Malatya-Çelikhhan alanının jeolojisi: TÜBİTAK, TBAG-647, Ankara

KIZILDAĞ-ELAZIĞ CEVHERLEŞMESİNİN ÖZELLİKLERİ ve KÖKENİ

Features and Origin of the Kızıldağ-Elazığ Mineralizations

AHMET SAĞIROĞLU, Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ

ÖZ : Kızıldağ cevherleşmeleri Yüksekova Karmaşığı içerisinde yer alan granit içerisinde ve genel olarak D-B doğrultulu ve kuzeye eğimli faylanmalarla ilgili olarak gelişmiştir.

Cevherleşmeler genel olarak saçınımlı veya fay zonu dolgusu şeklinde gelişmiş olup cevherleşme türleri spekülaitit, pirit (\pm kalkopirit), galen (\pm sfalerit) ve Cu mineralleri şeklindedir. En yaygın olarak spekülaitit ve pirit cevherleşmelerine rastlanmaktadır. Eh değerlerinin yüksek olduğu yerlerde (YASS üstünde) spekülaitit ve Eh'un negatif değerlere sahip olduğu yerlerde (YASS altında) pirit cevherleşmesi gelişmiştir. Bu iki cevherleşme birbirine geçiş göstermektedir.

Faylanmalar Üst Kretase sonu - Paleosen'de, olasılıkla Keban Metamorfiklerinin Yüksekova üzerine bindirmesi sırasında gelişmiştir.

Cevherleşmenin yüzeylenen kısımları ekonomik olarak önemli görünmemekte ise de, düşey yönde cevherli zonların mineral içeriklerinin değişmesi kuvvetle olasıdır ve bu da cevherleşmelerin ekonomik olabileceğini göstermektedir.

ABSTRACT: The Kızıldağ mineralizations occur within the granite of the Yüksekova Complex and are related to the faultings what generally strike E-W and dip to north.

The mineralizations are either disseminated or as fillings of the fault zones and the type of mineralizations are specularite, pyrite (\pm chalcopyrite), galena (\pm sphalerite) and Cu minerals. The most common mineralizations are specularite and pyrite mineralizations what grades into each other. In the localities where Eh was high (above underground water table) mineralizations formed as specularite and where Eh was low (below UWT) mineralizations took place as pyrite.

The faulting took place during end of Upper Cretaceous - Palaeogene and probably in the same period when the Keban metamorphics thrust over the Yüksekova Complex.

Although the outcropping parts of the mineralizations have no economic value, the mineral contents of the zones are likely to grade into valuable mineral assemblages vertically.

GİRİŞ

Bu çalışmaya konu olan Kızıldağ cevherleşmeleri Elazığ il merkezinin yaklaşık 15 km. kuzeyinde bulunan Kızıldağ'da bulunmaktadır (Şekil 1). Kızıldağ, Yüksekova Formasyonları içinde yer almaktadır ve buradaki kayalar Yüksekova'nın asidik plutonikleridir. Cevherleşmeler geniş fay zonları ile ilişkili olarak spekülaitit, pirit-kalkopirit ve galen-sfalerit zonları şeklinde gelişmiştir. Galen-sfalerit ve kalkopiritçe zengin zonların işletilmesi için girişimler olmuşsa da bu girişimler değişik nedenlerle başarılı olamamıştır ve halen buradaki cevherleşmeler el değmemiş olarak durmaktadır.

Cevherleşme hakkında daha önce yapılmış yayınlanmış bir çalışma bulunmamaktadır. Bu çalışma çerçevesinde cevherleşmelerin bulunduğu alan ve yakın çevresinin 1:25 000 ölçekte jeolojik haritası yapılmıştır. Kızıldağ'ı çevreleyen alanlarda değişik araştırmacılar tarafından yapılmış jeolojik çalışmalar vardır: Ketin (1946) bölgenin 1/100 000 ölçekli jeolojik harita çalışmasını, Bingöl (1982) bölgenin jeolojik ve petrografik çalışmalarını, Avşar (1983) Kızıldağ'ın kuzey ve batısında bulunan Kırkgeçit Formasyonu'nun paleontolojisini çalışmıştır.

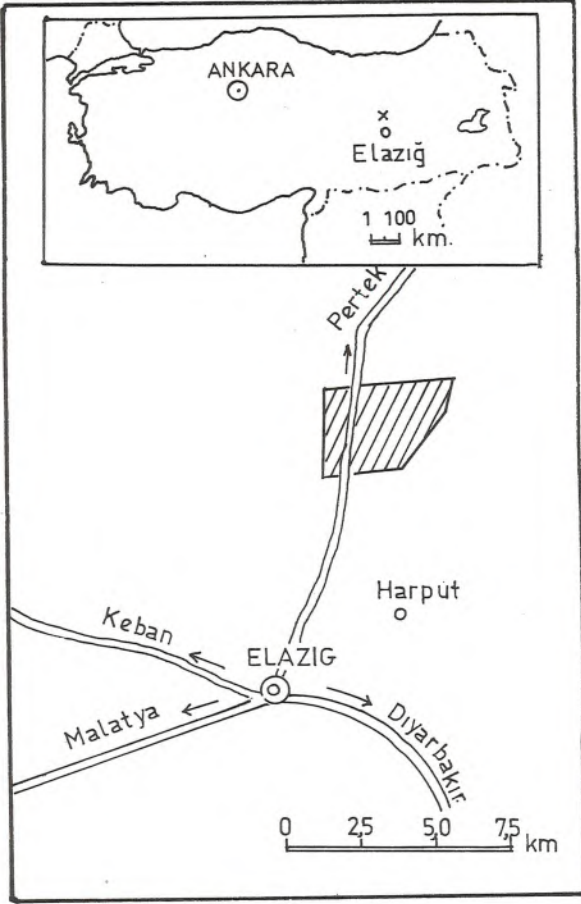
GENEL JEOLJİ

İNCELEME ALANINDA YÜZEYLENEN BİRİMLER; YÜKSEK-OVA KARMAŞIĞI, KIRKGEÇİT FORMASYONU VE KARABAKIR FORMASYONU'DUR (ŞEKİL 2).

İNCELEME ALANINDA YÜZEYLENEN BİRİMLER; YÜKSEK-OVA KARMAŞIĞI, KIRKGEÇİT FORMASYONU VE KARABAKIR FORMASYONU'DUR (ŞEKİL 2).

YÜKSEK-OVA KARMAŞIĞI

Bilindiği gibi, Yüksekova Karmaşığının özgün olarak görüldüğü yer, Yüksekova'dır ve ilk defa Perinçek



Şekil 1. Yer bulduru haritası
Figure 1. Location map

(1979) tarafından bu formasyon adlandırılmıştır. Elazığ çevresinde Yüksekova Karmaşığı geniş yayılımlara sahiptir. Bingöl(1983) ve Yazgan(1983)'e göre Yüksekova, Elazığ çevresinde ince bir kıtasal kabuk üzerinde gelişmiş ada yayı oluşturduklarından (pilov lavlar, volkanosedimenter kayalar, diyoritik, granitik-granodiyoritik plütonik kayalar) oluşmuşlardır ve konasiyen-kampaniyen yaşlıdır.

Çalışma alanında Yüksekova Karmaşığı granit ve diyoritle temsil edilmektedir.

Granit. İnceleme alanında en geniş alanı bu litoloji kaplamaktadır. Cevherleşmelerde hemen hemen tamamen granit içinde yer almaktadır. Granit batı, güney ve doğudan diyorit ile çevrenmekte ve granit-diyorit dokanakları boyunca yaygın olarak kaolenleşme gözlenmektedir. Bu nedenle, granitin diyoriti kestiği ve ondan daha genç olduğu söylenebilir.

Graniti kesen iri (2-3 cm.) biyotit kristalli biyotit porfiriler vardır.

Granitler doğu ve kuzeydoğuda Kırkgeçit Formasyonunun kireçtaşları ile örtülmektedir ve dokanaklar boyunca kontakt metamorfizma görülmemesi, kireçtaşı se-

viyelerinin alt kısımlarının granit çakılları içermesi, kireçtaşlarının granitlerden daha genç olduğunu göstermektedir.

Granit, makroskobik olarak, iri taneli (2,3 mm.) ve açık pembe renklidir. Fay zonlarında granit kataklastik doku göstermekte ve kayaç parçaları spekülarit veya pirit ile çevrenmektedir (Levha I, Şekil 1).

Altere olmamış granitlerin mineralojik bileşimi K-feldispat, kuvars, plajiyoklas, biyotit şeklindedir. Aksesuar olarak manyetit ve rutil içermektedir. On beş kesitte yapılan modal analizler KAP diyagramında gösterilmiştir (Şekil 3). Şekilde görüldüğü gibi, bu modal değerler granit alanına düşmektedir.

K-Feldispatlar çoğunlukla ortoklas ve çok az olarak da mikroklinde oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar albit-oligoklas bileşimindedir.

Biyotitler genellikle dilinim düzlemleri boyunca kloritleşmişlerdir.

Granit plutonu genel olarak D-B doğrultulu geniş fay zonları ile kesilmiştir. Bu fay zonları boyunca granitler değişik niktelikte alterasyonlara uğramışlardır. Bu alterasyonlar ve bunların en yaygın gözlemlendiği alanlar:

- Silisleşme, cevherleşme (\pm kaolenleşme); Kızıldağ D. güneyi,
- Kaolenleşme, seerizitleşme, cevherleşme; büyük fay zonu,
- Kaolenleşme, floritleşme, cevherleşme; Hido-lar M. batısı

Granitin, Baskil civarındaki eşleniklerinin yaşını Yazgan (1983) K/Ar yöntemi ile 82-86 my (Konasiyen-Santoniyen) olarak bulmuştur.

Biyotit Porfiri Çok iri (1-2 cm.) biyotit porfirileri ve bu porfirileri çevreleyen ince taneli biyotit, plajiyoklas, kuvarstan ve opaklardan oluşmuştur. Kayaç oldukça fazla altere olmuş ince taneli biyotitler hemen hemen tamamen, iri taneli biyotitler dilinim düzlemleri boyunca kloritleşmişlerdir. Plajiyoklaslar kaolenleşmiş karbonatlaşmıştır. Kızıldağ D.'nin aşağı kısımlarında görülen biyotit porfiri oldukça fazla cevherleşmiş ve karbonatlaşmıştır (Levha I, Şekil 2).

Demir Tepe batısında biyotit porfiri damarı K 85 B doğrultusunda uzanmaktadır.

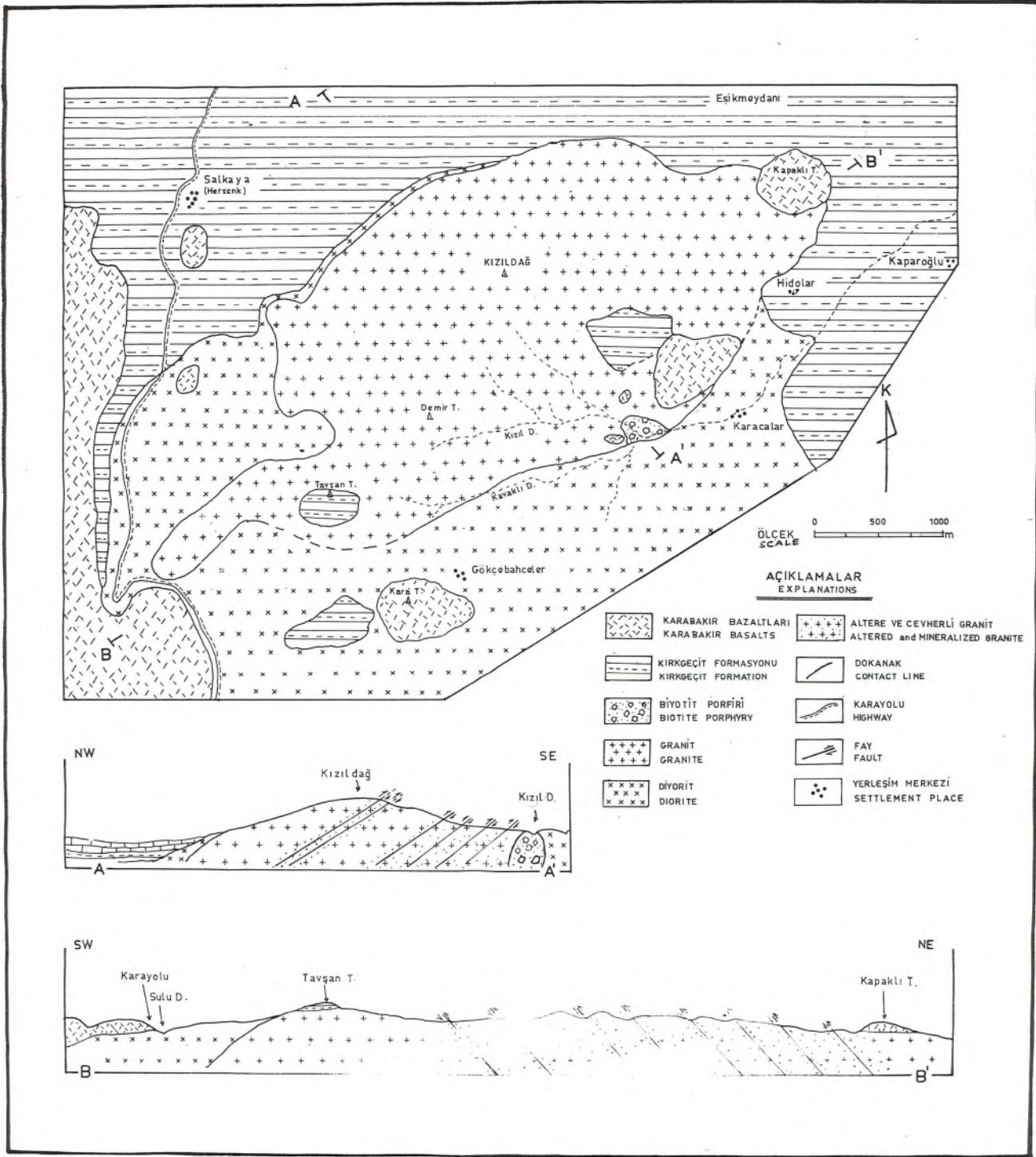
Diyorit Çalışma alanında granitten sonra en fazla yayılıma sahip olan mağmatik kayadır. Granite göre daha yaşlı olup, granit tarafından kesilmektedir.

İri taneli hornblend ve plajiyoklas ana bileşeni olup aksesuar olarak ilmenit içermektedir.

Granit dokanaklarında altere olmuş hornblendler klorit ve tremolit-aktinolite dönüşmüştür.

Kırkgeçit Formasyonu

Marn, kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve kiltaşından oluşmuş (Bingöl 1983) bu formasyon çalışma alanında

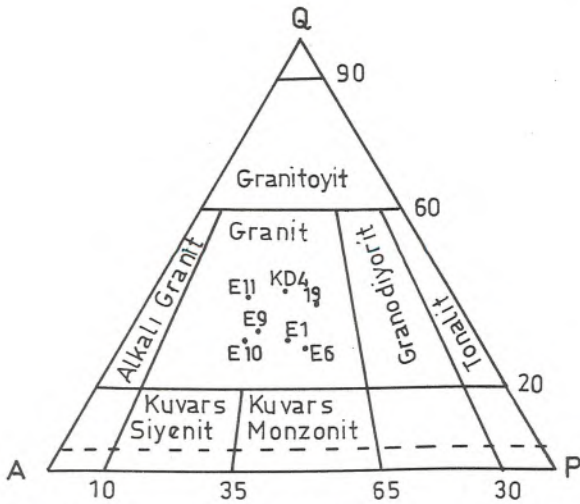


Şekil 2. Araştırma alanının jeolojik harita ve kesitleri
Figure 2. Geology and cross-section of the studied area.

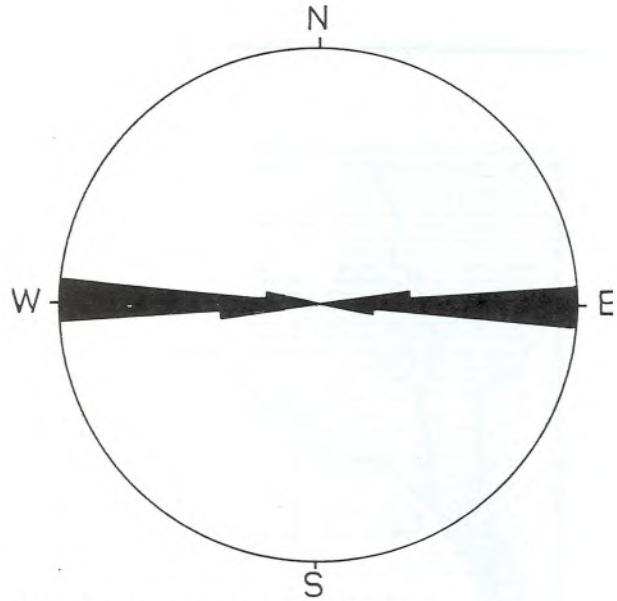
kumlu kireçtaşı, kireçtaşı, marn ve kiltası ile temsil edilmekte olup, gerek diyoritleri gerekse graniti uyumsuz olarak örtmektedir. Bu formasyonun yaşı içerdiği fosillerle göre Avşar (1983) tarafından Orta-Üst Eosen olarak saptanmıştır.

Karabakır Formasyonu

Gösel kireçtaşı, karasal olivin bazaltlar ve aglomeralardan oluşan (Bingöl 1983) bu formasyon çalışma alanında bazalt örtülerle temsil edilmektedir. Sirel ve diğ. (1975) bu formasyonun yaşını Üst Miyosen olarak vermektedir.



Şekil 3. Kızıldağ asidik plütonikteki KAP diyagramı
Figure 3. QAP diagram of the aciditic plutonics of Kızıldağ



Şekil 4. Graniti kesen büyük faylara ait gül diyagramı
Figure 4. Directions of the main fault zones which cross cut the granitide

YAPISAL JEOLJİ

Çalışma alanında bulunan granitler yoğun bir şekilde faylanmıştır. Graniti kesen fayların bu çalışma için önemi oldukça büyüktür. Şöyle ki, daha sonra ayrıntılı bir şekilde açıklanacağı gibi, bu bölgedeki cevherleşmeler tamamen faylanmalarla ilişkilidir.

Önemli fay zonlarının doğrultularının analizi ile elde edilen gül diyagramı Şekil-4'de verilmiştir. Şekilde görüldüğü gibi faylar genelde D-B doğrultulu olup, fay düzlemlerinin eğimi (60°-70°) kuzeye doğrudur. Bu da faylanmanın kuzeyden güneye doğru olan bir kuvvetin etkisinde geliştiğini gösterir.

Fayların yoğunluğu granit içinde homojen değildir. Tavşan Tepe, Kapaklı Tepe hattının güneyinde faylanmalar oldukça yoğun olarak gelişmiş, sonuç olarak da, bu alan yoğun olarak alterasyona uğramış ve cevherleşmiştir. Alterasyon nedeniyle bu hattın güneyindeki alan daha fazla erozyona uğramıştır ve derin vadili derelerle kesilmiştir. Bu hattın kuzeyindeki fay zonları genel olarak 1-2 m. kalınlığa sahiptir ve bu zonlar oldukça seyrek olarak gelişmiştir. Ancak Kızıldağ zirvesinin güney-batısındaki K 80 W/70 KD doğrultulu ve eğimli fay zonunun kalınlığı 50-60 m.'ye ulaşmakta ve uzanımı yüzeyden 1 km kadar takip edilebilmektedir.

Faylanmalar Orta-Üst Eosen yaşlı ve graniti örten Kırkgeçit'i etkilememiştir. Granitlerin yaşının Konasiyen-Kampaniyen olduğu kabul edilirse, faylanmaların Kretase sonu-Paleosen'de geliştiği ortaya çıkar ki, bu yaş aralığı Yazgan (1983)'ün Keban Metamorfikleri'nin Yüksekova üzerine bindirme yaş aralığına uymaktadır. Bu nedenle çalışma alanındaki fayların bu bindirmeler sonucu geliştiği düşünülebilir. Nitekim Pertek kuzeyindeki Keban-Yüksekova bindirme hattının doğrultusu çalışma alanındaki fayların doğrultuları ile uyumludur.

CEVHERLEŞME

Kızıldağ cevherleşmeleri dokusal ve mineral topluluğu açısından değişik özellikler gösterirler.

Dokusal olarak cevherleşmeler, saçınımlı ve masif olarak iki grupta toplanmaktadır.

Saçınımlı cevherleşmeler küçük fay zonlarının hemen çevresinde kısıtlı olarak ve Tavşan Tepe - Kapaklı Tepe Hattının güneyinde yoğun olarak gelişmiştir. Tavşan T. - Kapaklı T. hattının güneyindeki alan hemen tamamen saçınımlı olarak cevherleşmiştir ve bu alan çok yoğun bir şekilde faylanmıştır. Cevherleşmenin bu alanda böyle yaygın olarak gelişmesinin nedeni, bu yoğun faylanmadır.

Masif cevherleşme, fay breşi matriksi halinde kayalar parçalarının çevresini cevher minerali sarıyor halde gelişmiştir (Levha I, Şekil 1). Genel olarak 5-10 cm. kalınlıkta gelişen masif cevherleşme yer yer 50-60 cm. kalınlığa ulaşmaktadır. Masif cevherleşmenin en güzel örnekleri Tavşan Tepe-Kapaklı Tepe hattının güneyindeki dere içlerinde gözlenmektedir.

Genelde iki değişik mineral topluluğu gözlenmektedir: 1) Spekülarit cevherleşmeleri, 2) Pirit (± kalkopirit) cevherleşmeleri. Ayrıca çok kısıtlı olarak galen ve bakır cevherleşmeleri de gelişmiştir.

Spekülarit Cevherleşmeleri

Fay zonlarının topoğrafik olarak yüksek kısımlarında gözlenir. Genel olarak fay breşinde kayalar parçaları arasını doldurur şekilde bulunmaktadır (Levha I, Şekil 1). Yer yer fay zonlarının çevresinde saçınımlı olarak da gözlenir. En yaygın olarak Demir Tepe ve yakın çevresinde bu tip cevher bulunur. Burada cevher 30-40 cm'ye varan fay zonu dolgusu damarlar halindedir. Cevherin önemli bir kısmını aşınıp taşındığı Kızıldağ Deresinin eski nehir taraçalarında 1-2 m. kalınlıkta ve matriksi ta-

mamen limonit-hematitten oluşmuş konglomera bloklarından anlaşılmaktadır.

Spekülarit cevherleşmeleri derinlere doğru spekülarit-pirit ve pirit-kalkopirit cevherleşmesine dereceli geçiş göstermektedir. Bu oluşum ancak meteorik suların dolaşımı ile açıklanabilir: Serbest dolaşımın olduğu yüksek Eh bölgelerinde, fay zonlarında ilerleyen hidrotermal çözeltilerdeki Fe+2 oksitlenerek Fe₂O₃ (spekülarit) şeklinde çökelmiş, yeraltı su seviyesi altında negatif Eh koşullarında Fe⁺² pirit (FeS₂) olarak çökelmiştir.

Spekülarit mikroskop altında 1 mm. veya daha küçük ışınal dizili pulcuklar veya çubuklar halinde gözlenmektedir (Levha I, Şekil 3).

Spekülarit zonlarında manyetit'te yaygın olarak bulunmaktadır. Manyetitler kenarları boyunca martitleşme göstermektedir. Derinlere doğru manyetit tanelerinin kenarları boyunca pirit'e dönüştüğü gözlenmektedir.

Pirit bu zonlarda ender olarak gözlenirse de bazen iri (1-2 cm.) ve öz şekilli piritlere rastlanmaktadır.

Spekülarit zonlarının yan kayaçlarında görülen alterasyon genel olarak serizitleşmedir. Kaolenleşme ve silisleşme daha az yaygındır. Bu yan kayaç alternasyonu cevherleşmeye neden olan çözeltilerin bu zonlara ulaştığında sıcaklığının oldukça düşük olduğunu göstermektedir.

Pirit (± kalkopirit) Cevherleşmeleri

Bu tip cevherleşme en yaygın olarak Kepez Sırtı batısında ve Hidolar Mahallesi kuzeybatısındaki dere içlerinde görülür.

Fay zonlarında 20-30 cm. kalınlığa ulaşan masif pirit cevherleşmesi şeklinde görülebilirse de yaygın biçimde saçınımlı olarak gözlenir.

Masif pirit cevherleşmeleri 2-3 mm. tane boyuna ulaşan öz veya yarı öz şekilli pirit tanelerinden oluşmuştur.

Saçınımlı cevherde pirit modal olarak kayacın % 4-5 kadar bir hacmini kaplamakta ve her kesitte 5-6 tane kalkopirite rastlanmaktadır. Pirit taneleri yarı öz şekilli ve genellikle tane boyları 1 mm'den küçüktür. Kalkopirit taneleri daha küçük tane boyuna sahiptir (Levha I, Şekil 4). Saçınımlı cevherde granitin ilksel bileşenlerinden manyetit ve rutil de rastlanmaktadır.

Pirit kalkopirit cevherleşmelerine eşlik eden alterasyon tipi yaygın olarak gözlenen silisleşme ve kaolenleşmedir. Serizitleşme daha kısıtlı olarak gelişmiştir.

Pirit-kalkopirit cevherleşmesi Kepez Sırtı batısında yüzeylenen biyotit porfiri içinde oldukça iyi gelişmiştir. Saçınımlı olarak pirit kayaç hacminin % 15 kadarını oluşturmakta, kalkopirit de % 1 dolayına kadar çıkabilmektedir. Pirit tane boyları genellikle 1 mm'den küçükse de 3-4 mm. boyuna ulaşan taneler de bulunmaktadır. Biyotit porfiride cevherleşmeye kloritleşme ve karbonatlaşma eşlik etmektedir.

Galen Damarları

Kapaklı Tepenin batısındaki dere içerisinde yüzeyleyen bu damarlar gene fay zonlarında yer almaktadır. Birbirine paralel ve K 85 / D 60 KB konumunda iki damar halinde yüzeylemektedir.

Bu damarlardan kuzeyde olanı kalınlığı 1-1.5 m. arasında değişen ve tamamen kaolenleşmiş bir fay zonu içerisinde kalınlığı 5-10 cm. arasında değişen düzensiz damarcıklar halindedir. Yüzeyleme 10 m. kadar bir uzanımına sahiptir.

Bu damardan 30 m. kadar daha güneydeki damar kalınlığı 1 m. kadar bir zonda gene 5-10 cm. kalınlıktaki düzensiz damarcıklar halinde kurşun cevherleşmeleri görülmektedir. Bu zon yüzeyden 5-6 m. uzunluğa sahiptir.

Her iki fay zonunda da yoğun kaolenleşme gözlenmektedir ve cevher fay breşinin matrisi halindedir (Levha I, Şekil 1).

Galen damarlarında baskın mineral orta-iri kristalli galendir. Galen içinde pirit kapanımları yaygındır. Galen ayrıca tennantit-tetrahedrit ve değişik gümüş mineralleri (bu minerallerin ayrıntılı çalışmaları yapılmaktadır) kaplanmaktadır. Bu kapanlanmış minerallerden pirit galenlerden daha yaşlıdır; tennantit-tetrahedrit ve gümüş mineralleri eksolusyonla gelişmiştir (Levha I, Şekil 5).

Galen damarlarında yoğun kalkopirit kapanımı içeren sfaleritte yaygın olarak gözlenirse de galene oranla önemsenmeyecek çokluktur.

Galen damarlarının atmosferle temasta olan kısımları karbonatlaşmış ve karbonatlaşan bölümlerdeki tetrahedrit-tennantit kapanımları kovelin-kalkosine dönüşmüştür (Levha I, Şekil 6).

Bakır Damarları

Çalışma alanında bakır damarları iki lokasyonda yer almaktadır: Demirtepenin 200 m. kadar kuzeybatısı ve Kızıldağ Derenin kuzeyi. Her iki lokasyonda da bakır damarları faylanma genel doğrultusunda paralel fay zonlarına yerleşmişlerdir. Damarların özellikleri ve minerolojik bileşimleri, damarlar daha önce kısa süreli çalıştırıldığından ve kalın demir şapka ile örtülü olduğundan ayrıntılı olarak çalışılmamaktadır. Eski işletme pasalarından alınan örneklerde yoğun limonitik cevherde pirit, kalkopirit ve tennantit-tetrahedrit kalıntılarına rastlanılmıştır.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Kızıldağ'da görülen cevherleşmeler genel anlamda Fe-sülfid/oksit cevherleşmesi olarak kabul edilebilir. Fe-sülfid/oksit cevherleşmeleri içinde yaygın olarak fakat çok az oranlarda Cu-sülfid/sulfosalt mineralleri de bulunmaktadır. Bakır ve kurşun damarları bu genel çerçeve içinde ayrıcalıklar olarak kabul edilebilir.

Cevherleşmeler açıkça faylarla ilişkili olarak epi-

jenetik olarak gelişmiştir. Fay zonlarında yükselen hidrotermal çözeltiler oksidasyon zonunda (YASS üzerinde) spekülait indirgen zonda ise pirit cevherleşmelerine neden olmuştur.

Faylanmalar bölgenin genel tektoniğine uygundur ve K-G doğrultulu kuvvetlerin etkisinde gelişmiştir. Kuvvetler kuzeyden güneye doğru itilmelere neden olmuş, kabaca D-B doğrultusunda ve kuzey dalımlı fay zonları gelişmiştir. Bu faylanmaların yaşı Konasiyen-Orta Eosen arasındadır. Bu yaş aralığı, bölgede çalışan araştırmacılar (Yazgan, Bingöl) tarafından Keban Metamorfiklerinin Yüksekova Formasyonları üzerine bindirme yaşı olarak verilen Üst-Kretase-Erken Paleosen aralığına uymaktadır.

Cevherleşme ve yan kayaç alterasyonunun bu kadar yoğun olması, fay zonların oldukça derinlere uzandığını göstermektedir. Bu nedenle derinlere doğru cevherleşmenin niteliği ve niceliği değişebilecektir.

Cevherleşmenin yüzeylenmiş kısmının bir ekonomik önemi yoktur. Şöyle ki; cevherleşmenin büyük kısmını oluşturan saçınımlı cevherleşmede kalkopirit oranı ekonomik düzeyin çok çok altındadır. Masif Spekülait cevherleşmelerinin kalınlığı ekonomik olmayacak kadar azdır. Galen ve bakır cevherleşmeleri gene oldukça az kalınlıklara sahiptirler.

Bununla birlikte hidrotermal damar tipi yatakların derinlere doğru cevher mineral bileşiminin değiştiği (bkz. Evans, 1980, s.60, Park ve Mac Diarmid, 1975, s. 159) bilinen bir gerçektir. Bu nedenle büyük bir olasılıkla Kızıldağ cevherleşmeleri de derinlere doğru değişik cevher minerallerinin (örneğin kalkopirit, sfalerit gibi) baskın olduğu bir nitelik kazanabilir. Nitekim daha önce anlatıldığı gibi, düşey yönde yüzeyleyen kısımda bile üstten alta doğru spekülait-spekülait, pirit-pirit şeklinde bir zonlanma görülmektedir.

Bir diğer olasılık da, bu cevherleşmenin altında porfiri bir yatağın bulunma olasılığıdır. Birçok porfiri yatakta porfiri yatağın üstünde yoğun damar tipi cevherleşmelerin varlığı araştırmacılar tarafından belirtilmektedir (Nielsen, 1968 ve Hollister 1974).

DEĞİNİLEN BELGELER

- AVŞAR,N., 1983, Elazığ yakın kuzeybatısında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar, F.Ü. Doktora Tezi (Yayınlanmamış).
- BİNGÖLA.F., 1982, Elazığ-Pertek-Kovancılar arası volkanik kayaların petrografik ve petrolojik incelenmesi; F.Ü. Fen Fakültesi Dergisi, Sayı 9-21.
- EVANS,A.M.,1980, Introduction to Ore Geology, Blackwell Sc. Publication, Oxford, 231 s.
- HOLLISTER,V.F., 1974, Regional characteristics of porphyry Copper deposits of South America SME Trans., 256, 45-53.
- KETTİN,İ.,1946, Elazığ-Palu ve Pertek bölgesinin jeolojik etüdüne ait rapor, MTA Rapor No:1708, (Yayınlanmamış).
- NIELSEN,R.L.,1968, Hypogene texture and mineral zoning in a copper bearing granodiorite porphyry Stock, Samta Rita, New Mexico Econ. Geol., 63, 37-50.
- PARK,C.F. ve Mac DIARMID,R.A., 1975, Ore deposits Freeman and Co., San Fransisco, s.530.
- PERİNÇEK,D.,1979, The geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya area Geocom.I., Ankara.
- SİREL,E., METİN,S., ve SÖZERİ,B., 1975, Palu (KD Elazığ) denizel Oligosen stratigrafisi ve mikropaleontolojisi, TJK Bülteni, 18,175-180.
- YAZGAN,E., 1983, A geotraverse between the Arabian platform and Munzur nappes; Int. Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Field Guide Book. lıkmk lıkmk

LEVHA I

Şekil 1. Fay zonu masif cevherleşmeleri: koyu renkli kısımlar spekülarit (solda) ve galen (sağda), açık renkli kısımlar kaolenleşmiş granit parçaları

Figure 1. Massive ore of the fault zones; dark coloured parts are specularite (on the left) and galena (on the right), light parts are kaolinized granit fragments.

Şekil 2. Biotit porfiri, koyu renkli öz şekilli mineraller biyotit.

Fig. 2. Biotite porphyry, euhedral darkminerals are biotite.

Şekil 3. Spekülarit levhacıkları. Tek nikol, 20x15 büyütme.

Fig.3. Specularite plates. Plain reflected light, magnification 20x15.

Şekil 4. Pirit içinde kalkopirit kapanımı. Tek nikol, 50x15 büyütme. Kısaltmalar; py: pirit, chpy; kalkopirit.

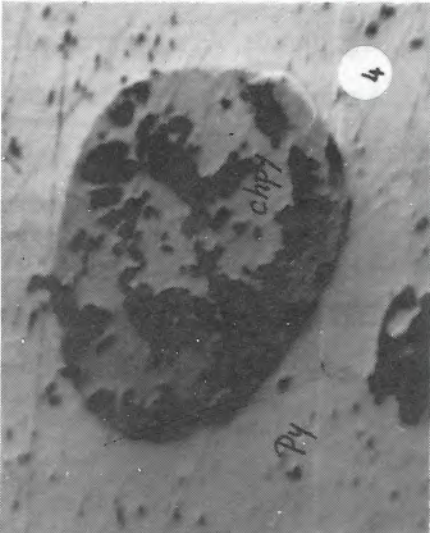
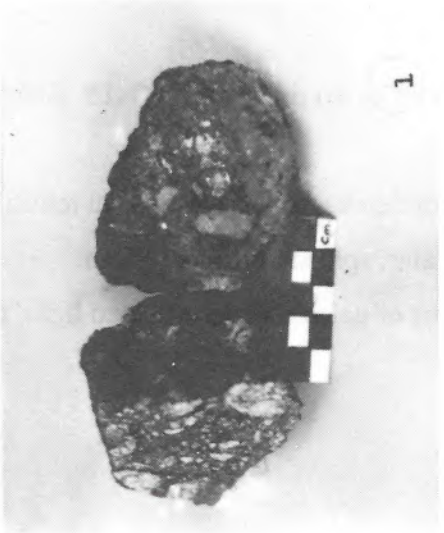
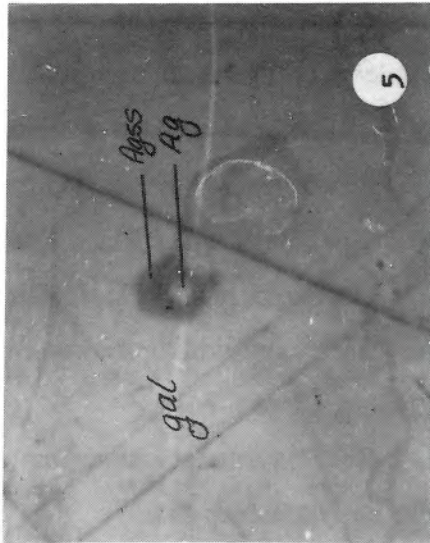
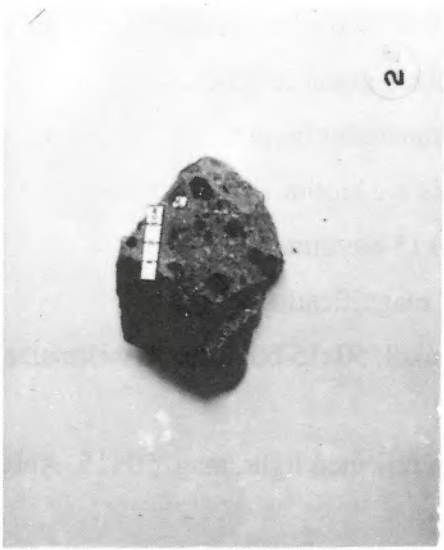
Fig. 4. Chalcopyrite inclusions in pyrite. Plain reflected light, mag. 50x15. Abbr.: py; pyrite, chpy; chalcopyrite.

Şekil 5. Galen içinde gümüş mineralleri. Tek nikol, 50x15 büyütme. Kısaltmalar; gal: galen, Ag; gümüş, Agss; gümüş sülfotuzu.

Fig 5. Ag-mineral exsolutions in galena. Plain reflected light, mag. 50x15. Abbr.: gal; galena, Ag; silver, Agss; silver sulphosalt.

Şekil 6. Galenin dilinim düzlemleri boyunca görülen karbonatlaşma (koyu renkli kısımlar). Tek nikol, 20x15 büyütme. Kısaltmalar; sph: sfalerit, gal: galen.

Fig 6. Carbonitization along the cleavage planes of galena. Plain reflected light, mag. 20x15. Abbr.: sph; sphalerite, gal; galena.



AKÇAKOCA (BOLU) YÖRESİ DEVONİYEN YAŞLI SEDİMANTER SERİLERİN KİL MİNERALOGİSİ ve İLLİT KRİSTALİNİTE YÖNTEMİYLE İNCELENMESİ

Clay Mineralogy and Illite Crystallinity Studies of Devonian Sedimentary Series in Akçakoca (Bolu) Region

FAZLIÇOBAN İ.T.Ü. Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ: Bu çalışmada, Akçakoca yöresindeki Devoniyen yaşlı Kuşça formasyonundan alınan toplam 25 adet kayaç örneğinin kil mineralleri belirlenmiş ve illit kristalinite dereceleri ölçülmüştür. Bölgede belirlenen esas kil mineralleri illit, klorit, kaolinit'tir. Elde edilen sonuçlara göre bölgedeki, Üst Silüriyen - Alt Devoniyen yaşlı Kuşça formasyonu diyajenez, ankimetamorfizma ve epimetamorfizma etkisinde kalmıştır.

ABSTRACT: Clay minerals are determined and illite crystallinity degrees are measured. Total 25 rock samples picked up from Kuşça formation in Akçakoca (Bolu) region, which is in Devonian age. Main clay minerals determined in this region illite, chlorite and kaolinite. According to the results, Kuşça formation Upper Silurian - Lower Devonian aged, is undergone diagenesis epimetamorphism and anchimetamorphism.

GİRİŞ

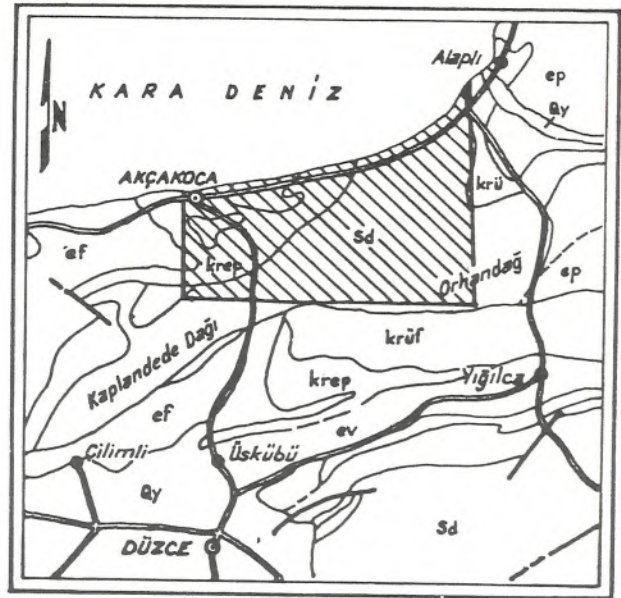
Bu çalışma, Akçakoca (Bolu) kuzeydoğusunda yer alan Üst Silüriyen - Alt Devoniyen yaşlı ince taneli tortul kayalarındaki kil minerallerinin tanınması, illit kristalinite derecesinin X ışınları kırınımı yöntemiyle saptanarak bölgedeki diyajenez-metamorfizma geçişinin araştırılmasını amaçlamaktadır.

Çalışma alanı, Kuzeybatı Anadolu'da 1:25000 ölçekli Ereğli F26-c4/d4/d3/c3 paftalarında bulunmaktadır (Şekil:1). Bölgede Paleozoyik (Üst Silüriyen - Üst Devoniyen) temel kayaları üsteleyen Üst Kretase - Alt Eosen aralığında çökelmiş yaklaşık 2000 metre kalınlıkta bir istif gözlenmektedir.

GENEL JEOLJİ

Batı Karadeniz çevresi (özellikle Ereğli - Zonguldak çevresi) uzun senelerden beri birçok araştırmalara sahne olmuştur. İnceleme alanının kuzeydoğusunda yoğunlaşan bu çalışmaların büyük çoğunluğu kömür jeolojisi amaçlıdır.

Çalışma alanı ile ilişkili olarak, Karadeniz Ereğlisi



Şekil 1. Yer bulduru haritası
Figure 1. Location map

ÖLÇEK - 1/500.000

fosil kavkı parçalarından oluşur. Biyosparitler yer yer detritik karakter göstermektedir.

Silttaşı: Kahverengimsi-sarı renkli, ince tabakalı silttaşı seviyeleri Kuşça formasyonu'nun üst kesimlerinde izlenmektedir. Tabakalanma yüzeyi ve şistozite düzlemlerinde bol mika pullu olan silttaşları özellikle inceleme alanının güney kesimlerinde metasilttaşı özelliği gösterir. % 25-30 oranlarındaki keskin kenarlı yuvarlaklaşmamış kuvars taneleri silt boyutludur. % 5-10 oranlarında alkali feldspat ve % 45-50 oranlarındaki ince-uzun bazen aşırı bükülmüş, yönlenmeli serisit, klorit ve nadiren izlenen (% 2-3) epidot şeklinde bileşime sahip olan silttaşları üst seviyelerinde killi şeyiller ile ardalanır. Karbonat oranının artması ve fosil içeriğinin değişmesi ile Kirencikbaşı formasyonuna geçiş gözlenir.

ÇALIŞMA YÖNTEMİ

İnceleme alanında Kuşça formasyonuna ilişkin derlenen örnekler, mineralojik-petrografik yöntemlerle incelenmiştir. 25 adet örnek kilboyutu bileşenlerin ayırtılabilmesi amacıyla derlenmiş ve kil boyutu bileşenler ayırtılmıştır. Daha sonra kil minerallerinin belirlenebilmesi için X ışınları difraksiyon analizleri yapılmıştır. Kil boyutu bileşenlerin ayırtılması ve X ışınları toz difraktometresi ile kayıtlar, Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kil Ayırma Laboratuvarı ile İ.T.Ü. Maden Fakültesi X ışınları laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

X ışınları difraktogramları, normal, fırınlanmış, etilen glikollü ve hidranizli olmak üzere her örnekten 4 çekim ve diğer mineral prajenezlerini belirleyebilmek için yönlenmemiş toz numune çekimleri yapılarak elde edilmiştir. Çekim 40 Kv, 20 mA, Cu K α radyasyonu, Ni filtre, kart hızı: 1 cm/dak., gonyometre: 20=1°/dak. ve 40 Kv, 18 mA, Cu K α radyasyonu, kart hızı: 2 cm./dak., gonyometre: 2°/dak. şartlarında yapılmıştır.

Illit'in kristalinite derecesi olarak "illit mineralinin 002 pikinin 10 A°'daki refleksiyonunun yarı yüksekliğindeki genişliğinin mm. cinsinden ölçümü esas alınmıştır (Kubler, 1964, 1966, 1968). Ayrıca (004) refleksiyonları ile (002) refleksiyonları arasındaki oran hesaplanmış ve elde edilen değerler illit kristalinite derecesi diyagramında yerine konarak değerlendirilme yapılmıştır (Şekil 3).

KİL MİNERALLERİ ve ÖZELLİKLERİ

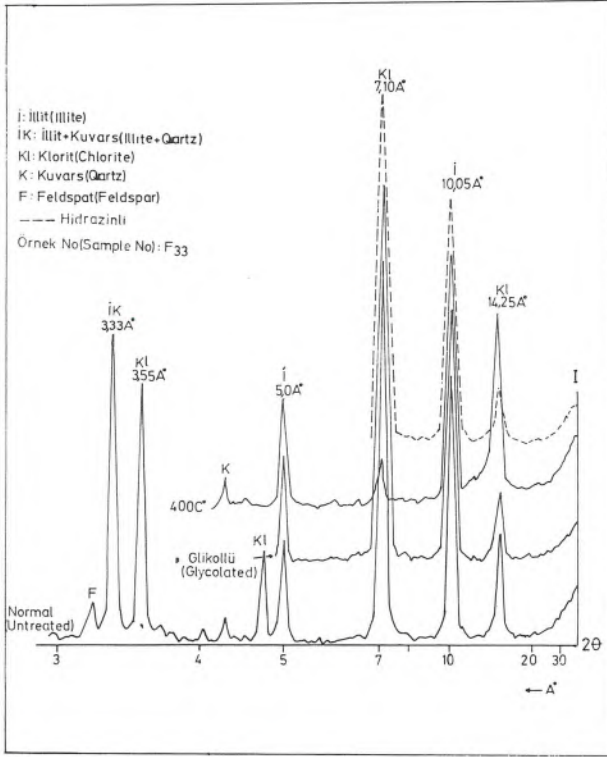
Üst Siluriyen - Alt Devonyen yaşlı Kuşça formasyonunda belirlenmiş olan esas kil mineralleri illit, klorit ve kaolinittir. Illit mineralinin varlığı 10 A°, 5 A° ve 3,35 A°'daki yansımaları ile saptanmıştır. Glikollü, hidranizli ve fırınlama ile elde edilen illit piklerinde değişim görülmemiştir (Şekil 4).

Çizelge 1: Kuşça formasyonuna ait örneklerin kil mineralojisi ve illit kristallik dereceleri. Ka: Kaolinit, I:Illit, K:Klorit, F:Feldspat, Ku:Kuars, I4K+I4V:Klorit-Vermikülit karışık katmanı

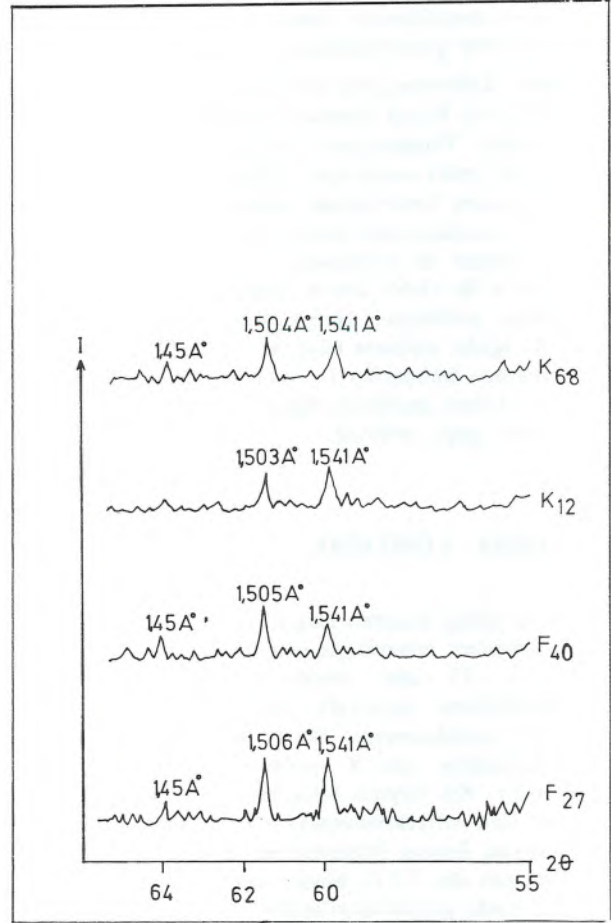
Örnek No	h(002)/2	I(004)/I(002)	Kil boyutu parajenezi
1) F33	3,00	0,38	Ka+I+K
2) ÖK15	4,00	0,42	I+K
3) ÖK20	3,5	0,42	I+K+(14K+14V)
4) K68	3,60	0,68	I+K+(14K+14V)
5) K12	3,80	0,72	I+K
6) F26	4,10	0,65	I+K
7) FK86	3,5	0,52	I+K+(14K+14V)
8) F40	3,80	0,60	I+K+Ka
9) F28	4,10	0,80	I+K
10) F36	4,20	0,75	I+K
11) F34	3,80	0,50	I+K+Ka
12) 4	3,85	0,65	I+K
13) F41	4,05	0,60	I+K
14) F24	4,10	0,78	I+K
15) F26	5,80	0,35	Ka+K
16) Fk38	6,00	0,40	I+Ka
17) FK30	6,15	0,60	I+Ka
18) 18	8,10	0,50	Ka+K
19) ÖK25	7,50	0,62	Ka+I
20) ÖK38	7,45	0,75	I+Ka+K
21) F49	6,85	0,67	Ka+I
22) ÖK50	7,00	0,46	Ka+F
23) F14	5,95	0,38	I(az)+Ka+F
24) F33-A	6,10	0,58	Ka+Ku.
25) F50	6,50	0,64	Ka+K

Kesin olarak saptanan illit'in oktaedrik konumda içerdiği toplam Mg+Fe'in belirlenebilmesi amacıyla önce $d_{(060)}$ değerleri hesaplanmıştır. Bu taramalara göre (55° ile 65° arasında) $d_{(060)}$ değerlerinin 1,503 ile 1,506 A° arasında değiştiği gözlenmiş ve mineralin dioktaedral karakterde olduğu belirlenmiştir (Şekil 5). Bu değerler daha sonra Maxwell ve Hower (1967) diyagramında yerine konarak illitlerin oktaedrik konumda içerdikleri toplam Mg+Fe'in 0,25 ile 0,58 arasında olduğu belirlenmiştir (Şekil 6).

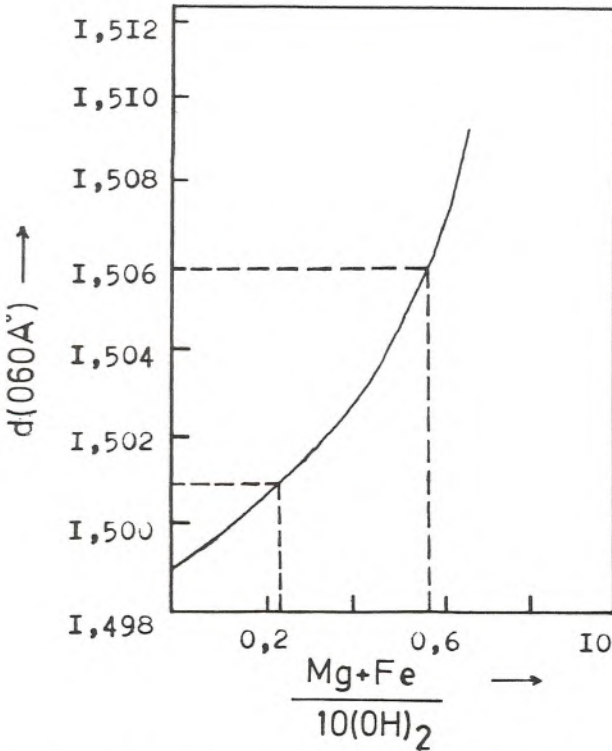
Klorit pikleri 14A°, 7A°, 4,7A° ve 3,5A°'larda elde edilmiştir. Normal çekimde elde edilen bu pikler glikol ve hidranizli çekimlerde değişmemiş, buna karşın 400 C°'de 4 saat ısıtma sonucunda ise bazı örneklerde 14A° piki ve özellikle 7A° pikinin çok zayıfladığı veya tümüyle kaybolduğu görülmüştür (Şekil 7). Elde edilen klorit piklerinde (001) ve (003) refleksiyonlarının zayıf, (002) ve (004) yansımalarının ise şiddetli olduğu görülmüştür (Şekil 8). Bu özellik, demirli kloritler için karakteristiktir. Kloritlere ait 14 A° piklerindeki değer değişimlerinin Si/Al oranındaki değişiklikten ileri geldiği bilinmektedir (Bannister ve Whitard, 1945). Formasyona ait örneklerde Si/Al oran değişimini belirleyebilmek amacıyla kloritlere ait Si/Al değişim grafiği çizilmiş ve oranın 3,90 ile 6,30 arasında olduğu görülmüştür (Şekil 9).



Şekil 5. Oktaedrik illitin difraktogramları
Figure 5. Diffractograms of octahedral illite



Şekil 4. Illitin varlığını gösteren difraktogramlar
Figure 4. Diffractograms showing the presence of illite



Şekil 6. $d(060)$ ile toplam (Mg+Fe) arasındaki ilişkiyi gösteren diagram.
Figure 6. Diagram showing the relation between $d_{(060)}$ with total (Mg+Fe)

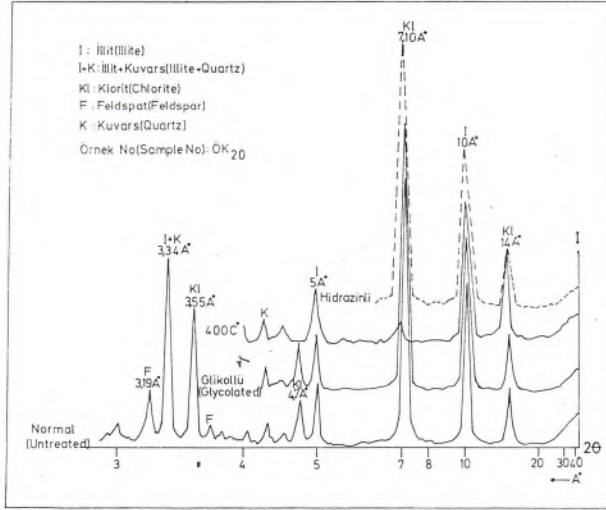
Çizelge I'de de görüleceği gibi, illit + klorit + kolinin kilboyutu mineral parajenezi yanında tüm örneklerde kuvars + feldspat + (kuvars-illit) mineral parajenezi, bazı örneklerde ise kloritvermikülit karışık katmanı gözlenmektedir.

Elde edilen illit kristalinite dereceleri Şekil:3'deki diyagrama yerleştirildiğinde, 11 adet örnek diyajenetik zonda, 10 adet örnek ankimetamorfik zonda ve 4 adet örnekte epizonda bulunmaktadır. Diyagramdan da görüldüğü gibi, örneklerin büyük çoğunluğu diyajenetik ve ankimetamorfik zonalarda yer almaktadır.

YORUM ve SONUÇLAR

İllit kristalinite derecesi yöntemi özellikle düşük dereceli metamorfizma olaylarında diyajenez metamorfizma geçişini saptamak amacıyla kullanılan bir yöntemdir (Kubler, 1966 - Maxwell, 1967 - Donoyer De Segonzac, 1970) Son zamanlarda Türkiye'de özellikle Batı Pontidlerde bu yöntemle ilgili çalışmalar yapılmıştır (Ataman ve diğerleri, 1977 - Yılmaz ve diğerleri, 1984 - Dilaver, 1984).

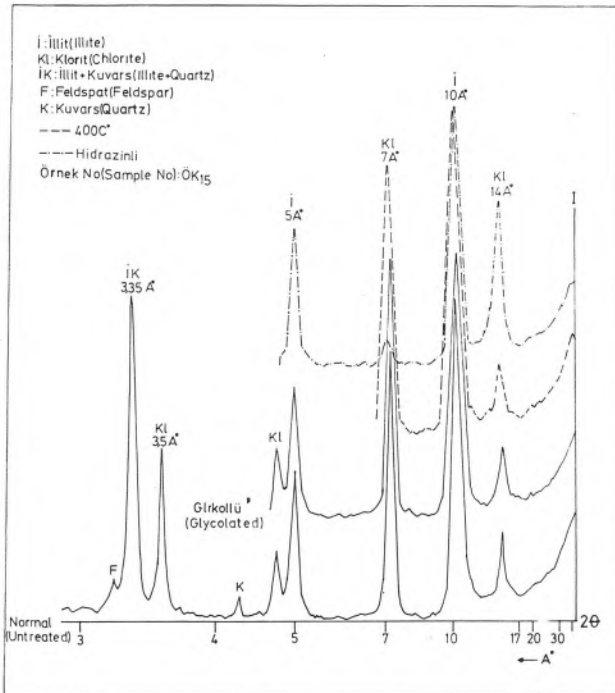
Şekil 7



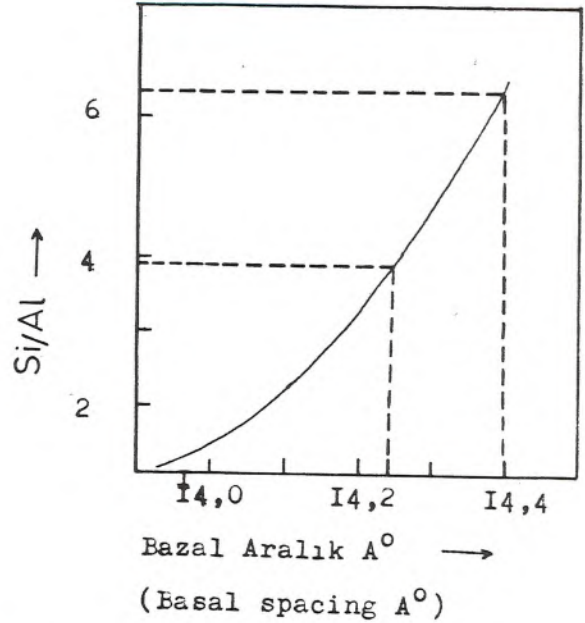
Şekil 7. Çalışma bölgesindeki sedimanter klorit difraktogramları
Figure 7. Diffractograms of sedimentary chlorite in study area

Bu çalışma, ilgili bölge (Akçakoca) için yapılan ilk çalışmadır. Yapılan incelemelerde aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

1) İnceleme alanına ilişkin Kuşça formasyonunda yaygın kil mineralleri illit ve klorittir. Daha az oranda yaygın olanlar ise formasyonun farklı seviyelerindeki kaolinit ve kloritvermikülit karışık katmanıdır. elde edilmiştir:



Şekil 8. Kloritlerin (001), (002), (003) ve (004) yansımaları
Figure 8. Reflections of chlorites (001), (002), (003) ve (004)



Şekil 9. Kloritlerin Si/Al oranının değişimini gösteren diyagram
Figure 9. Diagram showing variation of Si/Al ratio of chlorites

2) Değişik seviyelerde izlenen çok az muskovit, feldspat ve kuvars ise kil minerallerine eşlik eder.

3) Illite ait 10 Å° refleksiyonunun $d_{(060)}$ değeri 1,503 ile 1,506 Å° arasında değişmektedir. Buna göre illitler yüksek oranda oktaedrik Mg+Fe içerir.

4) Elde edilen klorit pikleri sedimanter kloritlere ait özelliklere sahiptir. Demirli kloritleri karakterize eden piklerden (001) ve (003) pikleri kloritlerin iyi kristallenmediklerini göstermektedir.

5) Klorit'e ait 14 Å° pikinin değişimleri Si/Al oranına bağlıdır. Si/Al oranının değişimi 3,90 ile 6,30 arasındadır. Si/Al oranı formasyonun alt seviyelerinde daha fazladır (sığ ortam).

6) Muskovit + Klorit + Klorit-Vermikülit karışık katmanı şeklindeki mineral parajenezi epimetamorfik zondaki örneklerde karakteristiktir. Bu mineral parajenezi bölgede özellikle magmatik sokulumların (gabro-diyabaz) bulunduğu yörelerde gözlenir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi'nde yapılan doktora tez çalışma kapsamı dışındaki çalışmaların bir bölümünü oluşturmaktadır. Yazar, hocası sayın Prof.Dr.

M. Akartuna'ya teşekkürü bir borç bilir. Ayrıca, kil mineralleri çekimlerinde yardımlarda bulunan sayın Doç.Dr. N. Gündoğdu, değerli eleştirilerinden yararlandığı sayın Doç.Dr. M. Yeniyol, çeşitli teknik konularda yardımlarda bulunan İ. Buzkan, F. Esenli ve M. Erdoğan'a teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- ARNİ,P., 1931, Zur stratigraphie und Tektonik der Kredeshichten Östlich Ereğli and er Schwarzmeerküste:Ecl.Geo.Hel.
- ATABEK,S., 1939, Zonguldak vilayeti Devrek ve Ereğli kazalarında demir ve manganez ihbarlarına ait raporlar: M.T.A Rapor No:902 (Yayınlanmamış).
- ATAMAN,G. ve diğerleri., 1977, Diyajenez - Ankimetamorfizma geçişinin illitin kristallik derecesi ile araştırılması (Batı Pontidler'de Bir Deneme): H.Ü.Yerbilimleri Cilt:3, Sayı:1-2
- BANNİSTAR,F.A.,WHITTARD,W.F.,1945,Magnesian Chamosite: Min. Magaz., 5.
- DİLAVER,T., 1984, Kastamonu Kuzeyindeki Dikmendağ Granitoidinin Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, H.Ü. Yük.Müh.Tezi, 66 (Yayınlanmamış).
- DİZER,A., MERİÇ,E.,1980-81,Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen Biyostratigrafisi, M.T.A. Derg., Sayı:95/96.
- DUNOYER de SEGONZAC,G., 1969, Les mineraux argileux dans la diagenese passage metamorphisme: Memoire du service de la Carte Geol.Alsace et de Lorraine, 29,320 p.
- EGEMEN,R.M., 1947, Kdz. Ereğlisi'nde bulunan fosilli Üst Siluriyen tabakalarına dair not, T.J.K. Bül., C/s: I/I.
- GÜNDOĞDU,M.N.,1982,Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik,minerolojik ve jeokimyasal incelenmesi, H.Ü.Doktora Tezi (Yayınlanmamış).
- KETİN,İ., 1955, Akçakoca-Düzce bölgesinin jeolojik lövesi hakkında memuar,M.T.A.Rapor No: 2277 (Yayınlanmamış)
- KUBLER,B., 1964, Les argiles, indicateurs de metamorphisme Rev.Inst.Fr.Petrole, 19, 1093-1112.
- KUBLER,B., 1966, La cristallinite de l'illite et les zones tout a fait superieures de metamorphisme, Etages tectoniques Colloque de Neuchatel, Ins.Geol.Univ.Neuchatel.
- KUBLER,B.,1968,Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinite de l'illite, Etat des progres realises ces dernieres annees, Bull.Centre.Rech.Pau. SNPA,2, 385 - 397.
- MAXWELL,D., HOWER,J., 1967, High grade diagenesis and low grade metamorphism of illite in the Precambrien belt series, Amer.Mineral., 52, 843-857.
- TOKAY,M., 1949, Ereğli-Alaplı-Kızıltepe-Alacağza dolayının jeolojisi, M.T.A. Rapor No: 1821.
- YALÇINER,N.,1980, Düzce-Akçakoca bölgesinin jeomorfolojisi, Jeomorfoloji Derg., Sayı:9.
- YERGÖK,F. ve diğerleri,1984, Zonguldak çevresindeki Üst Kretase yay volkanizmasının özellikleri,Jeomorfoloji Der. Sayı:12.

İÇ ANADOLU GRANİTOYİD KUŞAĞINDAKİ ÇELEBİ SOKULUMUNUN JEOKİMYASI ve KÖKENSEL YORUMU

Geochemistry and Genetic Interpretation of the Çelebi Intrusion in the Inner Anatolian Granitoid Belt

HASAN BAYHAN, H.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: İç Anadolu granitoyid kuşağı, Kırşehir Masifi'nin batı kenarında yer almaktadır. Kuşaktaki sokulumlardan birini oluşturan Çelebi granitoyidine ait 40 örneğin ana ve iz element kimyasal analizleri yapılarak jeokimyasal özellikleri ve kökeni belirlenmeye çalışılmıştır.

Granit, granodiyorit, kuvars monzonit, kuvars monzodiyorit bileşiminde ve kalkalkali karakterindeki inceleme alanı granitoyidlerinin önemli koyu renkli minerallerini hornblend + biyotit ± klinopiroksen ve titanit oluşturmaktadır. Benzer mineralojik bileşime sahip, bolca artuk mafik kayaç kapanımları içerirler ve I-tipi granitoyid özelliğindedirler. K, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Th, U, Rb/Sr, La, Ce konsantrasyonları yüksek, K/Rb ve Sr/Ba konsantrasyonları ise düşüktür.

Bazı iz element içerikleri açısından volkanik yay çarpışma sonrası granitoyidlere benzerlik gösteren Çelebi Granitoyidinin, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerine göre, kıtasal kabuk ± manto malzemesinin bölümsel ergimesiyle oluştuğu ileri sürülebilir.

ABSTRACT: The Inner Anatolian granitoid belt is situated at the western proximity of the Kırşehir Massif. Forty samples of Çelebi granitoid, which constitutes one of the intrusions in the belt, were analysed for major and trace elements. The geochemical properties and the origin of the intrusion are discussed.

Principal dark colored minerals of the granitoids in the area studied., which have granitic, granodioritic, quartzmonzonitic, quartzmonzodioritic composition and calc-alkaline character, consist of hornblend + biotite ± clinopyroxene and titanite.

These intrusions contain abundant residual rock inclusions of similar mineralogic composition, and are of I-type granitoid character. They have a high concentration of K, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Th, U, Rb/Sr, and a low concentration of K/Rb and Sr/Ba.

It can be claimed that the Çelebi granitoid, which shows similarities to volcanic arc and post-collision granitoids in terms of the content of certain trace elements, is formed through partial melting of the continental crust ± mantel material, basing on its mineralogical-petrographical and geochemical properties.

GİRİŞ

Orta Anadolu Masifi olarak bilinen İç Anadolu'da bir kuşak şeklinde uzanan birçok granitoyid sokulumları vardır. Bu kuşak içinde bulunan sözkonusu sokulumlardan biri de, Çelebi granitoyididir. Çalışmanın konusunu oluşturan Çelebi granitoyidi, Ankara'nın yaklaşık 100-130 km. güneydoğusunda ve Çelebi-Hirfanlar-Kesikköprü yöresinde yer almaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanında ilk çalışmalar, granitoyid-mermer dokanağında gelişen ekonomik demir cevherleşmeleri ile ilgili olup, MTA Enstitüsü tarafından gerçekleştirilmiştir. Yörenin, Kırşehir Masifi'nin batısında bulunması, masifi konu alan bazı çalışmaların kapsamı içine girmesine neden olmuştur. Bu çalışmalar, inceleme alanını metamorfizma ve stratigrafi açısından irdelemektedirler (Seymen, 1981 ve 1984). Bayhan (1984)

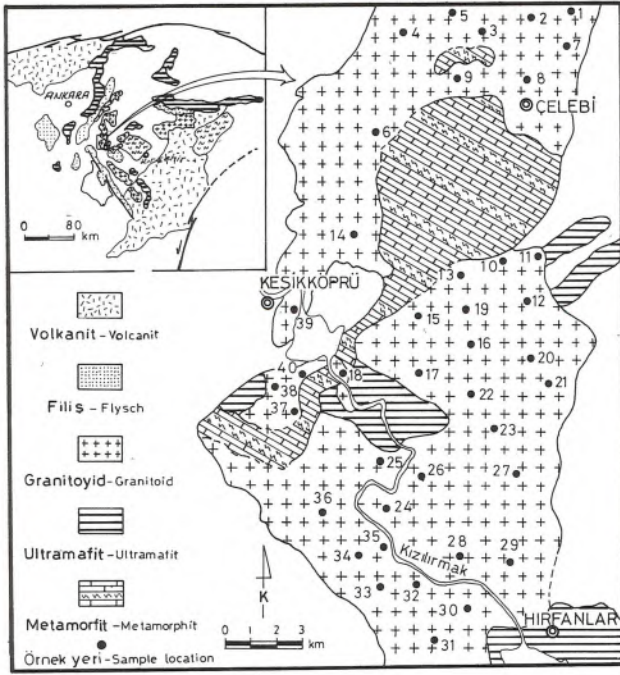
ise, granitoyidler ile mermerlerin dokanağında gelişen skarn kuşağını ayrıntılı olarak incelemiştir.

Önceki çalışmalardan da görüleceği gibi, İç Anadolu'daki granitoyid kuşağında yer alan sokulumlarla ilgili ayrıntılı çalışmalar bugüne dek yapılmamıştır. Bu nedenle, granitoyid kuşağında yer alan sokulumlardan birisi olan Çelebi granitoyidinin jeokimyasal ve petrojenetik incelenmesi, bu çalışmada amaç olarak seçilmiştir.

Granitoyid örneklerinin kimyasal analizleri, Freiburg Üniversitesi'nde (Freiburg-F.Almanya) XRF yöntemi ile yapılmış ve parametreler de aynı üniversitenin bilgi işlem merkezinde hesaplanmıştır.

GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanında yer alan en eski litolojik birim,



Şekil 1. İnceleme alanının jeolojisi haritası
Figure 1. Geological map of the investigated area

metamorfittlerdir (Şekil 1). Metamorfittlerin de ana birimi, üst seviyelerde saf ve temiz, alt seviyelere doğru ise gnays ve şistlerle ardalanmalar gösteren, mermerlerdir. Mermerler ince taneli ve granoblastik dokudadır. Granitoid sokulumunun neden olduğu rekristalizasyon sonucu, mermerlerin tane boyunda büyümeler (mm-cm mertebesinde) gelişmiştir. Şist dokusu gösteren kayalar, kalsilikatiksist ve kalkışit özelliğindedir. Gnaysik dokulu kayalarda, kordiyerit + sillimanit + biyotit (+K. feldispat+kuvars±plajiyoklas) mineral topluluğunun varlığını ifade eden Bayhan (1984), bölgenin orta ve yüksek sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirdiğini belirtmektedir.

Ultramafik kayalar, piroksenit, hornblendit ve gabrolardan oluşmaktadır. Piroksenit ve gabrolarda yaygın uralitleşmeler gözlenmiştir. Gabrolarda yer yer belirgin kümülat yapısı gelişmiştir. Metamorfittler üzerinde tektonik dokanakla bulunan ve Seymen (1984) tarafından Karakaya Ultramafiti olarak tanımlanan birimin eşdeğeri.

Eski birimleri sıcak dokanakla kesen Çelebi granitoidi, inceleme alanında geniş bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1). Seymen (1981) granitoidlerin yaşının, stratigrafik bulgulara göre, Paleosen olması gerektiğini vurgularken, inceleme alanının yakın civarında stratigrafik ve sedimentolojik çalışmalar yapan Görür (1981), Üst Maestrihtiyen yaşlı Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarının granitoidlerden malzeme almadığını belirtmiştir. Okay (1981) ise, Tersiyer ve Neojen tortul serilerinin granitoidlerden malzeme aldığını ifade etmiştir.

Granitoid kütesinden kaynaklanan akışkanlarla

mermerler arasındaki tepkimeler sonucu dokanakta skarn zonu oluşmuştur. Skarn oluşumunda diffüzyon ve infiltrasyon süreçlerinin etkin rol oynadığı, skarnlaşmanın yaklaşık 1.5 - 2 kb basınç altında 675°C'den daha düşük sıcaklıklarda ve yüksek CO₂ konsantrasyonu (X_{CO₂}) (≥0.35) koşullarında başladığı ve azalan X_{CO₂} ile beraber 450°C'nin altına kadar devam ettiği Bayhan (1984) tarafından belirlenmiştir.

PETROGRAFI

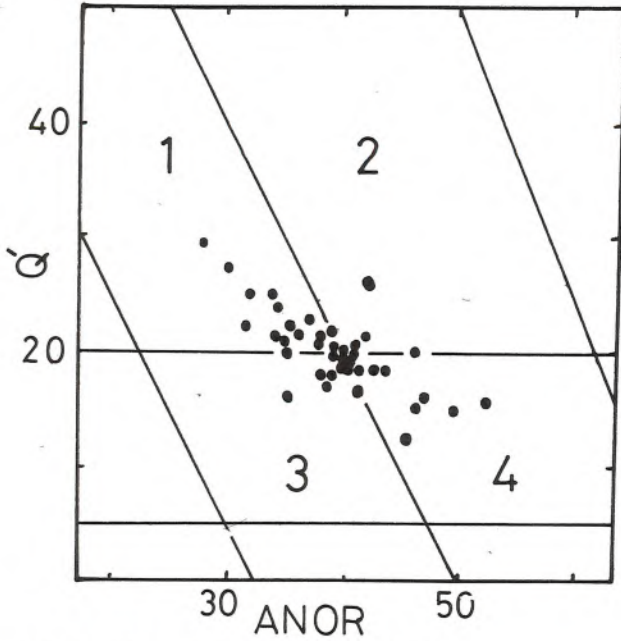
Granitoidler, koyu renkli mineral içeriklerine göre genellikle lökokratik ve mesokratik karakterlerde olup, orta ve iri tanelidirler. İri taneli olanlarında feldispat kristallerinin büyüklüğü yer yer 3 cm'e kadar çıkmaktadır. Holokristalin taneselden holokristalin porfiriğe kadar devamlı bir geçiş gösteren yapıya sahiptirler. Ana bileşen olarak plajiyoklas, ortoklas, kuvars, hornblend, biyotit ve klinopiroksen içeren granitoidlerde tali bileşen olarak titanit, zirkon, apatit ve az miktarda allanit izlenmiştir.

Değişik tane iriliğindeki plajiyoklaslar, bütün örneklerde polisentetik ikizlenme ile birlikte az veya çok zonlu yapı gösterirler. Genellikle kristal kenarlarında, bazen de ortoklas kristallerinin içine doğru bir körföz şeklinde gelişen mirmekitik yapıya az da olsa rastlanmaktadır. Ayrıca, plajiyoklaslarda serisitleşme ve epidotlaşma da belirlenmiştir. Ortoklaslar, daha çok karlsbad yasasına göre ikizlenmiş olup, filmpertit veya iplikpertit ütüünde pertitik dokunun yanı sıra yazıgranitik doku da gösterirler. Az miktarda killeşmişlerdir. Özşekilsiz kuvars kristalleri ise, çoğunlukla ara boşluklarda (hamurda) yer almaktadır.

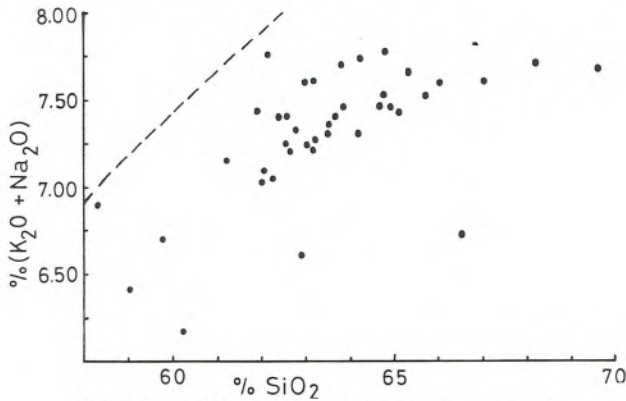
Diyopsitik-ojit karakterindeki klinopiroksenler, özellikle kristal kenarlarından, bazen de dilinim izlerinden itibaren kısmen veya tamamen hornblende dönüşmüşlerdir. Bu nedenle, hornblendler içinde artıklar halinde gözlenirler. Hornblendlerin yanı sıra biyotitin de gözlenmesi, bozunmanın ilerlemesiyle biyotit oluşumunun gerçekleştiğine işaret etmektedir. Koyu renkli mineraller içinde en bol bulunanı, hornblendlerdir. Açık sarımsı yeşil, yeşil ve kahvemsı yeşil renklerdeki bu mineraller, hastingsit karakterindedir. Piroksenlerden türemeleri nedeniyle de, çoğunlukla piroksenleri mantolamış olarak gözlenirler. Açık sarımsı kahverengiden kırmızımsı kahverengiye kadar değişen renklerdeki biyotitler az kloritleşmişlerdir.

Tali bileşenler (titanit, zirkon, apatit ve allanit), özşekilli veya yarı özşekilli kristaller halinde olup, genellikle diğer bileşenler içinde kapanımlar halinde bulunurlar.

Granitoidler içinde, magmatik dokulu ve çapları 1-5 cm. bazen 10 cm.'ye erişen kayaç kapanımları gözlenmiştir. Oldukça yuvarlaklaşmış ve granitoidlerle kesin dokanak gösteren bu kayaç kapanımları, holokristalin porfirik dokudadır. Genellikle monzonit ve monzodiyorit, bazen de diyorit ve kuvars diyorit karakterinde



Şekil 2. Q'-ANOR diyagramında (Streckeisen ve Le Maitre, 1979) örneklerin dağılımları. 1: granit, 2: granodiyorit, 3: kuvars monzonit, 4: kuvars monzodiyorit
Figure 2. Distributions of samples in Q'-ANOR diagram (Streckeisen and Le Maitre, 1979). 1: granite, 2: granodiorite, 3: quartz monzonite, 4: quartz monzodiorite



Şekil 3. Alkali - SiO₂ diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) örneklerin dağılımları. Kesikli çizgi alkali (üst) ve subalkali (alt) bölgeleri ayırmaktadır.
Figure 3. Distributions of samples in alkali - SiO₂ diagram (Irvine and Baragar, 1971). The dashed line classifies alkaline (upper) and subalkaline (lower) fields.

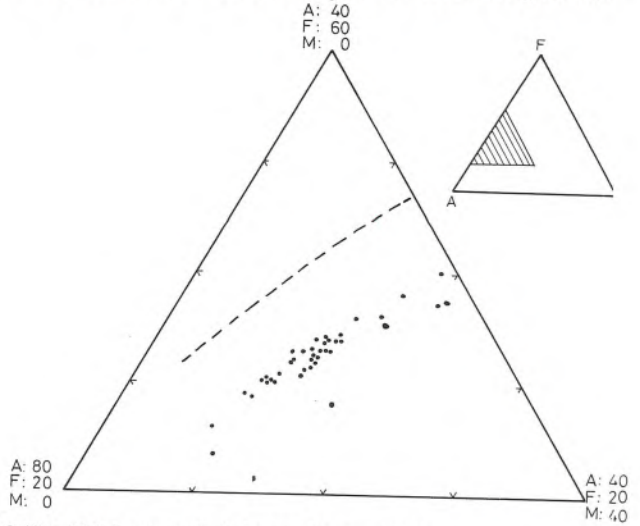
dirler. Esas bileşenlerini plajiyoklas, ortoklas, hornblend, klinopiroksen, biyotit ve çok az miktardaki kuvars oluşturur. Titanit, zirkon ve apatit tali bileşenlerdir. Porfirik dokunun fenokristallerini çoğunlukla plajiyoklas, bazen de hornblend ve klinopiroksen oluşturur. Klinopiroksenler, az veya çok hornblendlere dönüşmüştür. Granitoidlerde olduğu gibi, hornblend yine en yaygın gözlenen mafik bileşendir. Granitoidler ile kayaç kapanımları mineralojik bileşimleri açısından karşılaştırıldığında, belirgin bir çakışmanın varlığı göze çarpar. Ancak kayaç kapanımları, mafik bileşen ve plajiyoklas açısından daha zengindir.

JEOKİMYA

Granitoidlere ait 40 örneğin ana ve iz element analizleri yapılarak elde edilen değerler ile bu değerlerden hesaplanan CIPW-Normları Çizelge 1 de verilmiştir. Analizi yapılan örneklerin arazideki dağılımı da Şekil 1 de gösterilmiştir.

Granitoidlerin orta ve iri taneli olması, mikroskop altında modal mineralojik bileşimlerinin sağlıklı şekilde belirlenmesine olanak vermemiştir. Bu nedenle adlandırılmaları, kimyasal analiz sonuçlarından hesaplanan CIPW - Normları kullanılarak Streckeisen ve Le Maitre'ye (1979) göre yapılmıştır. Şekil 2 de görüleceği gibi granitoidler, granit, granodiyorit, kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit özelliğindedirler.

Örneklerin SiO₂ içerikleri % 58.32 - % 69.66 arasında değişmekte olup, asidik ve ortaç karakterdedirler. Nisbeten yüksek toplam alkali içeriklerine (ortalama % 7.30) rağmen alkali - SiO₂ diyagramında (Şekil 3) subalkali alanda yer alırlar. Örnekler AFM diyagramına (Şekil 4) taşındıklarında, kalkalkali nitelikte oldukları gözlenir.

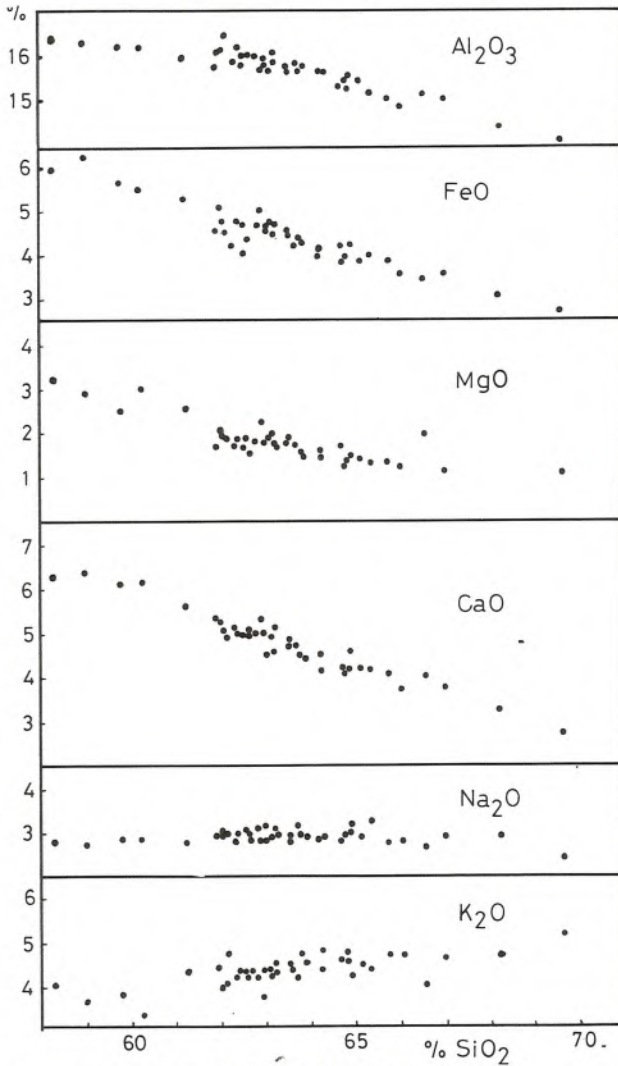


Şekil 4. AFM diyagramında (Irvine and Baragar, 1971) örneklerin dağılımları. Kesikli çizgi alkali (üst) ve subalkali (alt) bölgeleri ayırmaktadır.
Figure 4. Distributions of samples in AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971). The dashed line classifies tholeiitic (upper) and calc-alkaline (lower).

Oksitlerin değişimini belirlemek için ana element analiz sonuçları diğer oksitler - SiO₂ diyagramına (Şekil 5) taşınmışlardır. SiO₂ artışına bağlı olarak, Al₂O₃, toplam FeO, MgO, CaO de düzenli azalma, K₂O de ise artış gözlenmektedir. Oksitlerin düzenli değişimi, fraksiyonel kristalleşmeyi yansıtmaktadır. Al₂O₃ / (CaO+Na₂+K₂O) moleküler oranlarının 1.1'den küçük olması, granitoidlerin metalümino karakterinde (Shand, 1950) olduklarını göstermektedir.

İri kanyonlar olarak bilinen Ba, Rb ve Sr'un konsantrasyonları, yüksek CaO ve K₂O değerlerine uygun olarak yüksektir (Çizelge 1). Bilindiği gibi, Ba ve Rb, K'lu mineraller; Sr ise Ca'lu mineraller (özellikle Plaji-

yoklas) tarafından tutulur. Rb, hem Sr hem de Ba ile genel olarak negatif bir ilişki içindedir (Şekil 6b, c). Bu durum, ayrımlaşma yönünde artış gösteren Rb'un daha çok K-feldispatlar (ortoklas) tarafından tutulduğunu göstermektedir. Ayrımlaşmanın belirteci olarak da bilinen K/Rb oranı, Rb ile negatif ilişkilidir (Şekil 6a).



Şekil 5. SiO₂'e karşı diğer oksitlerin değişim diyagramı
Figure 5. Variation diagram of the other oxides versus SiO₂

Yüksek değerli katyonlardan Zr, 136 ppm ile 179 ppm arasında değişim gösterir. Hf 4-6 ppm, Th 15-42 ppm- U 5-8 ppm, Nb 10-19 ppm arasında değerlere sahiptir. Zr tipi olarak bilinen bu katyonlardan Zr, Rb ile negatif ilişkilidir (Şekil 6e). Dolayısıyla magmatik farklılaşma yönünde Zr azalmıştır. Bir başka ifade ile Zr, farklılaşmanın ilk evrelerinde minerallerin yapısına girmiştir (özellikle zirkonun). Bu durum, mikroskop altında özşekilli zirkon kristallerinin gözlenmesi ile de uyumludur.

Magmatik farklılaşmanın ilk evrelerinde eriyikten ayrılma eğilimi gösteren ferromagneziyen elementlerinden

Ni, Cu ve Pb değerleri düşükken, Cr (119-222 ppm), V (51-131 ppm) ile Zn (30-88 ppm) değerleri değişken ve yüksektir (Çizelge 1). V'un Rb ile negatif ilişki göstermesi (Şekil 6d) magmatik farklılaşmanın ilk evrelerinde ferromagneziyen mineraller tarafından tutulduğuna işaret eder.

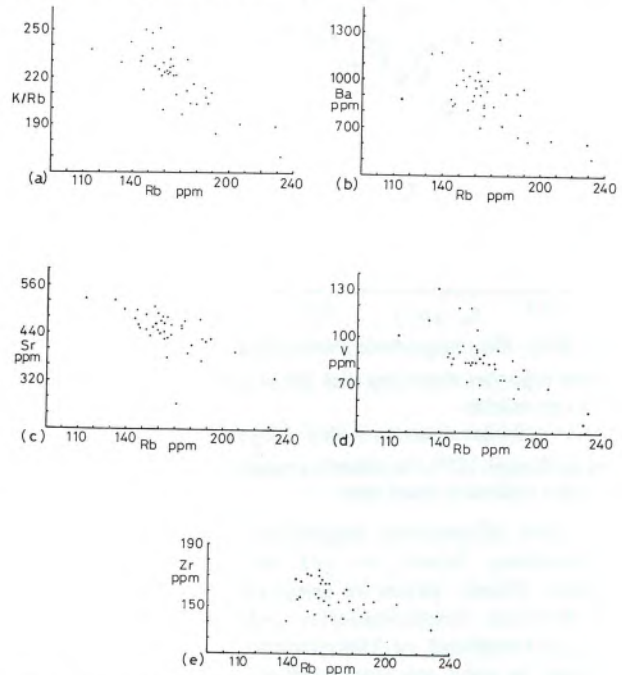
Y değeri 17-30 ppm arasında değişmekte olup 26 ppm'lik ortalaması, ortalama 30 ppm Y içeren kabuksal malzemeye benzerlik gösterir. Hafif nadir toprak elementlerinin değerleri, La 43-72 ppm, Ce 42-105 ppm (oldukça değişken) ve Nd için 6-29 ppm'dir. Ortalama La (55 ppm) ve Ce (81 ppm) değerleri, ortalama 30 ppm La ve 60 ppm Ce içeren kabuksal malzemeye (Taylor, 1967) göre yüksektir.

TEKTONİK KONUM

Pearce ve diğerleri (1984), çeşitli tektonik ortamlarda yerleşmiş granitoidlerin iz element jeokimiyalarını inceleyerek bir sınıflama modeli önermişlerdir. Önerilen modele göre granitoidler:

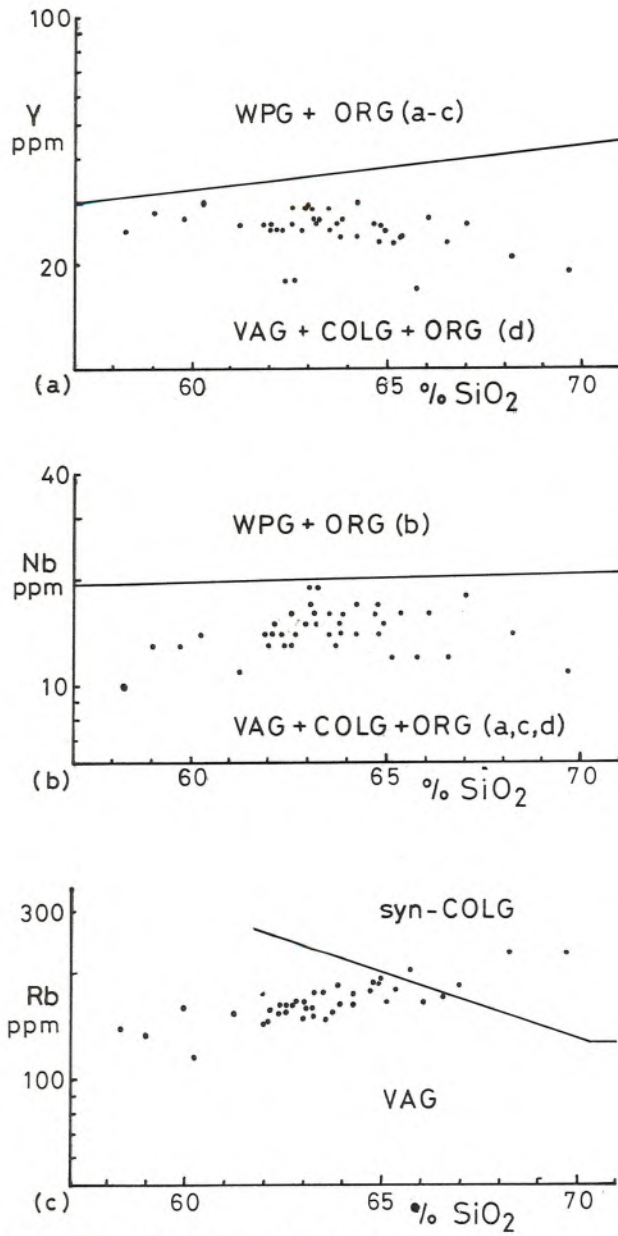
- Okyanus sırtı granitoidleri (ORG)
- Volkanik yay granitoidleri (VAG)
- Levha içi granitoidleri (WPG)
- Çarpışma granitoidleri (COLG)

şeklinde dört ana gruba, her ana grup da kendi içinde alt bölümlere ayrılmaktadır.



Şekil 6. Bazı iz elementlerin değişim diyagramları
Figure 6. Variation diagrams of the some trace elements

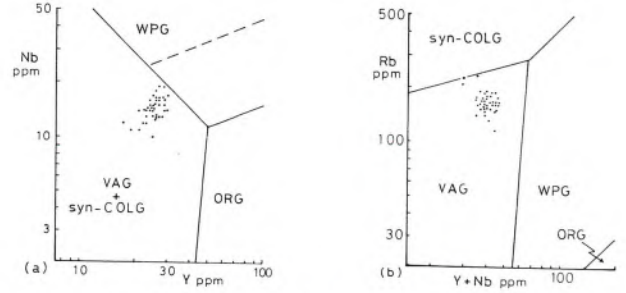
Bazı iz elementlerin SiO₂ ile olan değişimleri, granitoidlerin yukarıda belirtilen tektonik konumlarının belirlenmesinde önemli bir yer tutar. İnceleme alanı grani-



Şekil 7. SiO_2 - Y (a), SiO_2 - Nb (b), ve SiO_2 - Rb (c) ayırtman diyagramlarında (Pearce ve diğerleri, 1984) örneklerin dağılımları WPG: levha içi granitoidleri, ORG: okyanus sırtı granitoidleri, VAG: volkanik yay granitoidleri, COLG: çarpışma granitoidleri, Syn-COLG: çarpışma sonrası granitoidleri.
Figure 7. Distributions of samples in SiO_2 - Y (a), SiO_2 - Nb (b) and SiO_2 - Rb (c) discriminant diagrams (Pearce and et al., 1984).
WPG: Within plate granitoids, ORG: ocean ridge granitoids, VAG: volcanic arc granitoids, COLG: collision granitoids, syn-COLG: syn-collision granitoids.

toyidleri Y ve Nb değerleri açısından VAG COLG ORG alanında yer alırlar. Başka bir ifade ile Y açısından WPG ve ORG (a-c)'den, Nb açısından da yine WPG ve ORG (b)'den daha düşük değerlere sahiptirler (Şekil 7a, b).

Rb'un SiO_2 ile olan değişimi, çarpışma sonrası granitoidleri (syn-COLG) ile ada yayı granitoidleri (VAG) arasında iyi bir ayırtman özelliğine sahiptir (Pearce ve diğerleri, 1984). Bu açıdan, Çelebi granitoid-



Şekil 8. Nb-Y (a) ve Rb-(Y+Nb) (b) ayırtman diyagramlarında (Pearce ve diğerleri, 1984) örneklerin dağılımları. WPG: levha içi granitoidleri, ORG: okyanus sırtı granitoidleri, syn-COLG: çarpışma sonrası granitoidleri, VAG: volkanik yay granitoidleri
Figure 8. Distributions of samples in Nb-Y (a) and Rb-(Y+Nb) (b) discriminant diagrams (Pearce and et al., 1984). WPG: within plate granitoids, ORG: ocean ridge granitoids, syn-COLG: syn-collision granitoids, VAG: volcanic arc granitoids.

leri değerlendirildiğinde, çarpışma sonrası granitoidlerinde (post-COLG) olduğu gibi, genellikle VAG, kısmen de (dört örnek) syn-COLG alanında yer aldıkları gözlenir (Şekil 7c).

Yukarıda belirtildiği gibi Nb, Y ve Rb değerleri tektonik ortamın belirlenmesinde önemlidir. Ancak SiO_2 'le olan değişimleri, okyanus sırtı granitoidleri (dalma zonu yönünde) ile çarpışma sonrası granitoidlerin (post-COLG) volkanik yay granitoidlerinden ayrılmasına olanak vermemektedir. Bozunmaya karşı kararlı olan Nb ve Y elementlerinin kendi aralarındaki değişimleriyle, ORG granitoidlerinin diğerlerinden (özellikle VG) ayırt edilmeleri mümkün olmaktadır. İncelenen örneklerin Nb-Y diyagramında VAG ve syn-COLG alanında yer aldıkları Şekil 8a'da gözlenmektedir. Örnekler, Rb-(Y+Nb) diyagramına taşındıklarında ise volkanik yay granitoidleri (VAG) alanının üst kesimlerinde toplanırlar (Şekil 8b).

PETROJENEZ

Daha önceki bölümlerde de belirtildiği gibi, granitoidler mineralojik olarak koyu renkli minerallerden hornblend + biyotit ± piroksen ve tali minerallerden tita nit içermektedir. Ayrıca magmatik dokulu ve belirgin dokanaklı, genellikle yuvarlaklaşmış, granitoidlere göre daha ince taneli ve mafik mineralce zengin kayaç kapanımları mevcuttur. Kimyasal olarak % 2.46 - 3.26 arasında değişen Na_2O , geniş dağılım gösteren SiO_2 , normatif di ve 1.1.'den küçük moleküler $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ oranına sahiptir. SiO_2 'e karşı diğer oksitlerin değişimi de düzenlidir. Belirtilen bu verilere göre, incelenen granitoidlerin; Chappel ve White (1974) ile White ve Chappel (1977) tarafından tanımlanan I-tipi granitoidler olduğu, başka bir deyişle magmatik kayaçların bölümsel ergimesiyle oluşan magmadan itibaren kristalleştikleri ileri sürülebilir.

Günümüzde granitik kayaçların kökeni üzerindeki tartışmalar, genel olarak üç grupta toplanmaktadır (Wyllie, 1981):

- Sulu çözeltiler, veya katı haldeki difüzyon sonu

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	60.25	62.93	63.54	59.04	59.79	61.26	62.17	63.09	69.66	63.18	64.25	64.70	62.82	66.54	63.53	67.03	65.75	62.32	66.05	68.21
TiO ₂	.60	.54	.44	.64	.56	.50	.47	.52	.30	.50	.40	.43	.45	.46	.46	.35	.37	.49	.35	.30
Al ₂ O ₃	16.19	15.70	15.67	16.28	16.22	15.91	16.47	15.75	14.09	15.64	15.63	15.31	15.98	15.12	15.75	15.02	15.04	15.84	14.84	14.39
Fe ₂ O ₃	.56	.95	1.80	2.53	2.39	2.14	1.55	1.50	.04	1.28	1.79	1.12	1.97	.26	1.55	1.24	1.40	2.18	1.47	1.18
FeO	4.97	4.13	2.89	3.97	3.49	3.34	3.09	3.29	2.67	3.55	2.49	3.18	2.87	3.19	3.09	2.47	2.59	2.23	2.23	2.00
MnO	.11	.11	.10	.15	.12	.12	.10	.10	.05	.10	.09	.09	.09	.05	.10	.08	.09	.09	.09	.07
MgO	3.00	2.24	1.85	2.91	2.50	2.55	1.87	1.89	1.13	2.00	1.47	1.71	1.82	2.00	1.82	1.16	1.37	1.72	1.26	1.00
CaO	6.14	5.35	4.88	6.39	6.14	5.61	4.91	4.53	2.74	4.96	4.16	4.24	5.02	4.06	4.65	3.77	4.09	5.16	3.71	3.29
Na ₂ O	2.88	2.83	2.85	2.76	2.87	2.79	2.98	2.84	2.46	2.92	2.88	2.86	3.11	2.68	2.90	2.96	2.77	2.82	2.83	2.96
K ₂ O	3.28	3.76	4.45	3.67	3.82	4.36	4.75	4.38	5.21	4.29	4.85	4.60	4.21	4.04	4.46	4.64	4.75	4.22	4.75	4.74
P ₂ O ₅	.17	.16	.14	.23	.19	.18	.15	.16	.09	.15	.13	.14	.15	.12	.15	.11	.13	.15	.13	.10
H ₂ O	1.45	.94	.99	1.20	1.15	.92	1.15	1.02	.93	.80	1.05	1.15	1.02	1.21	1.09	.96	.73	1.46	1.51	.85
CO ₂	.20	.09	.07	.11	.22	.21	.14	.12	.11	.23	.12	.09	.06	.13	.09	.06	.12	.82	.07	.08
plan-total	99.80	99.73	99.67	99.88	99.46	99.89	99.80	99.12	99.48	99.61	99.31	99.63	99.57	99.86	99.64	99.85	99.20	99.50	99.29	99.17
İz Elementler (ppm)-Trace elements (ppm)																				
Ba	847	845	992	1164	997	1061	1241	900	600	947	1257	904	934	830	966	637	620	960	824	508
Rb	115	147	167	133	159	152	157	159	229	160	174	178	167	171	148	186	207	154	165	232
Sr	526	462	436	523	491	450	508	447	208	441	454	590	460	263	453	369	394	434	379	327
Zr	145	156	159	179	170	171	158	173	136	165	142	154	142	153	167	152	152	170	151	145
Th	20	25	24	16	18	16	24	25	30	29	25	25	25	19	26	39	38	29	37	42
U	7	6	6	5	7	7	5	8	8	6	6	5	7	4	5	5	5	8	7	7
Hf	5	6	5	6	6	6	5	5	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4
Nb	14	15	14	13	13	11	15	17	11	16	14	16	13	12	16	18	12	14	16	14
Ni	12	15	14	23	21	26	12	14	16	12	13	9	19	27	12	14	11	18	5	13
Cr	189	181	165	142	171	180	156	146	196	146	185	171	131	222	173	164	142	141	136	192
V	101	83	84	111	119	119	72	83	51	84	81	74	89	83	87	62	68	95	61	53
Cu	8	15	12	14	10	21	7	8	6	5	5	6	3	2	2	2	5	11	2	-
Pb	40	46	44	26	32	42	43	43	37	54	41	25	16	36	45	46	52	45	45	45
Zn	80	76	66	86	67	70	59	63	43	56	53	52	51	30	50	53	55	66	56	42
Ga	17	15	13	16	15	14	15	16	12	15	14	14	14	15	14	14	14	15	14	14
Y	30	29	25	28	27	26	25	29	19	27	24	26	25	23	29	26	17	25	27	21
La	55	59	49	53	56	45	49	56	55	52	56	56	72	49	60	63	59	43	55	44
Ce	84	91	84	73	55	73	72	99	65	105	79	78	96	73	96	74	79	91	81	75
Nd	24	21	23	16	12	21	15	29	6	26	11	24	20	16	23	19	17	28	20	14
K/Rb	237	212	221	229	199	238	251	229	189	223	231	215	209	196	250	207	190	227	239	170
Rb/Sr	.219	.318	.383	.254	.324	.338	.309	.356	1.101	.363	.383	.456	.368	.650	.327	.504	.525	.355	.435	.709
Sr/Ba	.621	.547	.440	.449	.492	.424	.409	.497	.347	.466	.361	.431	.493	.317	.469	.579	.635	.452	.460	.644
Ce _N /Y _N	5.9	6.5	6.8	5.6	4.2	6.8	5.9	7.0	6.9	8.0	7.0	6.4	7.8	6.5	6.8	6.1	9.3	7.5	6.1	7.3
A/CNK ^a	.83	.85	.85	.81	.81	.81	.87	.90	.97	.84	.88	.87	.85	.93	.87	.89	.87	.85	.90	.90
JIPW Normları - JIPW Norms																				
q	12.26	16.56	17.26	11.71	12.82	13.53	13.60	17.11	26.64	16.29	18.28	18.50	15.84	22.59	16.97	22.19	21.01	18.49	21.94	24.73
Or	19.39	22.29	26.37	21.70	22.70	25.78	28.08	26.08	30.92	25.42	28.85	27.26	24.95	23.88	26.43	27.43	28.26	25.07	28.26	28.20
ab	24.38	23.95	24.13	23.36	24.38	23.62	25.23	24.22	20.91	24.81	24.55	24.30	26.41	22.68	24.64	25.05	23.62	23.96	24.13	25.23
an	21.65	19.12	16.94	21.23	20.22	18.05	17.63	17.45	12.11	17.00	15.50	15.42	17.31	17.36	16.86	14.05	14.73	18.19	13.86	12.14
di	5.38	4.87	4.89	6.75	6.33	5.93	4.01	2.78	0.22	4.33	2.98	3.47	5.19	0.98	3.89	2.95	3.90	1.08	2.76	2.59
hy	12.68	9.29	5.50	8.39	6.92	7.23	6.49	7.52	7.20	7.68	4.84	6.93	5.09	9.47	6.46	4.51	4.95	5.43	4.27	3.57
mt	0.81	1.38	2.61	3.67	3.48	3.10	2.25	2.19	.06	1.86	2.61	1.63	2.86	.38	2.25	1.80	2.05	3.18	2.15	1.71
il	1.14	1.03	.84	1.22	1.06	.95	.89	.99	.57	.95	.76	.82	.86	.87	.87	.67	.70	.93	.67	.57
ap	.40	.38	.33	.55	.45	.43	.36	.38	.21	.36	.31	.33	.36	.28	.36	.26	.31	.36	.31	.24
cc	.46	.21	.16	.25	.50	.48	.32	.27	.25	.52	.27	.21	.14	.30	.21	.14	.27	1.87	.16	.18

a) A/CNK: moleküler oran $Al_2O_3 / (CaO + K_2O + H_2O)$
A/CNK: moleküler ratio $Al_2O_3 / (CaO + K_2O + H_2O)$

Çizelge 1. Çelebi granitoidinin ana element iz element ve CIPW normatif bileşimleri

kabuğun metasomatik dönüşümü

- Bazaltik magmanın diferansiyasyonu
- Kabuksal malzemenin bölümsel ergimesi

Örneklere ait ince kesitler üzerinde yapılan mikroskobik incelemelerde metasomatik değişimlerin gözlenememesi, incelenen granitoidler için metasomatize teorisinin geçersizliğini vurgulamaktadır.

Magmatik kristalizasyon ve bölümsel ergimedede, iz elementlerin dağılımları Shaw (1970) ve Greenland (1970) tarafından incelenmiştir. Fraksiyonel kristallenme yönünde Rb'un artış göstermesi gerekir. Ancak, ortalama 5.9 ppm Rb içeren bazaltik bir malzemeden (Hart ve diğerleri, 1970) ortalama 167 ppm Rb içeren (incelenen granitoidler) bir malzemenin fraksiyonel kristalleşme ile türeme olasılığı çok azdır. Çünkü, ana malzemeye göre yaklaşık 28 misli ($C_L / C_O = 167 / 5.9 \approx 28.3$; Hanson,

1978'e göre) Rb zenginleşmesi gerekmektedir. Ayrıca bazaltik malzemeler yüksek oranda (>500) K/Rb oranı içermektedir (Engel ve Engel, 1964; Gast, 1965; Tatumoto ve diğerleri, 19657. Diğer taraftan, diferansiyasyon yönünde K/Rb oranının az da olsa azaldığı bilinmektedir (Shaw, 1968). Dolayısıyla, diferansiyasyonla yüksek K/Rb oranından düşük K/Rb oranına (incelenen granitoidlerin ortalama K/Rb oranı 219) erişilmesi de güçtür. Bunun yanı sıra bazaltik bir magmanın diferansiyasyonu orta-çidid ürünlerin yanında bazik ürünleri de vermesi gerekmektedir. İnceleme alanında ise diferansiyasyonla oluşmuş bazik ürünlere rastlanamamıştır. Bu nedenlerle bazaltik magmanın diferansiyasyonu da incelenen granitoidlerin oluşumu için geçerli olamaz.

İnceleme alanındaki granitoidlerin kökenini açıklarken, onların ve içlerindeki artık kayaç kapanımlarının mineralojik bileşimleri gözden uzak tutula-

Çizelge 1'in devamı
Table 1. continued

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	64.78	65.34	64.93	64.23	65.12	62.58	63.70	63.81	63.26	63.88	63.04	64.80	62.57	62.08	63.22	62.02	62.67	61.94	58.32	62.42
TiO ₂	.38	.38	.40	.49	.41	.45	.43	.42	.46	.43	.45	.38	.48	.49	.47	.50	.44	.47	.53	.46
Al ₂ O ₃	15.26	15.15	15.56	15.61	15.43	16.04	15.82	15.66	15.84	15.76	15.91	15.44	15.79	16.12	16.08	16.05	16.01	15.73	16.35	16.18
Fe ₂ O ₃	1.37	1.64	1.70	1.24	1.50	1.71	1.92	1.78	1.98	1.88	1.79	1.55	1.49	1.51	1.37	1.97	2.20	1.36	2.75	2.28
FeO	2.58	2.49	2.70	2.84	2.47	3.13	2.46	2.74	2.91	2.66	2.91	2.54	3.14	3.36	3.23	3.29	2.31	3.29	3.48	2.71
MnO	.09	.09	.10	.07	.08	.10	.08	.10	.10	.09	.10	.09	.10	.10	.10	.11	.09	.11	.11	.11
MgO	1.29	1.35	1.52	1.63	1.42	1.69	1.75	1.57	1.76	1.48	1.78	1.40	1.88	1.91	1.77	2.04	1.56	1.69	3.20	1.84
CaO	4.13	4.19	4.61	4.54	4.22	4.98	4.73	4.49	5.14	4.46	4.99	4.14	4.99	5.10	4.61	5.29	5.03	5.39	6.28	4.99
Na ₂ O	2.94	3.26	3.19	2.87	2.91	3.05	3.17	2.94	2.96	2.92	3.19	2.98	3.03	2.98	3.06	3.01	2.85	3.00	2.83	3.01
K ₂ O	4.58	4.40	4.26	4.43	4.52	4.34	4.23	4.75	4.31	4.54	4.39	4.79	4.21	4.10	4.54	4.01	4.34	4.43	4.05	4.38
P ₂ O ₅	.13	.13	.14	.14	.11	.14	.14	.15	.16	.15	.16	.13	.15	.16	.15	.17	.14	.14	.20	.15
H ₂ O	1.61	.92	.76	.97	1.14	1.13	1.38	1.13	.82	1.10	.90	1.15	1.19	1.29	1.07	1.00	1.32	1.37	1.41	1.10
CO ₂	.11	.11	.09	.29	.13	.22	.06	.08	.11	.06	.08	.06	.20	.14	.10	.09	.30	.47	.27	.12
Toplam-total	99.25	99.45	99.96	99.35	99.46	99.56	99.87	99.62	99.81	99.41	99.69	99.45	99.22	99.34	99.77	99.55	99.26	99.32	99.78	99.75
İz Elementler (ppm)-trace elements (ppm)																				
Ba	778	675	612	898	839	1049	1025	911	707	697	776	941	864	836	998	873	992	1043	1173	961
Rb	187	180	192	163	165	161	156	185	176	163	165	189	158	146	152	145	162	174	139	163
Sr	426	411	427	427	429	471	456	475	471	444	481	419	464	498	487	477	482	457	500	465
Zr	147	148	153	165	144	167	145	144	161	160	165	164	156	155	147	168	154	159	141	159
Th	37	38	38	24	24	21	26	35	37	38	37	30	26	24	26	18	23	26	15	19
U	8	6	7	6	8	8	6	8	7	5	8	8	5	7	6	6	7	5	7	6
Hf	5	5	5	5	5	6	5	5	5	5	6	5	5	6	5	6	5	6	5	6
Nb	17	16	15	17	12	13	13	15	19	16	19	14	16	14	15	13	14	14	10	13
Ni	11	14	14	12	11	13	11	7	11	10	12	10	8	10	10	12	10	15	43	12
Cr	50	163	146	171	198	155	122	147	142	142	142	154	171	136	161	169	150	149	146	119
V	76	73	80	91	70	95	84	86	92	92	87	68	84	90	91	88	84	84	131	105
Cu	2	4	21	76	12	9	7	4	8	5	13	5	9	6	4	7	12	14	10	12
Pb	45	60	52	44	57	39	35	48	43	46	37	58	41	36	43	33	39	80	32	42
Zn	54	66	60	45	57	59	48	61	59	58	54	66	67	59	59	58	53	88	59	58
Ga	14	15	15	15	15	15	16	14	15	14	15	15	16	15	15	16	15	15	16	15
Y	26	24	25	30	23	26	26	24	27	27	29	23	29	25	27	26	23	26	25	23
La	56	59	69	55	44	53	52	70	64	57	57	49	56	57	60	61	54	63	44	49
Ce	48	86	116	84	42	83	80	102	82	83	72	77	91	94	98	82	82	73	81	75
Nd	8	24	33	24	7	24	18	29	17	20	16	14	27	26	28	20	15	13	20	11
K/Rb	203	203	184	226	227	224	225	213	203	231	221	210	221	233	248	230	222	211	242	223
Rb/Sr	.439	.438	.450	.382	.385	.342	.342	.389	.374	.367	.343	.451	.341	.293	.312	.304	.336	.381	.278	.351
Sr/Ba	.548	.609	.698	.476	.511	.449	.445	.521	.666	.637	.620	.445	.537	.596	.488	.548	.486	.438	.426	.484
Ce _N /Y _N	3.9	7.6	9.5	5.9	3.2	6.8	6.5	9.0	6.2	6.3	5.5	6.8	6.5	7.7	7.4	6.8	6.2	6.0	6.6	6.7
A/CNK ^a	.89	.85	.85	.87	.89	.90	.91	.87	.83	.89	.83	.87	.85	.86	.85	.85	.85	.81	.80	.86
CIPW normları - CIPW norms																				
q	19.68	19.34	18.45	18.91	20.11	15.55	17.12	17.08	16.76	18.19	15.16	18.56	15.87	15.40	15.37	15.25	17.79	14.73	9.73	15.55
or	27.26	26.13	25.18	26.31	26.84	25.72	25.00	28.14	25.48	26.96	26.02	28.44	25.07	24.36	26.90	23.77	25.84	26.31	23.95	25.95
ab	25.06	27.68	27.00	24.38	24.72	25.91	26.83	24.98	25.06	24.81	27.01	25.32	25.82	25.31	25.90	25.57	24.30	25.48	23.96	25.48
an	15.04	13.83	15.56	16.81	15.81	17.38	16.50	15.57	17.29	16.64	16.22	14.73	17.21	18.68	16.79	18.57	18.21	16.52	20.04	17.79
di	3.36	4.54	4.79	2.54	3.03	4.23	4.61	4.33	5.30	3.48	5.78	3.86	4.49	4.00	3.74	5.01	3.31	5.38	6.59	4.29
hy	4.71	3.91	4.51	6.37	4.84	5.92	4.49	4.86	4.93	4.78	4.91	4.53	6.46	7.14	6.77	6.44	4.19	5.96	8.25	5.04
mt	2.00	2.38	2.47	1.80	2.18	2.48	2.79	2.58	2.87	2.74	2.60	2.25	2.18	2.21	1.99	2.86	3.21	1.97	3.99	3.31
il	.72	.72	.76	.93	.78	.86	.82	.80	.87	.82	.86	.72	.91	.93	.89	.95	.84	.89	1.01	.87
ap	.31	.31	.33	.33	.26	.33	.33	.36	.38	.36	.38	.31	.36	.38	.36	.40	.33	.33	.47	.36
cc	.25	.25	.21	.66	.30	.50	.14	.18	.25	.14	.18	.14	.46	.32	.23	.21	.68	1.07	.61	.27

a) A/CNK: molecular ratio $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$
A/CNK: molecular ratio $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$

Table 1. Major element, trace element and CIPW normative compositions of Çelebi granitoid

maz. Çünkü, her ikisi de çok benzer mineralojik bileşime sahiptir. Bilindiği gibi plajiyoklas, alkali feldispat ve biyotit büyük iyon yarı çapına sahip bazı iz elementlerin dağılımında önemli rol oynarlar. Rb ile Ba biyotit ve K-feldispat, Sr ise plajiyoklas tarafından tutulur. Dolayısıyla bölümsel ergime olayında, biyotit ve K-feldispatın artık fazda az bulunmaları veya fazla miktarda bölümsel ergimeye uğramaları, ana malzemeye göre eriyiğin daha düşük K/Rb ve Sr/Ba, daha yüksek Rb/Sr oranına sahip olmasına neden olur. Çünkü, her iki mineralde ergiyiğe Rb ve Ba boşaltılır. Diğer taraftan artık fazda plajiyoklasın varlığı da, eriyikdeki Rb/Sr oranını yükseltir. Bu noktadan hareketle, yüksek K, Rb, Sr, Ba Rb/Sr ile düşük K/Rb ve Sr/Ba değerlerini bölümsel ergime sonucu verebilecek ana malzemenin K-feldispat + plajiyoklas + biyotit içermesi gerekmektedir.

Özellikle orta ve ağır nadir toprak elementlerin

dağılımına etki eden piroksen ve hornblendlerin artık fazla zenginleşmesi, eriyiğin söz konusu elementlerce fakirleşmesine neden olur. Y'ün jeokimyasal davranışı ağır nadir toprak elementlere benzerlik göstermektedir (Whittaker ve Muntus, 1970). Bu nedenle Y, kayaçların kökenini belirlemek amacıyla ağır nadir toprak elementlerin monitörü olarak kullanılmaktadır (Tarney ve Windley, 1977; Rollinson ve Windley, 1980). İncelenen granitoidlerin Herman (1974)'e göre normalleştirilmiş Y_N değeri 9-15, Ce_N / Y_N değeri ise 3.2 - 9.3 arasında değişmektedir. Bu değerler, granitoidlerin ana malzemeye göre ağır nadir toprak elementlerce zenginleşmediğini veya mafik minerallerin bölümsel ergimeye çok az uğradığını göstermektedir. Diğer taraftan düşük K (1000 ppm), Rb (10 ppm), Ba (10 ppm), Th (0.2 ppm) ve U (0.1 ppm) içeren üst mantonun (Engel ve diğerleri,

1965) bölümsel ergimesi, incelenen granitoidlerin yüksek K, Rb, Sr, Ba, Zr, Th, U, Rb/Sr, düşük K/Rb ve Sr/Ba konsantrasyonlarını açıklayamaz.

Wyllie (1973,1981) ile Stern ve Wyllie (1981) yaptıkları deneysel çalışmalarda granitoidlerin aktif tektonik bölgelerde kıtasal kabuğun bölümsel ergimesiyle oluşan suya doygun primer granit magmasından itibaren oluşabileceğini göstermişlerdir. Ancak, Çelebi granitoidinin kıtasal kabuğa göre yüksek La ve Ce içermesi, mafik bileşenlerde yoğunlaşma gösteren V'ca zengin olması, SiO₂'in % 58.32'ye kadar düşerek ortaç bileşimli kayaların oluşması, suya doygunluk, bölümsel ergimeye çok az da olsa mantonun katıldığına işaret edebilecek verilerdir. Belirtilen açıklamaların ışığında Çelebi granitoidinin, kıtasal kabuk ± manto malzemesinin bölümsel ergimesiyle oluşan magmanın fraksiyonel kristalleşmesi sonucu türediği ifade edilebilir.

TARTIŞMALAR ve SONUÇ

İç Anadolu Granitoid Kuşağındaki sokulumlardan birisi olan Çelebi granitoidi, lökokratik ve mezokratik karakterde olup, orta ve iri tanelidirler. Bu nedenle mikroskop altında modal mineralojik bileşimlerine göre adlandırılmamış dolayısıyla CIPW-Normlarına göre sınıflandırılmıştır. Granit, granodiyorit, kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit özelliğinde olan granitoidlerde mafik mineral olarak hornblend + biyotit ± piroksen ve titanit görülmüştür. Ayrıca, genellikle yuvarlaklaşmış ve belirgin dokanaklı, çapları yaklaşık 4-10 cm arasında değişen bol miktarda mafik kayaç kapanımları içerirler. Mafik kayaç kapanımları ile granitoidler arasında mineralojik bileşim açısından büyük benzerlik vardır. Elde edilen verilerin ışığında, söz konusu mafik kayaç kapanımları sürüklenmiş bölümsel ergime artıkları olarak yorumlanmalıdır.

Kimyasal açıdan kalkalkali nitelikte olan Çelebi Granitoidi, mineralojik bileşimleri, yapı-dokuları ve yine kimyasal özelliklerine göre, Chappel ve White (1974) tarafından tanımlanan I-tipi granitoiddir.

Oksit değişimleri düzenli olup, fraksiyonel kristallenmeyi yansıtabilecek niteliktedir. İz element değerleri açısından yüksek K, Rb, Sr, Ba, Nb, Th, U, Rb/Sr, La, Ce ile düşük K/Rb ve Sr/Ba konsantrasyonları içerirler. Yukarıda belirtilen özellikler, incelenen granitoidlerin kıtasal kabuk ± manto malzemesinin bölümsel ergimesiyle oluşan magmanın fraksiyonel kristalleşmesi ile oluştuğuna işaret etmektedir.

Çalışmada, granitoidlerin tektonik konumları da belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaçla, Pearce ve diğerleri (1984) tarafından önerilen modelden yararlanılmıştır. Önerilen sınıflamalarda, incelenen granitoidlerin genelde volkanik yay granitoidleri alanında yer aldıkları gözlenmiştir (Şekil 7, 8). Ancak, Pearce ve diğerleri (1984) önerdikleri modelde, volkanik yay granitoidlerini çarpışma sonrası granitoidlerden ayıramamışlardır. Çünkü, her iki tektonik ortamda bulunan granitoidler manto ve kabuk kökenli olabilmekte ve benzer mineralo-

jik-kimyasal özellikler gösterebilmektedir.

İç Anadolu'nun tektonik gelişimiyle ilgili yakın zamanlarda yapılan çalışmalar gözden geçirildiğinde, granitoidler ile ilgili birbirinden farklı iki gelişim ayrıtedilebilmektedir. Bunlardan birisi; Neotetis'in kuzey kolunun Pontidler'in altına dalarak tüketilmesi sonucu Pontidler'in, Anatolid-Torid Platformu'yla çarpışmasıdır. Çarpışma, Şengör ve Yılmaz'a (1983) göre Erken Eosen'de, Çapan ve diğerleri'ne (1983) göre ise, Geç Senoniyen'de olmuştur. Çarpışmayı Kampaniyen'deki kalkalkali volkanizma ve plütonizma izlemiş ve daha sonra Kırşehir Masifi'nin Pontid Bloğu'na göre saat ibresinin tersi yönünde dönmesi (Çapan ve diğerleri, 1983) sonucu, Kırşehir Masifi'nin kenarında yeralan granitoid kuşağı bugünkü konumunu kazanmıştır. İkincisi, Erken Jura'da Menderes-Toros ve Kırşehir blokları, Eskişehir yakınlarında İzmir-Ankara kenet zonuna birleşen İç Torid kenet zonu ile ayrılmıştır. İç Torid Okyanusu Mastroihtiyen'den Paleosen boyunca Kırşehir Masifi ile dalma zonu oluşturmuş ve sonuçta And tipi kıta yayı plütonikleri (granitoid kuşağı) olmuştur (Görür ve diğerleri, 1985).

İlk görüşe göre granitoidlerin, Pontidler ve Anatolid-Torid Platformu'nun çarpışmasıyla Kırşehir Bloğu'nun kalınlaşması ve kıtasal kabuk ± manto malzemesinin bölümsel ergimeye uğrayarak meydana getirdiği magmadan itibaren türemesi gerekmektedir. Örneklerin Rb-SiO₂ ve yüksek Ba, Rb, Sr, Zr, Th, U ile düşük K/Rb içermesi, bileşimlerinde koyu renkli mineral olarak hornblend + biyotit + klinopiroksen bulunması nedeniyle, And tipi kıta yaylarına benzerlik gösterdiği de ileri sürülebilir. Bu durumda ikinci görüş ağırlık kazanmaktadır.

Elde edilen veriler, Çelebi granitoidinin çarpışma sonrası granitoidi veya volkanik yay granitoidi olduğunu belirgin kılmamaktadır. İç Anadolu granitoid kuşağındaki diğer plütonlar üzerine yapılacak jeokimyasal ve izotop çalışmaları, konuya açıklık getirilmesine katkıda bulunacaktır.

KATKI BELİRTME

Hacettepe Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından HÜAF 85-01-010-13 numaralı proje olarak desteklenen bu araştırmanın laboratuvar çalışmaları Freiburg Üniversitesi Mineraloji Enstitüsünde (F.Almanya) yapılmıştır.

Analizlerin yapılmasında gösterdiği kolaylık, eleştirisi ve katkıları için Prof.Dr. Jörg Keller'e teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- BAYHAN,H., 1984, Kesikköprü Skarn kuşağının (Bala/Ankara) mineralojisi ve petrojenezini: *Yerbilimleri*, 11, 45-57.
CHAPPEL,B.W. ve WHITE, A.J.R., 1974, Two contrasting granites types: *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
ÇAPAN,U.Z., LAUER J.P. ve WHITECHURCH,H., 1983, Ankara Melanji (Orta Anadolu): Tetis kapanışını belirlemede önemli bir eleman: *Yerbilimleri*, 10, 35-43.

- ENGEL, A.E.J., ENGEL, C.G. ve HAVENS, R.G., 1965, Chemical Characteristics of oceanic basalts and upper mantle: Geol. Soc. Amer. Bull., 76-719-734
- GAST, P.W., 1965, Terrestrial ratio of potassium to rubidium and compositions of the earth's mantle: Science, 147, 858-860.
- GREENLAND, L.P., 1970, An equation for trace element distribution during magmatic crystallization: Amer. Mineral., 55, 455-465.
- GÖRÜR, N., 1981, Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi: Türkiye Jeol. Kur. 35. Bil. Tek. Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, 60-65.
- GÖRÜR, N., OKTAY, F.Y., SEYMEN, İ. ve ŞENGÖR, A.M.C., 1985, Palaeotectonic evolution of the Tuz gölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a neotethyan closure: The geological evolution of the eastern Mediterranean. Ed: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson, special publication, No.17, 81-96.
- HANSON, G.N., 1978, The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition: Earth Planet. Sci. Lett., 38, 26-43.
- HART, S.R., BROOKS, C., KROGH, T.E., DAVIS, G.L. ve NAVA, D., 1970, Ancient and Modern volcanic rocks: A trace element model: Earth Planet. Sci. Lett., 10, 17-28.
- HERMANN, A.G., 1974, Yttrium and lanthanides. In: Handbook of geochemistry. Ed: K.H. Wedepohl, II-4 Springer-Verlag, Berlin.
- IRVINE, I.N. ve BARAGAR, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. J. Earth Sci., 8, 523-548.
- OKTAY, F.Y., 1981, Savcılıbüyükoba (Kaman) çevresinde Orta Anadolu Masifi tortul örtüsünün jeolojisi ve sedimentolojisi: İTÜ Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi (Yayınlanmamış, 175 s.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. ve TRINDLE, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Jour. Petrol., 25, 956-983.
- ROLLINSON, H.R. ve WINDLEY, B.F., 1980, An Archaean granulite grade tonalite-trondhjemite-granite suite from Scourie, NW Scotland: Geochemistry and origin: Contr. Mineral. Petrol., 72, 265-281.
- SEYMEN, İ., 1981, Stratigraphy and metamorphism of the Kırşehir Massif around Kaman (Kırşehir-Turkey): Bull. Geol. Soc. Turkey, 24, 96-101.
- SEYMEN, İ., 1984, Kırşehir Masifi metamorfizlerinin jeoloji evrimi Türkiye Jeol. Kur., Ketin Simpozyumu, 133-148.
- SHAND, S.J., 1950, Eruptive rocks: Thomas Murby, 4th ed., London, 488 pp.
- SHAW, D.M., 1968, A review of K,Rb fractionation trends by covariance analysis: Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 573-601.
- SHAW, D.M., 1970, Trace element fractionation during anatexis: Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 237-243.
- STERN, C.R. ve WYLLIE, P.J., 1981, Phase relationships of I-type granite with H₂O to 35 kilobars: The Dinkel Lakes Biotitegranite from the Sierra Nevada Batholite: J. Geophys. Res., 86, 10412-10422..
- STRECKEISEN, A. ve LE MAITRE, R.W., 1979, A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks: N. Jb. Miner. Abh., 136, 169-206.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1983, Türkiye'de tetisin evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: Türkiye Jeol. Kur., Yerbilimleri Özel Dizisi, No 1, 75 s.
- TARNEY, J. ve WINDLEY, B.F., 1977, Chemistry, thermal gradients and evaluation of the lower crust: J. Geol. Soc. London, 134, 153-172.
- TATSUMOTO, M., HEDGE, C.E. ve ENGEL, A.E.J., 1965, K, Rb, Sr, Th, U, and the ratio of Sr⁸⁷ / Sr⁸⁶ in oceanic tholeiitic basalt: Science, 150, 886-888.
- TAYLOR, S.R., 1967, The origin and growth of continents: Tectonophysics, 4, 17-34.
- WHITE, A.J.R. ve CHAPPEL, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, 7-22.
- WHITTAKER, E.J.W. ve MUNTUS, R., 1970, Ionic radius for use in geochemistry: Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 945-056.
- WYLLIE, P.J., 1973, Experimental petrology and global tectonics: A preview: tectonophysics, 17, 189-209.
- WYLLIE, P.J., 1981, Experimental petrology of subduction andesites, and batholiths: Trans. Geol. Soc. S. Afr., 84, 281-291.

GELİBOLU YARIMADASI ORTA BÖLÜMÜNÜN SEDİMANTER FASİYESLERİ ve TEKTONİK EVRİMİ, KB ANADOLU, TÜRKİYE

Sedimentary Facies and Tectonic Evaluation of Central Part of the Gelibolu Peninsula, NW Anatolia, Turkey

MEHMET ÖNAL, D.E.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

ÖZ: İnceleme alanında birbirinden aşınma evreleri ile ayrılan beş tortul istifi bulunur. Bunlar sırasıyla: 1. Tabanı görülmeyen ve üste doğru regresif olarak son bulan Geç Kretase-Paleosen tortul istifi (Pelajik Lört Kireçtaşı), 2. Transgresyonla başlayıp regresyonla sonuçlanan Erken Eosen tortul istifi (resifal Başoğlu Üyesi, fliş nitelikli Saz Üyesi ve karasal Tayfur Formasyonu), 3. Transgresyonla başlayıp regresyonla sonuçlanan Orta-Geç Eosen ve Oligosen tortul istifi (resifal Kozlutepe Kireçtaşı, fliş nitelikli Karaağaç Üyesi, Kabasal Üyesi ve Karasal Göksü Üyesi). 4. Yer yer denizel ve karasal Orta-Geç Miyosen tortul istifi (Eceabat Formasyonu) ve 5. Karasal Geç Pliyosen tortul istifi.

Geç Kretase-Paleosen sonrası ve Miyosen öncesi tortul istif, dikey bölgesel hareketlerin denetiminde gelişmiştir.

Erken Miyosen'de Saros Grabeni'nin açılması ile güneyde gelişen kompresyonel kuvvetler tektonik yapıları oluşturmuştur. Erken Miyosen yaşlı faylar, kıvrımlar ve eklem takımlarının birbiri ile olan geometrik ilişkileri, bölgenin KB-GD yönlü bir sıkışma kuvveti etkisinde kaldığını kanıtlar.

Orta,Geç Miyosen sedimantasyonu tortullaşmayla yaşlı faylar tarafından kontrol edilmiştir.

ABSTRACT: There are five different sedimentary sequences which are differed from each other by disconformities, in the study area. These are: (1) Late Cretaceous-Paleocene sedimentary sequence with out not giving outcrops at the base and ending regressively at the top (pelagic Lört limestone). (2) Early Eocene sedimentary sequence beginning with transgression and ending with regression (recifal Başoğlu member, flysch feature Saz member and terrestrial Tayfur formation). (3) Middle-Late Eocene and Oligocene sedimentary sequence commencing with transgression and ending with regression (recifal Kozlutepe limestone, flysch feature Karaağaç member, Kabasal member and terrestrial Göksü member), (4) Locally marine and terrestrial Middle-Late Miocene sedimentary sequence (Eceabat formation) and (5) Terrestrial Late Pliocene sedimentary sequence.

Post Late Cretaceous-Paleocene and pre-Miocene sedimentary sequence have been deposited controlling with under the influence of epirogenic events.

The tectonic structures in Early Miocene were formed by compressional forces developed in the south with the widening of Saros Graben. Geometrical relations among Early Miocene age faults, folds and joints proves that the region was influence of compressional force in the NW-SE direction.

Middle-Late Miocene sedimentation are controlled by the grow up faults.

GİRİŞ

Bu makale, "Gelibolu kuzeybatısının jeolojisi" adlı doktora çalışmamın bir kısmını kapsamaktadır. Çalışmanın amacı, Gelibolu Yarımadası orta bölümünün stratigrafik istifinin çıkarılması ve bu istifin bilinen Trakya'daki Tersiyer istifi ile olan ilişkisinin ve bölgedeki tektoniğin araştırılmasıdır. Buna ilave olarak, bölgedeki yapısal şekilleri (kıvrım ve fayları) oluşturan kuvvet yönünün doğrultu atımlı Kuzey Anadolu fayı ile olan ilişkisinin ve neotektoniğin araştırılmasıdır.

Bölgedeki önceki çalışmalar daha çok petrol araştırmalarına yöneliktir (Sfondrini, 1961; İlhan, 1965; Turkey Shell, 1969; Asland Oil of Turkey adlı şirket, 1972; Kellog, 1973; Önem, 1974 ve MTA, 1978-1984)

Çalışma alanını da içine alan bölgesel ölçekli çalışmalar şunlardır: Le Pichon ve diğ., (1973); Dust ve Arıkan (1974); Dewey ve Şengör (1979); Saltık (1972-73-76); Saner (1980); Şengör (1982) ve Yılmaz ve Şengör (1982).

STRATİGRAFI

Gelibolu yarımadasında ayırdedilen Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı kaya birimleri yaklaşık 5000 m. kalınlıkta tortul istif sunar. Kuzeyden güneye doğru gençleşen istif beş tortul istife bölünmüştür. Çalışma alanındaki Orta-Geç Eosen ve Oligosen ile kısmen Miyosen ve Pliyosen yaşlı tortul istif Trakya Havzasındaki Tersiyer yaşlı istifle korele edilebilmektedir. Kaya bi-

rimleri ve bunlar için önerilen zaman bölümleri Şekil 1'de ve basitleştirilmiş jeoloji haritası Şekil 2'de gösterilmiştir.

Saner (1980), Gelibolu ve yakın çevresinde farklı yaşlı üç tortul istifin çökeldiğini belirtmiştir. Bu çalışma ile Gelibolu yarımadasında farklı yaşlı beş tortul istifin çökeldiği saptanmış ve bunlar aşağıda sırasıyla açıklanmıştır.

YAS (AGE)	BİRİMLER (UNITS)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	ÇÖKELME ORTAMI (DEPOSITIONAL ENVIRONMENT)
KUaterner (Quaternary)	ALUVYON (ALLUVIUM)	Pekismemiş çakıl, kum, silt ve çamur (Unconsolidated pebbles, sand, silt and mud)	Aluvyon (Alluvium)
MİYOSEN (MIOCENE)	Susuzlu Üyesi (Member)	Çakıllı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması (Conglomerate, sandstone and mudstone alternated)	Aluvyon yelpazesi (Alluvial fan)
	Sarılak Üyesi (Member)	Çamurtaşı, kumtaşı ve çakıllı ardalanması (Mudstone, sandstone and conglomerate alternated)	Akarsu ve bataklık (River and marsh)
MİYOSEN (MIOCENE)	YENİROY BAZALTI (Basalt)	Bazalt (Basalt)	Plato bazaltı (Plateau Basalt)
	Gökü Üyesi (Member)	Çamurtaşı, çakıllı, kumtaşı ve kömür ordu (Mudstone, conglomerate, sandstone and coal alternated)	Akarsu ve Göl (River and Lake)
OLİGOSEN (OLIGOCENE)	Kabaçal Üyesi (Member)	Kumtaşı (Sandstone)	Delta-Regresif (Delta-Regressive)
	Karadice Üyesi (Member)	Fliş (Flysch)	Derin deniz turbidit - Denizaltı yelpazesi (Deep marine turbidite-Submarine fan)
TERSİYER (TERTIARY)	KÖZLÜTEPE KIREÇTAŞI (Kozlutepe Limestone)	Resifal kireçtaşı (Reefal limestone)	Resifal - Transgresif (Reefal - Transgressive)
	ÇAMURTAŞI (Mudstone)	Çamurtaşı, kumtaşı, çakıllı ve kireçtaşı ordu (Mudstone, sandstone, conglomerate and limestone alternated)	Örgülü ve Menderesli akarsu (Braided river and Meandering river)
EÖSEN (EOCENE)	Saz Üyesi (Member)	Andezit, dayk ve sil (Andesite, dykes and silts)	Regresif (Regressive)
	Başoğlu Üyesi (Member)	Fliş (Flysch)	Derin deniz turbidit - Denizaltı yelpazesi (Deep marine turbidite-Submarine fan)
ERKEN EÖSEN (EARLY EOCENE)	RESİFAL KIREÇTAŞI (Reefal Limestone)	Resifal kireçtaşı (Reefal limestone)	Resifal Transgresif (Reefal - Transgressive)
	PELAJİK KIREÇTAŞI (Pelagic Limestone)	Pelajik kireçtaşı (Pelagic limestone)	Pelajik (Pelagic)

Şekil 1. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi istifi
Fig. 1. Generalized stratigraphic columnar section of the study area.

Geç Kretase-Paleosen Tortul İstifi

Gelibolu yarımadasının kuzeybatı sahilindeki dik falezlerde, çalışma alanının temelini oluşturan, Geç Kretase-Paleosen yaşlı Lört Kireçtaşı bulunur. Ayrışma yüzeyinde sarımsı gri renkli olan ve 290 m. kadar bir kesiti görülen bu birimin tabanı görülmemektedir. Çok ince-kalın düzgün katmanlı, taze kırık yüzeyi gri renkli olan kireçtaşı birkaç kumtaşı ve kilşeyl arakatmanları kapsamaktadır. Kumtaşı türbiditik niteliktedir. Kireçtaşı, alttan üste doğru foraminiferli karbonat çamurtaşı, foraminiferli-spiküllü karbonat vaketaşı ve yersel olarak da karbonat istif taşı görünümü sunar. Birimin alt düzeylerinde *Globotruncana fornicata*, *G. arca*, *G. stuartiformis* ve üst düzeylerinde *Globorotalia* Sp., *Globigerine* Sp., sünger spikülleri yayındır (Önal, 1985). Lört Kireçtaşı'nın

üstünde paralel uyumsuz olarak bulunan resifal nitelikli Başoğlu Üyesi ile düşük açılı uyumsuz olarak bulunan Saz Üyesi tortulları içinde, Lört Kireçtaşı'ndan türemeye *Orbitoides* Sp. li silt, kum, çakıl ve blok boyu taşınmış kırıntının bulunması, istifin sığ-su karakteride gösterdiğini, fakat sonradan aşındığını kanıtlar.

Erken Eosen Tortul İstifi

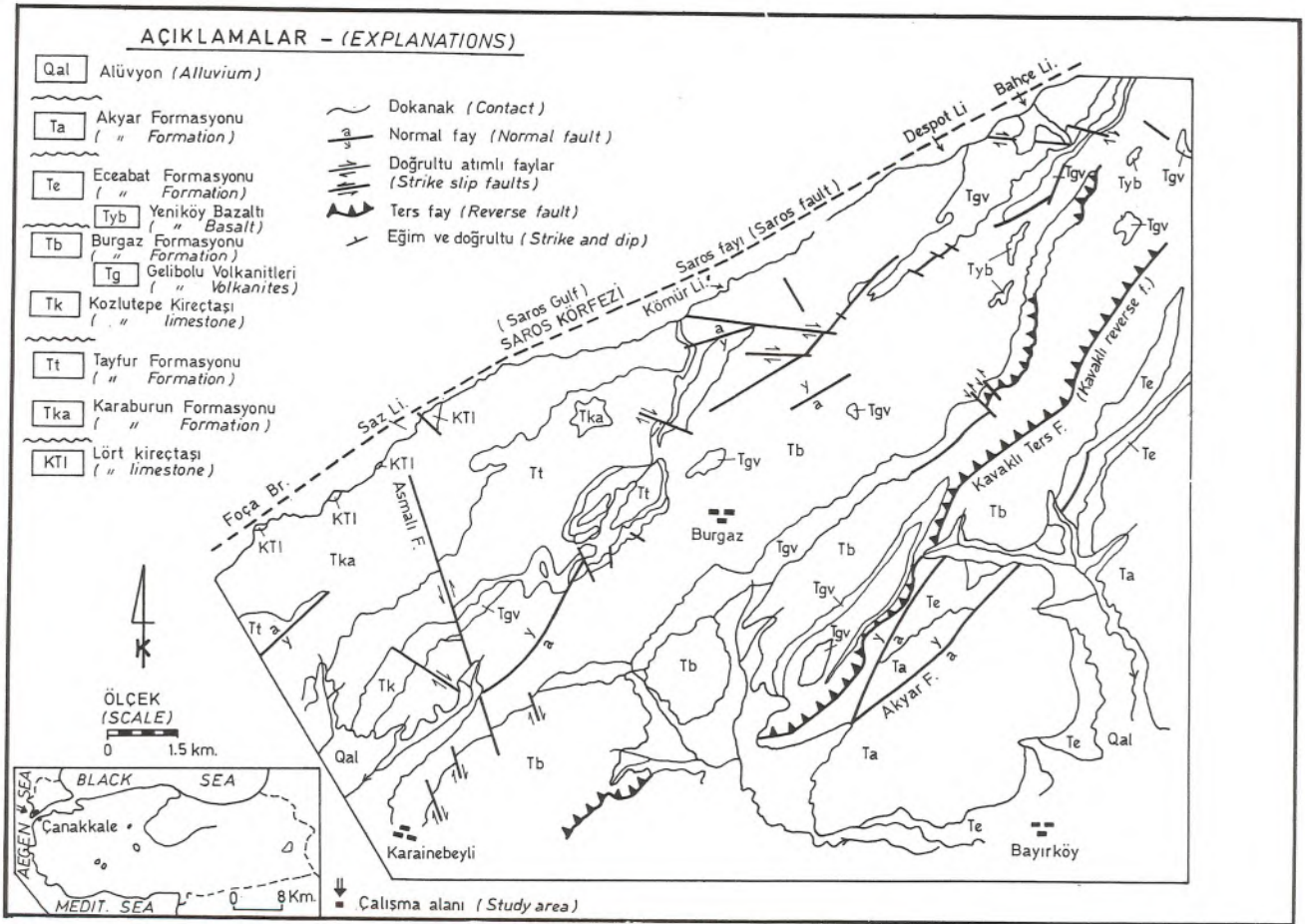
Yukarıda değinilen çökeltme döneminin aşınma yüzeyi üzerine, Erken Eosen transgresyonu ile resifal nitelikli Başoğlu Üyesi'nin çökeltimi başlamaktadır. Gri renkli, masif katmanlı ve yersel kırıntılı görümlü bu kireçtaşı, kama şeklinde olup, maksimum kalınlığı 9 m. kadardır. Kireçtaşı, alttan üste doğru *Nummulites*li karbonat çamurtaşı, tanetaşı ve algli bağlamtaşı litofasiyes değişimi gösterir. Özellikle küçük *Nummulites*'ler (Grup *N. planulatus*, *G. N. globulus* ve *G. N. atacicus*) yayındır (Önal, 1985). Bundan sonra, ortamın derinleşmesi ile fliş tipi Saz Üyesi tortullarının çökeltimi başlamıştır. Bu türbiditik tortulların alt düzeyleri, Mutti ve Ricci-Lucchi (1972) sınıflamasındaki türbidit fasiyeslerinden yersel C asfasiyesini, egemen olarak D asfasiyesini yansıtır. Tekrarlanan bu asfasiyesler denizaltı orta yelpazesini yansıtır. Genellikle masif çamurtaşıdan oluşan üst düzeyler ise dış yelpaze tortullarını simgeler. Bunların toplam kalınlığı 1000 m. kadardır. Fliş normal, kumtaşı ve çamurtaşı flişi karakterindedir. Birim genelde kumtaşı ile çamurtaşı ardalanmasından yapıp olup, Bouma (1962) istifindeki Ta-e bölümlerinin tümünü veya bir kısmını kapsar. Kumtaşları litikvake bileşindedir.

Fliş tipi fasiyesinin üst kesimi üzerinde, tane boyunun ve katman kalınlığının artması ile beliren ve yaklaşık 10-20 m. kalınlığa erişen kumtaşı çökeltmiştir. (Şekil 3). Daha sonra, kumtaşı ile yanal ve düşey geçişli karasal nitelikli "Tayfur Formasyonu" çökeltmiştir. Birim kırmızı çamurtaşı ile yeşil ve kahverengi kumtaşı, çeşitli renkli polijenik çakıllı ve açık gri renkli Grup *N. atacicus*, *Miliola* Sp. ve *Ostrea* Sp. fosilleri kapsayan kireçtaşı mercekleri ile yersel kömür düzeyleri içerir. Kireçtaşı düzeyleri ortamdaki ani düşey hareketlere bağlı olarak çökeltmiş olabilir. Kırıntılı tortulların beslenme yönü KB'dan GD'ya doğrudur. Kumtaşları litikarenit, kireçtaşları ise biyosparit bileşindedir. Birimin içindeki sık görülen çakıllı taşkın ovası tortullarını yansıtır.

Sonuç olarak, Erken Eosen'in başında açılan havzanın sığ kesiminde resifal nitelikli Başoğlu Üyesi, olasılıkla Erken Eosen'in ortasında açık deniz ortamlarında türbiditik tortullar çökeltmiştir. Erken Eosen'in sonuna doğru havza sığlaşmaya başlamış ve daha sonra tamamen dolarak karasal çökeller oluşmaya başlamıştır (Şekil 3).

Orta-Geç Eosen ve Oligosen Tortul İstifi

Yukarıda anlatılan çökeltme döneminin en üst birimi "Tayfur Formasyonu"nun aşınma yüzeyi üzerine (para-



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

lel uyumsuz olarak) Orta Eosen transgresyonu ile Trakya Havzası'ndaki istife benzer bir istifin çökelişi başlamaktadır.

Çökeltme döneminin alt bölümünü "Kozlutepe Kireçtaşı" oluşturur. Kireçtaşı açık gri renkli, genellikle orta-masif az belirli katmanlı ve yer yer mercan resiflidir. Alt düzeyler yersel dolomit kapsar ve karbonat istiftaşı, karbonat çamurtaşı ve karbonat vaketaşından yapılabılı olup *Miliola* Sp., alg. onkoyit, pellet ve biyotürbasyon yapıları içerir ve orta düzeyler karbonat istiftaşı, karbonat vaketaşı ve karbonat bağlamtaşından yapılabılı olup çeşitli foraminifer (*Nummulites* Sp., *Alvealina* Sp. vb.), Gastropod, Ekinid, mercan, alg ve oolit kapsar. Üst düzeyler ise biyokalkrudit, biyokalkarenit ve biyokalsilütitten yapılabılıdır.

Birim saptanan fosillere göre (*Gypsina globosa*, *G. marianensis*, *Falini casis*, *Nummulites* Sp. ve *Miliola* Sp.) Orta Eosen yaşındadır.

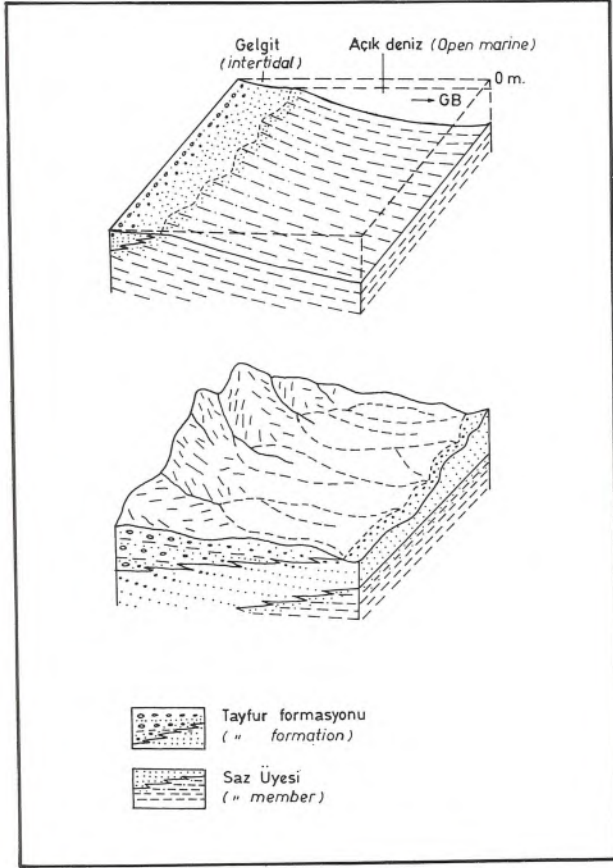
Kireçtaşı yanal olarak 0-150 m. arasında kalınlık değişimi gösterir. Birimde saptanan litoloji bileşenleri ve fosil kapsamına göre, Irwin (1965) x, y, z zonlarına karşılık gelen lagünü (*Ostracoi*'lu istiftaşı ve çamurtaşı, *Miliolit*'li istiftaşı ve çamurtaşı, *Miliolit*'li istiftaşı ve çamurtaşı, pellet, onkoyit, dolomit ve organizma oyuk-

ları), sapkayı (mercanlı bağlamtaşı, biyoklastikler ve ooyitler) ve fazla derin olmayan açık deniz ortamını biyokalkarenit ve biyokalsilütit) yansıtır. Wilson (1975) karbonat fasiyes sınıflamasında ise sınırlı düzlük, açık platform, karbonat düzlüğü, organik resif ve yamaçönü fasiyeslerini simgeler. Kireçtaşı genel anlamda yama resifi tipindedir. Keskin (1974), Pınarhisar'da Kozlutepe Kireçtaşının yanal eşdeğeri olan kireçtaşında Irwin (1965) x, y, z zonlarında çökeldiğini belirtmiştir.

Sığda kireçtaşı çökelerken derinde de fliş nitelikli Karaağaç Üyesi çökelmiştir. Birim kaba kırıntılılar (çakıltaşı, kumtaşı ve biyokalkarenit) ile ince kırıntılıların (kıltaşı ve çamurtaşı) ardalanmasından oluşmuştur. Çakıltaşları polijenik, kumtaşları ise litikvake belişimdedir. Katmanlar lamina-masif arasında olup, yersel tam Bouma (1962) istifi özelliğini gösterirler. Katmanlar tabanlarında yersel *Nereites* ignofasiyesi kapsar. Birim genelde kumtaşı, normal ve kıltaşı flişi karakteri gösterir. Toplam kalınlığı 1200-1300 m. kadardır. Birimin değişik düzeylerinde tüfit ve andezit ile dasit bileşimli lav ahmaları (Gelibolu volkanitleri) bulunur.

Birimin yaşı altındaki kireçtaşı ile yanal ve düşey geçişli olması ve Toker ve Erkan (1983) tarafından saptanan Nanoplankton fosillerine göre Geç Eosen'dir.

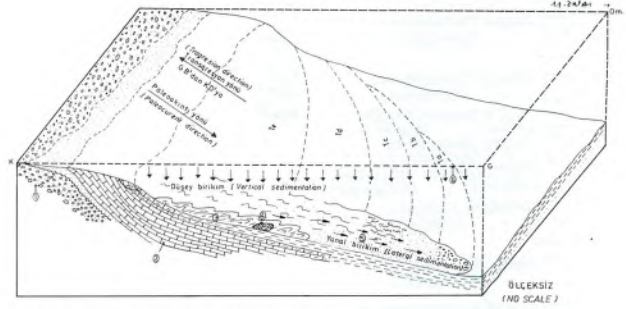
Türbiditik tortullar, Walker (1967) göre yersel-yakınsakegemen olarak da uzakça türbiditleri simgeler. Mutti ve Ricci-Lucchi (1972)'ye göre C ve D asfasiyelerini yansıtır. Karaağaç Üyesi içinde gözlenen kireçtaşı tektaşları türbiditik tortulların çökelişi sırasında Kozlutepe kireçtaşından kopan blokların çekim kayması ile oluşmuştur (Şekil 4). Aynı birim içinde gözlenen serpantin bloklarında "çekim kayması" ile yerleşmiştir (Saner, 1980).



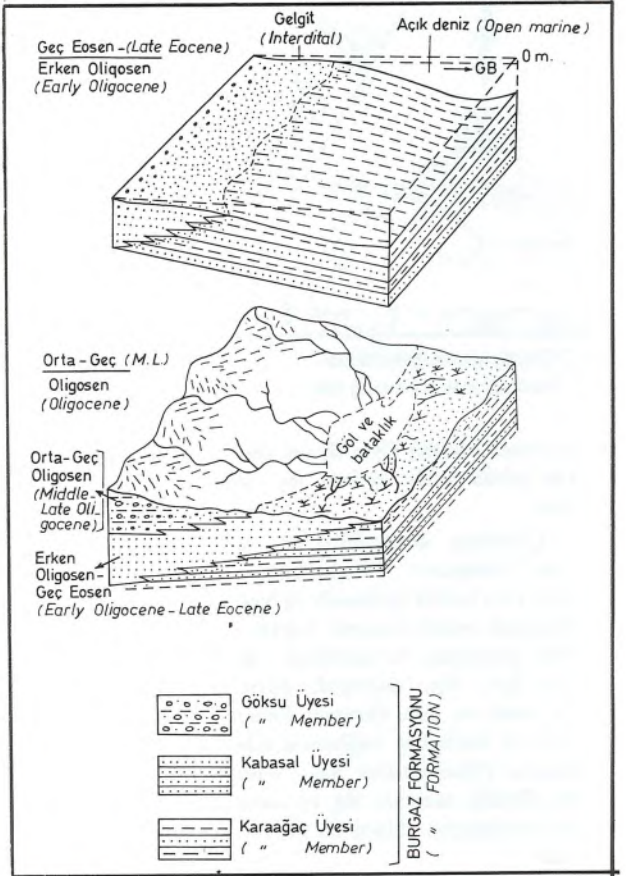
Şekil 3. Erken Eosen regresyonu süresince oluşan çökeltme gelişimi
Fig. 3. The evolution of the deposition during the Early-Eocene regression.

Yukarıdaki veriler çerçevesinde, birim yelpaze alanı ve derin pelajik düzlüklerde çökelmiştir. Paleoakıntı yönü KD'dan KB'ya doğrudur.

Karaağaç Üyesi'nin üst kesimi üzerine, dereceli geçişli olarak, tane boyu ve katman kalınlığının artması ile beliren, 40 m. kalınlıkta Kabasal Üyesi çökelmiştir. Birim egemen olarak kumtaşından oluşmuştur. Sarı renkli, iyi pekişmiş, ince-masif katmanlı, düzlemsel laminalı ve düzlemsel çapraz katmanlı olup litikarenit bileşimindedir. Tatlısu Gastropodu, balık, yaprak ve ağaç parçası içerir. Birim alttaki ve üstteki birimlerin yaşı gözetildiğinde olasılıkla Geç Eosen veya Erken Oligosen yaşında olabilir. Altındaki denizsel Karaağaç Üyesi'nden Üstteki karasal "Göksu Üyesi'ne" geçişi oluşturur. Kabasal Üyesi genelde



Şekil 4. Karaağaç üyesi içindeki kireçtaşı tektaşları ile türbiditik tortulların oluşumu (1. Tayfur Fm., 2. Kozlutepe Kçt., 3. Yamaç çamurunda oturma ve kayma, 4. Kireçtaşı tektası, 5. Türbiditik akıntı, 6. Deniz düzeyi).
Fig 4. Model of formation of the turbiditic sediments with limestone olistolites in the Karaağaç member (1. Tayfur Fm., Kozlutepe Lim., 3. Slumping at slope mud, 4. Limestone olistolit, 5. Turbiditic flow, 6. Sea level).



Şekil 5. Geç eosen Oligosen regresyonu süresince oluşan çökeltme gelişimi.
Fig 5. The evolution of the deposition during the late Eocene-Oligocene regression

delta çökeli tipindedir.

Daha üste karasal nitelikli "Göksu Üyesi"nin kırmızı renkli çamurtaşı ile kumtaşı, çakıltaşı ve kömür merceklerinden oluşan fluvial tortullar oluşmuştur. Birimin toplam kalınlığı 300-600 m. kadardır. Yaşı, saptanan polen fosillerine göre Orta-Geç Oligosen'dir. (Önal, 1985). Değişik düzeylerdeki kömürün kalınlığı 4m.

olup, ortalama 3500 kcal/kg dır.

Sonuç olarak, Orta Eosen'de açılan havza, Orta-Geç Eosen'de maksimum derinliğe erişmiş, Oligosen'de tamamen dolmuş ve karasal çökeltmeler oluşmaya başlamıştır. Bölgedeki bu ortamsal değişimler KD-KB doğrultusunda gelişmiştir (Şekil 5).

Orta - Geç Miyosen Tortul İstifi

Yukarıda değinilen tortul istifin aşınma yüzeyi üzerine açılı diskordanslı olarak, acı ve tatlı su ortamlarını yansıtan egemen olarak kumtaşı, yersel çamurtaşı ve çakıltaşından oluşan, değişik düzeylerde 1-20 cm. arasında kömür içeren "Eceabat Formasyonu" çökelmiştir. Formasyonun tabanında yersel plato bazaltı bulunur. Kumtaşları sarı renkli, az pekişmiş, orta masif katmanlı, iyi boylanmış, düşük açılı düzlemsel çapraz laminalı, genellikle som, karbonat çimentolu ve litikarenit bileşimindedir. Çakıltaşları polijenik bileşimde ve iyi yuvarlaklaşmıştır. Birim tatlı su *Unio* sp., küçük Gastropod ve acı su *Ostrea* sp., *Mactrea* sp., ve *Lamellibranchia* fosillerini kapsar. Acı ve tatlı su fosillerini kapsayan düzeyler yer yer arıdalanma gösterir. Ayrıca, Eceabat ve Alçıtepe dolayındaki benzer birim içinde, Aslan (1983) tarafından *Listriodon splendens*, *Lyceyaena* sp. ve *Agriotherium* sp. gibi omurgalı fosillerde saptanmıştır. Birimin toplam kalınlığı 400-500 m. kadardır.

Sonuç olarak, Miyosen tortul istifi denizin kısa süreli ve sığ transgresif ve regresif hareketleri ile çökelmiştir. Acı su (*Ostrea* sp. ve *Mactrea* sp.) ve tatlı su (*Unio* sp.) fosillerinin değişik düzeylerde arıdalanma göstermesi, bu görüşü kanıtlar.

Geç Pliyosen Tortul İstifi

Daha yaşlı tortulların aşınma yüzeyi üzerinde düşük açılı uyumsuzlukla Pliyosen tortul istifi gelir. İstif "Akar Formasyonu" adı altında iki üyeye bölünmüştür. İstifin alt bölümü egemen olarak yeşil ve kahverenkli çamurtaşı ve kumtaşı ile çakıltaşı arakatlı ve arakatmanlı Şarлак Üyesi'nden oluşmuştur. Değişik düzeylerde kömür oluşuklarında bulunmaktadır. Kumtaşları sarı renkli, orta pekişmiş, orta-masif katmanlı, yersel düzlemsel ve oluksal çapraz katmanlı ve genellikle somdur. Çakıltaşları polijenik bileşimli, orta boylanmış ve orta yuvarlaklaşmıştır. Çamurtaşları oldukça bol tatlı su Gastropod fosilleri (*Pirenella caspia*, *P. caspia transvers a*, *Clessiniola poljaevi* ve *C. utvensis*) kapsar. Bundan başka kömür düzeyleride bol miktarda spor ve polen içerir. Alt bölümün kalınlığı 300 m. kadardır. Birim genel olarak sığ göl ve akarsu ortamında çökelmiştir.

İstifin üst bölümü, genellikle akarsu kökenli polijenik çakıltaşından oluşmuştur. İstif Şarлак Üyesi olarak adlanmıştır. Çakıltaşından başka yersel çamurtaşı ve kumtaşı mercekleri değişik düzeylerde bulunur. Çakıltaşları düzeyleri farklı dönemler şeklinde gözlenir. Çeşitli renklerde, az pekişmiş, masif katmanlı, polijenik bileşimli, düzlemsel ve oluksal çapraz katmanlı, çakıllar yassı ve disk şeklinde olup, silt ve kum aramaddelidir. Bu düzeyin

kalınlığı 250 m. kadardır. Şarлак Üyesi altındaki Susamlı Üyesi'ne dereceli geçişlidir. Olası yaşlı Geç Pliyosen'dir.

Sonuç olarak, çalışma alanında yedi tortullaşma evresi ayırt edilmiştir (Şekil 1).

- 1 - Geç Kretase - Paleosen pelajik sistemi,
- 2 - Erken Eosen transgresyonu ile gelişen şelf, yelpaze alanı ve derin deniz düzlüğü sistemi,
- 3 - Erken Eosen akarsu sistemi,
- 4 - Orta Eosen transgresyonu ile gelişen şelf, yelpaze alanı ve derin deniz düzlüğü sistemi,
- 5 - Oligosen akarsu ve göl sistemi,
- 6 - Orta - Geç Miyosen acı ve tatlısu sistemi,
- 7 - Pliyosen tatlısu gölü ve akarsu sistemi

BİRİMLERİN KORELASYONU

Çalışma alanının genelleştirilmiş istifi Gelibolu Yarımadası'ndaki T.P.A.O. Arama sondajları, Saner (1980) tarafından verilen Enez dolayının genelleştirilmiş istifi (Şekil 6) ve Trakya tortul havzasının farklı bölgelerindeki Tersiyer tortullarının korelasyonları yapılmış ve aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır.

- 1- Gelibolu-I ve Kilitbahir-I T.P.A.O. ara ma kuyularında temeli serpantin Enez dolayında ise sleyt, fillit ve metakumtaşından oluşan metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Bu durum, pelajik kireçtaşının yersel korunmuş bir istif olduğunu ortaya koyar.
- 2- Erken Eosen yaşlı "Karaburun Formasyonu" Trakya Tersiyer havzasında gözlenmemektedir (Şekil 6). Bu durum, Erken Eosen transgresyonunun Trakya Tersiyer Havzasında ulaşmadığı ve havzanın güneyden açılmaya başladığını gösterir.
- 3- Erken Eosen yaşlı karasal "Tayfur Formasyonu" Kemper (1961) tarafından adlanan "Temel Selintisi"ne, Orta Eosen yaşlı resifal Kozlutepe Kireçtaşı, Holmes (1961) tarafından adlanan "Soğucak Kireçtaşı"na, Orta-Geç Eosen yaşlı Karaağaç Üyesi, Ünal (1967) tarafından adlanan "Soğucak Kireçtaşı"na, Orta-Geç Eosen yaşlı Karaağaç Üyesi, Ünal (1967) tarafından adlanan türbiditik "Ceylan Formasyonu"na ve sığ-su nitelikli Kabasal Üyesi, Ünal (1967) tarafından adlanan "Osmancılık Kumtaşı"na karşılık gelir.
- 4- Kozlutepe Kireçtaşı ile Kabasal Üyesi Gelibolu Yarımadası ve Trakya tortul havzasında klavuz düzey niteliğindedir.
- 5- Orta Eosen yaşlı "Kozlutepe Kireçtaşı"nın alt doka-nağı, Oligosen Yaşlı "Göksu Üyesi"nin üst doka-nağı her yerde uyumsuzdur.
- 6- Miyosen Yaşlı "Eceabat Formasyonu"nun üst doka-nağı Gelibolu Yarımadası'nda uyumsuzdur (Şekil 6).
- 7- Gelibolu Yarımadası'nda Erken Eosen Yaşlı "Karaburun Formasyonu" transgresif aşmalı ve regresif, Orta Eosen Yaşlı "Kozlutepe Kireçtaşı" transgresif aşmalı, Geç Eosen veya Oligosen Yaşlı Kabasal Üyesi regresif ve Miyosen yaşlı "Eceabat For-

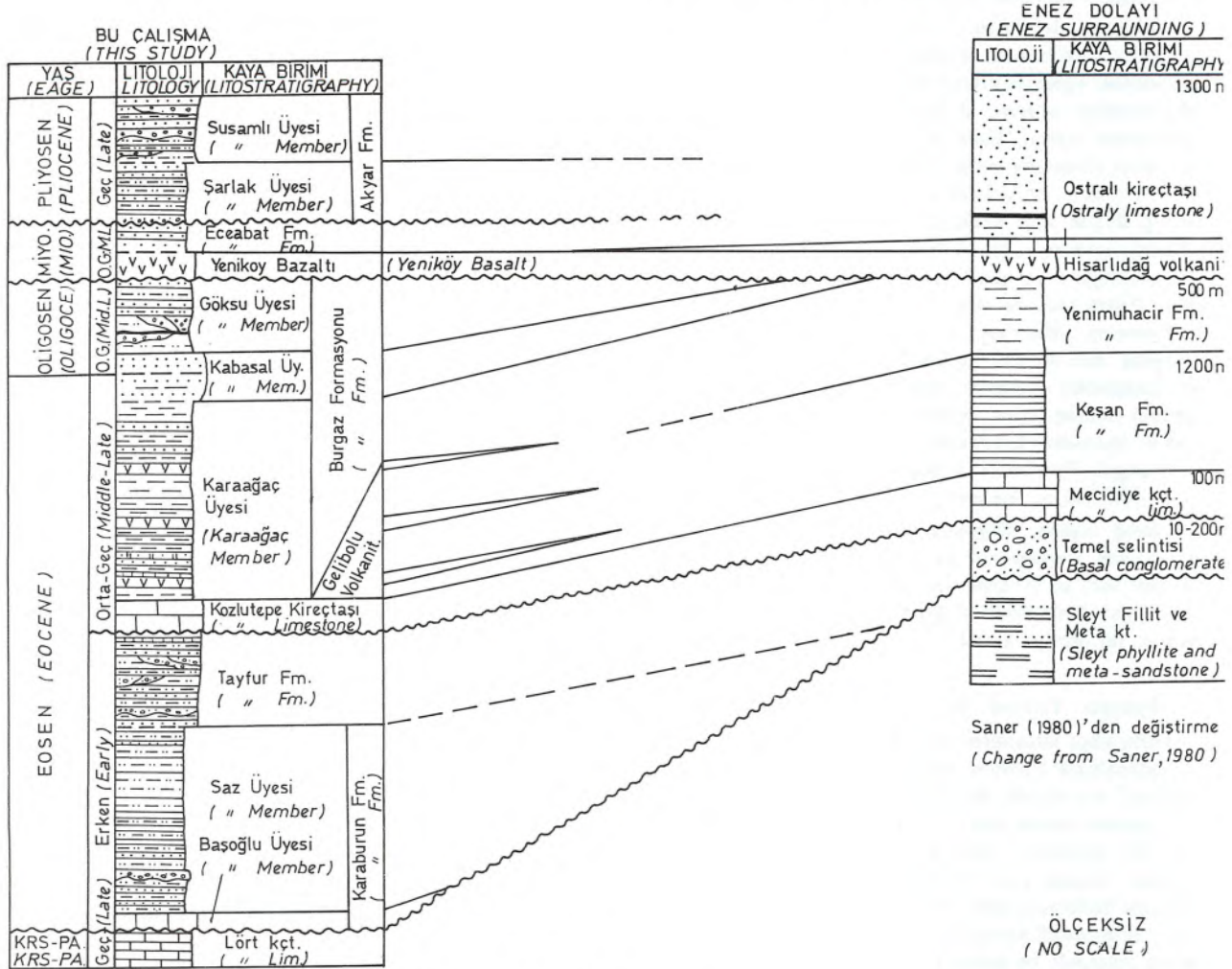
masyonu" kısa süreli transgresif aşmalı ve regresif niteliktedir.

- 8- Gelibolu Yarımadası'nda, farklı zaman aralıklarında deniz düzeyinin birden fazla alçalma ve yükselmesi sonucu az ve çok stratigrafik eksiklikler gözlenir.

Miyosen yaşlı tektonik dönem ve (5) Geç Pliyosen yaşlı tektonik dönem.

Tektono Sedimanter Birimler

Geç Kretase-Paleosen yaşlı tektonik dönem: Geç Kretase'nin başında, oldukça derin olan deniz Paleosen sonuna doğru regresyon ile sığlaşmıştır. Bu özellik,



Şekil 6. Çalışma alanı ile Enez dolayının stratigrafisi sütun kesitlerinin eşleştirilmesi
Fig 6. The stratigraphic columnar section correlation of the study area with surrounding Enez.

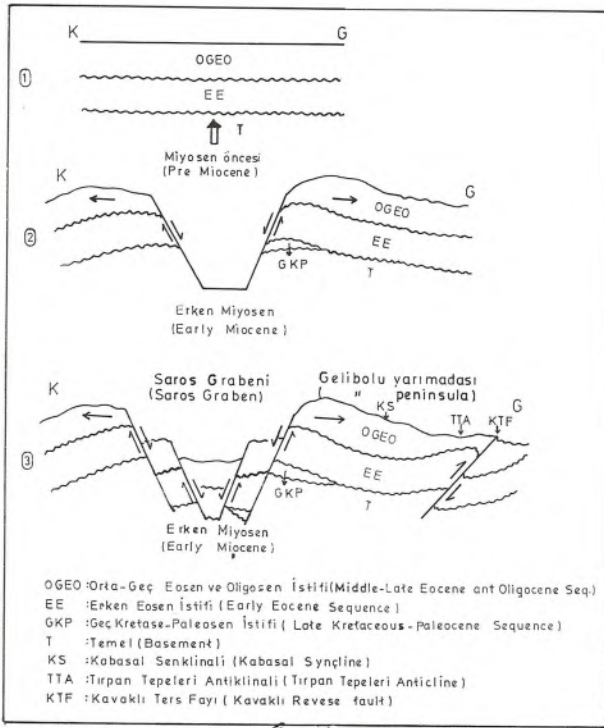
TEKTONİZMA

Çalışma alanındaki tortul istif Orta ve Geç Alpin orojenezlerinin Laramiyen, Saviyen ve Atik fazlarından etkilenmiştir. Ortamı etkileyen egemen gerilim (stres) türü ve bunların neden olduğu tortul istif ve yapısal şekillere göre, beş tektonizma dönemi ayrılanmıştır.

Bunlar: (1) Geç Kretase-Paleosen yaşlı tektonik dönem (2) Erken Eosen yaşlı tektonik dönem, (3) Orta-Geç Eosen-Oligosen yaşlı tektonik dönem, (4) Orta-Geç

Lört Kireçtaşı'nın litofasiyes ve biyofasiyes özellikleri ile belirginleşmektedir. Geç Kretase'de pelajik ortamı *Globotruncana* sp., Paleosen'de sığ ortam sünger spikülleri simgelemektedir. Paleosen'in sonunda ortam tamamen karasallaşarak kısa süreli aşınma ve taşınma oluşmuştur. Erken Eosen Yaşlı "Karaburun Formasyonu" tortulları içindeki Lört Kireçtaşı'ndan türeme kırıntılarının bulunması, bu görüşü destekler. Geç Kretase-Paleosen yaşlı Lört Kireçtaşı Gelibolu'da yersel korunmuş otokton bir birimdir.

Erken Eosen yaşlı tektonik dönem: Erken Eo-



Şekil 7. Saros Grabeni'nin oluşumu ve güneyde gelişen tektonik yapılar
Fig 7. Formation of the Saros Graben and occurred the tectonic structures in the south.

sen'de havza tekrar açılmıştır. Daha yaşlı birimlerin aşınma yüzeyi üzerine Erken Eosen transgresyonu ile altta resifal kireçtaşı (Başoğlu Üyesi) üstte ise fliş fasiyesindeki Saz Üyesi tortulları birikmiştir. Resif oluşumundan sonra, çekme tektoniği ile deniz-altı akma ve kaymalarının egemen olduğu türbiditik-olistostromal nitelikli fliş fasiyesi ile temsil edilen yamaç önü ve derin deniz ortamı gelişmiştir. Erken Eosen sonunda havza tamamen dolarak karasal ortam oluşmuştur. Böylece, Erken Eosen'de önce sığ-su sonra derin-su ve sonra da tekrar sığ-su fasiyesleri çekme tektoniği denetiminde birikmiştir. Bu tortullar içinde dayk ve sil şeklindeki volkanikler de bunu kanıtlar.

Orta - Geç Eosen ve Orta-Geç Oligosen yaşlı tektonik dönem: Lütesiyen'de havza tekrar açılmıştır. Daha yaşlı birimlerin aşınma yüzeyi üzerine Lütesiyen transgresyonu ile tekrar altta resifal nitelikli "Kozlutepe Kireçtaşı" üstte ise fliş benzeri Karaağaç Üyesi çökelmiştir. Sığda yer yer yama resifi çökeldikten sonra, olistostromal türbiditik nitelikli fliş benzeri fasiyesi ile temsil edilen yamaç önü ve derin-deniz ortamı gelişmiştir. Geç Eosen sonunda, havza tamamen dolarak tekrar sığlaşmıştır. Böylece, Lütesiyen'deki sığ-su derinleşmiş, Geç Eosen'de ise sığlaşmıştır. Bu durum ile Karaağaç Üyesi (fliş nitelikli) içinde gözlenen kireçtaşı ve serpantin taktaları ile dayk ve lav akmaları çekme tektoniğinin etkili olduğunu kanıtlar.

Bu dönemin sonuna, Erken Miyosen'de Saros Grabeni'nin açılması ile birlikte, graben güneyindeki Gel-

ibolu yarımadası'nda KB-GD yönlü kompresyonel kuvvetler ortaya çıkmıştır (Şekil 7). Bunun sonucu, sırasıyla KD-GB gidişli kıvrımlar, gerilim ters fayları ile bunları kesen KB-GD yönlü doğrultu atımlı faylar oluşmuştur (Şekil 8).

Orta-Geç Miyosen yaşlı tektonik dönem: Daha yaşlı tortullar üzerinde açılı diskordanslı olarak çökelen tortullar düşey çekim kuvvetleri etkisinde kalmıştır. KD-GB gidişli fayların bir kısmı Miyosen tortullar ile yaşıt olup tortullaşmayı kontrol etmişlerdir. Miyosen tortulları altında bulunan Yeniköy Bazaltı'da düşey çekim tektoniğine bağlı olarak çıkmıştır. Çok katlı alçalma ve yükselme hareketlerini Miyosen'deki acı ve tatlı-su (*Macrea* sp., ve *Unio* sp.) biyofasiyeslerinin gelişmesini sağlamıştır. Bu dönem, bölgedeki Neotektonik (enson tektonik rejim) dönemini oluşturur.

Geç Pliyosen yaşlı tektonik dönem: Daha yaşlı tortullar üzerinde düşük açılı uyumsuz olarak Geç Pliyosen yaşlı tortullar birikmiştir. Başlıca düşük eğimli katmanlanma ve düşey çekim fayları ile temsil edilmektedir.

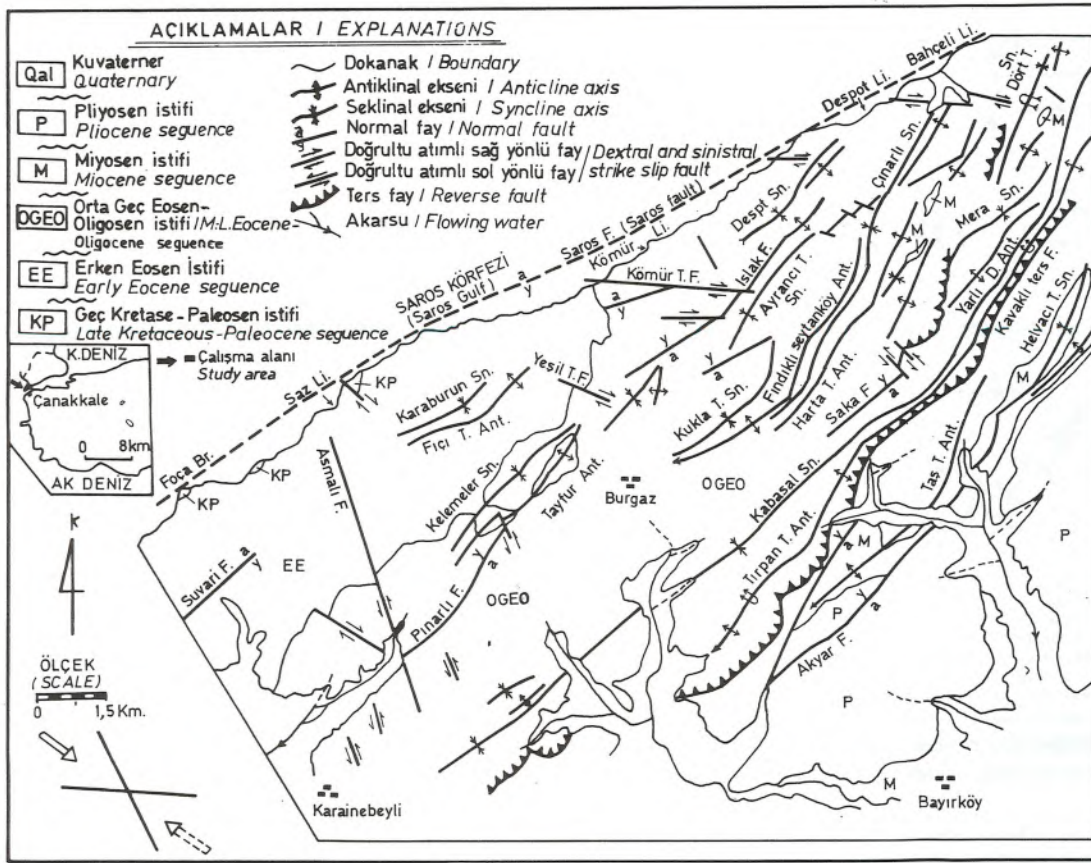
Tektonik Yapılar

Çalışma alanındaki tektonik yapılar Şekil 8'de, çalışma alanı ve yakın çevresini içine alan büyük ölçekli tektonik yapılar Şekil 9'da gösterilmiştir.

Kıvrım, fay ve eklemeler

Erken Miyosen yaşlı, ortalama K45D gidişli olan ve birbirine paralel simetrik, asimetrik ve devrik kıvrımlar gözlenir (Şekil 8). Çalışma alanını boydan boya kateden iki önemli kıvrım Kabasal Senklinali ile Tırpan Tepeleri Antiklinalidir. Diğer ufak kıvrımlar bu iki kıvrımın kanatlarında yer alır. Kabasal Senklinali simetrik, Tırpan Tepeleri Antiklinali'nin güney kanadı, KB'dan GD yönüne doğru sıkıştırmanın daha fazla olması nedeniyle, yer yer dikleşmiş ve ters dönmüştür.

Erken Miyosen yaşlı ters faylar yaklaşık K45D/60 KB'ya eğimlidir. Kavaklı ters fayı bölgesel nitelikte ve en belirgin olanıdır. Ters fay kıvrımlanmadan sonra, Tırpan Tepeleri Antiklinali'nin güney kanadının gerilip kopması ile gelişmiş olup, bir gerilim ters fayı niteliğindedir. Fay KB'dan GD'ya doğru yatay etki ile oluşmuştur. Sıkışmanın çalışma alanı kuzey doğusunda daha etkili olması nedeniyle, güneybatıya oranla yüksek açılı ve sık kıvrımlanmalar gözlenmektedir. KB-GD gidişli doğrultu atımlı faylar kıvrımları ve ters fayı kesmektedir. Doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve kıvrımlar KB-GD doğrultulu bir sıkışma tektoniğinin varlığını kanıtlamaktadır (Şekil 10). Normal faylar Orta-Geç Miyosen yaşlı olup çoğunlukla tortullaşmayla yaşıt gelişmişlerdir. Normal faylar KD-GB gidişli, düşey veya az eğiktir. En önemlisi Saros Grabeni'nin güneydoğusunu sınırlayan Saros fayıdır. Fay gidişi boyunca yer yer küçük su ve dayk girmeleri gözlenmektedir. Saros fayı



Şekil 8. Çalışma alanının yapı haritası
Fig 8. Structural map of the study area.

kuzeydoğuya doğru sağ yönlü Ganos fayı ile birleşmektedir. Fay günümüzde de aktiftir. Düşey atımı ile birlikte yanıl atımının da olduğu tahmin edilmektedir.

Miyosen öncesi tortullarda ölçülen eklemlerin doğrultuları KB-GD yönünde yoğunlaşmaktadır (Şekil 11). Eklemlerin % 62'si 80°-90° eğimlidir. Şekil 11'de (a) ve (b) makaslama eklemleri, (c) ise tansiyon eklemleri olarak değerlendirilmiştir. Eklemlerin bu özelliği, çalışma alanının Erken Miyosen'de KB-GD doğrultulu bir sıkışma tektoniği etkisi altında kaldığını kanıtlayan başka bir veridir.

Sonuç olarak, Erken Miyosen'de Saros Grabeni'nin açılması ile güneyde gelişen kompresyonel kuvvetler tektonik yapıların (kıvrım ve fayları) oluşturmuştur (Şekil 7). Erken Miyosen yaşlı faylar, kıvrımlar ve eklem takımlarının birbiri ile olan geometrik ilişkileri, bölgenin KB-GD yönlü bir sıkışma tektoniği etkisi altında kaldığını kanıtlar.

Le Pichon ve diğ. (1973), Kuzey Ege Grabeni'nin açılmasını iki yandaki levhacıkların rotasyonel hareketleriyle açıklamışlardır. Saner (1980), Saros Grabeni'nin oluşumunu Miyosen'den itibaren gelişen tansiyonel kuvvetlere bağlamıştır.

Dawey ve Şengör (1979) ve Şengör (1980-82) Anadolu levhasının Kuzey Anadolu fayı vasıtasıyla batıya

itildiğini, bu fayın Ganos'daki civarında güneybatıya döndüğünü ve burada oluşan sıkışmanın birdirmeleri oluşturabileceğini belirtmişlerdir.

SONUÇLAR

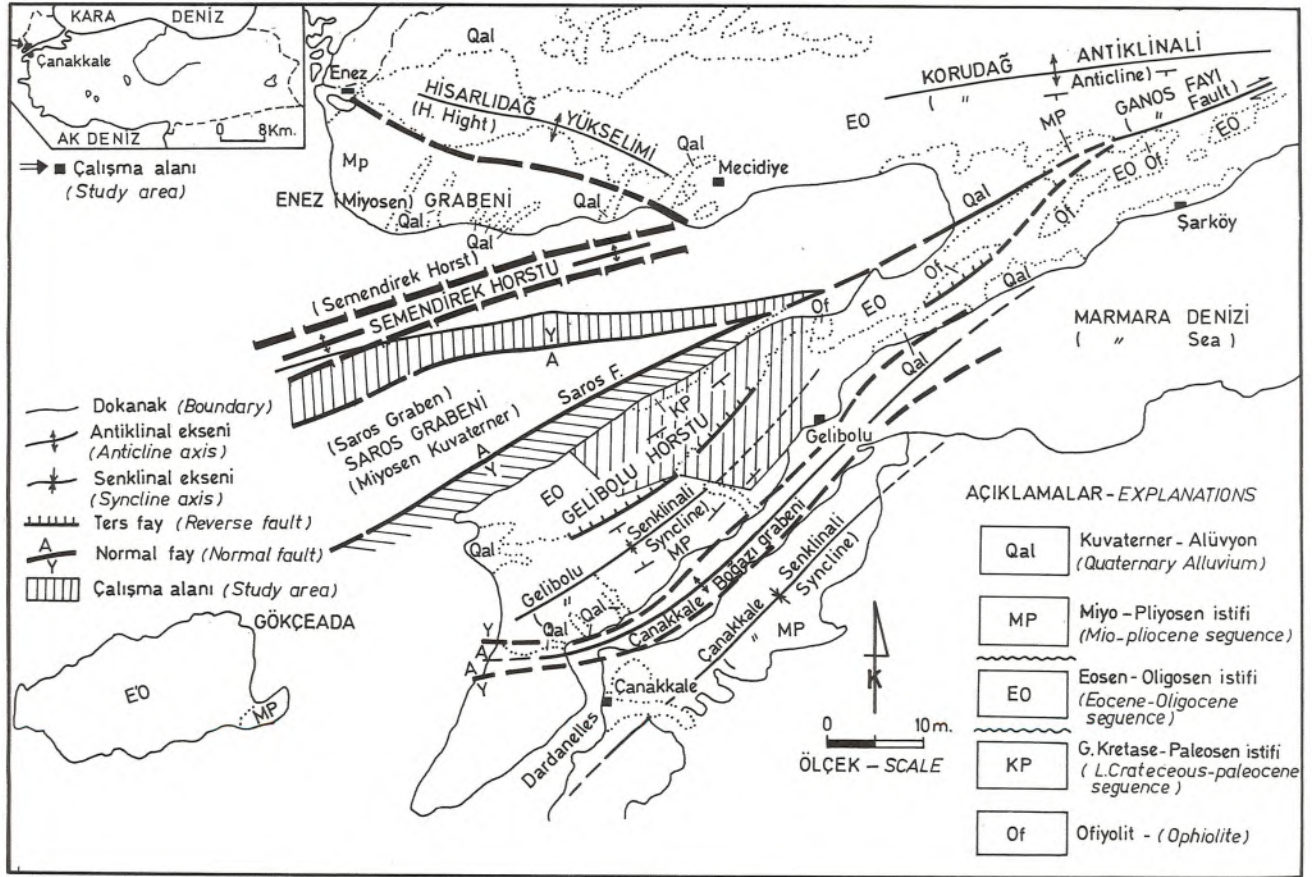
1- Gelibolu Yarımadası'ndaki Tersiyer istifinin Erken Eosen'den itibaren oluşmaya başlamasına karşın, Trakya Havzası'nda Orta Eosen'de çökelmeye başlamıştır.

2- Çalışma alanında, farklı zamanlardaki çekme tektoniğine bağlı olarak beş tortul istif gelişmiştir. Bunlar: (1) Geç Kretase-Paleosen tortul istifi, (2) Erken Eosen tortul istifi, (3) Orta-Geç Eosen ve Oligosen tortul istifi, (4) Orta-Geç Miyosen tortul istifi (5) Geç Pliosen tortul istifidir. Saner (1980), Gelibolu Yarımadası'nda üç farklı yaşlı tortul istifin bulunduğunu belirtmiştir.

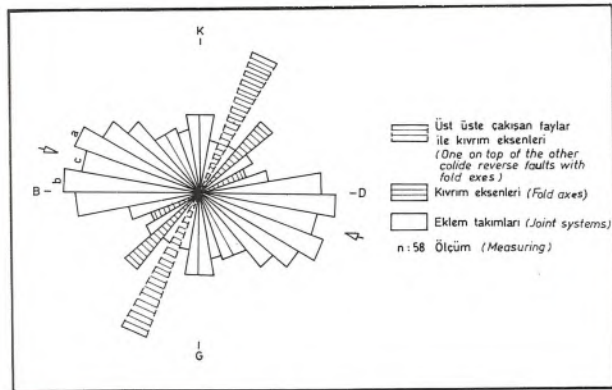
3- Erken Eosen yaşlı "Karaburun Formasyonu" Trakya Tersiyer havzasında gözlenmemektedir. Bu durum, Trakya Tersiyer Havzası'nın güneyden açılmaya başladığını kanıtlar.

Le Pichon ve diğ. (1973), Kuzey Ege Grabeni'nin açılmasını iki yandaki levhacıkların rotasyonel hareketi ile açıklamışlardır.

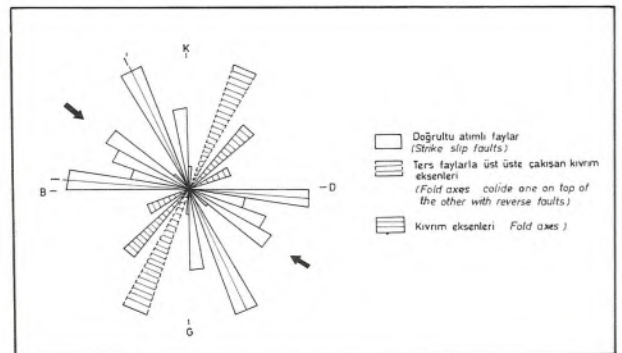
4- Orta-Geç Eosen ve Oligosen istifi Trakya havzasındaki aynı yaşlı birimlerle litolojik ve paleontolojik



Şekil 9. Saros Körfezi çevresinin çökeltme istifleri ve ana yapıları (Saner, 1980'den değiştirme).
Fig 9. Main sedimentary sequences and structural feature of Saros Gulf area (Change from Saner, 1980).



Şekil 10. Çalışma alanında saptanan doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve kıvrım eksenlerinin gül diyagramındaki geometrik ilişkisi
Fig. 10. The geometric realition of the strike sıp faults, reverse faults and fold axes in rose diyagram in the study area.



Şekil 11. Çalışma alanında ölçülen ekleme takımlarının, faylar ve kıvrım eksenleri ile olan geometrik ilişkisini gösteren gül diyagram.
Fig 11. The geometric realition of the joints systems with the faults and fold axesin rose diyagram in the study area.

benzerlikler ve yanal geçişler gösterir.

5- Gelibolu Yarımadası'ndaki Miyosen öncesi birimler çekme tektoniği kontrolünde birikmiştir. Erken Miyosen'de Saros Grabeni'nin açılması ile güneyde gelişen kompresyonel kuvvetler tektonik yapıları oluşturmuştur. Dawey ve Şengör (1979), Batı Anadolu'daki graben havzalarının açılmasını levha tektoniği kuramı ile açıklamışlardır. Bu açılmaya D-B yönlü sıkışmanın neden olduğu görüşündedirler.

6- Erken Miyosen yaşlı faylar, kıvrımlar ve eklem takımlarının birbiri ile olan geometrik ilişkileri, bölgenin KB-GD yönlü bir sıkışma tektoniği etkisinde kaldığını belirler.

7- Orta-Geç Miyosen yaşlı tortullar düşey çekim kuvvetleri etkisinde kalmıştır. Bu zaman aralığındaki faylar tortullaşmayla yaşıt gelişmişlerdir.

8- Çalışma alanındaki Miyosen ve öncesi yaşlı volkanik kayalar farklı zamanlardaki tektonik kontrollü olarak gelişmişlerdir.

9- Dewey ve Şengör (1979) ve Şengör (1980-82), Anadolu levhasının Kuzey Anadolu fayı vasıtasıyla batıya itildiğini, bu fayın Ganosdağı civarında güneybatıya döndüğünü ve burada oluşan sıkışmanın bindirmeleri oluşturabileceğini belirtmişlerdir. Çalışma alanında saptanan KB-GD yönlü sıkışma ve buna bağlı olarak gelişen kıvrımlar ve ters faylar, bu görüşe uyar.

KATKI BELİRTME

Çalışmayı destekleyen Tubitak'a ve yöneten Prof. Dr. M. Akartuna'ya şükranlarımı sunarım.

Ayrıca konuyu öneren Prof. Dr. O. Kaya'ya çalışma alanındaki paleontolojik sorunların çözümünde yardımcı olan Prof. Dr. A. Dizer'e, Prof. Dr. E. Akyol'a, Doç. Dr. G. Taner'e ve F.Aslan'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- ASHLAND OIL OF TURKEY., 1972, Marine Geophysical survey of offshore Turkey, Gulf of Saros, by Ray Geophysical Rivision: Petrol işleri Genel Md., Rapor no. 2, 18 s.
- BOUMA, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation: Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- DEWEY, J.F. ve ŞENGÖR, A.M., 1979, Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: Geol. Soc. Am. Bull. p. 84-92.
- DUST, H. ve ARIKAN, Y., 1974, The geology, of the Trace Basin: Türkiye İkinci Petrol Kongresi bildiris, s. 119-136.
- HOLMES, A. W., 1961, A stratigraphic reviw of Traces: TPAO Rapor arşiv no. 368.
- İLHAN, E., 1965, Korudağ, Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale yakasında yapılmış olan jeolojik etüdüleri hakkında rkapor0 TPAO Rapor no. 331.

- IRWIN, M.L., 1965, Karbonat kayaların üç temel fasiyes kuşağı in: O. İrttem karbonat kayalarındaki fasiyes örnekleri ve petrol aramalarındaki önemi: TJK ve TPAO konferans dizisi 14, s. 5-7.
- KELLOG, B.H., 1973, Geology and petroleum prospets Gulf of Saros and vicinity southweshem Trace: Ashland Oil of Turkey, TPAO, Rapor no. 302.
- KAMPER, E., 1961, The Kırklareli Limestone of the northern Basin Rim: Bel. Berg. GMBH, geological report, T. 37
- KESKİN, C., 1974, Ergene Havzası ve Kuzeyinin Stratigrafisi: Türkiye İkinci Petrol Kongresi, s. 131-163.
- LE PİCHON, X., FRANCKETEAUS, J. and BONNİN, J., 1973, Plate Tectonics: Elsevier scientific Publishing Campang, Amsterdam-London-New York, 300 s.
- MUTTU, E. ve RİCCİ-LUCCHİ, F., 1972, Le torbididell Appennion settentrionale: Introduzione all'analisi di facies: Mem. Soc. Geol., İtalya.
- NELSON, C.H. ve NİLSON, T.H., 1974, Depositional Trends of Modern and Ancient Deep-sea Fan in: R-H.Dost, Jr. Robert. H.S. (editörs), Modern and Ancieud Geosgnclinal Sedimentations, Soc. Eco, Fale-and Mineralogist, Tulsa, Ohlahoma, No. 19, p. 56-69.
- N.V. TURKSE SHELL, 1969, I.No'lu Marmara petro bölgesinde 39 hak. sıra no. lu arama sahalarına ait terk raporu: TPAO Rapor no. 1408 5 s.
- ÖNAL, M., 1982, Türkiditler ve fasiyes örnekleri: E.Ü. Yer. Bil. Fak., Çeviri ve Derleme Yayınları, No. 18, 39 s., İzmir.
- ÖNAL, M. ve YILMAZ, HL., 1983, Gelibolu Yarımadası'nda iki farklı fliş fasiyesindeki kil mineralleri ve gömülme derinliğine ait bazı ipuçları: Jeo. Müh. Der.,= 18-26 s.
- ÖNAL, M., 1985, Gelibolu Yarımadası'ndaki iki ana kayanın organik jeokimyası ve kil mineralleri ile incelenmesi: T.J.K. Bülteni,= C-29, 97-104.
- ÖNEM, Y., 1974, Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale dolayının jeolojisi0 TPAO., Rapor no. 877.
- SALTIK, O., 1972, 1. Bölge Trakya sahalarında ölçülen kesitlere ait Rapor0 TPAO arşiv No. 803.
- SANER, S., 1980, Saros Körfezi ve dolayının petrol olanakları: TPAO Arama Grubu Başkanlığı, Rapor no. 1500.
- SFONDRİNİ, C., 1961, Surface geological report on AR6TGO I6537, 538 Eceabat and Çanakkale areas, Turkish Gulf Oil Camp: TPAO Rapor no. 1429, 9 s.
- ŞENGÖR, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: T.J.K. özel yayını, Ankara.
- ŞENGÖR, A.M.C., 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler: Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli., T.J.K. Kurultayı, s. 39-59.
- ÜNAL, O.T., 1967, Trakya jeolojisi ve petrol imkanları: TPAO Rapor no. 391.
- WALKER, R.G., 1976, Facies Models-2 Türbidites and associated corarse clastic deposit: Geoscience Canada, 3, p. 25-36.
- WILSON, J.L., 1975, Carbonate facies in geological history: Springer Verla, Berlin-Heidelberg-New York, p. 319-344.
- YILMAZ, Y. ve ŞENGÖR, A.M.C., 1982; Ege'de kabuk evrimi ve neomanatizmanın kökeni: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özetleri, 64 s,= Ankara.

KEFDAĞ ve SORIDAĞ (GULEMAN) KROMİT KÜTLELERİNİN OLUŞUMU ÜZERİNE YENİ BİR YAKLAŞIM

A new Approach to the Generation of Chromite Bodies of Kefdağ and Soridağ (Guleman)

ŞENER ÜŞÜMEZSOY, İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü, İstanbul

ÖZ: Kefdağ ve Soridağ (Guleman) krom yatakları birincil oluşum özellikleri iyi korunabilmiş ender podiform tip yataklardır. Yapısal, petrolojik, mineralojik ve kimyasal özellikleri, podiform kromit kütlelerinin oluşumu konusuna yeni yaklaşımlar geliştirmeye elverişli görünmektedir. Yeni yaklaşımlar ışığında yapılan tartışmalar sonunda Kefdağ ve Soridağ kromit kütlelerinin diapirik üst manto kalıntı peridotitleri içinde oluştuğu görüşü benimsenmiştir. Bu peridotitler harzburjit ve dunit bileşiminde olup, çok fazlı tüketilmiş üst manto kalıntılarıdır. Kefdağ ve Soridağ kromit kütleleri lerzolitik kökenli pikritik ergiyigin kalıntı üst manto diapirleri içinde magma kanalları boyunca yükselimi sürecinde oluşmuştur. Kromit taneleri magma kanallarındaki boşluklarda, konveksiyon akıntılarını kontrolünde birikmiştir.

ABSTRACT: Kefdağ ve Soridağ chromite bodies were occurred in the diapiric upper mantle residual peridotites. These are consist of harzburgite and dunite which are residuials of the multi stage depleted upper mantle. Kefdağ and Soridağ chromite bodies were occurred during the rising of the picritic melts of the fertile Iherzolititic origin through the residual upper mantle diapir along the magma conduits. Chromite grains were deposited in the caves of the magma conduits under the control of the convection currents.

GİRİŞ

Alpin tip podiform kromit kütlelerinin oluşumu üzerine görüşler; okyanusal yayılım ve magma türeyişi üzerine görüşlerimizin gelişimi ile giderek gelişmektedir.

Jackson (1961) tarafından tanımlanan, Stilwater stratiform kompleksini oluşturan kümülatik süreçlerin alpin tip ofiolitlere ve jeosenkinal teorisine uyarlayan Thayer (1960), podiform kromit kütlelerinin üst mantonun kısmi ergimesi ile oluşan magmanın alt kabukta veya üst mantoda yer alan magma odasında kristalleşme süreci farklılaşması ürünü kromit kristallerinin kümülatik süreçler sonucu magma odası tabanında birikmeleri ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Bunu takip eden evrede alt kabukta oluşan kromit katmanlarının jeosenkinalerin kıvrımlanması sürecinde üst kabuğa yerleştiğini ileri sürmüştür. Kıvrımlanma sürecinde kromit katmanlarının parçalandığı ve podiform kütleler şeklinde yeniden yerleştiklerini savunmuştur. Yeniden yerleşim sürecinde silikatik minerallerin yeniden kristallendiğini, ikincil bantlaşmanın oluştuğunu, kromit tanelerinin ezildiğini, parçalandığı ve pull aparat dokularının geliştiğini savunmuştur (Thayer, 1964).

Thayer'in podiform kromit kütlelerinin oluşumu konusundaki görüşleri, Greenbaum (1972) tarafından okyanusal yayılım modeline uyarlanmıştır. Thayer'in varsaydığı magma odasının okyanusal yayılma merkezi altında yer aldığını, kromit kütlelerinin bu magma odasında kümülatik süreçler sonucu oluştuğunu ileri

sürmüştür. Kromit kütlelerinin içinde yer aldığı dunitik kümülatların çökeldiği magma odası tabanındaki düzensizlikler nedeniyle, dunitik kümülatlar ve içerdikleri kümülatik kromit kütlelerinde çökme ile eş zamanlı deformasyon yapılarının geliştiğini ve giderek magma tabanının plastik deformasyonu sürecinde, kalıntı üst manto harzburjitlerinin ve kümülat istifinin tabanındaki dunitik düzeyleri etkileyen kapalı kıvrımlanmaların oluştuğunu savunmuştur. Bu derin kıvrımlanma sonucu dunitik kümülatlar ve kromit katmanları kıvrımlanarak kalıntı üst manto harzburjitleri ile girişimli yapıları oluşturduğunu kabul etmiştir.

Dickey (1975) podiform kromit kütlelerinin okyanusal yayılma merkezleri altında, kabuk manto arasında yığılan magma segregasyonlarının kümülatik süreçler sonucu kristallenmesiyle oluştuğunu ileri sürmüştür. Bunu takip eden dönemde magma segregasyonlarının tabanında oluşan kromit kütlelerinin yoğunluk farkı nedeniyle plastik üst manto harzburjitleri içine battığını ileri sürmüştür.

Thayer (1964), Greenbaum (1972), Dickey (1975) tarafından podiform kromitlerin oluşumu konusunda ileri sürülen kümülatik oluşum ve kalıntı üst mantoya yeniden yerleşim modeline karşı, Peters ve Kramer (1974) ve Neary ve Brown (1978) podiform kromit kütlelerinin okyanusal yayılım merkezleri boyunca yükselen lerzolitik diapirlerin kısmi ergimesi ürünü pikritik magmanın, tüketilmiş harzburjitik diapirleri içinde

yükselimi sürecinde soğuması ve kristallenmesi sonucu podiform kromit segregasyonlarının oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Bu görüş, Boudier ve Coleman (1981) ve Nicolas ve Violette (1982) tarafından savunulan astenosferik diapirlerin okyanusal yayılım merkezleri boyunca yükselmelerinin, okyanusal yayılımı gerçekleştirdiği tezi ile desteklenmiştir.

Lago ve diğerleri (1982) ise diapirik yükselme sürecinde, kısmi ergime ürünü magmanın diapirler içinde akışkan basıncı etkileri nedeniyle açılan kanallar boyunca yükseldiğini savunmuştur. Aynı yazar yükselen magma ile çevre diapirik peridotitlerin ısı farkı nedeniyle magma kanallarında konveksiyon akımları oluştuğunu, magma içinde erken evrede kristallenmiş kromit ve olivin tanelerinin konveksiyon akımları denetiminde kanallar içindeki boşluklarda biriktiğini ve podiform kromit kütleleri ve dunitik kılıflarının bu yolla oluştuğunu ileri sürmüştür. Diapirik yayılım sürecinde uyumsuz olarak oluşan podiform kromit kütleleri, astenosferik yayılımın diapirden yataya dönüşmesi sonucu yarı uyumlu ve uyumlu podiform kromit kütlelerine dönüştüğünü varsaymıştır. Cassard ve diğerlerinin (1981) podiform kromit kütleleri ve çevre peridotitlerde yaptıkları detaylı yapısal çalışmalarda podiform kromitlerin manto peridotitleri içinde uyumlu, yarı uyumlu ve uyumsuz olarak yer aldıklarını ortaya koymaları Nicolas ve Violette (1982), Lago ve diğerlerinin (1982) podiform kromitlerin oluşumu konusundaki görüşlerine önemli saha kanıtları getirmiştir.

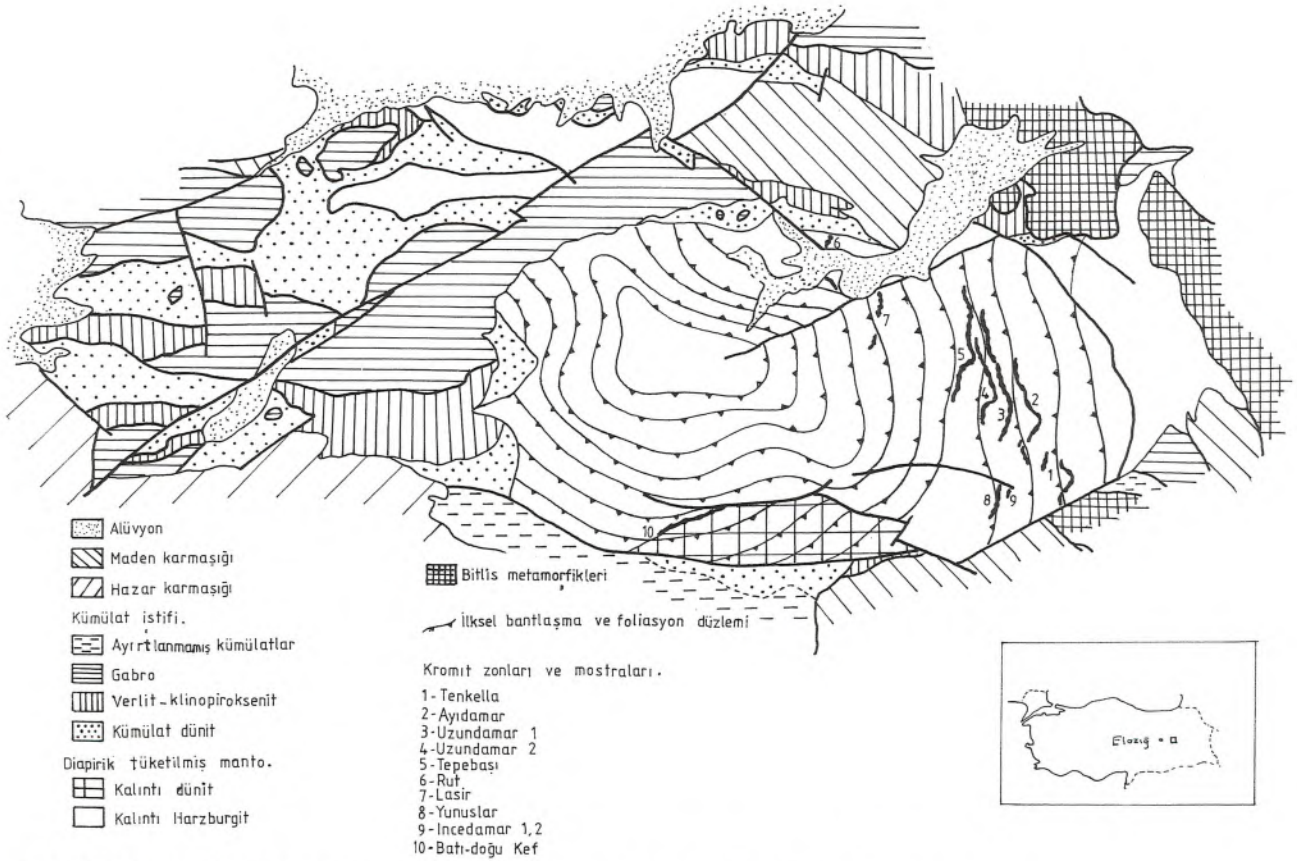
Podiform kromit kütlelerinin oluşumu konusundaki bu iki uç görüş sahipleri, manto-kabuk bir başka deyişle tektonit-kümülat geçişi konusunda iki ayrı yorumu savunurlar. Greenbaum (1977), George (1978) kalıntı üst manto harzburjitleri ile geçişli deforme dunitik kütleleri kümülatik kökenli olarak yorumlamaktadırlar. Greenbaum (1977) sinkümülatik derin kapalı kıvrımlanma sürecinde kalıntı üst manto harzburjitleri ile kümülatik istifin alt düzeylerini oluşturan kümülat dunitlerinin birlikte kıvrımlandıklarını ve girik yapıların bu yolla oluştuğunu savunmuştur. Bu görüşe karşın Nicolas ve Prinzhofer (1983) kalıntı üst manto harzburjitlerinin dunitlere geçişlerinin yapısal olmadığını, kökensel olduğunu savunarak, kalıntı üst manto harzburjitlerindeki ortopiroksenlerin tüketilmesi sonucu dunitik kütlelere dönüştüğünü ileri sürmüştür. Keza Boudier ve Coleman (1981) diapirik astenosferik yayılım modelini savunarak, manto diapirlerinin en az iki kez tüketildiklerini, ilk tüketimde Lertzolitik mantonun kısmi ergimesi sonucu pikritik magmanın türediğini ve kalıntı harzburjitlerin oluştuğunu, bu harzburjitlerin diapirik yükselimi ve okyanusal yayılma merkezlerinin altında ikinci kez tüketilmesiyle kısmi ergime sonucu, olivince fakir toleyitik bazaltların türediğini ve dunitik, harzburjitik manto peridotitlerinin kalıntı olarak oluştuğunu ileri sürmüştür.

Podiform kromit kütlelerinde etkin pull apart dokusu yanısıra izlenen nodular, anti nodular, bantlı, saçılmış, occluded silikat ve kromit ağı gibi dokular, çoğunlukla kümülatik kökeni işaret eden kalıntı kümülatik dokular olarak yorumlanmalarına (Thayer, 1964, Green-

baum, 1977) karşın, Lago ve diğerleri (1982) bu dokuların ancak magmatik akıntıların ve sirkülasyonların etkin olduğu bir ortamda gelişebileceğini savunmuştur. Özellikle kümülatik oluşumlu stratiform tip kromitlerde görülmeyen nodüler kromit dokularının oluşumlarını Lago ve diğerleri (1982) diapirik oluşum modeli verilerinden biri olarak ileri sürerler. Diapirler içinde yükselen magmada kanallar boyunca genişlemiş kesimlerde konveksiyon akımlarının geliştiğini, konveksiyon akımları ile magma kanallarındaki boşluklarda sirküle olan magma içindeki kromit taneleri, konveksiyon akımları denetiminde, magma ile kromit taneleri arasındaki yoğunluk, sirkülasyon hızı farkı nedeniyle kromit taneciklerinin bir araya toplanarak nodüler kromit tanelerini oluşturduğunu savunurlar. Bu yazarlara göre magma içindeki iri olivin kristalleri çevresinde ince kromit taneleri kümelenmeleriyle de olivin kristallerinin kromitçe sarıldığı occluded silikat dokusu oluşur. Olivin kristallerinin birbirleriyle bağıntılı kromit ağı ile çevrenmeleri sonucu kromit ağı dokusu gelişir. Kromit taneleri ile olivin kristallerinin konveksiyon akımları içinde farklı sirkülasyon hızları nedeniyle, bantlı kromit dokuları oluşur. Diapirik yükselme sürecinde uyumsuz olarak oluşan podiform kromit kütleleri, astenosferik yatay yayılım sürecinde mantodaki makaslama kuvvetleri etkisiyle uyumlu kütlelere dönüşür. Bu süreçte gerilim kuvvetleri nedeniyle uzayan kromit kütlelerinde gerilme yönüne dik çekme çatlakları oluşur. Bu çatlakların silikat mineralleri ile doldurulması sonucu pull apart dokuları gelişir.

Podiform kromit kütlelerinin oluşumuna açıklık getirmek için irdelenen dokusal, yapısal ve petrolojik verilerin bu konudaki ikili yorumdan hangisinin daha geçerli olduğunu çözüme yetersiz görünmektedir. Bu nedenle sözü edilen verilerin yanında kromit kimyası verilerinin de irdelenmesi gerekmektedir.

Brown (1979) kalıntı üst mantoda yer alan podiform kromit kütlelerinde kromit bileşimlerinin derinlikle değiştiğini, Cr, Cr/Fe oranlarının, kümülat istifin tabanında mantoya doğru derinleştikçe arttığını, buna karşın Al içeriğinin azaldığını göstermiştir. Bu veriler Dickey (1975)'in podiform kromit kütlelerinin kümülatik süreçlerde kabukta oluştuğu ve yoğunluk nedeniyle mantoya battığını savunan modeli ile çelişmektedir. Keza podiform kromit kütlelerinin dunitik bir kılıf içinde yer almasını da Dickey (1975) in batma modeli ile açıklama gücüne vardır. Burgath ve Weiser (1979) podiform kromit kütlelerinin Cr ca zengin ve Al'ca zengin bimodal karakterinin oluşum modeli ile denetlendiğini savunmuştur. Okyanus ortası rift kuşağı altında manto peridotitlerinin kısmi ergimesi ile oluşan magmanın yükselimi sürecinde zengin kromit kütleleri oluşurken, Al'ca zengin kromit kütlelerinin ise, kalıntı peridotitlerindeki spinaller ile bazaltik mağma segregasyonlarının reaksiyonları sonucu oluştuğunu ileri sürmüştür. Leblanc ve Violette (1983), podiform kromit kütlelerinde Cr'ca zengin ve Al'ca zengin bimodal oluşumu, diapirik astenosferik yayılım ve yatay astenosferik yayılım kavramları temelinde açıklamışlardır. Cr'ca zengin podiform kromit kütlelerinin



Şekil 1. Soridağ ve Kefdağ kromit kütlelerinin ve Guleman ofiolitinin Jeoloji Haritası (Özkan 1982 ve Engin vd. 1983'den yorumlanmıştır.
Figure 1. Geological map of the Soridağ and Kefdağ chromitite bodies and Guleman ophiolite (Interoreted from Özkan 1982, Engin et al., 1983)

diapirik yayılım sürecinde lerzolit, harzburgit geçiş zonlarında, Al'ca zengin kromit kütlelerinin ise yatay yayılım sürecinde dunit, harzburgit geçiş zonlarında oluştuklarını ileri sürmüşlerdir. Ahmet (1984) podiform kromit kütlelerinin bimodal karakteri konusunda Thayer'in kümülatif oluşum modeline bağımlı kalarak, Dickey ve Yoder'in (1972) deneysel verileri temelinde açıklama getirmiştir. Cr'ca zengin kromitlerin yüksek ısıda, Al'ca zengin kromitlerin ise görece düşük ısıda, toleyitik magmanın kristalizasyon ayrımlanması ile kümülatik süreçlerde oluştuklarını savunmuştur. Erken evrede yüksek ısıda çökelen Cr'ca zengin kromitlerin kümülat istifinin alt düzeylerinde, geç evrede görece düşük ısıda çökelen Al'ca zengin kromitlerin ise kümülat istifinin üst kesimlerinde yer almasını bu savına kanıt olarak göstermiştir.

Kefdağ ve Soridağ (Guleman) kromit kütleleri, birincil oluşum özellikleri korunabilmiş ender podiform tipi yataklardır. Yapısal, petrolojik, mineralojik ve kimyasal özelliklerinin ayrıntıları tanımlanmış olan bu kütlelerin (Özkan, 1982, 1985; Engin ve diğerleri 1983, 1985; Engin ve Sümer 1986; Özkan ve Öztunalı, 1984) oluşumları podiform kromit kütlelerinin oluşumu konu-

laşımaları getirebilecek özellikleri içermektedir. Bu yazıda Kefdağ ve Soridağ kromit kütlelerinin oluşumunu, özellikle petrolojik, yapısal, dokusal ve mineral kimyası verileri tartışılarak ele alınacaktır.

SORIDAĞ KROMİT KÜTLELERİ

Soridağ kromit kütleleri K-G uzanlı B'ya eğimlidir. D'dan B'ya sıralanan bu kütlelerin başlıcaları Tenkella, Ayıdamar, Uzundamar, Tepebaşı, Rut Lasir kütleleridir (Şekil 1) (Zengin 1960). Bu kütlelerin en karakteristik özellikleri doğrultu ve eğim yönünde devamlılıklarıdır. Yırtılma fayları ile kopmuş bu kütleler birleştirildiğinde Tenkella 650 m, Ayıdamar 1350 m, Uzundamar I 1600 m, Uzundamar II 900 m, Tepebaşı'nın ise 1300 m uzanımına sahip olduğu görülür. 400 m uzanımı olan Yunuslar külesinin ise Tenkella veya Ayıdamarı ana kütlelerinden yırtılarak kopmuş, keza kuzeydeki 500 m uzunluktaki Rut dağı ve 200 m uzunluktaki Lasir kütleleri de güneydeki ana kütlelerden yırtılma fayları ile koparılmış olduğu düşünülür. (Engin ve diğerleri 1983, Engin 1984)

Kromit kütlelerinin eğim yönündeki uzanımı, doğrudan yönündeki uzanımı ile orantılıdır. Tepebaşı kütlelerinin eğim yönünde 500 m. kadar uzanımı sondaj verileri ile saptanmıştır. (Zengin, 1960).

Kromit kütleleri birkaç cm'den 50 m'ye değişen kalınlıklara sahiptir. Bu kalınlık değişimleri çok kısa mesafelerde oluşabilir ve kütlelerin doğrudan ve eğim yönünde tüm uzanımı boyunca sık sık kalınlık değişimleri izlenebilir. Büyük mercerlerin 200 m. uzunlukta ve 50 m. genişlikteki boyutlara varabilmesine karşın ortalama mercer boyutları 20 m. uzunlukta 1,5 m. kalınlıktadır. Kromit kütlelerinin devamlılığı ile kalınlıkları arasında bir ilişki görülmez. Sahanın güney kesiminde İncedamar I ve İncedamar II doğrudan boyunca 50 m. ile 220 m. arasındaki kesiksiz uzanımına karşın kalınlıkları genellikle 2-3 cm. kadardır (Engin ve diğerleri 1983).

GULEMAN KROMİT YATAKLARI

Guleman ofiolitinde alpin tip kromit yataklarının oluşan olmayan doğrudan ve eğimde uzanımlara sahip olan kromit kütleleri yer almaktadır. Bu yatakların en önemlileri Guleman tektonitinin güney kesiminde D-B uzanımlı Kefdağ kromit kütlesi ile doğu kesiminde K-G uzanımlı Soridağ kromit kütleleridir (Şekil 1).

Bu yatakların kökeni konusunda birçok yazar; stratiform yatakların oluştuğu yolla, farklılaşma ürünü olarak oluştuğunu ve post magmatik faylanma ile bugünkü mercersel şeklini aldığını ileri sürmüştür. Helke (1962) Guleman kromit yataklarının gerçek stratiform yataklarının kalıntıları olduğunu savunmuştur. Kovenko (1949) Guleman yataklarının kromitçe zenginleşmiş kalıntı magmanın injeksiyonu ile oluştuğuna işaret eden magmatik akıntılar ile oluşmuş birçok özelliği tanımlamıştır. Zengin (1960) ise Soridağ yataklarında ayırtladığı dokuz seviyenin (Rut, Tepebaşı, Uzundamar, Ayıdamar, Tenkele Yunus) kromitçe zengin kalıntı magmanın inteksiyonu ile oluştuğunu savunmuştur. Thayer (1964) Guleman yataklarının doku ve yapılarının stratiform yataklardan farklı olduğunu, stratiform yataklarda görülmeyen nodüler kromitlerin ve pull apart dokularının Guleman kromit yataklarında yaygın olarak izlendiğini ileri sürmüştür. Guleman yataklarının alpin tip podiform kütleler olduğunu savunmuştur. Engin ve diğerleri (1983) Kefdağ kromit kütlelerinin tektonik harzburjit ile dunitin dokanağına yakın kesimde dunit içinde, Soridağ kromit kütlelerinin ise tektonik harzburjitler içinde kümülatik olarak oluştuklarını savunmuşlardır.

Soridağ kromit kütleleri dunit bantları ile ardalan ortopiroksence fakir harzburjit kütleleri içinde yer alır. Kromit kütleleri dunitik bir kılıf ile sarılmıştır. Bu kılıfın kalınlığı 2-3 cm. ile 3,5 m. değişebilir de genellikle 10-15 cm. kalınlıktadır. Dunitik kılıfın kalınlığı ile kromit kütlelerinin kalınlığı arasında sistematik bir ilişki izlenemez.

Kromit kütleleri ile dunitik kılıf ve çevre harzburjitler arasında keskin fakat birincil dokanak ilişkileri görülür. Kromit kütlelerindeki bantlaşma ile dunitik kılıf

ve harzburjitlerdeki bantlaşma uyumlu olup, K-G uzanımlı, 35° B'ya eğimli yapılar oluştururlar.

KEFDAĞI KROMİT KÜTLELERİ

Kefdağı kromit kütlesi Guleman tektoniğinde harzburjit dunit dokanağına yakın yer alır. D-B uzanımlı bu kromit kütlesi Doğu Kefdağı ve Batı Kefdağı kromit kütlelerine ayrılır. Bat Kefdağı kromit kütlesi yüzeyde 1000 m. kadar izlenebilmektedir. 50° ile güneye eğimlidir. Kromit kütlelerinin altında (kuzeyinde) harzburjit, üstünde (güneyinde) ise dunit yer almaktadır. Kromit kütlesi kalınlığı 40-50 cm. arasında olan yersel olarak 4-5 m. kalınlığa varan dunitik bir kılıf ile sarılmıştır. Kromit kütlelerinin tavanında 2500 m. kalınlıkta Kefdağı duniti yer alır. Kefdağı kromit kütlesi yüzeylenimi batıda saçılmış bir kuşak ile başlamakta doğuya doğru giderek 50 m. kalınlığa varabilmektedir. Merkezi kesimde masif ve bantlı cevherin yer aldığı kromit kütlesi çevreye doğru saçılmış cevhere dönüşür. Cevher yüzeylenimi doğuya doğru tekrar incelik ve saçılmış cevhere dönüşerek son bulur (Engin ve diğerleri 1983).

Engin (1984-1985) kromit kütlesi, yeraltı çalışmalarından derlenen verilere göre 50° GD'ya eğimli olup, eğim yönünde 500 m. uzanıma ve 45 m. kalınlığa sahip olabilmektedir. Batı Kefdağı kromit kütlelerinin çevre dunit ve harzburjitler ile olan dokanak ilişkisi birincildir. Harzburjiteki piroksen olivin bantlaşması, dunitteki olivin dizilimleri ve kromit kütlelerindeki bantlı yapılar uyumludur (Engin ve diğerleri 1983, Engin ve Sümer, 1986).

PETROLOJİK VERİLER

Soridağ kromit kütleleri Guleman harzburjiti içinde yer almaktadır. Guleman harzburjiti ortopiroksence fakir (% 10) dunitik eğilimli petrografik özellikler gösterir. Harzburjite, uyumlu dunitik bantlar yaygındır. Bunların yanında uyumsuz dayklar da izlenebilir (Özkan, 1982).

Soridağ kromit kütleleri dunitik bir kılıf içinde harzburjit içinde uyumlu olarak yer alır. Harzburjit çevre kayacında, dunitik kılıfta ve kromit kütlelerinde birincil bantlanma yapıları uyumlu olup, herhangi bir kıvrımın veya batma özellikleri göstermediği nedenle Engin ve diğerleri (1983) Soridağ kromit yataklarının bugünkü buldukları konumları ile harzburjit içinde birincil olarak oluştuklarını savunmuşlardır.

Kefdağı kromit kütlesi harzburjit dunit geçişinde yer almaktadır. Kromit kütlelerinin tavanında harzburjit, tavanında ise 2500 m. kalınlıkta Kefdağı duniti yer almaktadır. Engin ve diğerleri (1983) Kefdağı dunitinin kümülat dokulu olduğunu ve tektonik deformasyonların kümülat doku üzerine üstlendiğini ileri sürmüş, Kefdağı dunitinin tektonik-kümülat geçiş zonunda yer aldığını savunmuştur. Özkan (1982) ise Guleman harzburjitlerindeki olivinler ile Kefdağı dunitindeki olivinlerin özdeş oranda fosterit içerdiklerini (% 90 Fo) Kefdağ dunit ve harzburjilerinin kalıntı kökenli olduklarını ve yüksek ısıda homojenleştiklerini savunmuştur. Keza Guleman harzburjiti ile Kefdağı dunitindeki birincil bantlaşma (S₀) ve foliasyon

(S₁) düzlemlerinin uyumlu olmasını da bu görüşü destekleyen bir veri olarak belirtmiştir. Guleman tektonitinin harita örneği konsantrik bir dizilim sunar ve diapirik bir yapıyı gösterir (Özkan, 1985). Guleman tektoniti üzerine gelen kümülat istifinin birincil bantlaşma (S₀) yapıları ise D-B uzanımlı ve konsantrik bir yapı örneği sunan tektonikler ile uyumsuzdur (Özkan, 1985).

Anlaşılabileceği gibi, Kefdağı duniti ile Guleman harzburjiti arasındaki geçişin manto, kabuk geçişi mi yoksa kalıntı harzburjit ile kalıntı dunit geçişi mi olduğu sorunu Kefdağı kromit kütlelerinin kökenini belirleyen ana sorundur. Bu soruna, bugünkü bilgilerimiz ışığında yetmişli yıllardaki bakışımızdan farklı bir yaklaşıma sahibiz. Bir başka deyişle, yetmişli yıllarda harzburjitik üst manto kayaçları üzerine gelen dunitik kayaçları stratiform komplekslerde olduğu gibi, kümülat istifin alt düzeylerini oluşturduğunu ve kromit kütlelerinin de strotiform komplekslerde olduğu gibi, dunitik kümülatlar içinde kümülatik süreçlerle oluştuğu kabul edilmekteydi. Oysa günümüzde kalıntı üst manto harzburjilerinin geçişli olduğu dunitlerin kümülatik kökenli olmayıp tam tersi harzburjilerin tüketilmesi ürünü kalıntı kökenli dunitler olduğu tartışmasız kabul edilmektedir (Boudier ve Coleman, 1981). Nicolas ve Prinzhofer (1983) harzburjilerde ortopiroksenlerin kaybolması ile hızlı bir şekilde dunitlere geçildiği ve geçiş kuşağının düzensiz bir geometriye sahip olduğunu tanımlamışlardır. Keza harzburjilerdeki uyumlu harzburjit bantları olağan ve yaygındır. Bu olgu, Guleman tektonitinde de karakteristiktir. Özellikle Kefdağı dunit, harzburjit geçişinde dunit-harzburjit bantları ardalanması yaygın olarak gözlenir (Özkan, 1982). Ek olarak, Guleman harzburjilerinin ortopiroksen içeriklerinin son derece düşük olması (% 10) ve yaygın olarak uyumlu dunitik bantları kapsaması (Özkan, 1982), Guleman harzburjilerindeki ortopiroksenlerin ileri derecede tüketildiğini, bu nedenle sık sık dunitlere dönüştüğünü gösterir. Kefdağı duniti Guleman harzburjisinin tüketiliminin ileri aşamasını temsil eder.

Yapısal ve petrolojik veriler bizi Kefdağı dunitinin kümülatik istifin tabanını oluşturmadığı, tam tersi harzburjilerin tüketilmesi ile oluşmuş kalıntı manto kökenli olduğu sonucuna götürür. Bu bağlamda Kefdağı kromit kütlelerinin ve Soridağ kromit kütlelerinin kümülatik kökenli olarak oluşumunu savunabilmek olanaksızlaşmaktadır. Bu olgu bizi Kefdağı ve Soridağı kromit kütlelerinin oluşumunu diapirik astenosferik yayılım modeli içinde tartışmaya götürür.

Boudier ve Coleman (1981) Semail ofiolitinin verileri ışığında, okyanusal yayılım sürecinde manto diapirlerinin yükselimi ve çok fazlı ergime olgularının geliştiğini ileri sürmüştür. Yayılma merkezlerinin altında 50 km. kadar derinlikler de lerzolitik manto diapirlerinin tüketilmesi ile pikritik magmanın türediğini, bu magmanın lerzolitik diapirlere göre büyük bir hızla yükselerek daha önce tüketilmiş ve yayılma merkezi altına yükselmiş kalıntı harzburjitik diapirler içinde kanallar boyunca ilerlediğini kabul etmiştir. Bu süreçte, yükselen magmanın soğuyarak kanallar boyunca kristal-

lendiğini kalıntı üst manto harzburjit diapirleri içinde uyumsuz dunit dayklarının oluştuğunu ileri sürmüştür. Bu model, Guleman tektoniti içindeki uyumsuz dunitik daykların (Özkan, 1982) oluşumunu açıklamada yetkindir. Yükselmiş üst manto kalıntı harzburjit diapirlerinin ikinci kez tüketilmesi sonucu olivince fakir toleyitik magma harzburjit ve dunitik kalıntı üst manto diapirleri geçerek sırt altında magma odasına ulaşır ve kümülat istifi oluşturur (Boudier ve Coleman, 1981). Nicolas ve Violette (1982) tarafından diapirik astenosferik yayılma tipi olarak tanımlanan bu olgu, giderek yatay astenosferik yayılma dönüşür. Guleman tektoniğinin birincil bantlaşma (S₀) ve foliasyon (S₁) ların harita örneği (Özkan, 1985) diapirik yükselme sürecinde oluşmuş yapı örneğini gösterir.

Yayılma merkezi altında lerzolitik diapirlerin ergimesi ile oluşan pikritik magmanın üst mantoda harzburjitik diapirler içinde yükselmesi sürecinde magma kanallarında konveksiyonel akıntılar oluşur. Bu süreçte magma içinde kristallen olivin ve kromit taneleri konveksiyon akıntıları oluşur. Bu süreçte magma içinde kristallen olivin ve kromit taneleri konveksiyon akıntıları denetiminde magma kanallarındaki boşluklarda birikir. Çekirdekte masif ve bantlı cevherin oluştuğu kromit kütleleri dışı doğru saçılmış kromite dönüşür ve dunitik kılıf ile sarkılır. Kovenko (1949) Soridağ kromit kütlelerinin Cr ca zengin kalıntı magmanın peridotitler içine injeksiyonu ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Soridağ kromit kütlelerindeki dokuları ayrıntıları ile inceleyerek bu dokuların magma injeksiyonları sürecindeki akıntıların etkisinde geliştiğini savunmuştur. Kırk yıl öncesi büyük bir ileri görüşlülükle ileri sürülmüş bu görüşler, Boudier ve Coleman (1981) in okyanusal yayılımı, mantoda magma türeyişi olguları ile birlikte ele alındığında Burgath ve Weiser (1979), Nicolas ve Violette (1982) ve Lago ve diğerleri (1982) tarafından ileri sürülen podiform kromitlerin oluşumunu açıklamak için geliştirilmiş modellerle iyi bağdaşmaktadır. Boudier ve Coleman (1981) in okyanusal yayılımı, mantoda magma türeyişi olguları ile birlikte ele alındığında Burgath ve Weiser (1979) , Nicolas ve Violette (1982) ve Lago ve diğerleri (1982) tarafından ileri sürülen podiform kromitlerin oluşumunu açıklamak için geliştirilmiş modellerle iyi bağdaşmaktadır. Boudier ve Coleman (1981) tarafından okyanusal sırt altında 50 km kadar derinliklerde Cr diopsit içeren lerzolitik mantonun tüketilmesi ile türkedildiğini ileri sürdükleri, Cr ca zengin pikritik ergiyik yükselerek Kovenko (1949) ve kromit kütlelerini oluşturduğunu varsaydığı "Cr ca zenginleşmiş artık magmayı" oluşturmuştur. Nicola ve Violette (1982) astenosferik diapirik yayılım modelini ileri sürerek derin diapirik yayılım sürecinde pikritik ergiyiğin üst manto diapirleri içinde kanalları boyunca yükseldiğini savunmuşlardır. Bu olgu Kovenko (1949) tarafından ileri sürülen peridotitler içine Cr ca zengin magmanın injeksiyonunu açıklayabilir. Keza Kovenko (1949) un Guleman kromit yataklarındaki dokuların Cr ca zengin magmanın injeksiyonları sürecinde gelişen magma akıntıları etkisinde oluştuğunu kabul eden görüşü Lago ve diğerleri (1982) tarafından geliştirilerek magmanın kanalları bo-

yunca yükselimi sürecinde ısı farkı nedeniyle konveksiyon akıntılarının oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

YAPISAL VERİLER

Podiform kromit kütlelerinin iç yapısı ve çevre peridotitlerin iç yapısı ve dokanak ilişkileri uyumlu, yarı uyumlu ve uyumsuz olabilir. Birincil bantlanma (S_0) peridotit kütlelerinde olivin ve piroksen bantlaşması ile, kromit kütlelerinde ise olivin, kromit bantlaşması ile temsil edilir. Peridotit kütlelerinde manto deformasyonları sürecinde genellikle birincil bantlaşma (S_0) ile uyumlu olan foliasyon (S_1) silikat minerallerinin yassılaşması ile gelişir. Kromit kütlelerinde ise silikat ve olivin nodüllerinin yassılaşması ile tanımlanır.

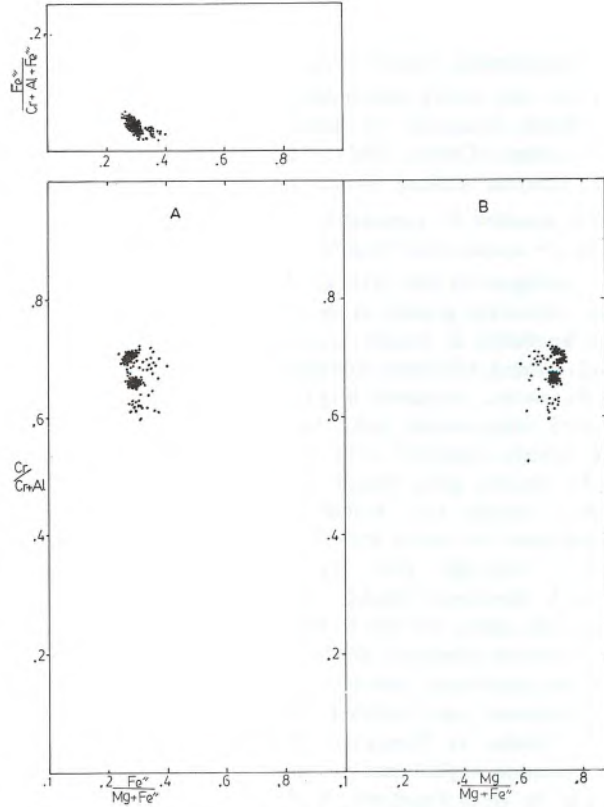
Lineasyonlar (L_1) foliasyon düzlemlerinde uzamış minerallerin yönü ile tanımlanır. Peridotit kütlelerinde lineasyonlar, özellikle krom spinel yığılımlarının veya peroksen yığılımlarının uzanımları ile belirlenir. Kromit kütlelerinde ise, iki tip lineasyon oluşabilir: a) Saçılmış cevherde kromit tanelerinin uzaması ve yönlenmesi, b) Masif cevherde ise gerilme kuvvetleri etkisinde kalan kromit kütlelerinde çekim kuvvetleri yönüne dik yönde gelişen çatlakların silikatik minerallerle doldurulması sonucu oluşan pull apart lineasyonları.

Uyumlu kromit kütleleri genellikle merceksidir ve dunitik bir kılıf ile çevrilidir. Uyumlu kütlelerin iç yapısı ile peridotitlerin iç yapısı paraleldir. Bu tip kütlelerin uzanımı makaslama düzlemi ile 20° açı yapar. Lineasyonların sistematik incelenimi ile kromit kütlelerinin uzama yönü belirlenebilir. Kromit kütlelerinin yanal ucunun ani yuvarlağımsı mı sona erdiği, yoksa çevre kayacın yapısı ile dereceli ve girik olarak geçişli mi olduğunu bilmek bu anlamda gereklidir. Uyumlu kütlelerin yanal geçişleri çevre harzburjitlelerdeki bantlaşma ile uyumlu uzanımlar oluşturur. Yanal geçiş zonunda kromit kütlelerini çevreleyen dunit kılıfı ile harzburjitik yan kayaç mezoskopik girik yapılar oluşturur. Bu yapılar harzburjitlelerdeki bantlaşma ile uyumludur. Kromit kütlelerinin tavanında yer alan dunit kılıfı içinde harzburjitik inklüzyonları yer alır. Bu inklüzyonların iç yapısı ile dunitik kılıfın iç yapısı uyumludur.

Yarı uyumlu kromit kütlelerinin iç yapısı ile dunitik kılıf ve çevre peridotitlerin yapısal öğeleri arasında doğrultu ve eğimde 25° den küçük bir açı gözlenirse de yer yer uyumludur. Çevre kayacıdaki lineasyonlar kromit kütlelerinin uzanımını işaret ederler. Bu tip yataklarda merceksel şekilli olup, uyumlu kütlelere göre daha az deformasyon geçirmişlerdir.

Uyumsuz kütlelerde kromitin iç yapısı ile çevre peridotitin iç yapısı açıkça uyumsuzdur. Deformasyonların zayıf olması nedeniyle kromit kütlelerinde lineasyon gelişmemiştir ve uzanımı çevre kayacı yapıları ile obliktir. Çevre kayacıdaki lineasyonlar kromit kütlelerinin uzanım yönünü gösterir (Cassard vd., 1981).

Bu bağlamda, 1000 m. uzunlukta, eğim yönünde 500 m.'ye ulaşan kalınlığa sahip merceksel Kefdağı kromit kütleleri peridotitler içinde uyumlu olarak yer alır. Tavanda yer alan Kefdağı dunitindeki olivin kromit bantlaşmaları tabanda yer alan Guleman harzburjitledeki pi-



Şekil 2. Kefdağ kromit kütlelerinden 100 kromit analizinin Stevens spinel bileşim prizması (A) ve Johnston spinel bileşim prizması (B) üzerinde dağılımı

Figure 2. Plots of 100 chromite analyses from Kefdağ chromite body in the Steven spinel c and in the Johnstone spinel compositional prism (B)

roksen-olivin bantlaşmaları paraleldir.

Kefdağı kromit kütlelerinin batı ucu saçılmış ince bir kromit kuşağı ile başlamakta, ortaya doğru kalınlaşmakta (maksimum 45 m) doğuya doğru tekrar incelmekte ve saçılmış cevhere dönüşerek sona ermektedir. Her iki uçta da incelenerek dunitik kılıf içinde harzburjitlelerdeki (S_1) düzlemlerine uyumlu olarak kamalanmaktadır. Kromit kütlelerinin tavanında dunitik kılıf içinde yer alan harzburjitik çubuklar, petrografik olarak harzburjitik dunit geçişinden çok uyumlu podiform kütlelerinde yaygın olarak görülen deformasyon sürecinde gelişen yapısal bir özelliktir.

Soridağ kromit kütlelerinin, dunitin ve çevre harzburjitlelerin iç yapıları uyumludur. Dokanak ilişkileri de iç yapılar ile uyumludur. Kromit kütlelerinin doğrultu ve eğim yönünde oldukça fazla devamlılığı, fakat kalınlıklarının sık sık kısa mesafelerde büyük farklılıklar göstermesi, Soridağ kromit kütlelerinin karakteristik özelliğidir. Soridağ kromit kütlelerinin kalınlıklarının sık sık değişmesi nedeniyle, cevher kütlelerinin yüzeyindeki düzensizlik hem taban hem de tavanda gelişmiştir.

Soridağ kromit kütlelerindeki pull apart lineasyonları doğrultu yönünde geliştiği ve $5-10^\circ$ güneye daldığı görülür. Bu olgu kromit kütlelerinin D-B yönünde gerilme kuvvetleri etkisinde kaldığını ve pull apart dokularının

gelişimi sürecinde doğrultuya dik yönde genişlediğini gösterir. Kromit kütlelerindeki K-G doğrultulu uzanımın birincil olduğu ve deformasyon ile gelişmediğini kanıtlar (Thayer, 1964).

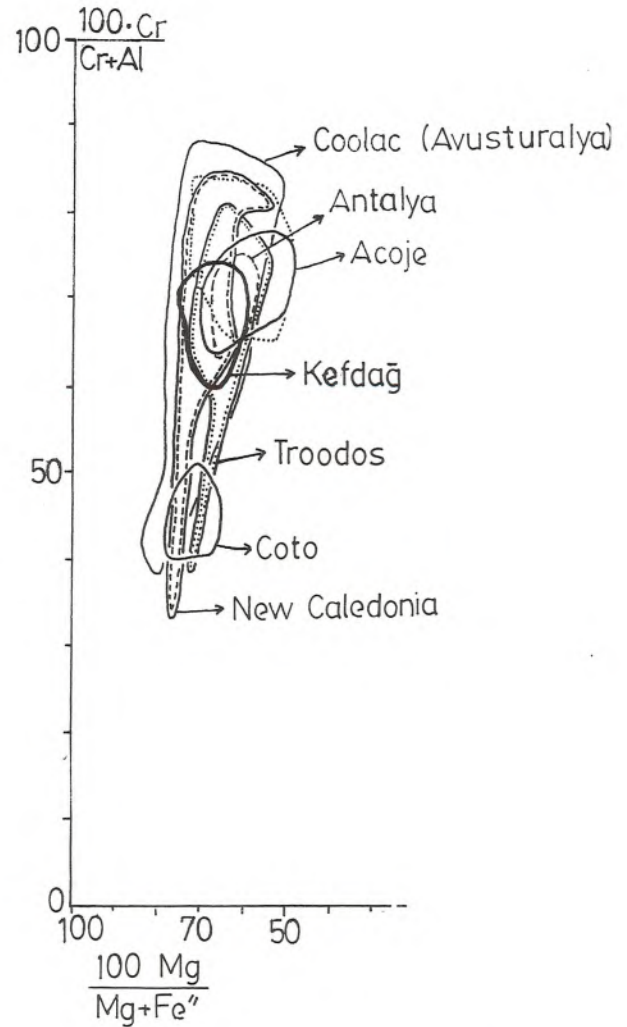
Manto peridotitler içinde yer alan dunitik bir kılıf ile sarılı podiform kromit külelerinin oluşumunu, Thayer'in (1964) kümülatik oluşum ve derin kapalı kıvrımlanma ile mantoya girişim ve Dickey'in (1975) kümülatik oluşum ve mantoya batma olguları ile açıklayabilmek, Kefdağı ve Soridağ kromit kütleleri için olanaklı görülmemektedir. Keza Thayer ve takipçilerinin ileri sürdükleri oluşum modelleri ile kalıntı üst manto peridotitlerinde dunitik kılıf ile sarılı uyumsuz podiform kromit kütlelerini açıklayabilmek de olanaksızdır. Oysa diapirik yayılım modeline göre, pikritik magmanın yayılma merkezleri altına yerleşmiş üst manto peridotitleri içinde yükselimi sürecinde kristallenmesi ile uyumsuz podiform kromit kütleleri ve dunitik kılıflarının oluşumunu açıklamada bir çelişki görülmemektedir. Başlangıçta uyumsuz olan kromit kütleleri, deformasyon süreçlerinde gelişen yeni yapı ögesi foliasyon(S₁)ların kromit kütlelerinde, dunitik kılıfta ve çevre harzburjitelde paralel olarak gelişmesi sonucu uyumlu kütlelere dönüşebilir.

Bu evrim modeli Kefdağı ve Soridağ kromit kütlelerinin oluşumunu somut bir şekilde açıklayabilmektedir. Fakat Kefdağı ve Soridağ kromit kütlelerinin içinde yer aldığı Guleman tektonitinde birincil bantlaşma ve foliasyonlar diapirik yayılım sürecinde gelişmiş yapılarıdır. Yatay yayılım sürecinde gelişmiş yatay ve yarı yatay yapılar Guleman tektonitinde izlenemez. Bir başka deyişle Guleman tektoniti diapirik yükselimi sonrası önemli bir yataya yayılım sürecinden geçmemiştir. Bu nedenle Soridağ ve Kefdağı kromit kütlelerinin Guleman tektonitinin diapirik birincil bantlaşma ve foliasyon yapıları ile uyumlu oluşu ilksel ve kökenseldir. Yatay yayılım sürecinde üstlenmiş bir olgu değildir. Guleman tektonitinin diapirik yükselimi sürecinde gelişen yapıları ile uyumlu olarak açılan magma kanalları boyunca yükselen Cr'ca zengin pikritik magmanın diapirik yayılım sürecinde kristallenmesiyle oluşan Kefdağı ve Soridağı kromit kütleleri ile çevre peridotitlerin ilksel bantlaşma ve foliasyon yapıları uyumlu olarak gelişmiştir.

Sori kromit kütlelerinin doğrultu ve eğim yönünde uzun mesafeler kesiksiz devam etmeleri, buna karşılık kalınlıklarının çok kısa mesafelerde büyük değişiklikler göstererek devam etmesi bu kütlelerin diapirik yükselimi sürecinde magma kanallarındaki boşlukların doldurulması ile oluştuğunun geometrik bir kanıtıdır. Bu özelliği, kümülatik oluşum mekanizması ile açıklayabilmek olanaksızdır. Çünkü Soridağ kromit kütlelerinin doğrultu ve eğim yönünde sürekliliği buna karşın kalınlıklarının kısa mesafelerde sık sık büyük değişiklikler göstererek devam etmesi ve kromit kütlelerinin kalınlık değişiminden oluşan yüzey düzensizlikleri kromit kütlelerinin hem tavanında hem de tabanında gelişmesi ile ortaya çıkan geometriyi kümülatik süreçler ile açıklayamayız. Bir başka deyişle düzensiz magma tabanı üzerinde çökeltme olgusu ile yalnızca kromit kütlelerinin tabanındaki düzensizliği

açıklayabiliriz fakat tavadaki düzensizliği açıklayamayız. Bunun yanında cevher kütlelerinin tavan ve tabanındaki, kalınlık farkından oluşan düzensizlikleri oluşturacak derin plastik kıvrımlanmalar kesinlikle söz konusu değildir.

Bu olgu ancak diapirik yükselimi modeli olguları ile açıklanabilir. Harzburjitik diapirler içinde yükselen piritik magmanın iç basıncı nedeniyle yan kayaç içinde sık sık genişleyen ve daralan magma kanalları açılır. Bu kanallarda magma yükselimi sürecinde egemen olan konveksiyon akıntıları etkisinde kalan kromit taneleri



Şekil 3. Kefdağ kromit külesinden 100 kromit analizinin 100 Cr/Cr Al 10 g/ Mg Fe karşı dağılım ve yüksek Al kromitleri (Coto) ve yüksek Cr kromitleri (Acoje) ile karşılaştırılması.

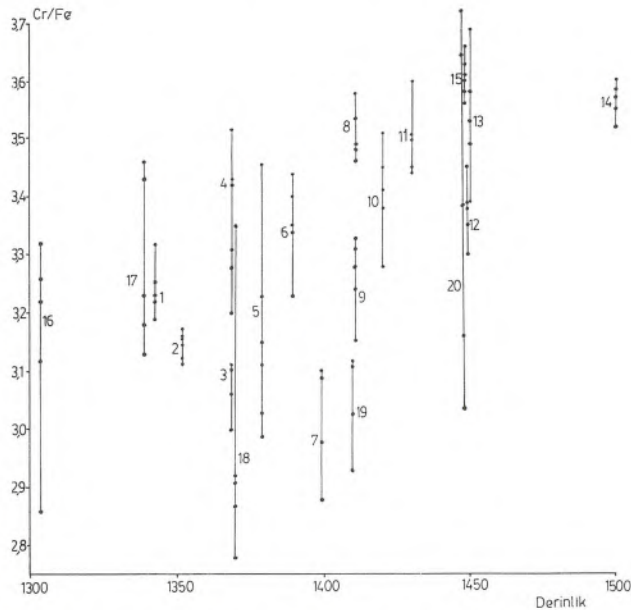
Figure 3. Plots of 100 chromite analyses from Kefdağ chromite body the 100 Cr/Cr Al against 100 Mg/Mg Fe diagram. Comparison between the high Al Chromite (Coto and high Cr Chromite (Acoje)

boşluklarda birikir ve giderek boşlukları doldurur ve podiform kromit kütlelerini oluşturur. Boşlukları birbirine bağlayan dar kanallar içinde de kromit tanelerinin birikmesi ve kanalların doldurulması sonucu oluşan kromit kütlelerinin geometrisi Soridağ kromit kütlelerinin geometrisini verir. Keza kalınlıkları 50 m'ye varabilen kütleler arasında ancak birkaç cm kalınlıklardaki kromit köprülerinin oluşumu bu model içinde açıklanabilir ve bu model için tipik bir veridir.

DOKUSAL ÖZELLİKLER

Kefdağ kromit kütlesi de başlıca masif, bantlı nüdüler ve saçılmış cevher tiplerini içerir. Kromit kütlelerinin kalınlaştığı kesimlerde çekirdekte masif ve bantlı cevher yer alır, dışa doğru saçılmış cevhere dönüşür. Soridağ kromit kütlelerinde ise nodüler ve saçılmış cevher yer yer izlense de esas cevher masif tiptir.

Nodüler kromit dokuları, stratiform yataklarda görülmeyen, podiform kromitlere özgü bir özelliktir (Thayer, 1964). Nodüler kromit dokusu, dunitik matriks içinde kromitçe zengin elipsoid şekilli yuvarlak iri tanelerden oluşur. Nodüllerin paketlenme sıklığı çeşitlidir. Genellikle komşu pelletler birbirlerine değeri. Nodüller ince taneli anhedril kromit agregatlarının bir araya toplanması sonucu oluşur. Bazı örneklerde nodüller, silikatik bir



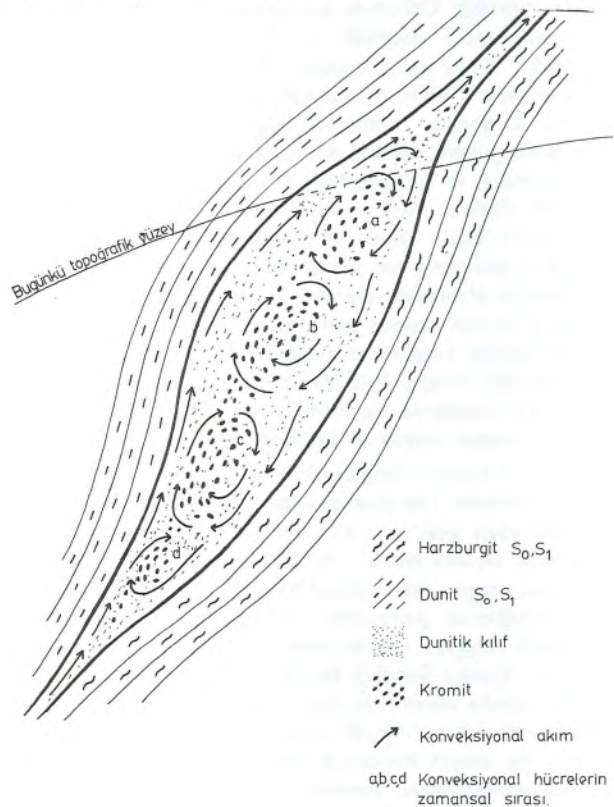
Şekil 4. Kefdağ kromit kütlesinden 100 kromit analizinin Cr/Fe oranının derinliğe karşı dağılımı.

Figure 4. Plot Cr/Fe rate of 100 chromite analyses from Kefdağ chromitite body against depth

çekirdek üzerinde kromit taneciklerinin yığılması sonucu oluşmuştur. Borchert (1964) nodüler kromitlerin, kromit kristallerinin daha önce katılaştığı silikat bankından aşağıya yuvarlanması sürecinde pelletizasyon etkisi ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Kaaden (1970) ise kromit

kristallerinin viskoz magma tarafından aşın-dırılması ile oluştuğunu savunmuştur. Dickey (1975) ise nodüler kromitleri magma segragasyonu zonlarında bulantı akıntıları etkisinde oluşan "kartopu" dokuları olarak yorumlar. Thayer (1964) ise nodüllerin, magma içinde kromit kristallerinin serbestçe asılı kaldığı süreçte çekirdeklenmelerini ve büyüdüklerini ileri sürerek kümülatik oluşumu ileri sürer.

Nodüler kromit oluşumları için kümülatik süreçler çerçevesinde ileri sürülen bu yorumlar magma akıntıları içinde oluşum tezini de taşırlar. Oysa kümülatik süreçlerde magma akıntıları çok sınırlı olgulardır. Diğer taraftan diapir modelinde manto peridotitlerinde kanallar boyunca yükselen magmada etkin olarak gelişen konveksiyon akıntıları etkisiyle kromit tanecikleri bir araya toplanarak nodülleri oluşturabilir. Konveksiyon akımları etkisinde magma içindeki kromit taneleri ile magmanın farklı sirkülasyon hızına sahip olması nedeniyle, kromit tanecikleri çekirdeklenerek bir arada toplanıp nodülleri oluşturur. Keza bu nodüller magmadaki sirkülasyon etkisinde bir araya gelerek paketlenir. Soridağ, kromit kütlelerinde dünyanın en tipik nodüler kromitleri izlenir (Thayer, 1964). Bu nodüllerin yaygınlığı Kefdağ ve Soridağ kromit kütlelerinin kümülatik oluşum süreçlerinden farklı bir süreç sonucu oluştuğunu gösterir. Kovenko (1949) Guleman kromit yataklarındaki doku ve yapıları,



Şekil 5. Kefdağ kromit kütlesinin ilerleyen akıntı modeline göre oluşumu
Figure 5. Formation of the Kefdağ chromitite body according to suggested progressive convection currents model

kromit yataklarının Cr ca zengin magma injeksiyonları sürecinde gelişen magmatik akıntılar etkisinde oluşumuyla açıklanmıştır.

Nodüler kromitlerin sıkı paketlenmesi sonucu masif tip cevherleşmeleri oluşur. Olivin ve kromit tanelerinin farklı yoğunluğa sahip olması nedeniyle konveksiyonel akım etkisinde olivince zengin bantlar ile kromca zengin bantların ardalanmasıyla Kefdağ kromit kütlelerinde yaygın olarak izlenen birincil bantlı dokular gelişir.

MİNERAL KİMYASI

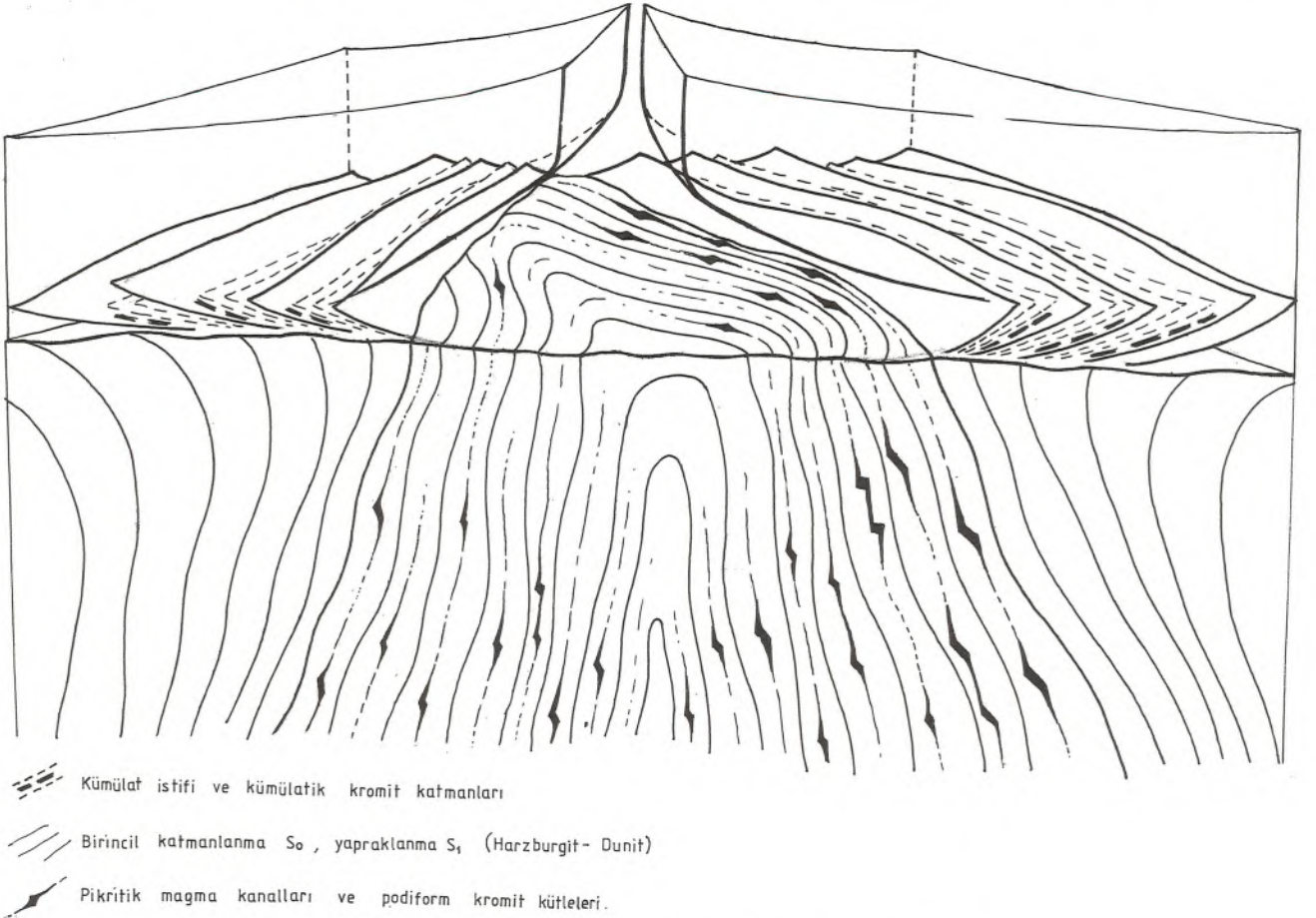
Podiform kromitlerin kimyasal bileşimi ve oluşumu arasındaki ilişki, özellikle kromitlerin Al ca zengin ve Cr'ca zengin bimodal karakteri gözönüne alınarak sistemleştirilmiştir.

Burgart ve Weiser (1980) Selanik kromit yataklarını Al'ca zengin (Tsanglı) ve Cr'ca zengin (Chalkidi, Vourinos) tiplere ayırtlamıştır. Tsanglı Al'ca zengin yuvarklaşmış kromit kütlelerinin, mobil harzburjit kristal lapasının yığılmasında Al'ca zengin kromit tanelerinin çökelimi ile oluştuğunu kabul etmiştir. Cr'ca zengin Chalkidiki ve Vourinos kütlelerinin çok fazlı olgular sonucu oluştuğunu, okyanusal rift kuşağı altında manto malzemesinin ergimesi ile Mg'ca zengin pikritik magma

türediğini ve yükselerek soğuduğunu bu süreçte pikritik eriyikte olivin ve kromitin kristallendiğini ve bu kristallerin viskozite farkı nedeniyle gelişen konveksiyonel karakterin etkisinde ortamda birikerek kromit yataklarının oluştuğunu ileri sürmüştür.

Nicolas ve Violette (1982) Al'ca zengin kromit kütlelerinin yarı yatay astenosferik yayılım sürecinde oluştuğunu, kalıntı üst manto harzburjit dunit geçişinde yer aldığını ileri sürmüştür. Cr'ca zengin kromit kütlelerinin ise diapirik astenosferik yükselim sürecinde oluştuğunu ve manto lerzolit-harzburjit geçişinde yer aldığını savunmuştur.

Kefdağ kromit kütlelerinin dunit harzburjit geçişinde yer almasına karşın, yatay yayılım sürecinde değil de diapirik yükselim sürecinde oluştuğu, petrolojik ve yapısal verilerin ışığında açıkça görülmektedir. Bu olgu Nicolas ve Violette'in (1982) şemalaştırdığı modele uymamaktadır. Bu anlamda Kefdağ kromit kütlelerinin köken sorununa yaklaşım için kromit kimyası verileri gerekli olmaktadır. Bu nedenle Kefdağ kromit kütlelerinin 1300 kotu ile 1500 kotu arasında sistematik olarak alınan 20 örnekten 100 kromit tanesinin mikroprobtta yapılan analiz (Arman ve Aydın, 1983) sonuçları, Stevens (1944) ün spinel prizmasına yerleştirilerek, Kefdağ kromitlerini



Şekil 6. Guleman diapirinin ve kümülat istifinin yapısal konumu, podiform kromit kütleleri ve kümülatik kromit katmanları

Figure 6. Structural position of the Guleman diapir and cumulate sequence, podiform chromite bodies and cumulate chromite layers

Örnek No:	Cr ⁺³	Al ⁺³	Mg ⁺²	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Cr/(Cr+Al)	Mg/(Mg+Fe ⁺²)	Fe ⁺² /(Mg+Fe ⁺²)	Fe ⁺³ /(Cr+Al+Fe ⁺³)	Cr/Fe	Kot No:
	1.248	0.656	0.734	0.291	0.096	0.655	0.716	0.283	0.048	3.22	
	1.247	0.649	0.746	0.278	0.104	0.657	0.728	0.271	0.052	3.26	
1	1.249	0.671	0.712	0.306	0.080	0.650	0.699	0.300	0.040	3.23	1343
	1.247	0.658	0.751	0.280	0.095	0.654	0.728	0.271	0.047	3.32	
	1.250	0.655	0.733	0.296	0.095	0.656	0.712	0.279	0.047	3.19	
	1.203	0.713	0.724	0.295	0.084	0.627	0.710	0.289	0.042	3.17	
	1.187	0.733	0.719	0.298	0.080	0.618	0.706	0.293	0.040	3.14	
2	1.190	0.715	0.736	0.287	0.095	0.624	0.719	0.280	0.047	3.11	1352
	1.189	0.718	0.741	0.283	0.093	0.623	0.723	0.276	0.046	3.16	
	1.201	0.708	0.737	0.288	0.091	0.629	0.718	0.280	0.045	3.16	
	1.265	0.643	0.711	0.314	0.092	0.662	0.693	0.306	0.046	3.11	
	1.274	0.629	0.727	0.301	0.097	0.669	0.707	0.292	0.048	3.20	
3	1.255	0.644	0.723	0.309	0.101	0.660	0.700	0.299	0.050	3.06	1369
	1.248	0.656	0.704	0.319	0.096	0.655	0.688	0.311	0.048	3.00	
	1.270	0.641	0.705	0.319	0.089	0.664	0.688	0.311	0.044	3.11	
	1.296	0.597	0.743	0.288	0.107	0.684	0.720	0.279	0.053	3.28	
	1.306	0.601	0.738	0.287	0.093	0.684	0.720	0.280	0.046	3.43	
4	1.273	0.623	0.750	0.280	0.104	0.671	0.728	0.271	0.052	3.31	1369
	1.291	0.615	0.750	0.272	0.094	0.677	0.733	0.266	0.047	3.52	
	1.293	0.609	0.751	0.275	0.096	0.678	0.731	0.268	0.049	3.46	
	1.367	0.551	0.643	0.351	0.082	0.712	0.646	0.353	0.041	3.15	
	1.345	0.592	0.645	0.353	0.063	0.694	0.646	0.353	0.091	3.23	
5	1.326	0.599	0.669	0.351	0.075	0.688	0.655	0.344	0.037	3.11	1379
	1.371	0.538	0.673	0.356	0.091	0.718	0.654	0.345	0.045	3.06	
	1.150	0.580	0.637	0.381	0.070	0.699	0.625	0.374	0.035	2.99	
	1.266	0.642	0.740	0.287	0.092	0.663	0.720	0.279	0.046	3.34	
	1.248	0.659	0.736	0.293	0.093	0.654	0.715	0.284	0.046	3.23	
6	1.260	0.652	0.742	0.282	0.088	0.658	0.724	0.275	0.044	3.40	1390
	1.258	0.651	0.753	0.274	0.091	0.659	0.733	0.266	0.045	3.44	
	1.271	0.637	0.734	0.287	0.092	0.666	0.718	0.281	0.046	3.35	
	1.263	0.632	0.714	0.318	0.105	0.666	0.691	0.308	0.052	2.58	
	1.266	0.641	0.710	0.315	0.093	0.664	0.692	0.307	0.046	3.10	
7	1.283	0.621	0.703	0.318	0.096	0.673	0.690	0.303	0.048	3.09	1400
	1.266	0.634	0.707	0.308	0.100	0.666	0.695	0.303	0.050	3.10	
	1.253	0.639	0.704	0.326	0.108	0.662	0.683	0.316	0.054	2.88	
	1.296	0.585	0.733	0.252	0.113	0.685	0.744	0.255	0.059	3.45	
	1.295	0.573	0.727	0.248	0.126	0.691	0.745	0.254	0.063	3.46	
8	1.374	0.563	0.633	0.320	0.063	0.709	0.664	0.335	0.031	3.58	1411
	1.312	0.567	0.719	0.249	0.121	0.698	0.742	0.257	0.060	3.54	
	1.313	0.566	0.726	0.256	0.121	0.699	0.739	0.260	0.060	3.48	
	1.281	0.629	0.720	0.305	0.090	0.671	0.702	0.297	0.045	3.24	
	1.290	0.625	0.717	0.304	0.085	0.673	0.702	0.297	0.042	3.31	
9	1.285	0.617	0.730	0.293	0.098	0.675	0.713	0.286	0.049	3.28	1411
	1.285	0.617	0.722	0.297	0.088	0.672	0.708	0.291	0.044	3.33	
	1.266	0.635	0.725	0.302	0.099	0.665	0.705	0.294	0.049	3.15	

Çizelge 1. Kefdağ Kromitlerinin elektron mikroprob analizleri

Örnek No:	Cr ⁺³	Al ⁺³	Mg ⁺²	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Cr/(Cr-Al)	Mg/(Mg+Fe ⁺²)	Fe ⁺² /(Mg+Fe ⁺²)	Fe ⁺³ /(Cr+Al+Fe ⁺³)	Cr/Fe	Kot No:
10	1.324	0.576	0.750	0.277	0.100	0.696	0.730	0.263	0.050	3.51	1420
	1.303	0.606	0.736	0.291	0.091	0.682	0.716	0.283	0.045	3.41	
	1.310	0.601	0.723	0.290	0.089	0.685	0.715	0.284	0.044	3.45	
	1.305	0.600	0.722	0.302	0.095	0.685	0.705	0.294	0.047	3.28	
	1.312	0.597	0.721	0.297	0.091	0.687	0.708	0.291	0.045	3.38	
11	1.322	0.579	0.737	0.284	0.099	0.695	0.718	0.278	0.048	3.45	1430
	1.333	0.568	0.744	0.281	0.099	0.701	0.725	0.294	0.048	3.50	
	1.329	0.571	0.746	0.279	0.100	0.699	0.727	0.272	0.050	3.50	
	1.323	0.568	0.757	0.275	0.109	0.699	0.733	0.266	0.054	3.44	
	1.334	0.570	0.751	0.284	0.096	0.700	0.733	0.267	0.048	3.60	
12	1.336	0.547	0.720	0.256	0.117	0.709	0.737	0.262	0.058	3.39	1448
	1.320	0.564	0.730	0.262	0.116	0.700	0.735	0.264	0.058	3.30	
	1.325	0.562	0.691	0.277	0.113	0.702	0.713	0.286	0.056	3.45	
	1.326	0.558	0.707	0.259	0.116	0.703	0.7318	0.269	0.058	3.38	
	1.346	0.557	0.716	0.267	0.097	0.707	0.728	0.271	0.048	3.35	
13	1.346	0.542	0.696	0.285	0.112	0.712	0.709	0.290	0.056	3.58	1448
	1.337	0.542	0.686	0.283	0.121	0.711	0.707	0.232	0.060	3.49	
	1.349	0.535	0.703	0.274	0.116	0.716	0.719	0.280	0.058	3.39	
	1.343	0.551	0.697	0.291	0.106	0.709	0.705	0.294	0.053	3.53	
	1.334	0.538	0.698	0.280	0.128	0.712	0.821	0.278	0.064	3.69	
14	1.390	0.529	0.704	0.313	0.081	0.724	0.692	0.307	0.040	3.52	1500
	1.372	0.546	0.818	0.304	0.082	0.715	0.702	0.297	0.041	3.55	
	1.363	0.554	0.726	0.295	0.083	0.711	0.711	0.288	0.041	3.60	
	1.364	0.551	0.726	0.295	0.085	0.712	0.711	0.288	0.042	3.58	
	1.385	0.539	0.704	0.311	0.076	0.719	0.693	0.306	0.038	3.57	
15	1.368	0.542	0.688	0.283	0.090	0.716	0.708	0.291	0.045	3.66	1448
	1.362	0.535	0.687	0.272	0.103	0.717	0.716	0.283	0.051	3.63	
	1.357	0.541	0.697	0.276	0.102	0.714	0.716	0.283	0.051	3.58	
	1.345	0.546	0.690	0.269	0.103	0.711	0.719	0.280	0.054	3.56	
	1.350	0.542	0.700	0.265	0.108	0.713	0.725	0.274	0.054	3.61	
16	1.198	0.763	0.625	0.379	0.039	0.610	0.622	0.377	0.019	2.87	1304
	1.306	0.643	0.644	0.367	0.051	0.670	0.636	0.363	0.025	3.12	
	1.224	0.734	0.669	0.337	0.042	0.625	0.665	0.3349	0.021	3.22	
	1.193	0.746	0.711	0.298	0.061	0.615	0.704	0.295	0.030	3.32	
	1.189	0.751	0.704	0.304	0.060	0.612	0.698	0.301	0.030	3.26	
17	1.248	0.700	0.690	0.311	0.052	0.640	0.689	0.310	0.026	3.43	1340
	1.233	0.720	0.700	0.309	0.047	0.631	0.693	0.306	0.023	3.46	
	1.198	0.731	0.700	0.305	0.071	0.621	0.696	0.303	0.035	3.18	
	1.196	0.740	0.691	0.318	0.064	0.617	0.684	0.315	0.032	3.13	
	1.222	0.709	0.704	0.309	0.069	0.598	0.694	0.305	0.034	3.23	
18	1.333	0.603	0.633	0.391	0.064	0.525	0.618	0.381	0.032	2.92	1369
	1.314	0.608	0.699	0.314	0.078	0.683	0.690	0.309	0.039	3.35	
	1.332	0.606	0.608	0.412	0.062	0.687	0.596	0.403	0.031	2.78	
	1.228	0.692	0.683	0.341	0.080	0.639	0.663	0.336	0.040	2.51	
	1.246	0.681	0.663	0.360	0.073	0.646	0.648	0.351	0.036	2.87	
19	1.330	0.599	0.650	0.361	0.077	0.689	0.642	0.357	0.038	3.03	1411
	1.290	0.646	0.636	0.375	0.064	0.666	0.629	0.370	0.032	2.93	
	1.327	0.599	0.669	0.351	0.074	0.688	0.655	0.344	0.037	3.12	
	1.315	0.611	0.667	0.348	0.074	0.682	0.657	0.342	0.037	3.11	
	1.344	0.580	0.663	0.360	0.076	0.698	0.648	0.351	0.038	3.08	
20	1.314	0.621	0.692	0.322	0.065	0.679	0.682	0.317	0.032	3.39	1448
	1.339	0.580	0.669	0.342	0.081	0.697	0.661	0.338	0.040	3.16	
	1.336	0.583	0.679	0.291	0.081	0.696	0.699	0.300	0.040	3.59	
	1.363	0.597	0.673	0.326	0.040	0.695	0.683	0.326	0.020	3.72	

Table 1. Electron microprob analyses of Keldağ chromitites

kimyasal bileşimleri iki boyutta resmedilmiştir (Şekil 2).

Leblanc ve Violette (1983) in 100 Cr/Cr Al ve Mg/mg±Fe diyagramına yerleştirilen Kefdağ kromitleri A coje ve Cota kromitleri ile kıyaslanmıştır (Şekil 3).

Bu kıyaslamadan çıkan sonuç, Kefdağ kromit kütlelerinin, dunit-harzburgit geçiş zonunda oluşmasına karşın, lertzolit-harzburgit zonunda oluşan Cr'ca zengin Acoje kromitleri ile üstelenmesi dikkati çeken bir olgudur. Oysa kümülat istifinin hemen altında yer alan kalıntı harzburgit-dunit geçişinde yatay yayılım sürecinde oluşan kromit yatakları, tipik olarak Al'ca zengin kütlelerden oluşmaktadır. Bu olgu Kefdağ kromit yataklarının, malını dunit-harzburgit geçiş zonunda yer almasına karşın, yatay yayılım sürecinde değil de tam tersi diapirik yükselme sürecinde oluştuğunun kanıtıdır.

Batı Kefdağ kromit kütlelerinin 1200 m kotu ile 1500 m kotu arasında derlenen 20 örneğin her birinden 5'er kromit tanesinin mikro prob analiz sonuçlarının (çizelge-1) Cr/Fe oranlarının derinliğe göre değişimi (Şekil 4) görülmektedir. Bu dizimde izlendiği gibi Cr/Fe oranları 1300 m kotunda 2.80'den 1500 m kotunda 3.70'e artan bir gidişi göstermektedir. Bu olgu Kefdağ kromit kütlelerinin üst seviyelerindeki kromitlerin alt seviyelerdeki kromitlere göre erken evrede ve daha yüksek sıcaklıkta kristallendiğini ve bu nedenle Cr/Fe oranlarının üst seviyelerde alt seviyelere göre daha yüksek olduğunu gösterir. Bu bağlamda Kefdağ kromit kütlelerinin oluşumunu kümülatik yol ile açıklayabilmek olanaksız görülmektedir. Çünkü kümülatik süreçlerde kromit kristalleniminin bileşimi (Cr/Fe), kromit katmanının tabanından tavanına doğru kalınlık boyunca değişiklik gösterir, katmanlanma doğrultu ve eğim yönünde bir değişiklik görülmez.

Kefdağ kromit kütlelerinin 200 m kot aralığında, eğim yönünde 500 m uzanımında Cr/Fe oranları 3.70'da 2.80'e düşmesi olgusu, ilerleyen konveksiyon akıntıları modeli ile açıklayabilir. Erken evrede yüksek ısıda kristallenen yüksek Cr/Fe oranına sahip kromit tanelerinin magma kanalları içindeki boşluklarda gelişen konveksiyon akıntılarının üst kesimlerindeki konveksiyon hücreleri içinde paketlenmesi ve giderek konveksiyon hücrelerinin aşağıya doğru ilerlemesi sürecinde soğuyan ve alt kesimlerde yer alan magma içinde görece düşük ısıda kristallenen görece düşük Cr/Fe oranına sahip kromit taneleri aşağı kesimlerdeki konveksiyon hücrelerinde paketlenir (Şekil 5). Aşağıya doğru ilerleyen konveksiyon akımları denetiminde Cr/Fe oranları aşağıya doğru giderek azalır.

Bunun yanında aynı kot içinde yer alan kromit örneklerinde Cr/Fe oranlarında genel gidişten ani saptamalar gösteren örnekler ancak konveksiyon akıntıları denetiminde farklı ısılarda oluşmuş farklı Cr/Fe oranına sahip kromit tanelerinin bir arada paketlenmesi olgusu ile açıklanabilir. Çünkü kümülatik süreçlerde Cr/Fe oranları kümülatik katmanın tabanından tavanına doğru soğuma nedeniyle düzenli bir düşme gösterebilir, fakat farklı ısılarda oluşmuş farklı Cr/Fe oranına sahip kromit tanelerinin bir arada oluşması olanaksızdır.

SONUÇ

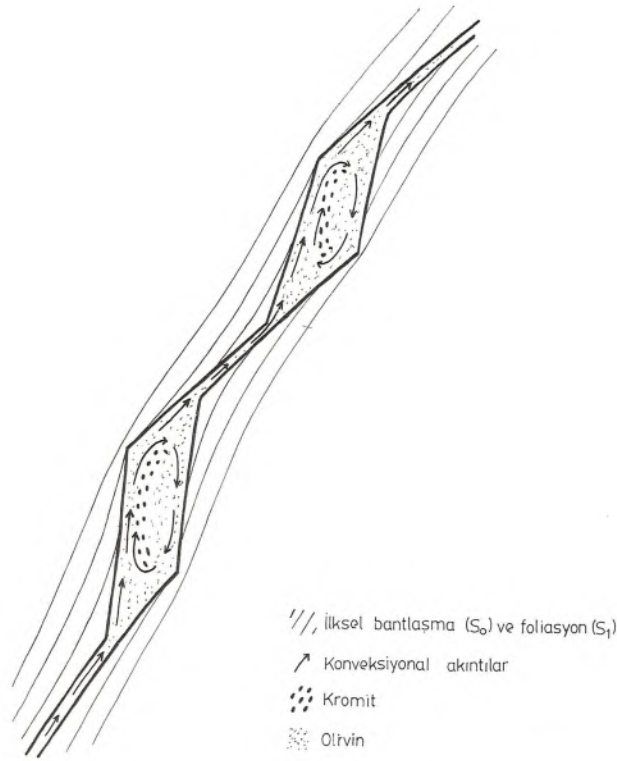
Diapirik Guleman tektonitinin güney kenarında kalıntı harzburgit dunit geçişinde uyumlu olarak yer alan Kefdağ kromit kütleleri ile tektonitinin doğu kenarında uyumlu olarak yer alan Soridağ kromit kütleleri Guleman tektonitinin diapirik yükselimi sürecini takip eden evrede diapirik çeper kesimlerinde gelişen magma kanallarının yükselen pikritik ergiyiğin kristalleşmesi ile oluşmuştur. Guleman tektoniti okyanusal yayılım merkezi altında diapirik olarak yükselmiş kalıntı mantonun 10 km daha sığ derinliklerde son kez tüketilmesi ile oluşmuş kalıntı dunit, harzburgit, dunit bantlı harzburgit ve harzburgitlerden oluşur (Şekil 6).

Kefdağ ve Soridağ kromit kütleleri, Cr diopsit içeren lertzolitik manto malzemesinin yayılım merkezlerinin altında 50 km kadar derinliklerde tüketilmesi ile oluşan Cr'ca zengin pikritik ergiyiğin hızla yükselerek, dah önce yayılma merkezi altına sığ derinliklere ulaşmış ve yeniden tüketilmiş kalıntı üst manto harzburgit-dunitik Guleman diapirinin çeper kesimlerinde hidrostatik basınç etkisi ile foliasyon veya bantlaşma düzlemleri ile uyumlu olarak açılan ve genişleyen kanallar boyunca ilerlemesi sürecinde oluşmuştur. Pikritik ergiyik, ikinci kez tüketilmiş ve soğumuş Guleman diapirinin çeperlerinde açılmış kanallar boyunca yükselirken, ergiyik ile çevre peridotitinin ısı farkı nedeniyle ergiyik içinde etkin konveksiyon akıntıları etkisinde magma kanallarındaki boşluklarda birikir (Şekil 7). Boşluğun kromitçe doldurulması sürecinde yoğunluk farkı nedeniyle kromit taneleri ile olivin tanelerinin sirkülasyon hızının farkı nedeniyle kromit taneleri bir arada depolanarak masif kromit oluşur. Olivin kristallerinin pikritik ergiyikte görece zenginleşmesi sonucu olivin ile kromit konveksiyon akıntıları etkisinde bileşim bantlaşmaları oluşturarak bantlı kromit dokusu gelişir..

Ergiyik içinde olivinin mutlak zenginleşmesi sürecinde kromit taneleri olivin matrisi içinde saçılmış olarak yer alır ve saçılmış kromitler oluşur. Giderek mutlak olivin kristalleri yığılarak kromit kütleleri çevresinde dunitik kılıf oluşturur ve magma kanallarındaki boşluklar bu yolla doldurulur. Kefdağ kromit kütlelerindeki düzey farkı ile Cr/Fe oranının değişimi kromit birikimi ile kromit oluşumunun bileşiminin değişiminin ilerleyen evrimini gösterir.

Soridağ kromit kütlelerinde kalınlık farkının sık sık değişerek 1,5 km gibi uzunluklarda devam etmesi, kanalların içindeki boşlukların sık sık açılıp kapanmalarının sonucudur. Zira iri kromit kütleleri arasındaki kromit köprülerinin kesilmeksizin devam etmesi kanallar arasındaki boşlukların doldurulmasını takip eden geç evrede kanalların kendilerinin de kromit ve olivin ile doldurulması ile oluşur.

Uyumlu podiform kromit kütleleri diapirik yayılım sürecinde başlangıçta uyumsuz olarak oluştuğunu fakat giderek yatay yayılım sürecinde mantoda makaslama kuvvetleri etkisinde uyumlu kütlelere dönüşmesine karşın Guleman diapirinde yatay yayılım etkisinin görülmediği halde Guleman diapiri içinde çeperdeki magma kanalları



Şekil 7. Kalıntı üst manto diapirleri içinde magma kanalları ve boşlukların açılışı, pikritik erginin bu kanallar içinde yükselimi ve kromit tanelerinin konveksiyon akıntıları kontrolunda birikimi

Figure 7. Opening of the magma condituts and caves in the residual upper mantle peridotite rising of the picritic melts along these conduits and deposi tion of the chromite grains in the caves under the convection currents

boşluklarında diapirik yayılım sürecinde oluşan Soridağ ve Kefdağ kromit kütleleri uyumlu olarak oluşmuştur.

Diğer taraftan dunit, harsburjit geçişinde yer alan ve yatay yayılım sürecinde oluşan Al'ca zengin kromit kütlelerine karşı, Kefdağı kromit kütlesi tipik olarak dunit harzburjit geçişinde yer aldığı halde, yatay yayılım sürecinde değil de diapirik yayılım sürecinde oluştuğu için Cr'ca zengin tipi karakterize eder.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada ileri sürülen görüşlerin oluşmasına katkıları nedeniyle Sayın Hocam Prof. Dr. Önder Öztunalı'ya minnettarım. Kefdağı kromit yatağının 1300 m. kotu ile 1500 m. kotu arasında her 10 m. kotundan derlenen 20 örnekte 100 kromit tanesinin mikro prob analizini yapan ve bunu bu yazıda kullanmamızı sağlayan Sayın Bülent Arman'a teşekkür borçluyum. Gerek Dr. Tandoğan Engin, gerekse Dr. Yusuf Zuya Özkan'ın Guleman kromit yataklarında yıllardır sürdürdükleri çalışmalarını olmasaydı, yazarın bu yazıdaki görüşleri kaleme alması mümkün olmayacaktı. Dr. Tandoğan Engin ve Dr. Yusuf

Ziya Özkan'a yayım öncesinde yazıyı okuyup eleştir- dikleri için ayrıca teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ahmet Z., 1984, Stratigraphic and textural variations in the chromite composition of the ophiolitic Sakhat Qila Complex, Pakistan, *Econ. Geol.* 79, 1334-1359.
- Arman, B. ve Aydın, 1983, Guleman Kefdağı kromit cev- heri örneklerindeki maden ve gang minerallerinin elektron mikroprob ve minerolojik analizleri, Araştırma Merkezi, T.Şişe ve Cam Fabrikaları A.Ş., yayınlanmamış S. 27.
- Brown, M., 1979, Textural and Geochemical evidtence for the origin of some chromite deposits in the Oman ophiolite. In: A. Panayiotou (ed.) ophiolites, *Proced. Internat. Ophiolite. Symp., Cyprus*, 714-721.
- Boudier F., ve Coleman R.G., 1981, Cross section through the peridotite in the Semail ophiolite, Southeastern Oman Mountains, *J. Geophys. Res.* 86. 2573-2592.
- Burgath, K. ve Weiser, T. 1979, Primary feature and gene- sis of Greek podiform chromite deposits, In: A Pa- nayiotou (ed.) Ophiolites, *Proced. Internat. Ophio- lite Symp., Cyprus*, 6175-690,
- Cassard D., Nicolas A., Rabinovitch, M., Moutte J., Le- blanc M., Prinzhofer A., 1981, Structural Classifi- cation of Chromite Pods in Southern New Caladonia. *Econ. Geol.* 76, 805-831.
- Dickey, J.S., 1975, A hypothesis of origin for podiform chromite deposits *Geochim. Cosmochim. Acta.* 49, 1061-1074.
- Dickey, J.R. ve Yoder H.S., 1972, Partitioning of chro- mium and alüminium between clinopyroxene and spinel. *Carnegie Inst. Washington, Year Book*, 71, 384-392.
- Engin, T., 1984, Petrology and structural characteristics of the Rut. Taşlıtepe chromite deposits in Guleman Eastern Taurus region, In: *Geology of the taurus belt.* 303-308.
- Engin, T., 1985, Petrology of the peridotite and structural setting of the Batı Kef-Doğu Kef chromite depos- its, Guleman - Elazığ eastern Turkey In *Metallog- eny of Basic and Ultrabasic Rocks. Edinbürg I.M.M.* p. 229-240.
- Engin, T., Balcı, M., Sümer, Y. ve Özkan, Y.Z., 1983, Guleman (Elazığ) Krom yatakları ve peridotit biri- min genel jeoloji konumu ve yapısal özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi* 96, 77-100.
- Engin, T. ve Sumer, L., 1986, Kefdağ-Kerpin (Guleman Elazığ) yöresinin jeolojisi ve Batı Kef-Doğu Kef krom yataklarının maden jelojisi raporu. *M.T.A. Raporu (yayınlanmamış)* 161 s.

- Gass, I.G., Lippard S.J. ve Shelton A.W., 1985, Ophiolite in the Oman: The Open University Project. Episodes, 8, 13-20.
- George, R.P., 1978, Structural petrology of the Olympus Ultramafic complex in the Troodos ophiolite Cyprus: Geol. Soc. Am. Bull. 89, 845-865.
- Greenbaum, D., 1972, The geology and evolution of the Troodos Plutonic complex and associated chromite deposits. Cyprus: Doktora tezi Leeds Univ. (yayınlanmamış)
- Greenbaum, D., 1977, The chromiteiferous rocks of the Troodos ophiolite complex. Cyprus. Econ. Geol. 72, 1175-1194.
- Helke, A., 1962, The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district, Turkey, Econ. Geol. 57, 954-962.
- Jackson, E.D., 1961, Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex. Montana U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 358, 106 p.
- Kovenko, V., 1949, Gites des chromite et roches chromiferes de l'Asie Mineure (Turquie) Soc. Geol. France, Mem. 61, s.46.
- Leblanc, M. ve Violette, J.F., 1983, Distribution of aluminium rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. Econ. Geol. 78, 293-301.
- Logo B., Rabinovicz, M., Nicolas, A., 1982, Podiform chromite ore bodies a genetic model, J. Petrol. 23, 103-125.
- Neary, C.R. ve Brown M.A., 1979, Chromites from the Al 'Als complex, Saudi Arabia and the Semail Complex, Oman In Evolution and mineralization of the Arabian-Nubian Shield Symposium. Proc. New York, Pergamon Press, Vol. 2, 193-205.
- Nicolas, A. ve Violette, J.F., 1982, Mantle flow at oceanic spreading center model derived from ophiolites Tectonophysics 81, 319-339.
- Nicolas, A., ve Prinzhofer A., 1983, Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites. Structural evidence J. Petrology, 24, 188-206.
- Özkan, Y.Z., 1982, Guleman (Elazığ) ofiolitinin jeolojisi ve petrolojisi, İstanbul Yerbilimleri, 3, 295-312.
- Özkan, Y.Z., 1985, Guleman (Elazığ) ofiolitinin yapısal incelenmesi, Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg. 78-85.
- Özkan, Y.Z. ve Öztunalı, O., 1984, Petrology of the magmatic rocks of Guleman ophiolite Proc Int Sym on The Geology of the Taurus belt 285-293.
- Peters, J. ve Kramers J.D., 1974, Chromite deposits in the ophiolite complex of northern Oman. Mineralium Deposita. 9, 253-259.
- Stevens, R.E., 1944, Composition of some chromites of the western hemisphere, Am. Mineralogist, 29, 1-34.
- Thayer, T.P., 1960, Application of geology in chromite exploration and mining. In symposium on Chrome ore. CENTO, Ankara, 197-234.
- Thayer, T.P., 1964, Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridağ district. Turkey. Econ. Geol. 59, 1497-1524.
- Zengin, Y., 1960, The distribution of chromite reserves in successive layers and scattered lenses. In symposium on chrome ore. CENTO, Ankara, 122-136.

GÖYNÜK (BOLU, KB ANADOLU) ÇEVRESİNDE ÜST KRETASE-PALEOSEN STRATİGRAFİSİ ÜZERİNE YENİ GÖRÜŞLER

New Observations on the Stratigraphy of Upper Cretaceous-Paleocene Around Göynük (Bolu, North-West Anatolia)

ENGİN MERİÇ
İLKUR ŞENGÜLER

İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul
70. Sokak No: 9/2 Emek, Ankara

ÖZ: Pontid kuşağının batı kesiminde Üst Kretase yaşlı tortullar genellikle derin denizel fasiyeste gelişmişlerdir. Bunları izleyen Paleosen yaşlı çökellerin de, özellikle Zonguldak çevresinde yine açık-derin denizel koşullarda çökelmiş olmalarına karşın, doğuya doğru baskın olarak sığ denizel koşullarda çökdikleri birçok yerbilimci tarafından vurgulanmıştır.

ABSTRACT: It is widely known that, Upper Cretaceous and Paleocene aged sediments exposed in the western part of Pontic Belt were, in general, developed in a deep-marine environment. To the east, specially during the Paleocene period, depositional conditions were gradually changed into shallow-marine as has been mentioned by various authors.

Although, a similar situation should be expected in the north of Göynük (Bolu), an open (deep?)-marine conditions have been again observed for the Paleocene sequence.

GİRİŞ

Göynük yöresinde (Şekil 1), oldukça geniş alanlarda yüzeyleyen Üst Kretase-Paleosen yaşlı tortulların stratigrafisi üzerinde yapılmış olan çeşitli çalışmalar sonunda oldukça çelişkili görüşler ortaya çıkmıştır. Ürgün (1956), Geve-Gölpazarı-Taraklı arasındaki alanda Ap-siyen ve Albiyen'in varlığına değinerek, bunların üzerine uyumsuz olarak gelen Üst Kretase'den söz etmekte ve Üst Kretase'nin farklı katları ile fasiyeslerde geliştiğini vurgulamakta, Gölpazarı çevresindeki Paleosen yaşlı kireçtaşlarını ise Kretase tortulları içinde göstermektedir. Yine, Abdüsselamoğlu (1959), Mudurnu-Göynük arasındaki çalışmada Üst Kretase'nin kireçtaşı ve fliş fasiyesinde geliştiğini vurgulayarak, istifte Kampaniyen ve Maestrihtiyen'in zengin birer fauna içerdiğini belirtmektedir. Abdüsselamoğlu (1959) ayrıca, Paleosen yaşlı istifin regresif karakterli kireçtaşı, kumtaşı ve konglomeradan oluştuğunu da ortaya koymaktadır.

Altınlı (1973) Orta Sakarya Jeolojisi adlı çalışmada özellikle Osmaneli (Bilecik) yöresinde Maestrihtiyen yaşlı, bol bentik foraminifer içeren Taraklı Formasyonu'nu, Monsiyen yaşlı Selvipınar Formasyonu'nun izlediğine değinmektedir.

Saner (1978 a, 1980), Geve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı arasındaki bölgede Üst Jurasik-Orta Eosen zaman aralığında gelişen tortulların uyumlu bir istif şeklinde olduklarını ileri sürmüş, Bilecik Kireçtaşı, Soğukçam Kireçtaşı birimleri ile Yenipazar Formasyonu, Seben For-

masyonu ve Halidiye Formasyonu'nu ayırtlamıştır. Saner (1978 b), Orta Sakarya bölgesinde Üst Kretase yaşlı Taraklı Formasyonu'nu, Paleosen yaşlı Selvipınar Formasyonu'nun uyumlu olarak izlediğini de belirtmiştir. Genelde yörede, yine Paleosen yaşlı Kızılçay Formasyonu'nun Selvipınar Formasyonu üzerinde yer almasına karşın, Gölpazarı kuzeyinde bu iki formasyonun ardışıklı olduğuna işaret etmektedir.

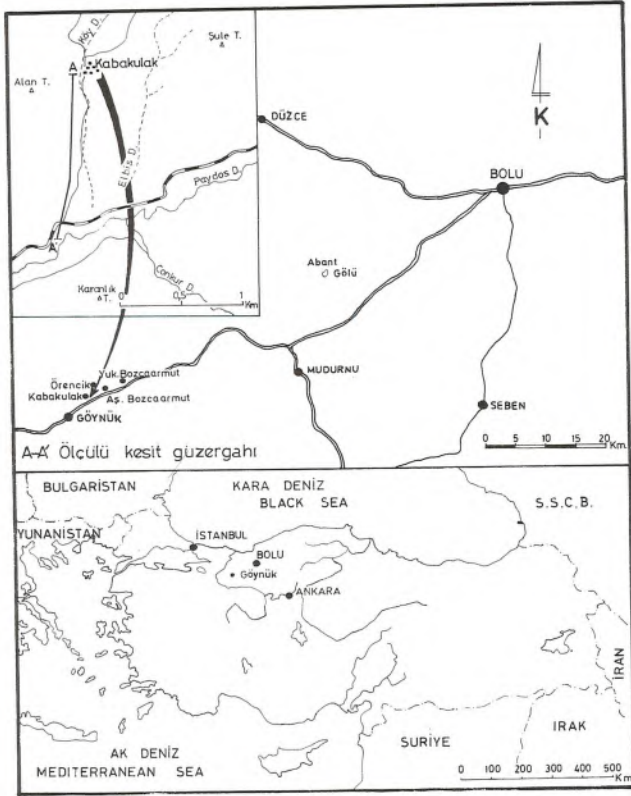
Dizer ve Meriç (1983), Üst Kretase-Paleosen foraminiferlerini konu alan biyostratigrafi çalışmalarında Göynük yöresinde Kayaboğazı ve çevresinde pelajik fasiyeste gelişmiş olan Üst Kretase tortullarını önce fosilsiz veya birkaç bentik foraminifer içeren kumtaşlarından sonra Paleosen (Monsiyen) yaşlı kireçtaşlarının izlediğini açıklamışlardır.

STRATİGRAFİ

Çalışma alanında yüzeyleyen tortul istif Saner (1978 a)'in adlamaları izlenerek birimlere ayrılmıştır. Göynük ilçesi kuzeyinde gözlenen tortul istifte Üst Kretase yaşlı Yenipazar Formasyonu üzerinde Maestrihtiyen yaşlı Seben ve Daniyen-Monsiyen-Orta Eosen yaşlı Halidiye Formasyonları yer almaktadır (Şekil 2).

Ayrıca, Göynük kuzeydoğusunda, Kabakulak köyü güneyinde, Paydos dereden Karakulak köyüne giden yol boyunca ölçülen stratigrafi kesitinde 21 yıkama örneği derlenerek, geçilen birimlerin içerdiği mikrofauna ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir (Şekil 2).

Bu makalenin editörlüğü K.E. Kasapoğlu tarafından yapılmıştır.



Şekil 1. Buldur haritası
Fig 1. Location map.

Seben Formasyonu

Yenipazar Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen, gri-mavimsi renkil, gevşek, ince-çok ince tabakalı, yer yer laminalı, bol pelajik fosilli marnlardan yapılmıştır.

Çalışılan alanda değişiklik göstermeden doğu-batı doğrultusunda yüzeyleyen birim, en iyi olarak Paydos dere kuzeyinde yer kalkan Kabakulak, Aşağı Bozcaarmut ve Örencik köyleri güneyinde gözlenir. Tabanda kumtaşları üzerinde başlayan ince marn tabakaları sahada yumuşak topoğrafyası ile kolayca ayırdedilir. Çalışma alanından elde edilen paleontolojik örneklerinin incelenmesi sonucu ölçülü kesitin 300 m.'den sonraki bölümünde Üst Maestrihtiyen'i simgeleyen *Abathomphalus mayaroensis* Zonu'nun varlığı saptanmıştır.

Bu zonda *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Rosita contusa* (Cushman), *R. fornicata* (Plummer), *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncana arca* (Cushman), *Ammodiscus* sp., *Bulimina* sp., *Bolivina* sp., *Heteroelix* sp., *Pseudotextularia* sp., *Planoglobulina* sp., *Recemiguembelina* sp., *Pleurostomella* sp., *Stensioeina* sp., nin bulunması Seben Formasyonu'nun üst kesiminin kesin Üst Maestrihtiyen yaşlı olduğunu belirtmektedir.

Değinilen planktik foraminiferler dışında, aynı kesimde nanoplanktonlar'dan *Arkhangel'skiella cymbiformis*

Vekshina, *Watznauris barnasae* (Black), *Micula staurophore* (Gardet), *Broinsonia parca* (Stradner), *Predicosphaera cretacea* (Arkhangel'sky), *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette-Martini, *Microrhabdulus decoratus* Delandre'nin bulunması da Üst Maestrihtiyen yaşını desteklemektedir.

Seben Formasyonu, altta Yenipazar Formasyonu ve üstte de Halidiye Formasyonu ile uyumlu ve tedrici geçişlidir. Kalınlığı Paydos dere kuzeyinde 508 m. olarak ölçülmüştür (Şekil 2).

Değinilen verilerin ışığında, birimin derin denizel ortamda süspansiyonda yavaş yavaş çökeldiği söylenebilir.

Halidiye Formasyonu

Seben Formasyonu üzerinde uyumlu olarak, sarımsı boz-boz renkli kumtaşı ve çamurtaşı ardışımı şeklinde olup, yörede bir senkinal içinde geniş mostralar halinde yüzeylemektedir.

Birim, ince-orta tabakalı ve tane boyu çok ince-orta kum arasında değişen kumtaşı ve çamurtaşı ardışımı ile başlar. Kumtaşları içinde türbiditik çökelmeyi belirten çeşitli tabaka içi yapı yaygındır. Ayrıca, bunların alt çökeltme yüzeyleri üzerinde yine çeşitli taban yapıları mevcuttur. Üst seviyelere doğru kumtaşı tabakalarının kalınlıklarının artmasına koşut olarak tane boyutları da büyümektedir. İstifin tabanında yer alan ve baskın litoloji olan çamurtaşları zengin bir pelajik fauna içerir. Bunlar içinde *Globorotalia trinidadensis* Zonu'nu gösteren *Globorotalia trinidadensis* Bolli, *Glb. compressa* (Plummer), *Glb. pseudobulloides* (Plummer), *Glb. inconstans* Subbotina, *Globigerina-triloculinoides* Plummer: *Globorotalia uncinata* Zonu'na karakterize eden *Globorotalia angulata* (White) gibi planktik foraminiferler saptanmıştır.

Globorotalia trinidadensis Zonu bilindiği gibi Daniyen'i simgelemektedir. *Globorotalia uncinata* ve *angulata* zonları ise Monsiyen yaşlıdır.

Ayrıca, örneklerde nanoplanktonlardan *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), *Zygodiscus sigmoides* Bramlette-Sullivan, *Markalius inversus* (Deflandre), *Braarudosphaera bigelovi* (Gran -Braarud), *Watznauria barnasaer* (Black) gözlenmiş olup, bu nanoplanktonlar *Globorotalia trinidadensis* Zonu ile *Globorotalia uncinata* Zonu'na ilişkin planktik foraminiferler ile birlikte bulunmaktadır.

Birimin en üst kesimi tümüyle türbid akıntılarla çökelmiş fosilsiz kumtaşlarından oluşmaktadır. Genelde, regresif bir seri özelliği taşıyan birim havzada sığlaşmanın başladığını vurgulamaktadır.

Sonuç olarak paleontolojik bulguların ışığında yörede yüzeylediği kadarıyla Halidiye Formasyonu'nun yaşı Daniyen-Monsiyen'dir. Kalınlığı ise 203 m. olarak ölçülmüştür.

SONUÇLAR

Yapılan bu çalışma ile Göynük kuzeyinde Üst Kre-tase (Maestrihtiyen)-Paleosen (Daniyen-Monsiyen) tortullarının sürekli bir istif oluşturduğu, içerdiği planktik fo-

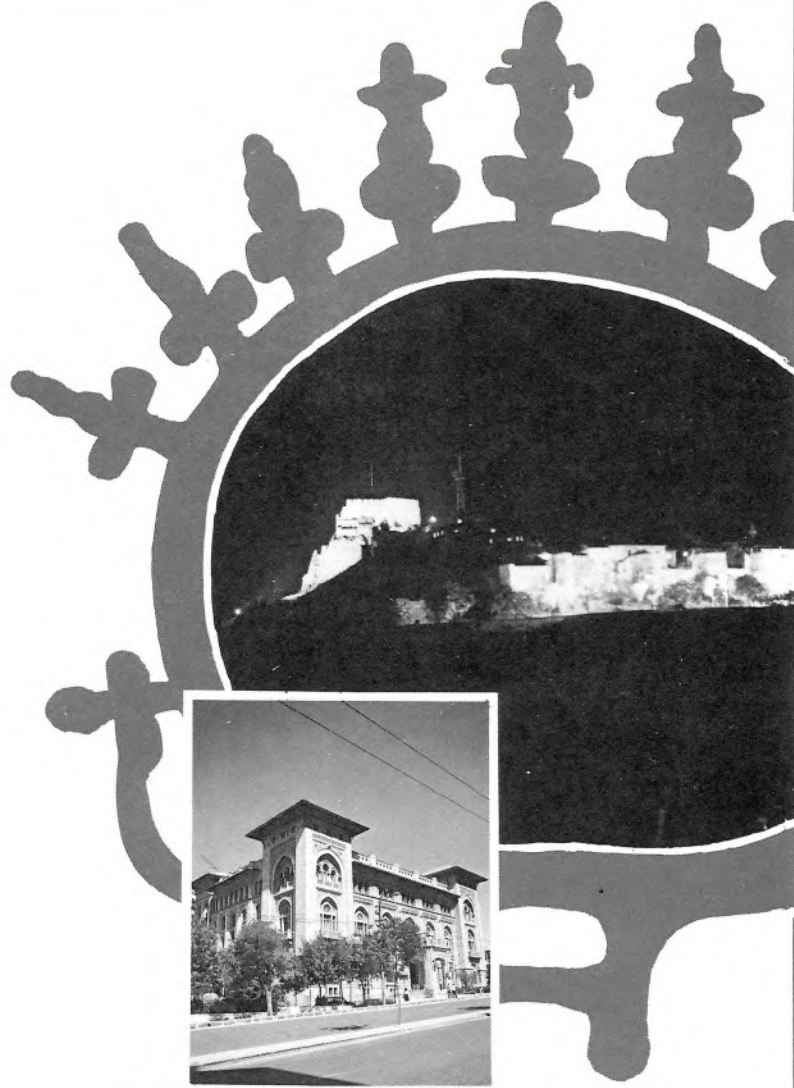
raminifer ve nannoplanktonlar üzerinde gerçekleştirilen ayrıntılı bir inceleme ile ortaya çıkarılmıştır. Çevrede çoğunlukla Üst Kretase yaşlı derin-denizel tortulları bol bentik foraminiferli ve Monsiyen yaşlı Selvipınar Formasyonu'nun izlemesine karşın, incelenen bölgede derin denizel özellikteki istifte Daniyen ve Monsiyen katları, ilk kez kesin olarak belirlenmiş ve böylece Kuzeybatı Anadolu'da gözlenen Üst Kretase-Paleosen sürekliliğinin Göynük kuzey kesimlerinde de aynı özellikte olduğu ortaya konulmuştur.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, 1984 yılı yaz aylarında yapılan arazi çalışmaları sırasında hertürlü kolaylığı sağlayan M.T.A. Genel Müdürlüğü Enerji Dairesi Başkanlığı Göynük Kampı şefi Sayın Balkıray Keskin ile araştırmanın gerçekleştirilmesi için yardımlarını esirgemeyen Doç. Dr. Vedia Toker (A.Ü.)'e içtenlikle teşekkür ederler.

KAYNAKÇA

- ALTINLI, I.E., 1973, Orta Sakarya jeolojisi: Cumhuriyetin 50 nci yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri , 159-191, Ankara.
- ABDÜSSELAMOĞLU, Ş., 1959, Almacıkdağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Monografileri, sayı 14, 1-94, 1-10.
- DİZER, A. ve MERİÇ, E., 1983, Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen biyostratigrafisi- M.T.A. Enstitüsü Dergisi, sayı 95-96, 149-163, Ankara.
- SANER, S., 1978 a, Geology and the environments of deposition of Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı area: İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., seri B, cilt 43, sayı 1-2.
- SANER, S., 1978 b, Orta Sakaryadaki Üst Kretase-Paleosen-Eosen çökeltme ilişkileri ve Anadolu'da petrol aramalarındaki önemi: Dördüncü Petrol Kongresi Tebliğleri, 95-114, Ankara.
- SANER, S., 1980, Mudurnu-Göynük Havzasının Jura ve sonrası çökeltim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması: T.J.K. Bült., 23 (1), 39-52.
- ÜRGÜN, S., 1956, Gölpazarı-Geyve-Taraklı-Göynük civarının jeolojisi:M.T.A. Enstitüsü, Derleme Rap. No: 2711 (Yayımlanmamış).

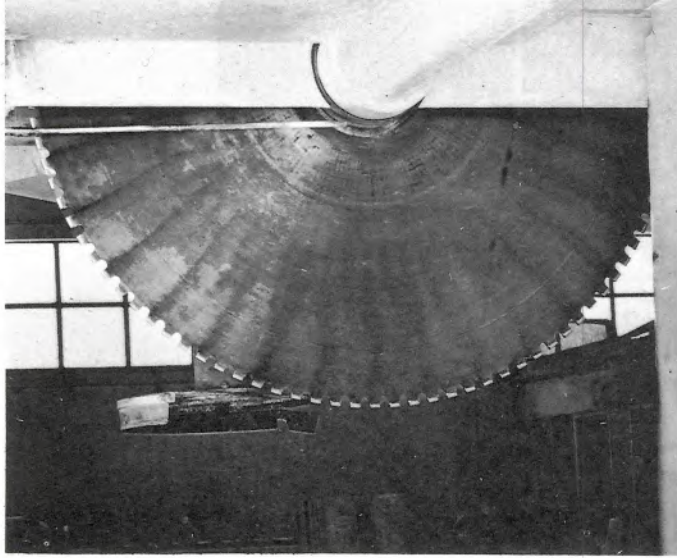


**Bir asırı aşan
onurlu geçmişimizle
övünüyoruz.**



**T.C. ZİRAAT
BANKASI**
"Gücüne erişilmez,"

**ELMASLI SONDAJ MATKAPLARI
ELMASLI PORTKRONLAR
KOMPLE KAROTİYER
TİJ ve TAHLİSİYELER
MUHAFAZA BORULARI ve
DİĞER SONDAJ EKİPMANLARI
ÜRETİMİNDE HİZMETİNİZDEDİR.**



**ELMASLI DAİRESEL
TAŞ TESTERELERİ
KATRAK (LAMA)
TESTERELERİ
PROFİL AÇMA DİSKLERİ**

SONMAK

SONDAJ MAKİNE VE EKİPMANLARI İMALAT LTD.ŞTİ.

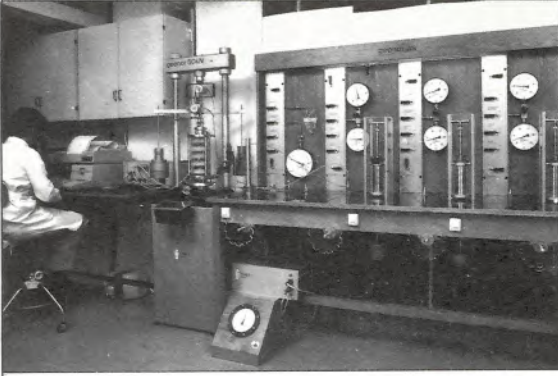
Büyük Sanayi Tesviyeci Sokak, 18 - Ankara
Tel: 341 57 75 - 341 58 03 - 341 33 00 - 341 17 17
Telex : 44 038 sonl-tr

NEL ELEKTRONİK CİHAZLAR N E L İMALAT VE TİCARET A.Ş.

ELEKTRONİK

Merkez: Sümer Sokak 42/1 Yenışehir-ANKARA • Tel: (4) 231 80 55 (4 hat)
Telex: 42 229 Nel Tr. • Telefax: (4) 230 23 01 • Şube: İnönü Cad. Dürmen Sokak
1/15 Taksim-İSTANBUL • Tel: (1) 144 06 36 - 144 05 94 • Telex: 24 549 mimma tr.

GEONOR
ROA OSLO NORWAY



Üç eksenli test sistemi

FIRMAMIZ NEL ELEKTRONİK A.Ş. KENDİ DALLARINDA UZMAN KURULUŞLAR OLAN, ELE INTERNATIONAL LTD.-İNGİLTERE, GEONOR-NORVEÇ, TROXLER-AMERİKA VE ATLAS COPCO ABEM AB-İSVEÇ FİRMALARININ TÜRKİYE TEMSİLCİLİĞİNİ YAPMAKTADIR.

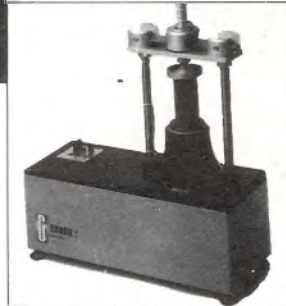
■ELE FİRMASI KOMPLE ZEMİN, BETON, ÇİMENTO, KAYA MEKANİĞİ VE ASFALT TEST CİHAZLARI,

■GEONOR FİRMASI KOMPLE ZEMİN, TEST SİSTEMLERİ İLE BARAJ, KÖPRÜ, DOLGU TÜNEL VE LİMAN ÖLÇÜM CİHAZLARI,

■TROXLER FİRMASI NÜKLEER KAYNAKLI, ELEKTRONİK ZEMİN, BETON VE ASFALT TEST CİHAZLARI,

■ATLAS COPCO ABEM SİSMİK, RESİSTİVİTE, İP, DOĞRULTU VE EĞİTİM SAPTAYICI GİBİ JEOFİZİK CİHAZLARI İMAL ETMEKTEDİRLER.

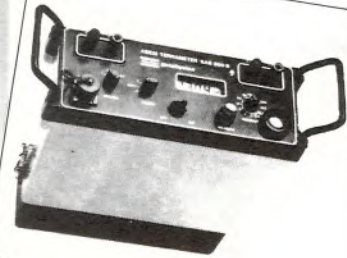
Otomatik serbest basınç aleti



TROXLER

Nükleer kaynaklı otomatik yoğunluk-rutubet ölçüm cihazı

Atlas Copco ABEM



Abem terrameter SAS 300B



ELE International Limited

Digital üç eksenli test cihazı

