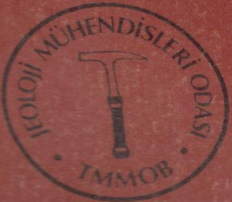


Ekim
October 1986
Sayı 29

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
Bayıradır' Sokak 7/1
Kat:1 (06424)
Kızılay - ANKARA
Tel: 1323085

YAZIŞMA ADRESİ
PJL 607- 06424
Kızılay - ANKARA

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ, TMMOB
Jeoloji Mühendisleri Odası yayınıdır.
Yılda dört kez yayınlanır. Dergi, odanın
-amaç, ilke ve yayım, koşullarına uygun, bi-
limsel ve teknik yazılara açıktır, Yayın-
lanan yazılardaki fikir ve teknik sorumlu-
luk yazarlarına ait olup, Jeoloji Mühen-
disleri Odası, ve Dergi sorumlu değildir.

ABONE KOŞULLARI (TL.)
Dergi Fiyatı : 1000
Yıllık Abone : 3000
Öğrencilere : 500
Üyelere ücretsiz dağıtılır.,

İLÂM TARİFESİ (TL.)
Arka iç kapak 60000 192000
İç sayfa (tam) 45000 144000
iç sayfa (yaran) 30000 96000
Arka dış kapak 120000 386000

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

İÇİNDEKİLER

(Contents)

OKURLARIMIZA.....	3
Yelişyurt-Çelikhan (Malatya-Adıyaman) Dolayımın. Hidrojeolojik İncelemesi <i>Hidrojeologic Investigation of Yeşilyurt Çelikhan (Malatya-Adıyaman) Surrounding, SW Anatolia Turkey</i>	5
MEHMET ÖNAL, ALI ŞAHİNCİ, ALI M. GOZÜBOL.....	5
Kızıldağ-Elazığ Cevherleşmesinin özellikleri ve Kökeni <i>Features and Origin of the Kızıldağ - Elazığ Mineralizations</i>	13
AHMET SAĞIROĞLU.....	13
Akçakoca. (Bolu) Yöresi Devoniyen Yaşlı Sedimanter Serilerin Kil Mineralojisi ve İtil Kristalimle Yöntemiyle incelenmesi <i>Mineralogy and Mite Crystallinity Studies of Devonian Sedimentary Series in Akçakoca (Bolu)</i>	21
FAZLI ÇOBAN.....	21
iç Anadolu Gramtoyid Kuşağındaki Çelebi Soikulumunun Jeokimyası ve. KÖkensele Yorumu. <i>Geochemistry and Genetic Interpretation of the Çelebi Intrusion in the Inner Anatolia Granitoid Belt</i>	27
HASAN BAYHAN.....	27
Gelibolu Yarımadası Orta Bölümünün Sedimanter Fasiyesleri ve Tektonik Evrimi, KB Anadolu, Türkiye <i>Sedimentary Facies and Tectonic Evolution of Central Part of the Gelibolu Peninsula, NW Anatolia, Turkey</i>	37
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>	47
ŞENER ÜŞÜMEZSOY.....*	47
Göynük Polo., KB Anadolu,, Çevresinde Üst Kretase - Pakosen Stratigrafisi Üzerine. Yeni Görüşler. <i>New Observations on the Stratigraphy of Upper Cretaceous - Paleocene Around Göynük (Bolu, North-West Anatolia)</i>	61
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, turn 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-ÇELİKİHAN (MALATYA-ADİYAMAN) DOLAYININ HİDROJEOLÖJİK İNCELEMESİ

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

MEHMET ÖNAL
ALİ ŞAHİNCİ
ALİ M. GÖZÜBOL

BJE.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir
D.B.O. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir
İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü» istanbul

O Z 1 Bölgedeki stratigrafi istifi Feimo-Karbonifer yaşlı Pötürge Metamorfileri, Eosen yaşlı Maden Karmaşığı, Fenno-Karbonifer yaşlı Malatya. Metamorfileri, "Kreta.se yaşlı Gündüzbey Grubu, Eosen. yaşlı Yeşilyurt Grab«, Gedik Formasyonu. Ye Miyosen yaşlı Kilayik ve Beylerderesi Formasyonlarından yapıldır.

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

Bu kaynakların kimyasal tahlilleri, incelendiğinde .anyonlar' rHCO₃ > rQ" > rSO jre katyonlar' r(Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺) > rNa⁺ > rK⁺ şeklindedir. Be sular Piper'è gore "'Alkali toprak elemeenier (Ca⁺⁺ +.Mg⁺⁺) > Alkali elementler (Na⁺ + K⁺)" ve. "karbonat sertliği. %50*den fazla olan sular., Schauer snuflamasmda "Olağan klorürlü, sulfath ve olağan karbonatlı sular"; Şahincfye göre- ise A-Iab(ba), Â[C-Ialb(ba), ACJlabfba) ve C2A-üab(ab) sunumdadır. Sar sınıflamasmda kaynak suları "'çok iyi özellikte sulama sulan", ABD tuzluluk diagramında ^C^Sf"; Wilcox diyagramında ise "çok iyi - iyi* sulama sulandır.. Türk standartları ve Schoeller sınıflamasına göre» bu sular "orta" ve "iyi" kaliteli sular sınıfına girer. •

A.OİSTK.A.(L' i / Stratigraphie squence of the area consist of the Pötürge Metamorphic in Pe.mo-Carbonifer, Maden. Complex In Eocene., Malatya Metamorphics im Pe-imo-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, boundürs of the permable and impeimable rock units and faults. Pınarbaşı spring 300 l/s, Horata 'sprâg 90 l/s and tnekpuian 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: amons rHCQ'j > rQ" > rSQ4" and. cations r{Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺) > . rNa⁺ > rK⁺. According to Piper 'these waters are "Alcalie earth. (Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺) > exveed alcalie elements (Na⁺ + K⁺) and "carbonate hardnees exceedds than ^SQ"; according, to in Schoeller classification are" normal chlorine» sulphate and carbonate, waters*¹; according to Şahinci -these waters are also A-Iab(ba), A j C-Iab(baX AC-Hab(ba) and C2A-Ha.DCab).. According, to Sar classification the pong waters are "'excellent for irrigation",,, C2-S1 according to¹ USA.. laboratory salinity diagram is; although in Wilcox diagram arc "excellent to

GİRİŞ

Bu çalışma, "Çat barajı isale tünelinin mühendislik jeolojisi ve kaya mekaniği incelenmesi ile Malatya-Çelikhan alanının jeolojisi"¹ adlı Tübitak projesinin hidrojeolojik kısmını kapsar.,

Çalışma Yeşilyurt-Çelikhan atasında 600 km.²lik bir alanda yapılmıştır.Bu çalışmanın amacı, bölgenin hidrojeolojik açıdan değerlendirilmesi ile so kaynaklanmn kullanılabilirlik ve içilebilirlik özelliklerinin çıkarılmasını ortaya koymaktır. Bölge daha çok genel jeolojik amaçlı olarak çalışılmıştır (Perinçek, 1978, DSİ, 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. Sn tahlillerinin, değerlendirilmesi Piper, Schoeller.» Şahinci., Sar, ABD, Wilcox., TSE ve Schoeller'e göre yapılmıştır.

STRATİGRAFİ

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

Yas (Age)	Grup (Group)	Formasyon (Formation)	Kalınlık (m) (Thickness (m))	Litoloji Kesiti (Lithological Section)	Açıklamalar (Explanations)	Hidrolik initeci (Hydrogeological features)
Permo-Karbonifer (Permian-Carboniferous)	Malatya Metamorfikleri (Malatya Metamorphites)	Kalecik Kt. (Kalecik lms.)	~700	Pmk	Bilümlü kireçtaşı, dolomitik ve karstik kireçtaşı (Biluminous limestone dolomitic and karstic limestone)	Akifer (Aquifer) Tabanda su taşıyıcı (It carries water on the floor)
		Düzağaç (Düzağaç)	~1500	Pmd	Kireçtaşı, dolomit ve kalışsist arakatkılı şist (Intercalated limestone, dolomite and calcic schist)	Akifer (Aquifer)
		Könlük Kt. (Könlük lms.)	200	Pmk	Rekristalize kireçtaşı (Recrystallized limestone)	Akifer (Aquifer) Tabanda su taşıyıcı (It carries water on the floor)
		Pınarbası (Pınarbası)	~750	Pmp	Demir (Iron) Metakuvarsit arakatkılı şist (Intercalated metaquartzite schist)	Engel kaya (Impermeable rock)
Tersiyer-terti (Tertiary-tertiary)	Maden Karm. (Maden Kar. - Eocene)	Çelikhani Fm. (Çelikhani Fm.)	~350	Pmp	Kumtaşı, kireçtaşı, bazalt, andezit, spil. ve şeyl. (Sandstone, limestone, basalt, andesite, spilite and shale)	Engel kaya (Impermeable rock)
Erdek Emali (Erdek Emali)		~700	Pmp	Çörtlü kireçtaşı (Cherty limestone)	Akifer (Aquifer)	
Permo-Karbi. (Permian-Carboniferous)	Pötlüğe Metamorfikleri (Pötlüğe Metamorphites)	Çelikhani Fm. (Çelikhani Fm.)	~350	Pmp	Kuvarsit, mermer, mercerkeli ve çeşitli şistler (Quartzite, marble, lenses and various schists)	Engel kaya (Impermeable rock)
Erdek Emali (Erdek Emali)		~700	Pmp			

Şekil 1 Allakton kaya bilimlerinin: genelleştirilmiş stratigrafik istifi (Gözübol ve Önal 1986'dan)

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

Pötlüğe Metamorfikleri

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

Genellikle, sarı ve kahverengi, şist ve metakuvarsit bileşenlidir. Şistler iyi yapraklanmak ve ayrımsalıdır. Metakuvarsitler yersel şistoziteye uyumlu 5-500 cm, kalınlıkta, ve mercerkeldir. Ayrıca yersel olarak da mermerler bulunmaktadır. Değişik düzeylerde, metamorfe andezitik ve dasitik türden kayalarda yer almaktadır. Birim genel olarak muskovit, biyotit,» serisi.» klont» albit ve pirosken şistlerden oluşmuştur.

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

Birini fliš tipi tortulların yeşil şist fasiyesinde metamorfizmasıyla oluşmuştur¹. Hidrojeolojik bakımdan engel kaya. niteliğindedir. Çalışma alanının yakın doğusundaki maden suları bu birim içinden çıkmaktadır.

Maden Karmaşığı

Çeşitli renklerde kireçtaşı, kumtaşı, çakıtaşı, kiltaş» andezit,.. diyabaz ve spil. it türü litolojilerden, oluşan

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

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

Alt dokanağı Pötlüğe Metamorfikleri, üzerinde açılı uyumsuzdur. Ost dokanağı ise Malatya Metamorfikleri ile bindirmelidir. 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 kıtaçı çanakta oluşmuştur (Perinçek-özkaya, 1978). Hidrojeolojik bakımdan engel kaya. niteliği, taşıyıcı.

Çelikhani Formasyonu: Çört bantlı kireç taşından oluşan birim, Çelikhani dolay l. arında tipik görünülerinin olması nedeniyle Perinçek (1978) tarafından adlanmıştır. Çalışma alanının güneyinde yersel mostralardan sekimde bulunmaktadır. Birim yaklaşık 150 m. kalınlıktadır.

Yas (Age)	Grup (Group)	Formasyon (Formation)	Kalınlık (m) (Thickness (m))	Litoloji Kesiti (Lithological Section)	Açıklamalar (Explanations)	Hidrojeolojik özellikleri (Hydrogeological features)					
Tersiyer - Tertiary	Eosen - Eocene	Orta Eosen - Middle Eocene	Yüksek Eosen - Upper Eocene	Kıyık	Çalk. Kum. Kili (P.S.C.) Çapraz kat çakıtaşı (Cross bedded congl.)	Önemiz (Unimportant) Tabanda su taşıyıcı (It carries water on the floor)					
					Çalıtı, kumtaşı ve marn (Cong. sand. and marlstone)	Yersel önemli (Local important)					
					Kireçtaşı (Limestone)	Karstik kireçtaşı (Karstic limes) Tabanda su taşıyıcı (It carries water on the floor) Akifer (Aquifer)					
					Mum (Marlstone)	Engel kaya (Impermeable rock)					
					Resifal K. (Resifal Li.)	Önemli (Important)					
					Yüksek Eosen - Upper Eocene	Yüksek Eosen - Upper Eocene	Yüksek Eosen - Upper Eocene	Yüksek Eosen - Upper Eocene	Kıyık	Kumtaşı, çakıtaşı ve şeyl (Sandstone, conglomerate and shale)	Yersel önemli (Local important) Engel kaya (Impermeable rock)
										Resifal kireçtaşı (Resifal Limestone)	Önemli (Important) Akifer (Aquifer)
										Taban çakıtaşı (Basal conglomerate)	Önemli (Important)
										Bazalt (Basalt)	
					Kretase - Cretaceous	Üst Kretase - Upper Cretaceous	Gündüzbey	Gündüzbey	Kıyık	Çalıtı, kumtaşı ve kireçtaşı (Conglomerate, sandstone and limestone)	Yersel önemli (Local important) Engel kaya (Impermeable rock)
Resifal kireçtaşı (Resifal Limestone)	Önemli (Important) Akifer (Aquifer)										
Camurtaşı, kumtaşı ve çalıtı (Mudstone, sandstone and conglomerate)	Tabanda su taşıyıcı (It carries water on the floor)										
Per-Kar. (Per-Car)	Malatya Metamorfik (Malatya metamorphic)	Malatya Metamorfik (Malatya metamorphic)	Malatya Metamorfik (Malatya metamorphic)	Pmk	Kireçtaşı ve çeşitli şistler (Limestone and various schists)	Önemli (Important) Akifer (Aquifer)					

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

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

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

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

mma göre karbonat şelfi artanında çökelmiştir. Mdrojeolojik bakımdan düşük akifer niteliği taşır.

Malatya Metamorfileri

Şist, filial, rekristaize kireçtaşı» kalkıştı ve dolomilden yapılmış olan birim., Malatya güneyinde tipik, görünülerinin olması nedeniyle Perinçek (1978) tarafından adlandırılmıştır, Dana sonra Gözübol ve önal (1986) dört formasyona ayırarak incelemiştir:

Pınarbaşı Formasyonu: Metakuvarsit arakatlı ve sedümanter demir yüzeyle çeşitli, şistlerden yapılmış,, Çalışma alanının güneyinde KD-GB gidişli bir yaydım gösterir. Yaklaşık 750 m. kalınlıktadır.

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

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

Malatya Metamorfideri kuzeyden geldiği, tahmin edilen allokon bir kütle konumundadır. Genellikle birimi oluşturan litolojiler ortaç ve düşük metamorfizma geçirilmişlerdir. Formasyon kendi içinde aşırı ekaylıdır. Hidrojeolojik olarak engel kaya niteliği itaştır.

Koltık Kireçtaşı: Koyu gri renkli, ince-kalm 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 dolin, düden ve uvala gibi karstik yapılar içerir ve bol. su taşır. Şist ve fillatlar engel kaya niteliğindedir.

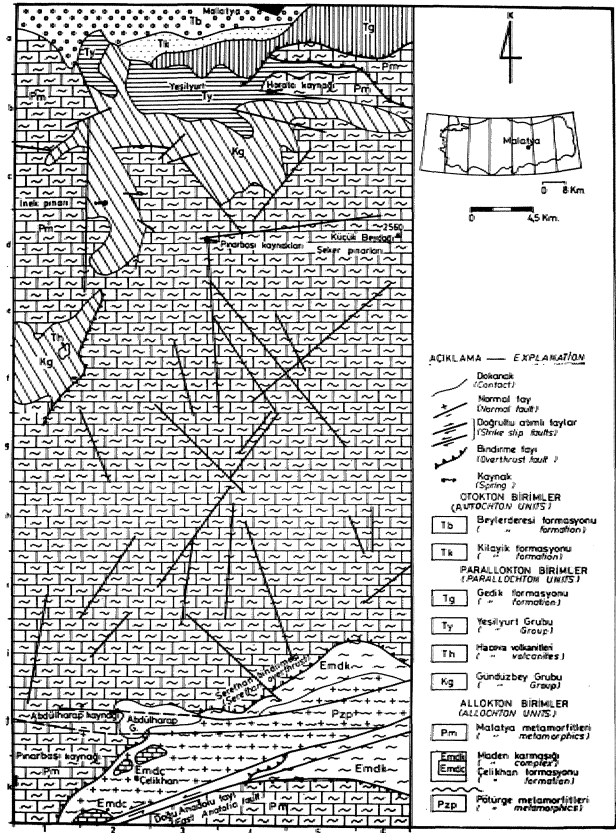
Kalecik Kireçtaşı: Genel olarak dolomitik ve bitümlü kireçtaşından yapılmıştır. Orta masif katmanlı,, aşırı kalın ve bol karstik yapılmıştır. Bölgede en fazla, su kapsayan birimdir, iyi bir akifer niteliği taşır.

Gündüzbey Grubu.

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

Birim» resif al ve pelajik kLreçtaşlarında saptanan fosillere göre. Üst. Kretase yaşmdadn- (Gözübol ve önal» 1986). Farklı litolojilerinden oluşan iç fformasyona ayrılarak incelenmiştir. Formasyonlar kendi içinde yanal ve düşey geçişler gösterirler;

Kızılgüney Çakıltığı Formasyonu : Genellikle okside, kırmızı renkli» çakıltası ve yersel kumlası ile çamurtaşından yapılmıştır. Paleosen yaşlı Haçova Volkanideri birimi keser. Adını Yukarı Hacova köyünün batısındaki Kızılgüney Tep'e'den almıştır'. Ostleyen Üst Kretase yaşlı birimlerinin taban, çakıltasını oluşturur.



Şekil 1 Çalışma alanının taslağı haritası (Gözübol ve Önal, 1986)

Figun 1 Simplified geologic map of the study area (from GAZÖbol and Oral, 1986)

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

Kapalı Kireçtaşı: Çakıltası, kumtaşı ve şeyi arakatlı pelajik kireçtaşından oluşan birim» Yeşilyurt, Gündüzbey ve Yukarı Banazı-dolaylarında geniş bir yayılım gösterir. Adım Kaşılı mevkiinden almıştır. Engel kaya niteliğindedir.

Yeşilyurt Grubu

Grup adını, tipik görünülerinin bulunduğu Yeşilyurt ilçesinden almıştır,,Altaki Gündüzbey Grubunu açılı uyumsuz olarak örter. Ostdeki 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 Çakıl taşı: Genellikle okside kırmızı ve kahverengi, ortaç pekleşmiş ve ortaç boylanmış polijenik çakıltasından oluşan birim» adım Zorbon mevkiinden almıştır. Eosen, yaşlı birimlerin taban çakıltasını oluşturur. Akifer niteliğindedir.

Yıldız Kireçtaşı: Nummulit, alg, mercan» gastropod ve exinit fosilleri kapsayan resifal nitelikli kireçtaşı, yersel görünüler şeklindedir. Adım Yıldız Tepe'den almıştır. Karstik niteliktedir.

Yukarı Banazı Formasyonu: Çakıtaşı arakatmanlı kumtaşı ile şeyi aıdalanmasından oluşan birim, fliş nitelikli olup, Yeşilyurt ve Yukarı Banazı dolaylarında görünüm vermektedir. Adını buradan, almıştır. Engel kaya niteliğindedir.

Banaz Kireçtaşı: Nummulit, alg, mercan ve gastropod fosilli, masif katmanlı resifal nitelikli kireçtaşı, çizgisel gidişil bir y ayılım gösterir. Adını Banaz mevkiinden almıştır. Karstik niteliktedir.

Malkuyu Formasyonu: Kilitaşı-marn ardalanmasından oluşan birim» Yeşilyurt'un kuzeyindeki Malkuyu Tepe ve dolayında, yayılım gösterir. Adını buradan almıştır. Engel kaya niteliğindedir.

Gedik Formasyonu

Genellikle açık gri, orta-kalm dftzgün katmanlı, bol mikro fosilli, sıg-su kireçtaşından oluşan birim» karstik yapılu olup, genellikle Gedik Mahallesi dolaylarında, yayılıra, gösterir. Adını buradan almıştır. Birim 300-400 m. kadar bir kalınlığa sahiptir.

Formasyon alttaki Malkuyu, Formasyonu ile kısa, dereceli geçişli, üstteki Kilayik Formasyonu ile açılı diskordanslıdır. Saptanan fosillere göre Orta Eosen yaşındadır (Gözübol ve önal» 1986). Bol karstik yapılu, olup, tabanında su taşır.

Kilayik Formasyonu»

Çakıtaşı ve kumlası, arakatlı marndan oluşan birim» Kilayik köyü dolaylarında ve Malatya-Yeşilyurt yol yarmasında yüzlekler vermektedir. Adını Kilayik köyünden almıştır. Kalınlığı yaklaşık 200 m. kadardır.

Formasyon alttaki Gedik formasyonu taban çakıl-taş düzeyi ile açılı uyumsuz olarak öter, üstteki Beylerderesi Formasyonu ile düşük açılı uyumsuzdur. Olasılıkla Neojen yaşında olabilir (Gözübol ve önal, 1986) Birim sıg göl ortamında çökelmiştir. Krantaşı ara katkıları su taşır.

Beylerderesi Formasyonu

Genellikle kırmızı renkli» iyi pekleşmiş, az, belirli masif katmanlı, kötü-orta yuvarlaklaşmış ve orta, boylanmış» düzlemsel ve oluksal çapraz katmanlı periyodik çakıtaşıdan oluşmuştur. Beylerderesi dolaylarında tipik görünüleri bulunmaktadı. Adını da buradan almıştır. Kalınlığı en fazla .50 m. kadardır.

Birim, alttaki Kilayik Formasyonu, düşük açılı uyumsuzlukla öter. Olasılıkla Pliyosen yaşındadır ve genelde alüvyal yelpaze ortamında çökelmiştir. Tabanda bol su taşır.

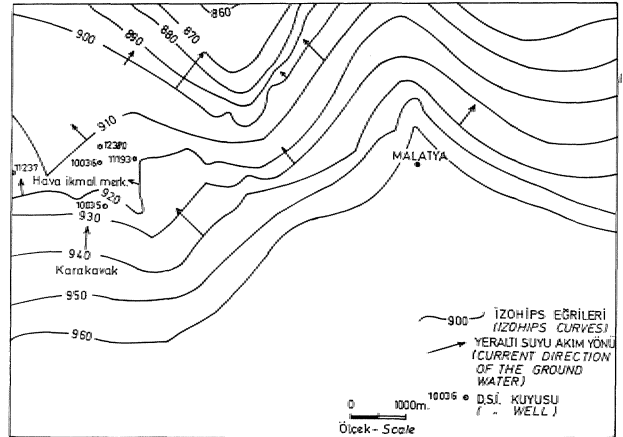
YAPISAL JEOLJİ

Çalışma alanını da içine alan Güneydoğu Anadolu'nun tektonik yapısı, güneydeki Arabistan levhasının kuzeye ilerlemesi ve Avrasya, levhası ile çarpışması sonucu bugünkü konumunu almıştır. Bu etkili tektonizma, sonucunu olarak Doğu Anadolu Fayı, bindirmeler, normal faylar» eklemeler ve kıvrımlar bölgenin yapısını oluşturur (Şekil 3).

Doğrultu atunlu sol yönlü Doğu Anadolu Fayı yaklaşık 1-15 km.'lik bir ezik zon ve birbirleriyle makaslama yapan bir fay prizması şeklindedir. Kuzeydoğu ve kuzeybatı yönlü faylar yırtmaçlı faylar olup» makaslama düzlemi, oluştururlar. Bindirme fayları genellikle KD-GB doğrultusu, olup, olasılıkla kuzey veya KB "dan gelen, yatay itilme ile gelişmiştir. Büyük ölçekli kıvrımlar gözlenmez. Çalışma alanında ayırtılan kayabirimleri alloktan, paralohton ve otokton olarak üç ayrı tektonik aşamaya ayrılarak incelenmiştir. Allohton nitelikli Malatya metamorfileri, içindeki faylar ve itilme düzlemleri, bol su boşaltır,

HİDROJEOLJİ

Bölgedeki kaynakların, oluşum genelde dört faktörün deneindedir: 1. karstlaşma, 2. karst-fay, 3.geçirindi ve geçirimsiz litoloji dokanakları ve 4. faylar.



Şekil 4. Malatya ovasının su tablası haritası (D.S.İ., 1977)ten

Figure 4. The map of the water table off Malatya plain (from D.S.İ., 1977)

Doğrultu atunlu fayların ezik zonları (Abdülhaiap kaynağı) ve kesim noktaları (Pınarbaşı kaynağı) düzenli ve büyük su boşalmalarını oluşturur (Şekil 3). Karstik kaynakların tedbirleri değişkendir. Faylar ile karstik yapıların denetiminde olan kaynaklar (Pınarbaşı ve Abdülhaiap kaynakları) düzenli ve yttsek defoildir. Dolomitler, karstik kireçtaşları ve çakıtaşları oldukça iyi bir akifer niteliğindedir. Bölgenin su ihtiyacını karşılarlar.

Pınarbaşı kaynağı 300 l/s* Horata kaynağı 90 l/s ve tnekpınan kaynağı 0,30 l/s arasındadır. Küçük kaynakların debileri 0,52-0,2 l/s. arasında değişmektedir

No	KAYNAK (SPRING)	Kordinatı (Coordinate)	PH (E-Conduct)	Elektrik Geçirgenlik EC x 10 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	58.8	0.72	1.72	1.80	—	4.24	0.33
2	Şekerpinarı	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	5.20	5.35	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	Çanakpinarı	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	Kızılcağüney	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	Ayıölen 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 m²/gün/m arasında olduğu tahmin edilmektedir (DSİ, 1977)., Akiferde özgül verim genellikle 1 l/s/m'dir. Bölgenin emniyetli yeraltı soyu rezervi 32x10⁶ m³/yıldır.

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 sula ruin genel kimyasal özellikleri ve sınıflanmaları: Kaynak sularının, anyon ve katyonlarının büyüklük sırası şöyledir (r=mek/l):

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

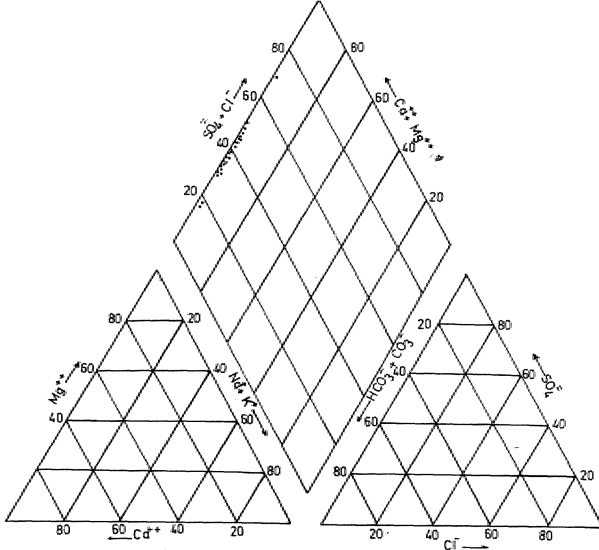
$$r (HCO_3 + CO_3^{--}) > r d''$$

Suların kimyasal tahlillerinde, sülfat iyonunun bulunmaması dikkat çeker. Muhtemelen sülfat bakterileri tarafından indirgenmiştir. Kaynak sularının pH\ 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⁻) > J.ÜÇÜL. asit köklerine (SO₄⁻ + Cl⁻) göre üstündür. Suların karbonat zenginliği % 50'den fazladır (Şekil 5).

ŞahincTye göre kaynak suları A-Iab(ba), AjC-Iab(ba), AC-IIab(ba), C2A-IIab(ba) sınıflamasında toplanır (Şekil 5). Sınıflamadaki simgeler A; karbonat oranı çok yüksek; A|C karbonat oranı yüksek; AC; karbonatlı-klorüflü; C2A klorür oranı yüksek karbonatlı; I ab(ba) ve

H 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/Tden az olması nedeniyle "tatlı sular" sınıfında yer alır.

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

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

ve

$$i.e.b. = T \frac{Cl - (Na + K)}{SO_4 + HCO_3 + NO_3}$$

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

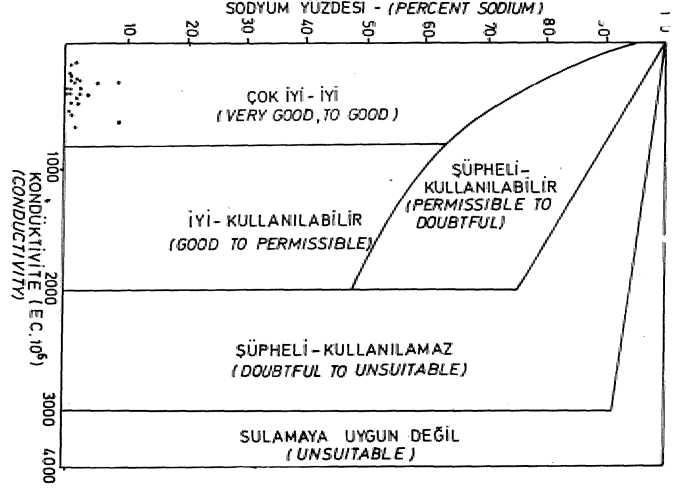
Kaynak sularının tarımda kullanma, özellikleri: Sulama suyunda, sodyum, önemli bir yer tutar. Toprağın yapışım, bozarak, geçirgenliğini azaltır ve sulamadan soma, soğurulan sodyum, toprak yüzeyinde kaymak şeklinde sert bir kabuk oluşturur. Bu kabuk bitki köklerinin havalanmasını engeller; ayrıca sodyum,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

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

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

Bağıntılarda iyonik mek/1 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/Tden az olması nedeniyle tüm bitkilerin sulanmasında tehlike yaratmaz..



SAMTAWICOK diyagramı
Figure 5. Wicox diagram

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

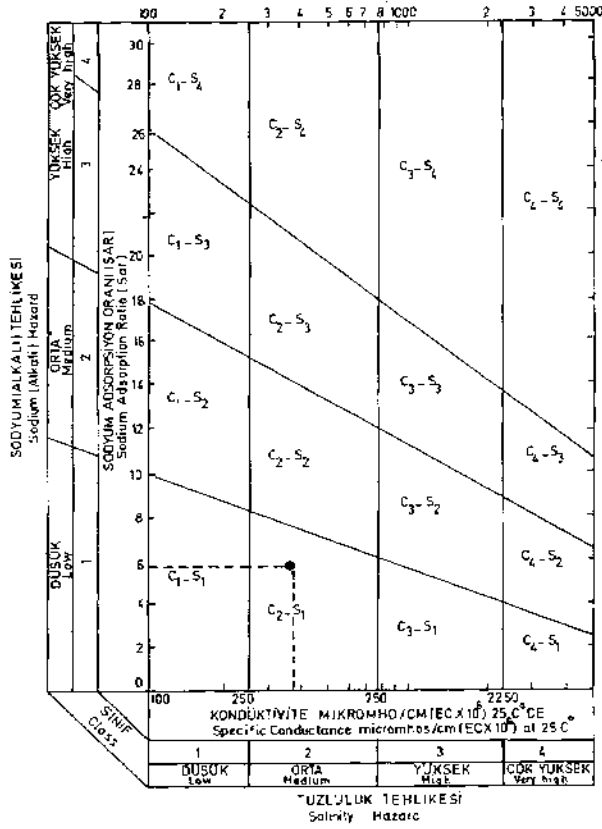
ABD tuzluluk diyagramında göre ise bu sular (Kadımağarası ve Pınarbaşı) C\ S\ (az tozlu - az sodyumlu), büyük bir kısmı C2S1 (Orta tozlu - az sodyumlu) ve Ayıoendere kaynağı, suları C3S1 (tozlu - az sodyumlu) sınıfındadır (Şekil 7).

Suların endüstride kullanma özellikleri: Kimyasal yönden, suların endüstride yararlanılma özellikleri çok farklıdır. Buhar kazanlarında kullanılan sularda iç önemli elken, 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 alkalinitesi mek/S ile pH'nın bilinmesi, gerekir. Kaynak sularının bir kısmı çürütücü özelliğe sahiptir (Şekil 8).

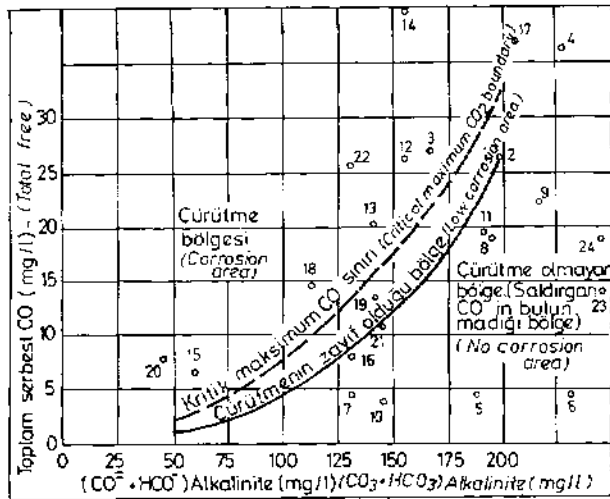
Suların kaynarken köpürmesine neden,, su yüzeyinde sodyum ve potasyum tuzlarmca zengin bir zar tabakasının oluşmasıdır. Suyum kaynarken köpürmesi (F) şu bağıntı ile bulunur:

$$F = 62 r Na + 78 r K \quad (r = mek/1)$$

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

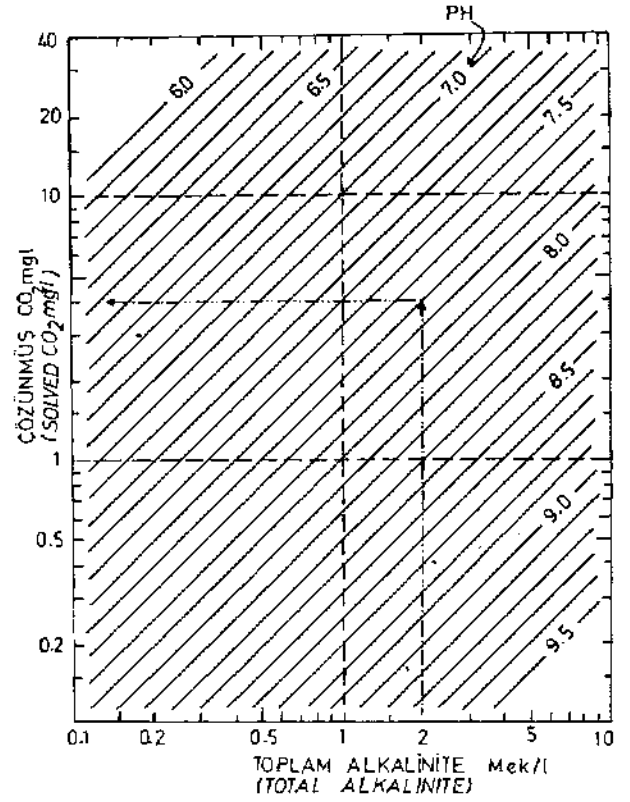


Şekil 7. A.B.D. tuzluluk diyagramı
Figure 7. U.S.A. salinity diagram

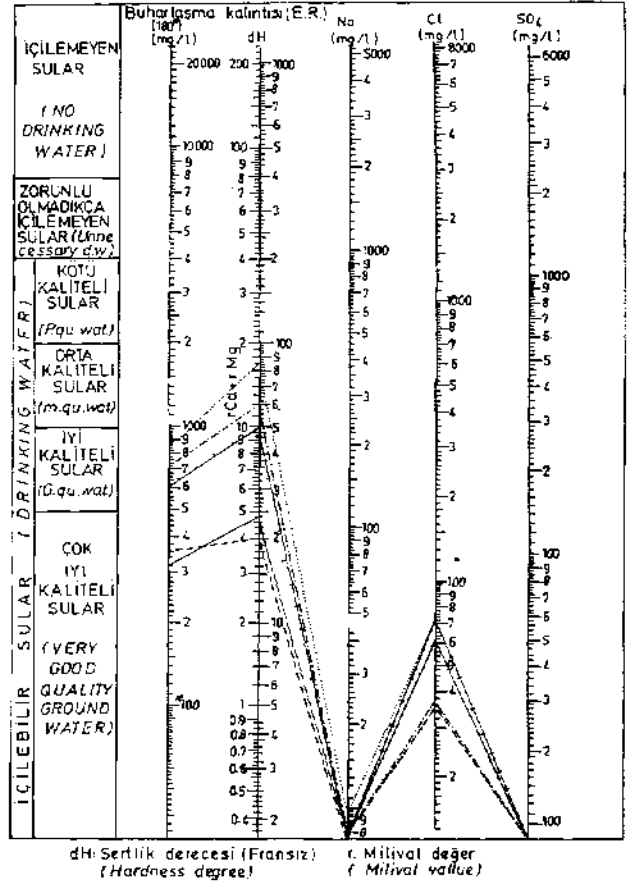


Şekil 8. Suların çürütme özelliklerini gösteren diyagram
Figure 8. Diagram showing corrosion features of waters

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.



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



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

Solar, Schoeller içilebilirlik diyagramında* genellikle iyi ve orta kalitededir (Şekil 10). Suların sertliği, içme ve kullandırma için önemli bir yer tutar. Basit şekilde, kalsiyum ve magnezyum iyon (mek/1) 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 bilimleri bulunmaktadır.

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

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

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

5- Schoeller sınıflamasına göre bu sular "Olağan klorürlü - hikaibonath 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, sulan" sınıfına girer.

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

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

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

(Kadımağarası ve Pınarbaşı Kaynakları) Cf \$2 (az tuzlu,» az sodyumlu)Xbüyük bir kısmı C2S1 (orta tozlu - az sodyumlu) ve Ayıölendire kaynağı suları C3S1 (tozlu, az sodyumlu) sınıfmıdadır.'

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

11- İçme suyunda florür 750 Mg/Tyi toplam iyon miktarı 7.5 Mg/Tyi 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.B.,, SCHOELLER, SAR. T.S.E WILCÖX SINIFLAMALARI: m A.,Şahmci, 1986, Yeraltı suda jeokimyası: D.E.Ü. Mäh. Mim..Fak.. JeoJMI.Bölümü, MM/JEO-86 EY.99» tzmir
- D.S.L., 1977, Malatya Qvasi'nin hidrojeolojik etüd rapora: D.S.İ. Yayınlan, .Malatya.
- PERİNÇEK, D., 1978, Çelikhane-Smci-Koçark (Adıyaman) alanının jeolojisi: JLO.Fen Fakültesi Tat.. Jeo., Kürsösl.» İstanbul.
- GÖZÜBOL» A.M., ÖNAL,, M» 1986, Çat Barajı İsalat tünelinin mühendislik jeolojisi, ve kaya mekaniği incelenmesi, ve Malatya-Çelikhane alanının jeolojisi: TUBİTAK, TBAG-647, Ankara

KIZILDAĞ-ELAZIĞ ÇEVHERLESMESİNİN ÖZELLİKLEM ve KÖKENİ

Features and Origin of Kızıldağ-Elazığ Mineralizations

AHMET SAĞIROĞLU, Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ

O'Z : 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 saçınmalı veya fay zoonu dolgusu şeklinde gelişmiş olup cevherleşme türleri spekülait, pirit (\pm kalkopirit), galen (\pm sfalerit) ve Cu mineralleri, şeklindedir. En yaygın olarak Spekulant ve pirit, cevherleşmelerine rastlanmaktadır. Eh değerlerinin yüksek odugu yerlerde (YASS üstende) Spekulant ve Efirun negallif değerlere sahip olduğu yerlerde (YASS altında) pirit cevherleşmesi gelişmiştir. Bu iki cevherleşme birbirine, geçiş göstermektedir.

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

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

A B S T R A C T : 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 spekulante, pyrite (\pm chalcopyrite), galena (\pm sphalerite) and Cu minerals. The most common mineralizations are spekulante and pyrite mineralizations what grades into each other. In the localities where Eh was high (above underground water table) mineralizations formed as spekulante 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 metamorphic 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 spekülait, 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 ölçeğe 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.

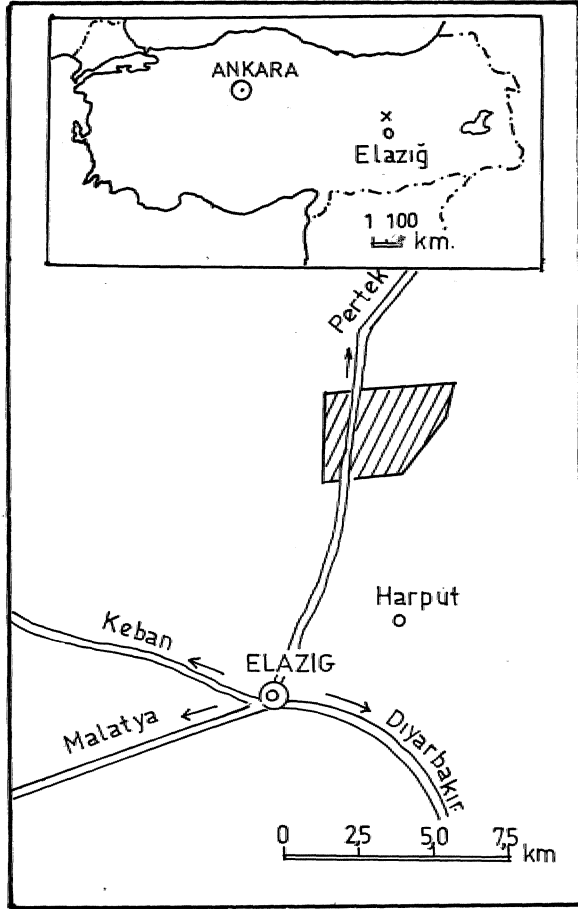
GENEL JEOLJİ

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında yttzelenen birimler; Yüksekova Karmaşığı» Kırkgeçit Formasyonu ve Karabakır Formasyonu'dur (Şekil 2),

Yüksekova Karmaşığı

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



Seiff. Yer buldum haritası
ffıır» 1 Location map

(1979) tarafından ta 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 oluşturdıklarından (pülov lavlar» volkânosedimenler kayaçlar, diyoritik, granitik-granodiyoritik plütpnik kayaçlar) oluşmuşlardır ve konasiyen-kampaniyen yaşlıdırlar.

Çalışma alanında Yüksekova Karmaşığı granit ve diyoritle, temsil «dilmektedir.

Granit. İnceleme alanında en geniş alanı ta litoloji kaplamaktadır. Cevherleşmelerde hemen hemen tamamen granit içinde, yeralmaktadır. Granit batı» güney ve doğudan diyorit ile çevrenmekte ve granit-diyorit dokanaklan 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 porfir iler 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, oiaokroskopik olarak, iri taneli (2,3 mm.) ve açık pembe renklidir. Fay zonlarında granit kataklasitik doku göstermekte ve kayaç parçaları spekülart 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 pitonu genel, olarak D-B doğrultum geniş fay zonları ile kesilmiştir... Bu fay zonları boyunca granitler değişik niktelikte alterasyonlara uğramışlardır., Bu alterasyonlar ve bunların en yaygın gözlemlendiği alanlar:

a) Silisleşme, cevherleşme (\pm kaolenleşme); Kızıldağ D. güneyi,

b) Kaolenleşme, seerizitleşme, cevherleşme; büyük fay zonu,

c) Kaolenleşme, floritleşme, cevherleşme; Hidolar' 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.

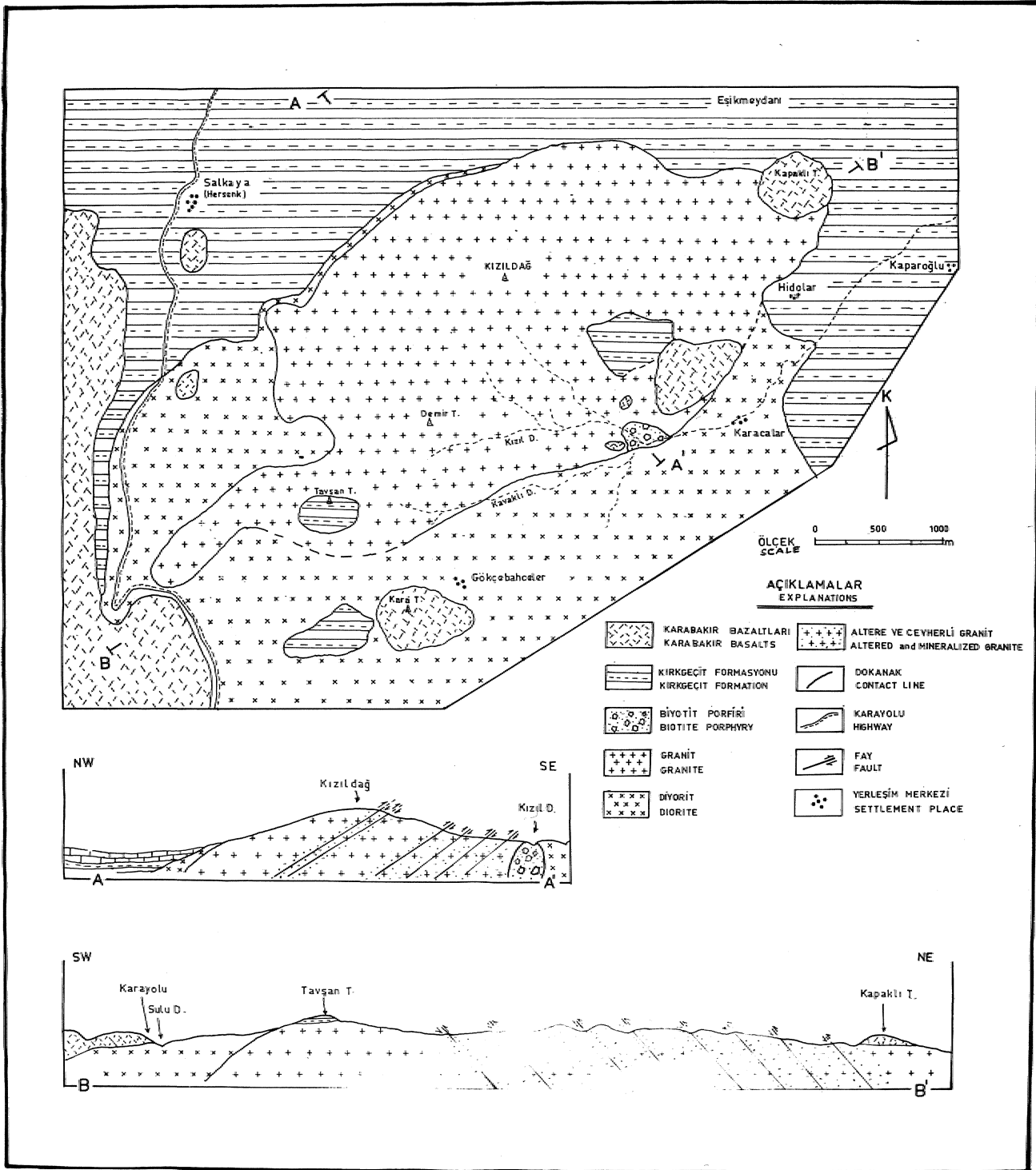
Diyorit Çalışma alanında, granitten sonra en fazla yayılıma sahip olan mağmatik kayaçtır. Granite, göre daha, yaşlı olup» granit tarafından kesilmektedir.

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

Granit dokanaklarında altere o'lmüş hornblendler klorit ve tremolit-aktinolite dönüşmüştür.

Kırkgeçit Formasyonu

Marn, kumtaşı, kumlu kireçtaşı ye kilaşından oluşmuş (Bingöl 1983) bu. formasyon çalışma alanında

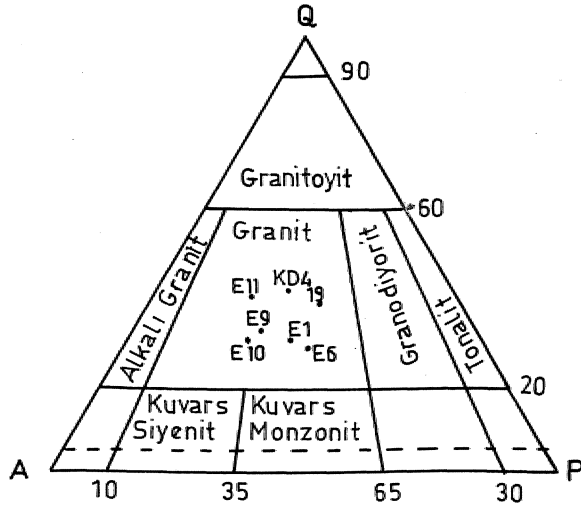


Şekil 2. Araştırma alanının jeolojik harita ve kesitleri
Fig. 2. Geology and cross-section of the studied area

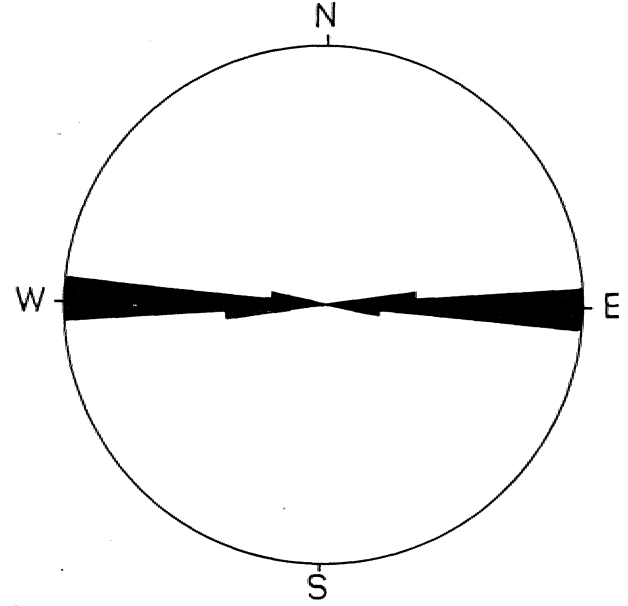
km'lik kireçtaşı, kireçtaşı, marn ve kiltası ile temsil edilmekte olup, gerek diyoritleri gerekse graniti uyumsuz olarak örtmektedir.. Bu, formasyonun yaşı içerdiği fosillere göre Ayşar (1983) tarafından Qrta-Ost Eosen olarak saptanmıştır.

Karabakır Formasyonu

Gelse! 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 acid plutonics of Kızıldağ



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

YAPISAL JEOLJİ

Çalışma alanında bulunan granitler¹ 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 elde edilen gül diyagramı. Şekil-4'de verilmiştir. Şekilde görüldüğü gibi faylar¹ 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 zonu kalınlığı 50-60 m.'ye ulaşmakta ve uzanımı yüzeyden 1 km. kadar takip edilebilmektedir,

Paylanmalar Orta-Ost 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)'ttin Keban Metamorfikler'i'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 doğrultularıyla uyumludur.

CEVHERLEŞME

Kızıldağ cevherleşmeleri dokusal ve mineral topluluğu açısından değişik özellikler gösterirler.

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

Saçmımlı cevherleşmeler¹ 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 hemen tamamen saçmımlı 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 kayaç 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) Spekulant cevherleşmeleri» 2) Pirit (± kalkopirit) cevherleşmeleri., Ayrıca çok kısıtlı olarak galen ve bakır¹ cevherleşmeleri de gelişmiştir.

Spekulant Cevherleşmeleri

Fay zonu arının topoğrafik olarak yüksek kısımlarında gözlenir. Genel, olarak fay breşinde kayaç parçaları arasını doldurur şekilde bulunmakta. dir' (Levha I., Şekil 1). Yer yer¹ fay zonlarının çevresinde saçmımlı olarak da gözlenir. En yaygın olarak Demir Tepe ve yakın çevresinde bu tip cevher bulunur., Burada cevher 30-40 eni'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.

Spekulant cevherleşmeleri derinlere doğru. spekülait-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 (spekülait) şeklinde çökelmiş yeraltı su, seviyesi altında negatif Eh koşullarında Fe⁺² pirit (FeS₂) olarak çökelmiştir.

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

Spekulant zonlarında manyetikte 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.

Spekulant 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 görülebilir 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 rastlanmaktadır¹, 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 rutile de rastlanmaktadır.

Pirit kalkopirit cevherleşmelerine eşlik eden. alte rasyon tipi. yaygın olarak gözlenen silisleşme ve kaolenleşmedir. Serizideşme daha kısıtlı olarak gelişmiştir.

Pirit-kalkopirit cevherleşmesi Kepez Sırtı batısında, yüzeylenen biyotit porfiri içinde oldukça iyi gelişmiştir. Saçınımlı olarak pirit kayaç hacminin % 15 kadarını oluşturmaktadır 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 \$5 / 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 zondan yüzeyden 5-6 m. uzunluğa sahiptir.,

Her iki fay zonunda da yoğun kaolenleşme gözlenmektedir ve cevher fay breşinin matriksi 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 kapanlanous 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 çokluktadır.

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 faylarına genel doğrultusunda paralel fay zamlarına yerleşmişlerdir. Damarların özellikleri ve mineralojik bileşimleri.» damarlar daha önce kısa süreli çalıştırıldığından ve kalın demir şapka ile örtülü olduğundan ayrıntılı olarak çalışılmamaktadır. Eski işletme paşalarından alınan örneklerde yoğun limonitlik 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. Bakır¹ ve kurşun damarları bu, genel çerçeve içinde, ayrıcalıklar olarak kabul edilebilir,

Cevherleşmeler açıkça faylarla ilişkili olarak epi-

jenetik olarak gelişmiştir. Fay zonlarında yükselen hidro-termal çözeltiler oksidasyon zonunda (YASS üzerinde) spekülarit indirgen zohda ise pirit cevherleşmelerine neden olmuştur.

Paylanmalar 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 Kaâ&siyen-Qrta Eosen arasındadır. Bu yaş aralığı 'bölgede, çalışan araştırmacılar (Yazgan, Bingöl) tarafından. Keban Metamorfiklerinin Yüksekova Formasyonları Ezerine bindirme- yaşı olarak verilen Ost-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 saçınımda cevherleşmede kalcopirit oranı ekonomik düzeyin çok çok altındadır. Masif Spekülarit 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. Evam» 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 'kısmında bile üstten alta doğru spekülarit-spekülarit, pirit-pirit şeklinde, bir zonlanma görülmektedir.

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

DEĞİNİLEN BELGELER.

- AVŞAR.R., 1983, Elazığ, yakın. krayfoa,ü»Ma steatigrafik veimferapeontolojik araştırmalar» EU. Doàtara Tezi (Yayımlanmamış),
- BMGÖLA.R., 1982, Hlazığ-Pertde-Kövancılar arası volkanik kayaçlanmn. pei'ografii: ve petroloJk incëLemm.eş; F.Ü. Fa Fak'Élesi 'Dwgisl, Sayı. 9-21.
- EVÂNS»A.M.»1980» fatroduction b' öre Goology» Blackwdl Se. .PobMcation» Oxford, 231 s.,
- HOIXISTEI,V.F., 1974., Regional characteristics of porphyry Copper' deposits of South America SME Trans.» 256., 45-53.
- KEHNj^194e, Elaag-P'alu. ve Pote k bSÜgesmih jeolojik, ctlidine ait rapor,, MTA. Rapor N6:1708, (Yayımlanmamış).
- ^SSELS^ENJt.L.,r988', Hypogene tonturc and mineral zoning. in a copper bearing gpnodiorite pwtÉ.yry' Stock, Samu Rita., New Mexico Be- ofLGedL,6a.57-5a
- PARKjCP. ve Mac DIARMID ,RJ\.,» 1975» Ore deposits Freeman, and Co» San. Fransisoo» s.530.
- PERİNCEK»B.»1979., The feology of'Hazra-Korodağ'Çtogps-Ma.den.-Ergani-Hazar-Elazığ-Mala:ya area GeocomJl., Ankara.
- SIREL»E., METİN.S., ve SÖZERİ'B.» 1975., Palu (k o H.aag) éenizel OMgos'en- in ;stiatigrafisi ve mikropaleontolojisi., TK Bİlteni, 18,175- isa
- YAZGAN.E., 1983, A geotraverse between the Arabian platfoim and. Munmr nappes; Int. Symposium on the Geology of the Taunts Belt., Held. Guide Book.. İkmk lifankemkl.

LEVHA I

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

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. Spekulant levhacıktan* Tek nikol, 20x15 büyütme.

Fig3. Specularite plates. Plain reflected, light, magnification 20x15,

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

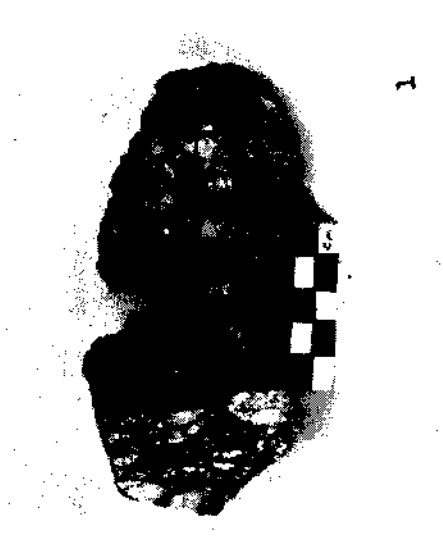
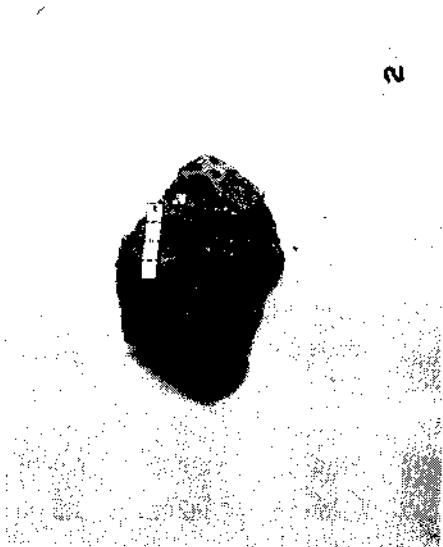
Fig. 4. Chalcopyrite inclusions in pyrite. Plain reflected light, mag. 50x15. Abbr.: py; pyrite,, chpy; chalcopyrite,

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. 50x1,5.. Abbr.: gal; galena, Ag; silver, Agss; silver sulphosalt.

Şekil 6. Galenin dilinim düzlemleri boyunca görülen karbonaüaşma (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 MINERALOJİSİ VE ILLİT KRİSTALİNİTE YÖNTEMLİYLE İNCELENMESİ

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

FAZLIÇOBAN İ.T.O. 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, klarit, kaolinit, Elde edilen sonuçlara göre bölgedeki, Üst Silüriyen - Alt Devoniyen yaşlı Keşça formasyonu diagenetik 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 and bimetamorphism.

GİRİŞ

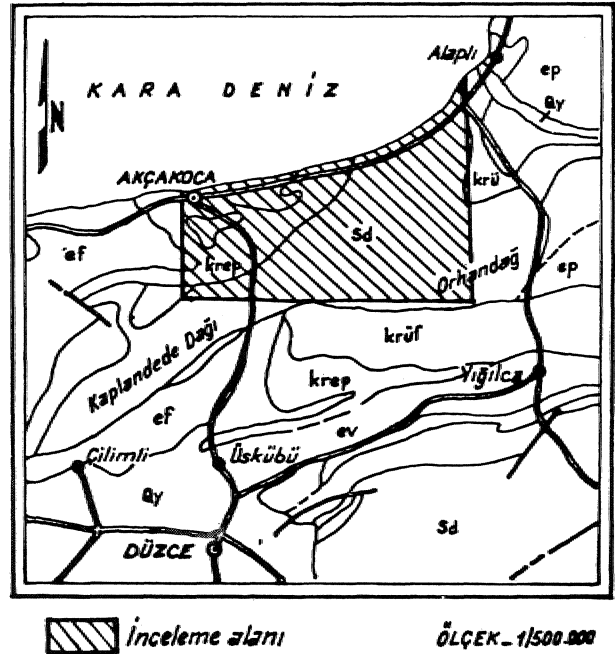
Bu çalışma, Akçakoca (Bolu) kuzeydoğusunda yer alan Üst Silüriyen - Alt Devoniyen yaşlı ince taneli tortul kayalarındaki kil minerallerinin tanınması illit kristalinite derecesinin X ışınları kırınımı yöntemiyle saptanarak bölgedeki diagenetik-metamorfizma geçişinin araştırılmasını amaçlamaktadır.

Çalışma alanı, Kuzeybatı Anadolu'da 1:25000 ölçekli Ereğli F26-c4/d4/d3/c3 paftalarında bulunmaktadır (Şekil: 1). Bölgede Paleozoyik (Üst Silüriyen - Ost Devoniyen) temel kayaları üsteleyen Ost Kretas - Alt Eosen aralığında çökelmiş yaklaşık 2000 metre kalınlıkta fair 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 buldu haritası
Figure 1. Location map

yöresinde "Ami (1931) Kretase'de çeşitli seviyeler ayırtlamıştır. Aynı yörede Atabek (1939) manganez ve demir cevherlerinin, oluşumunu inceleyerek, Devoniyeh'in kuvarsit., grovak ve killi şistlerden meydana geldiğini belirtmiştir. Bu yörede Egemen (1.947) tarafından ilk defa Silüriyen'den bahsedilmiş ve daha önceleri Alt Karbonifer olarak bilinen, kuvarsit» gre ve kırmızı, şistlerin. Ost Silüriyen, kalker, gri ve koyu renkli, fillatların. ise Devoniyen, yaşlı oldukları belirlenmiştir, Aynı %ölge için. Tokay (1949) özellikle Kretase'yi ayrıntılı şekilde incelemiştir., Akçakoca - Dizce arasındaki bölgede de Ketin (1955) tarafından Paleozoyik masiflerinde benzer litolojili Silüriyen. ve Devoniyen'den söz edilmiş ve Üst Kretase - Eosen devamlı serisinin Paleozoyik. üzerinde diskordan olarak yer aldığı belirtilmiştir.

Bu çalışmaları takiben, Yalçmer (1980X Dizer ve Meriç (1980-1981), Yergök ve diğerleri (1984) gibi araştırmacılar tarafından. Karadeniz, Ereğlisi ve Akçakoca bölgelerindeki çalışmalar değişik amaçlı olarak sürdürülmüştür.

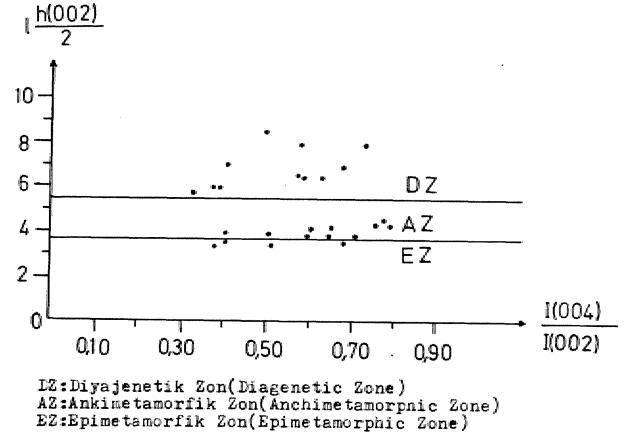
İnceleme alam. için ayırdedilen litostratigrafik birimler ve zaman aralıkları Şekil 2'de gösterilmiştir. Üst Süüriyen - Alt Devoniyen yaşlı ve. çalışmanın asıl konusunu oluşturan Kuşça formasyonu ise aşağıda ayrıntılı biçimde tanımlanmıştır.

ÜST SİSTEM Upper System		SENOZÖYİK TERTİER (Tertiary)		MEZOZÖYİK (Mesozoic)		PALEOZÖYİK (Paleozoic)		LİTOLOJİ Lithology
Kuv.	SE Rİ SİTE	EGEMEN	EDEN	ARİASE (cretaceous)	ÜST KRETASE Upper Cretaceous	SİLÜRİYEN-DEVONİYEN (Silurian-Devonian)	ÜST SİLÜRİYEN-DEVONİYEN Upper Silurian-Devonian	
Qal	Tg	Tc	Kd	Ka	Rd	Dki	Dk	
10	50	70	105	280	500	470	1250	Alüvyon (Alluvium) —Üyemsizlik (Unconformity) Kavil, kum, kil. (Sabbie, sams, clay) —Üyemsizlik (Unconformity) Killi kireçtaşı (Clayey limestone) Emsu kireçtaşı (Sandy limestone) Kumtaşı (Sandstone) Konglomera (Conglomerate) —Üyemsizlik (Unconformity) Killi kumtaşı (Clayey sandstone) Kumlu killi kvt. (Sandy clayey limestone) Killi kireçtaşı (Clayey limestone rich in globotruncana) Kireçtaşı, siyah sarımsı-bezaz, ince taneli, bol globotruncana fosilli. Limestone, light yellowish white, thin bedded, rich in globotruncana. Kireçtaşı, siyah (Limestone-marl) Fesat, andezit (Fesat, andesit) Kumtaşı (Sandstone) Berecelemelikonglomera (Graded conglomerate, consisted of sandstone-limestone) —Üyemsizlik (Unconformity) Konglomera (Conglomerate) —Üyemsizlik (Unconformity) Jolomit (Jolomite) Jolomitik kireçtaşı, siyahimsi, masif. (Jolomitic limestone, blackish, massive) Kumtaşı, kireçtaşı arakatkıllı ince taneli, kıl laminalı şeyl. (Thin bedded, laminated shale interbedded with sandstone and limestone) Silttaşı (Siltstone) Gebro, siyahbaz daykaları (Lenses of carbonaceous shale) Kuvarsit (Quartzite) Arkoz, ince kalın tabakalı (Arkoz, fine to thick bedded) Arkozik konglomera (Arkozic conglomerate)

Şekil 2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi istifi
Figure 2. Columnar section showing stratigraphic of the study area

Kuşça Formasyonu

Bu çalışmada, Kuşça, formasyonu adı, kireçtaşı ara katkılı şeyi, killi şeyi ve silttaşı ağıdalanmasından oluşan bir istif olarak tanımlanmıştır. İnceleme alanında geniş



ay ılıma sahip olan birim» bol otujenik piritli seviyeleri ile karakteristiktir. Formasyon altta. Silüriyen yaşlı Belli başı., üstle ise Orta Devoniyen yaşlı Kirecikbaşı formasyonu ile konkordan ve dereceli geçişlidir, özellikle Karadeniz kıyısında karakteristik, mostralara veren birim. içerdiği fosiller ve stratigrafik konumuna göre Üst Silüriyen. - Alt Devoniyen yaşlı olarak değerlendirilmiştir. Kuşça formasyonu alt seviyelerinde yerl yerl diyoritik metagabro daykaları ile kesilmiş olup, 1250 metre kalınlıktadır. Formasyonun siyah, renkli şeyi seviyeleri, Egemen (1947) tarafından tanımlanan. Devoniyen yaşlı koyu renkli fillatlar ve Tokay (1949)'ın tanımladığı Alt Devoniyen'deki killi şistlerin litolojik eşdeğeri.

Şeyl: Koyu siyah, renkli., ince. - çok ince tabakalı ve laminalı olan şeyller tabakalanmaya dik yönde gelişen kırık, sistemleri ile parçalanmış durumdadır. Alt kesimlerinde görülen bol otujenik pirit üst kesimlerde azalır. Bununla beraber, üste doğru renkte de bir açılma, gözlenir. Çeşitli yönlerde gelişen ve 10 cm. kalınlığa varan kuvar damarları ile kesilmiş olan. şeyller mikro, çapraz, tabakalanma ve dereceli tabakalanma gibi sedimanter yapılar gösterir. Yer yer silisli, ezellik, gösteren, şeyllerin üst seviyelerinde karbonat artışı belirgindir. Mikroskop incelemesinde ortalama 0,1 mm. boyutlu tanelerden, oluşan kayaç örneklerinde esas bileşenler:, düzensiz dağılımlı plutonik tip kuvar taneleri kil mineralleri., opak mineral ve bozmuş mika seklinde. Akseuar bileşen olarak ise, % 5 oranında alkali feldspat., bittim ve tabakalanmaya dik yönde, dizilim gösteren pirit, taneleri, izlenmektedir. Üst seviyelerdeki örneklerde ise- kil oranı ve karbonat artışı ile birlikte, çok kötü korunmuş fosillerl izlenir.

Kireçtaşı: Şeyller ile aralanmalı ve yanal geçişli kireçtaşları, biyosparit olarak adlandırılmıştır. Çoğunlukla- kırmızımsı kahve renkli olan birim, ince-orta kalınlıkta tabakalanma gösterir, Yoğun demiroksitli mikrosparitik çimento içinde allokemlerin çoğunluğu fosil ve

fosil kavki parçalarından oluşur. Biyosparitler yer yer' detritik karakter göstermektedir.

Silt taşı: Kahverengimsi-san renkli, ince tabakalı silt-taşı seviyeleri Kaşça formasyonu'nun üst kesimlerinde izlenmektedir., Tabakalarına yüzeyi ve şistozite düzlem«lerinde bol mika pulhı olan silttaşları özellikle inceleme alanının - güney kesiml'lerinde 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, yönlenmen serisit» klorit ve nadiren izlenen (% 2-3) epidot şeklinde bileşime sahip olan silttaşları üst seviyelerinde killiyeyle 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 ayırtlanabilmesi amacıyla derlenmiş ve kil boyutu bileşenler ayırtlanmıştır. Daha sonra kil •minerallerinin belirlenebilmesi, için X ışınları difraksiyon analizleri yapılmıştır. Kil boyutu bileşenlerin ayırtlanması ve X ışınları toz difraktometresi ile kayıtlar,» Hacettepe Üniversitesi. Jeoloji Mühendisliği Bölümü .Kil Ayırma Laboratuvarı ile I.T.O. Maden Fakültesi X ışınları laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

X ışınları difraktogramlarL, normal, fırınlanmış, etilen glikolu ve M.dranizli 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 Ktt radyasyonu, Ni filtre, kart hızı: 1 cm/dak., gonyometre: 2Ö=1°/dak. ve 40 Kv, 18 mA, Cu, Ket radyasyonu» kart hızı: 2 cm./dak., gonyometre: 2°/dak. şartlarında yapılmıştır.

Elifin kristalinite derecesi, olarak "illit mineralinin 002 pikinin 10 A°daki refleksiyonunun yarı yüksekliğindeki genişliğinin mm. emsinden ölçümü esas alınmıştır (Kubier, 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

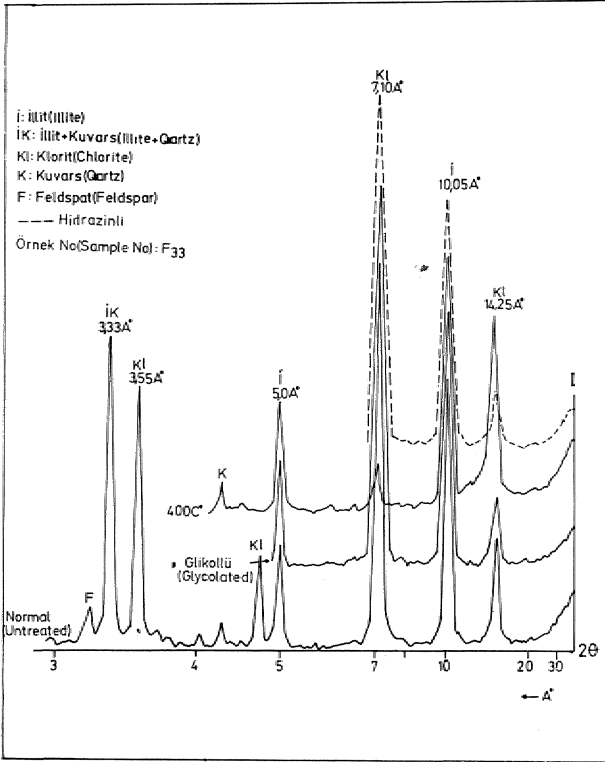
Üst Siluriyen - Alt Devoniyen yaşlı Kuşça formasyonunda belirlenmiş olan esas kil mineralleri İllit, klorit ve kaolinittir. İllit. mineralinin varlığı 10 A* 5 A° ve 335 A°daki yansımaları ile saptanmıştır. Glikolu, hidrazinli ve fırınlama ile elde edilen illit piklerinde değişim görülmemiştir (Şekil 4),

Çizelge I: Kuşça formasyonuna, ait örneklerin kil mineralojisi ve illit kristallik dereceleri. Ka: Kaolinit, İllit, K:Klorit, F:Feldspat, Ku:Kuvars, I4K+I4V:Klarit-Vermiktllit .karışık katmanı

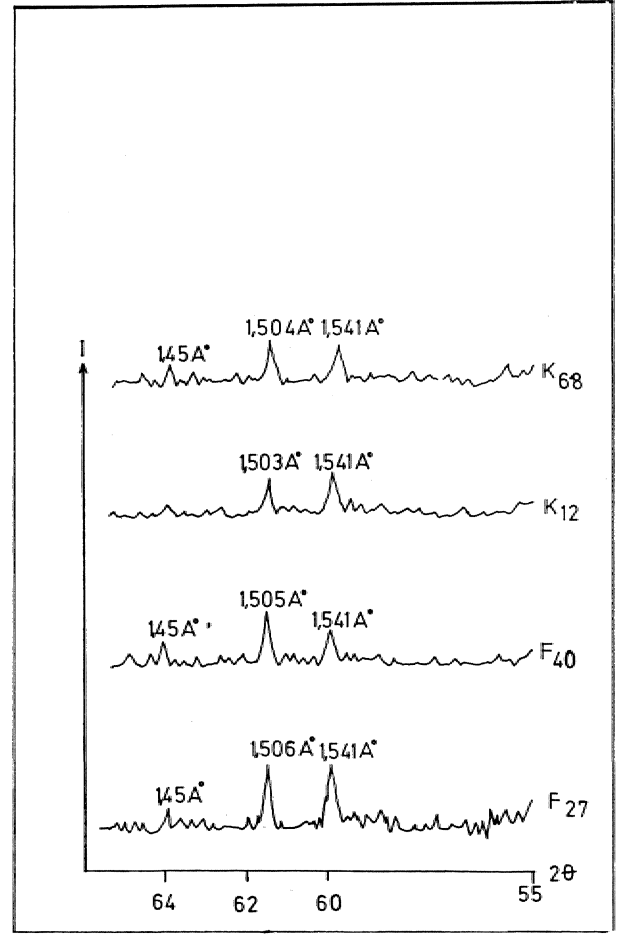
örnek No	h(OÜ2)/2	1(004)^(002)	Kİ boyutu parajenezâ
D F33	3,00	0,38	Ka+I+K
2) ÖK15	4,00	0,42	I+K
3) ÖK20	3,5	0,42	I+K+(14K+14V)
4) K68	3,60	0,68	I+K+(14K+14V)
5) K12	3,80	0,72	I+K
6) F26	4,10	0,65	I+K
7) FK86	3,5	0,52	I+K+(14K+14V)
8) F40	3,80	0,60	I+K+Ka
9) F28	4,10	0,80	I+K
10) F36	4,20	0,75	MC
1.1) F34	3,80	0,50	I+K+Ka
12) 4	3,85	0,65	I+K
13)F41	4,05	0,60	I+K
1.4) F24	4,10	0,78	I+K
15)F26	5,80	0,35	KaFK
16) Fk3S	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 $\alpha\alpha\alpha\alpha$ değerleri hesaplanmıştır. Bu taramalara, göre (55° ile 65° arasında) $\alpha\alpha\alpha\alpha$ değerlerinin 1,503 ile 1,506 A* arasında değiştiği gözlenmiştir 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),

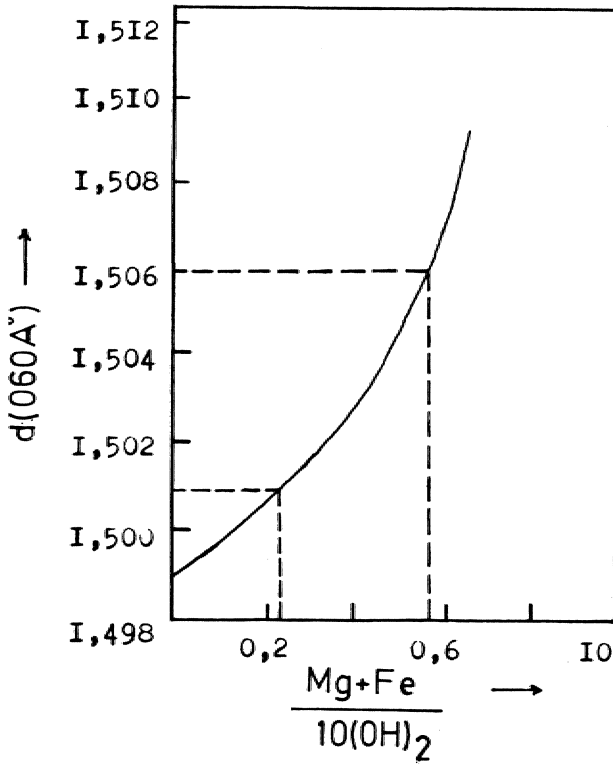
Klorit pikleri 14A°, 7A°, 4,7A° ve 3,5A°larda elde edilmiştir. Normal çekimde elde edilen bu pikler glikol ve hidrazinli çekimlerde değişmemiş» buna karşın 400 C°de 4 saat ısıtma sonucunda ise bazı örneklerde. 14A° piki ve özellikle 7A° pikinin çok zayıfladığı veya tümüyle kaybolduğu, görülmüştür. (Şekil 7). Elde edilen klorit piklerinde (001) ve (003) refleksiyonlarının zayıf,, (002) ve (004) yansımalarının ise şiddetli olduğu görülmüştür (Şekil 8). Bu özellik, demtfti 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. İllit 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)

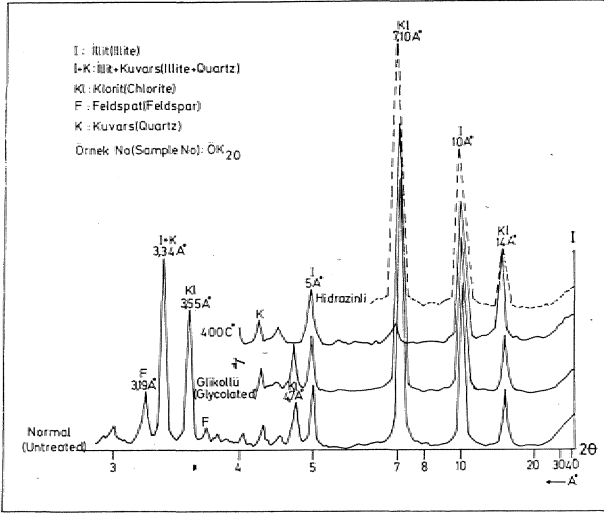
Çizelge Fde de görüleceği gibi, illit + Morit + klorit kuvars + feldspat + (kuvars-illit) mineral parajenezi, bazı örneklerde ise kloritveoniktillit karışık katmanlı gözlenmektedir.

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 zonlarda yer almaktadır.

YPRUM ve SONUÇLAR

Illit kristalinite derecesi yöntemi özellikle düşük dereceli metamorfizma olaylarında diyajenez metamorfizma geçişini saptamak amacıyla kullanılan bir yöntemdir (Kubier 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 - Düaver, 1984).

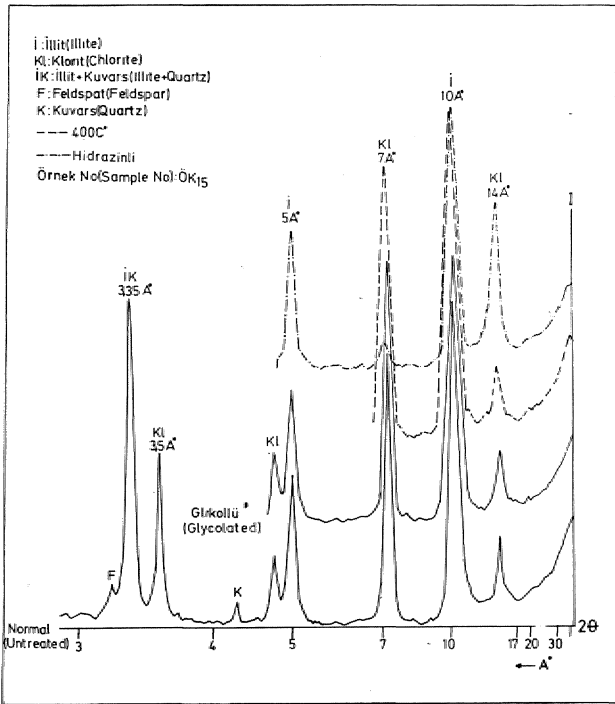
Şekil 7



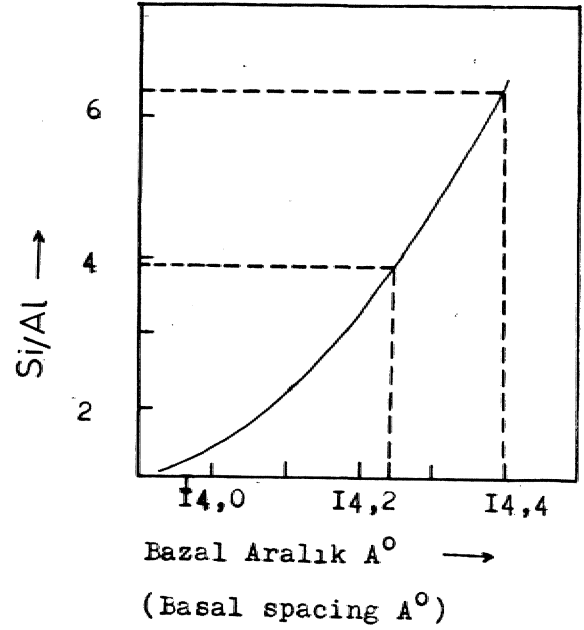
Şekil 7. Çalışma bölgesindeki sedimanter klorit difraktogramları
Figure 7. Diffractograms of sedimentary chlorite in study area

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 katmanadır. elde edilmiştir:



Şekil 1. Kloritlerin (001), (002), (003) ve (004) yansımaları
Figure A Reflections of chlorites (001), (002), (003) and (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 ali 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 gös temektedir.

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 çalışması kapsamında dışındaki çalışmaların bir bölümünü oluşturmaktadır. Yazar hocası sayın. Prof .Dr.

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

DEĞİTLEN BELGELER

- AENI,P., 1931» *Zm stratigraphie WİÜ* Tektonik der Kiedeshichten östlich Ereğli. and er Sdiwa:nmeerküste:Ecl.,Geo.,HeL,
- ATABEK^., 1939, Zongrfdak 'vilayeti. Demek ve Ereğli kazalarında demir ve manganez ihbarlarına ait lapadar: MX.A Rapor No:902 (Yayınlanmamış)»
- ATAMAN.G. ve diğerleri..., 1977» Diyajenez - Anldmetamocfizma geçişinin, illitin kıstallik dere.ce.si ile araştırılması (Batı Pontidler'de Bir Deneme):: H.Ü. Yerbilimleri Cilt:3, Sayı: 1-2
- BANNİSTAR,F.A.,WHrJTARD,W.F.,1945Jylagneğûa Chamosite: Min.. Magaz.» 5.
- DİLAVERJ.,, 1984, Kastamonu. Kuzeyindeki Mmendağ Graniloyidinin. Mineralojik-Petrografik, ve Jeokimyasal incelenmen, H.Ü. YikJMfih.Te.zi, 66 (Yayınlanmamış).
- BİZER,A.,, MERİÇ.E.,1980-81 JDazcybatt Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen Biyostratigafisi., M.T.A. Derg., Sayı:95/96.,
- DÜNOYER de SEGONZAC.G., 1969,'Les., mineram arguera dans la diageeese passage metamoiophisme: Mémoire, de service de la Carte GeoLAlsace et de Lorraine, 29320 p.
- 'EGEMENJR.M., 1947» Kdz. EreğEsi'hde bulunan fosilli Üst. S3©-riyen tabakalarına dair- not., TJJL BOL, C/s: W-
- GÜNDOĞDU,M.N.,,1.982,Meojen yağlı. Bigadiç: sedimanteı baseninin jeolojik»minerolojik \e jeokimyasal incelenmesi» BtlDoktora Tezi (Yayınlanmamış).
- KETİN,!, 1955» Akcakoca.-Di.zce bölgesinin, jeolojik lövesi hakkında memuar»M.,T.A.Rapor No: 2277 (Yayınlanmamış)
- KUBLER3., 1964» Les argues, mdicateers de metamoiophisme ReY...Insl.,Fr.Petrole, 19, 1093-1112.
- KUBLER3M 1966, La ciustalinile de. Tiffite et les. zones tout a fait supérieures de métamorphisme, Etages tectoniques Colloque de Nenchatel, Ins..Geol.Univ.NeudiateL
- KUBLERJB-i 1968 „Evatoation nantilaiive du metamorphii.sm.e- par la cristalinite de Ulule, Etat des - progrès realises ces dernières années, Bul..Cen.Ire.,Rech..Pau.. SNPA,,,2,, 385 - 397.
- MAXWELL,}}, HOWERJ., 1967, High grade diagenesis and low grade melamorphism of flüte in the Précambrien belt series:, Amer.Min.erol.,, ,52, 843-857.
- TOKAY.M.. 1949» Ereğli-Aiaph-Kızılt.epe-AlacaagH dolayının jeolojisi» M.T.A. Rapor No: 1821.
- YALÇINERJf.,1980, Dözcce-Akçakoca bölgesinin, jeomorfolojisi, Jeomorfoloji Derg., Sayı:9.
- YERGÖK.F. ve diğerleri, 1984, Zonguldak, çevresindeki Üst Kretase- yay volkanizmasının özeHikleriJeomocfoloji Der. Sayı: 12.

İÇ ANADOLU GRÂNİTOYİD 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

O Z İ iç Anadolu granitoid kuşağı, Kırşehir MasifTnin batı kenarında yer almaktadır. Kuşaktaki sokumlardan birini oluşturan Çelebi granitoidine ait 40' örneğin ana ve iz element kimyasal analizleri yapılarak jeokimyasal özellikleri ve kökeni, belirlenmeye çalışılmıştır.

Granit» granodiyorit, kuvars monzonit, kuvars; monzodiyorit bfeşiminde ve kalkalkali karakterdeki inceleme alanı granitoidlerinin önemli köye. renkli minerallerini hornblend + biyotit + kUnopiroksen ve titanit oluşturmaktadır. Ben.zer mineralojik bileşime sahip, bolca artık malik kayaç kapanımları içerirler- ve I-tipi granitoid özelliğindedirler. K, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Tn» U, Rb/Sr, La, Ce konsantrasyonları yüksek, K/Rb ve Sr/Ba konsantrasyonları ise düşüktür.

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

A B S T R A C T I The inner Anatolian granitoid belt is situated at the western, proximity of the Kırşehir Massif.. Forty samples of Çelebi granitoid, which contains one of the intrusions in the belt., were analysed for major and trace elements. The geochemical properties and the origin of the intrusion -arc discussed.

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

These intrusions contain abundant residual rock inclusions of similar mineralogical 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 ± mantle material,, basing on its mineralogical-petrographical and geochemical properties.

GİRİŞ

Orta Anadolu Masifi olarak bilinen İç Anadolu'da bu kuşak şeklinde uzanan birçok granitoid sokulumları vardır. Bu kuşak içinde bulunan söz konusu sokulumlardan biri de Çelebi granitoididir. Çalışmanın konusunu oluşturan Çelebi granitoidi, Ankara'nın yaklaşık 100-130 km. güney doğusunda ve Çelebi-Hirfanlar-Kesikköprü yöresinde yer almaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanında ilk çalışmalar,, granitoid-mermer dokusunda 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)

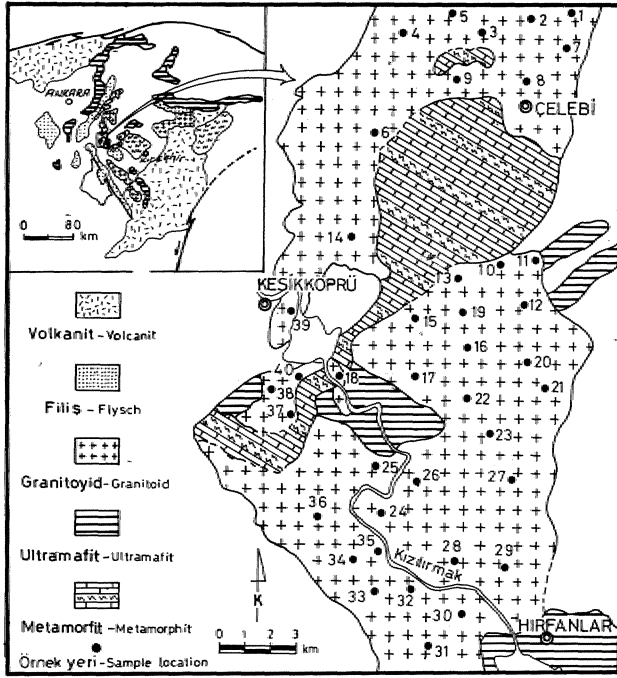
ise, granitoidler ile mermerlerin dokusunda gelişen skarn kuşağını ayrıntılı olarak incelemiştir.

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

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

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında yer alan en eski litolojik birim.



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

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

Ultramafik kayalar, piroksenim hornblendit ve gabrolardan oluşmaktadır., Piroksenit ve gabrolarda yaygın uranileşmeler gözlenmiştir. Gabrolarda yer yer belirgin, kümülat yapısı gelişmiştir. Metamorfitler üzerinde tektonik dokanakla bulunan ve Seymen (1984) tarafından Kar akaya Ultramafiti olarak tanımlanan birimin eşdeğeridir.

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 Mesozoik yaşlı Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarının granitoidlerden malzeme almadığını belirtmiştir.. Okay (1981) ise, Tersiyer ve Neojen tortul serilerinin, granitoidlerden malzeme aldığı ifade etmiştir.

Granitoid külesinden kaynaklanan akışkanlarla

mermerler arasındaki tepkimeler sonucu dokanakta skarn zonu oluşmuştur.. Skarn oluşumunda difüzyon ve infiltrasyon süreçlerinin, etkin rol oynadığı, skarnlaşmanın yaklaşık 1.5 - 2 kbar 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

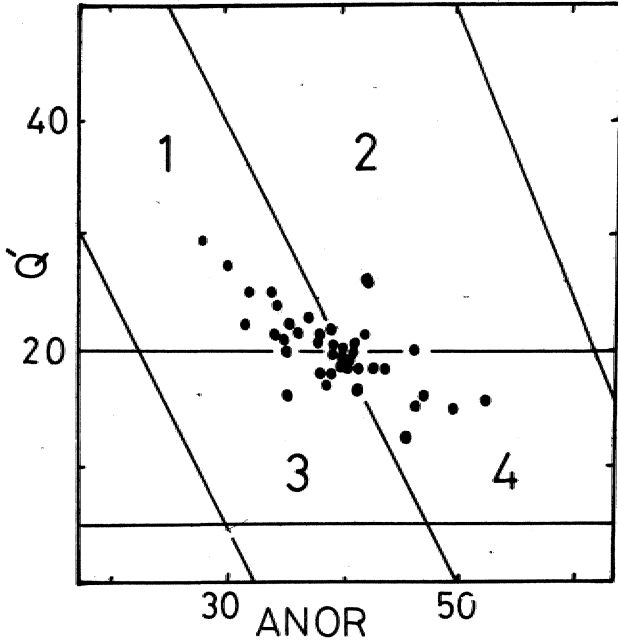
Granitoidler Eoyu renkli: mineral içeriklerine göre genellikle lökokratik ve mesokratik karakterlerde olup, orta ve iri tanelidirler. İri taneli olanlarında feldispat kristallerinin. Utyfklüğü yer yer 3 cm'e kadar çıkmaktadır. Hoiokristalin. tane.selden holokristalin porfirige %adar devamlı bir geçiş 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, mikrokritik yapıya az da olsa rastlanmaktadır, Ayrıca plajiyoklaslarda serisitleşme ve epidotlapna da belirlenmiştir. Ortoklaslar,, daha çok karlsbad yasama göre ikizlenmiş olup, filmpertit veya iplikpertit türünde. pertitik dokunun yanı sıra yazıgranitik doku da gösterirler. Az miktarda. kUleşmişlerdir. Özşekilsiz kuvars kristalleri ise, çoğunlukla ara boşluklarda (hamurda) yer almaktadır.

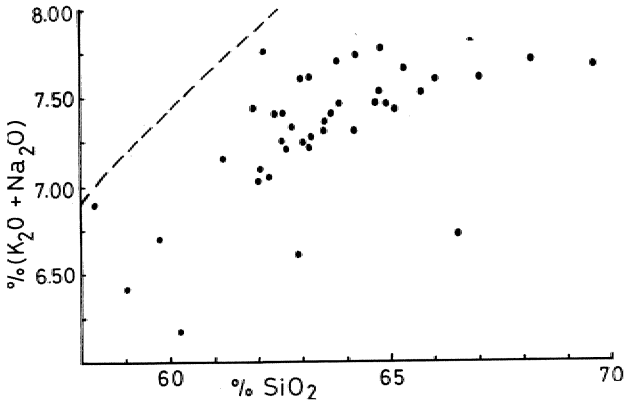
Biyopsitik-ojit karakterindeki klinopiroksenler, özellikle kristal kenarlarından, bazen de dilinim izlerinden itibaren kısmen veya tamamen, hornblende dönüşmüşlerdir. Bu nedenle, hornblendler içinde, artıklar halinde gözlenirler* Hornblendlerin yanı sıra biyotitin, de gözlenmesi» bozunmanın ilerlemesiyle 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 yan. 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 kapanımından, 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. Kesifli 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.

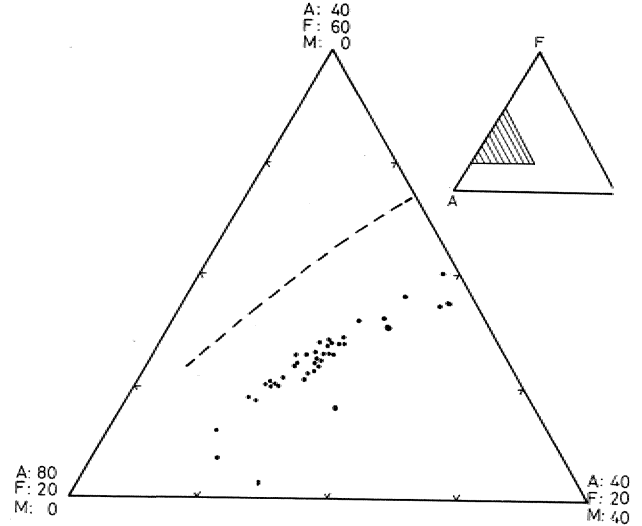
diller. Esas bileşenlerini plajiyoklas, ortoklas, hornblend, klinopiroksen, biyotit ve çok az miktardaki kuvars oluşturur. Titanit, zirkon ve apatit tali bileşenlerdir. Porfirik dokunun fenokristallerini çoğunlukla plajiyoklas, bazen de hornblend ve klinopiroksen oluşturur. Klinopiroksenler, az veya çok hornblendlere dânişmiştir. 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 kapanımından, 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 ÖPW-Normları Çizelge 1 de verilmiştir. Analizi, yapılan örneklerin arazideki dağılımı da Şekil 1 de gösterilmiştir.

Granitoidlerin orta ve M 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 özellikindedirler.

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.



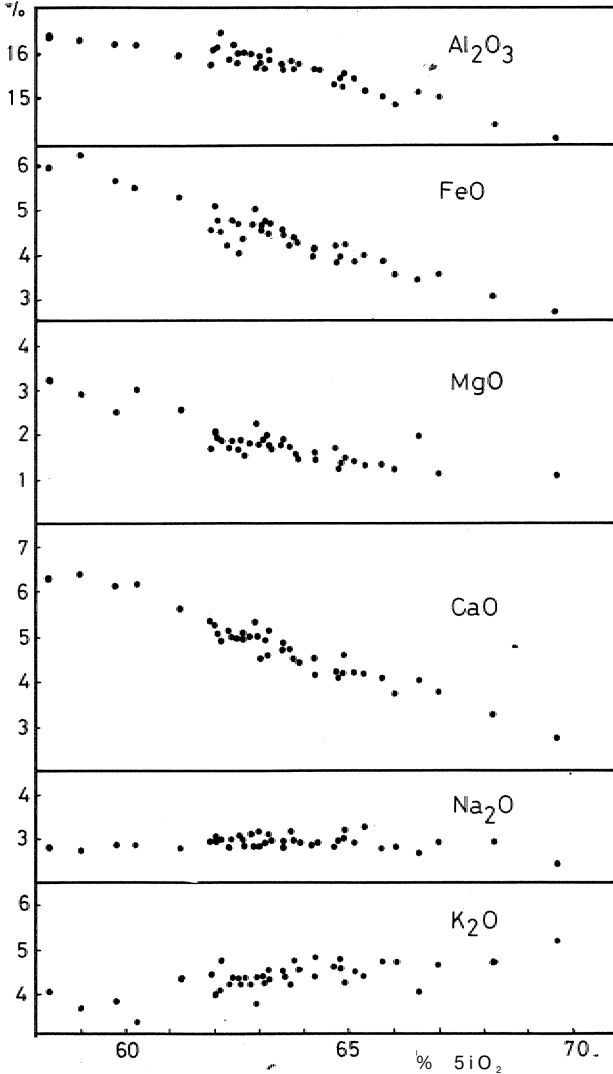
Şekil 4. AFM' diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) örneklerin dağılımları. Kesifli çizgi alkali (üst) ve subalkali (alt) bölgeleri ayırmaktadır.

Figure 4. Distributions of samples in APM diagram (Irvine and Baragar, 1971). The dashed line classifies the alkali (upper) and subalkali (lower) fields.

Oksitlerin değişimini belirlemek için ana element analiz, sonuçları diğer oksitler - SiO₂ diyagramına (Şekil 5) taşınmıştır. SiO₂ artışına bağlı olarak, Al₂O₃, toplam FeO, MgO, CaO da düzenli, azalma, K₂O de ise artış gözlenmektedir. Oksitlerin düzenli değişimi, fraksiyonel kristalleşmeyi yansıtmaktadır. Al₂O₃ / (CaO + Na₂O + K₂O) moleküller oranlarının 1.1'den küçük olması, granitoidlerin metalümin karakterinde (Sæand, 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, Klu mineraller, Sr ise - Calu mineraller (özellikle Plaji-

yoklaş 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. Aynımlaşmanı 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 girmistir (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.

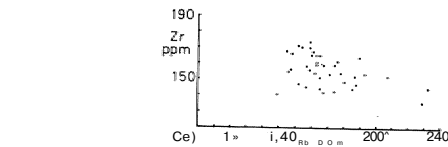
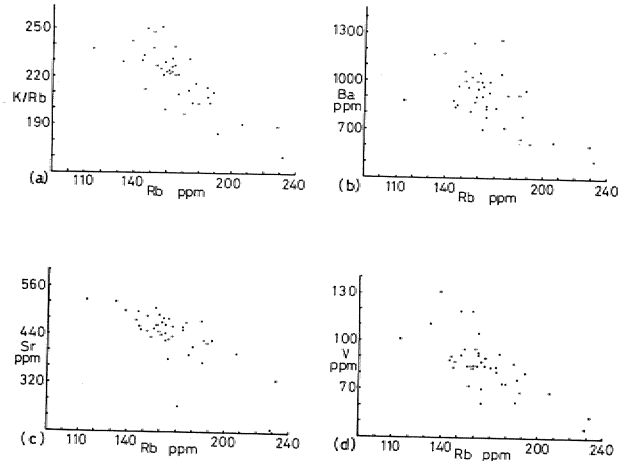
Y değeri 17-30 ppm. arasında, değişmekte olup 26 ppm'lik ortalaması, ortalama 30 ppm Y içeren kabuksal malzemeye, benzerlik gösterir. Hafif nadir toprak elementlerinin değerleri, La 43-72 ppm, Ce 42-105 ppm. (oldukça değişken) ve Nd için 6-29 ppm'dir. Ortalama La (55 ppm) ve Ce (81 ppm) değerleri, ortalama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

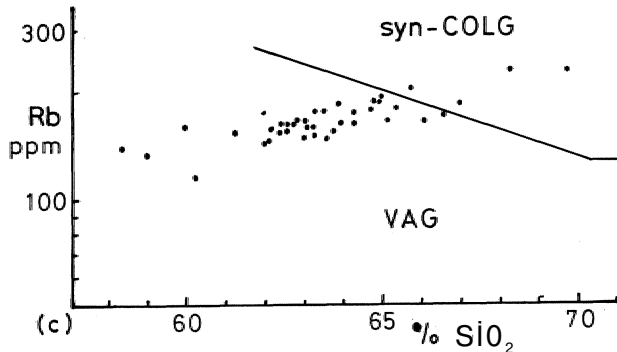
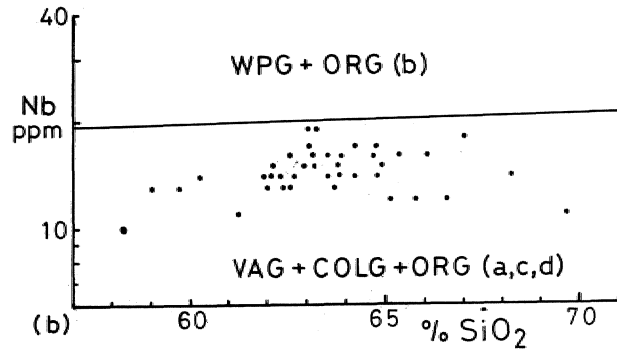
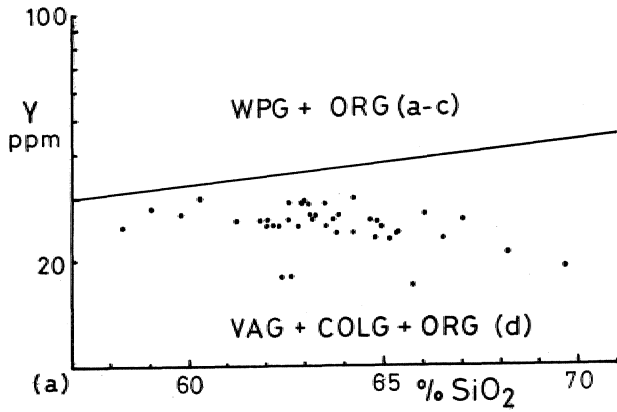
şeklinde dört ana gruba, her ana grup da kendi içinde alt bölümlere ayrılmaktadır.



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-

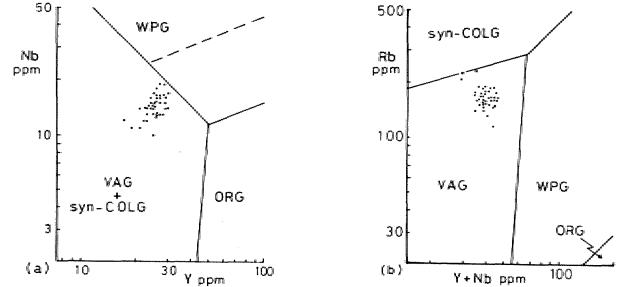


Şekil 7. SiO₂ - Y (a), SiO₂ - Nb (b), ve SiO₂ - Rb (c) ayırtman diyagramlarında (Pearce ve diğerleri, 1984) örneklerin dağılımları. WPG: levha içi granitoidleri, ORG: okyanus sırtı granitoidleri, VAG: volkanik yay granitoidleri, COLG: çarpışma granitoidleri, syn-COLG: çarpışma safası granitoidleri.

Figure 7 Distributions of samples in SiO₂ - Y (a), SiO₂ - Nb (b) and SiO₂ - 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: sp-collision granitoids.

toydleri 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 dışık değerlere sahiptirler (Şekil 7a > b).

Rb'un SiO₂ ile olan değişimi, çarpışma sırası 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 sırası granitoidleri VAG: volkanik yay granitoidleri Rgum A 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: sp-collision granitoids, VAG: volcanic arc granitoids.

leri değerlendirildiğinde « çarpışma sonrası granitoidler » (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 SiO₂ ile olan değişimleri, okyanus sırtı granitoidleri (dalma, zomı 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 VAG) ayırtılmaları mümkün olmaktadır. İncelenen örneklerin Nb-Y diyagramında VAG ve syn-COLG alanında yer aldıkları Şekil 8'de 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-nil içermektedir. Ayrıca magmatik dokulu ve belirgin dokanaklı, genellikle yuvarlaklaşmış granitoidlere göre daha ince taneli, ve malik mineralce zengin kayaç kapanımları mevcuttur. Kimyasal olarak % 2.46 - 3.26 arasında değişen Na₂O, geniş dağılım gösteren SiO₂, normatif di ve L1'den küçük moleküler Al₂O₃ / (U⁺ + K²⁺ + Ca^o) oranına sahiptir¹, SiO₂'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 ohfûğu, başka bir deyişle magmatik kayaçların bölümsel ergimesiyle oluşan magmadan itibaren, kristalleştikleri ileri sürülebilir.

Günümüzde granitic 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	1.57	.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
plam-total	99.80	99.73	99.67	99.86	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	390	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	43	37	54	41	25	16	36	45	46	52	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	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 ₂ /Chk ^a	.83	.85	.85	.81	.81	.81	.87	.90	.97	.84	.88	.87	.85	.93	.87	.89	.87	.85	.90	.90
CIPW Normaları - 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	22.60	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	.70	.93	.67	.57	.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

e) $\frac{A}{K3} : soelt3iJcr \text{ wan } \frac{A}{i} / CCaO + Ke^{1} Ck^{*} O$,
 $1/C^{*} : sclcu3cr \text{ rtio } JU^{*} cy (CaO^{*} C^{*} k^{*} pO)$

Çkdğ & i Çelebi graniyofânin ana element iz element ve CIPW normatif bileşimleri

kabuğpn 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 ergimede, iz elementlerin dağıtıkları Shaw (1970) ve Greenland (1970) tarafından, incelenmiştir. Fraksiyonel kristallenme yönünde Rb'im artış göstermesi gerekir., Ancak, ortalama 59 ppm Rb içeren bazaltik bir malzemeden (Hart ve diğerleri, 1970) ortalama 167 ppm Rb içeren (incelenen * granitoidler) bir malzemenin fraksiyonel kristalleşme ile tireme olasılığı çok azdır., Çünkü/ana malzemeye' göre yaklaşık 28 misli $(CL/CQ = I^{5-9} - 28^{-3})$. Hanson,

1978'e göre) *Eb* zenginleşmesi gerekmektedir., Ayrıca bazaltik malzemeler yüksek oranda (>500) K/Rb oranı içermektedir (Engel ve Engel., 1964; Gast, 1965; Tatsumoto 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 aranma (incelenen granitoidlerin ortalama K/Rb oranı 219) erişilmesi de güçtür. Bunun, yanı sıra bazaltik bir magmanın diferansiyasyonu ortaç-asidik 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 granitoidler in kökenini açıklarken,, onların ve içlerindeki artık kayaç kaplanımlarının mineralojik bileşimleri gözden uzak tutula-

Çiçek, I. in, d ev astı
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	.10	.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
Is 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
Mi	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	4.78	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
yl	.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	.33	.36	.38	.36	.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: molar oran Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) A/CNK: molecular ratio Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O)																				

Tabfe J. 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 yan çapma 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 eriyiğe 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. Tüm jeokimyasal davranışı ağır nadir toprak elementlere benzerlik göstermektedir (Whittaker ve Munras, 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, t_{eN} / Y_{JJ} 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, Rh, Sr, Ba, Zr, Th, U, Rb/Sr, dtişik K/Rb ve S r/B a konsantrasyonlarını açıklayamaz.

Wyllie (1973,, 1981) İle Stem ve Wyllie (1981) yapCıktan deneysel çalışmalarda granitoidlerin aktif tektonik, bölgelerde Jclasal kabuğun bölümsel ergimesiyle oluşan suya doygun primer granit magmasından itibaren oluşabileceğini göstermişlerdir. • Ancak., Çelebi granitoidinin kıtasal kabuğa göre yüksek La ve Ce içermesi, malik bileşenlerde yoğunlaşma gösteren- Vca zengin, olması, Siö'^in % 5832*ye kadar düşerek ortaç bileşimli kayaçların 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 titredığı 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.adlandır ilam amış 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 beligin dokanaklı, çapları yaklaşık 4-10 cm arasında değişen bol miktarda, mafik kay aç kapanından içerirler, Malik kayaç kapanından ile gramtoidler arasında mineralojik bileşim açısından büyük benzerlik vardır. Elde edilen verilerin ışığında» söz konusu mafik kayaç. kapanından sürüklenmiş bölümsel ergime artıkları olarak yorumlanmalıdır.

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

Oksit değişimleri düzenli olup» fraksiyonel. kristallenmeyi yansıtabacak niteliktedir. İz element, değerleri açısından yüksek K, Rb» Sr, B» Nh, 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 ayır amamı şıardır. Çünkü, her iki tektonik ortamda bulunan granitoidler manto ve kabuk kökenli olabilmekte ve benzer mineralo-

jlk-kimyasal özellikler gösterebilmektedir.

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

İlk görüşe göre granitoidler, 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, Rh, Sr, Zr, Th, U ile dışık 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, iç 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, eleştiri ve katkıları için. Prof.Dr. Jörg Keller'e teşekkürlerimi sunarın.

DEĞİNİLEN BELGELER

- B AYHAN JL, 1984, Kesifcöprü Skaro kuşağının (Bala/Ankara) mineralojisi ve petrojenezi: Yerbilimleri.» 11, 45-57...
CHAPPEL,,B.W.: ve WHITE, AXR., 1974» Two contrasting granites types: Pacific Geol., 8, 173-174.
ÇAPAN,UX, LAUER J.P. ve WHTTBCHURCHJL, 1983, Ankara Melanji (Orta Anadolu): Telis kapanışım, belirlemede önemli bir eleman.: Yerbilimleri» 10, 35-43.

- ENGEL,A.E.J., ENGEL,, CG. ve HAVENS,, R.G., 1965,, Chemical Characteristics of oceanic basalts and upper mantle: Geol. Soc. Amer, BuE., 76-719-734
- GAST,P.W., 1965, Terrestrial ratio of potassium to rabadim und 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.
- GÖRÜRJf., 1981, Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi: Türkiye Jeol Knr. 35.BiLTek.Kurultayı, iç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, 60-65.
- GGRÜR,N.,, OKTAY, F.Y., SEYMEN, İ. ve ŞENGÖR, A.M.C., 1985, Palaeotectonic évolution of the Toz gölü basu complex, Central Turkey: Sedimentary record of a neo-tethyan 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.M., 1978, 'The application of trace elements, to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition: Earth Planet. SciLetL, 38, 26-43.
- MART,,S.R.,, BROOKS.C, KROGH,T.E., DAVIS, G.L. ve NAVA, D., 1970, Anciend and Modem, volcanic rocks:: A. trace element model: Earth. Planet.. SeLLet., 10, 17-28.
- HERMANN, A.G.,, 1974, Yttrinm and lanthanides,. In: Handbook of geochemistry. Ed.: K.H. Wedepohl, II-4 Springer-Verlag, Berlin.
- IRVINE, LN. ve BARAGAR, W,R,A., 1971, A .guide to the chemical classification, of 'the. commen volcanic, locks: Can J. Earth Sei., 8, 52S-548.,
- OKT.AY.F.Y, 1981, Savcübüyükoba (Kaman) çevresinde Orta Anadolu Masifi tortul öculsflnun jeolojisi ve sedjmentolojisi: İTÜ Maden Fak.ilt.esl, Doçentlik Tezi (Yayınlanmamış, 175 s.
- PEARCEJ.A.,, HARRIS, N.B,W. ve TRINDLE, A,G,, 1984, Trace alement discrimination, diagrams for the 'tectonic interpretation of granitic rocks: Jour,Petrol., 25, 956-983.
- ROLUNSON.H.R. ve WINDLEY, B.F., 1980., An Archaean, gram-litegrade tonalke-trondhjemite-granite suite from Scourie, NW Scotland.; Geochemistiy and origin: Con.tr. Mineral. Petrol., 72. 265-281.
- SEYMENJ., 1981,-Stratigraphy and metamorphism of the Kırşehir Massif around Kaman (Kırşehir-Turkey): Bull. Geol, Soc. Turkey, 24, 96-101.
- SEYMEN,İ., 1984, .Kırşehir Masifi metamocfMerinin jeoloji evrimi. Türkiye JeolKur., Ketin Simpozyumu, 133-148.
- SHAND,S.L, 1950, Eruptive rocks: Thomas Murby, 4th ed., London., 488 pp..
- SHAW, D.M., 1968» A review of KJrb fractionation trends by covariance analysis; Geochhn. Cosmochim. Acta., 32» 573-601.
- SHAW,, D.M., 1970» Trace element fractination during anatexis: Geochim. Cbs.moclim... Ada» 34, 237-243.
- STERN', C.R. ve WYLUE, P.J., 1981, Phase relationships of I-type granite with H2O to 35 kilobars: The Dinkel Lakes Biotitegannite from the Sierra Nevada. Batholite: I. Geophys. Res., 86, 10412-10422..
- STRECKEISEN,A. ve LE MAITRE» R.W., 1979,, A chemical approximation to tLe modal QAPF classification of the igneous rocks; N. Jb. Miner., Abh., 136, 169-206.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1983, Türkiye'de terisin, evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: Türkiye Je-ölKof.,» Yerbilimleri özel Dizisi, No 1, 75 s,
- TARNEYJ. ve WINDLEY. B.F., 1977» Chemistry, thermal gra-dients and evaluation of the lower crust: J.Geol.Soc. London, 134, 153-172.
- TATSUMOTOJM., HEDGE, CE., ve ENGEL,, A..EJ., 1965., K, Rb, Sr, H.,. ü., aed the ratio of Sr^{87} / Sr^{86} 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, Ultrametamoiphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, 7-22.
- WHnTAKER,EJ.W. ve MUNTUS, R., 1970, Ionic radius for rase in geochemistry: Geochim. Cosmochim. Acta, 34., 945-056.
- WYLLJEJ'J., 1973, Experimental petrology and global tectonics; A preview: tectonophysics, 17, 189-209.,
- WYLLIE, P.J., 1981, Experimental 'petrology of subduction andésites» and batholiths: Trans., Geol. Soc. S. Arf., 84, 281-291.

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

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

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

O.Z: İnceleme alanında, birbirinden aşınma evreleri, ile ayrılan beş tortul istifi bulunur. Bunlar sırasıyla: 1. Tabanı görülmeyen ve äste doğru regresif olarak son bulan Geç Kretase-Paleosen tortul istifi (Pelajik Lort. Kireçtaşı), 2. Transgresyonla başlayıp regresyonla sonuçlanan Erken Eosen tortul istifi (lesifal 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 Göksu Üyesi).. 4. Yer yer denizel ve karasal Orta-Geç Miyosen tortul istifi (Eceabat Formasyona) 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 Grafoenfin açılması ile güneyde gelişen kompresyonel kuvvetler tektonik yapılan, 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 yaşıt 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 Lort. limestone). (2) Early Eocene sedimentary sequence, beginning with transgression and, ending with regression, (refl. 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 (refl. Kozlutepe limestone, flysch feature. Karaağaç member, Kabasal member and terrestrial Göksu 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 dig., (1973); Dust ve Ankan (1.974); Dewey ve Şengör (1.979); Saltık (1972-73-76); Saner (1980); Şengör (1982) ve Yılmaz ve Şengör (1982),.

STRATİGRAFİ

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)	BİRLİKLER (UNITS)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	ÇÖKELME ORTAMI (DEPOSITIONAL ENVIRONMENT)	
PLATYNER (QUATERNARY)	ALLUVYON (ALLUVIUM)	Pekişmiş çakıl, kum, silt ve çamur (Unconsolidated pebbles, sand, silt and mud)	Alluvyon (Alluvium)	
TERTİYER (TERTIARY)	PİYREZ (PLOSCELE)	Susamlı Üyesi - Member	Alluvyon yelpazesi (Alluvial fan)	
		Sarıak Üyesi - Member	Akarsu ve bataklık (River and marsh)	
	DÜNYEN (MIOCENE)	ESKİSÜ ÜYESİ (ESKİSÜ MEMBERS)	Kumtaşı (Sandstone)	Deltaik (Deltaic)
		YENİSÜ ÜYESİ (YENİSÜ MEMBERS)	Bazalt (Basalt)	Plato bazaltı (Plateau Basalt)
	OLİGOSEN (OLIGOCENE)	Gökusu Üyesi - Gökusu Member	Çamurtaşı, çakıllı, kumtaşı ve kömür ordu. (Mudstone, conglomerate, sandstone and coal alternated.)	Akarsu ve Göl (River and Lake)
		Kabasal Üyesi - Kabasal Member	Kumtaşı (Sandstone)	Delta - Regresif (Delta - Regressive)
	EÖSEN (EÖSEN)	Karaağaç Üyesi - Member	Fliş (Flysch)	Derin deniz turbiditi - Denizaltı yelpazesi (Deep marine turbidite - Submarine fan)
		ANDİZİT ÜYESİ (ANDİZİT MEMBERS)	Andezit, dâsil ve tüfit (Andesite, diasilite and tuffite)	
		RESİFAL KİREÇTAŞI (RESİFAL LIMESTONE)	Resifal kireçtaşı (Recifal limestone)	Resifal - Transgresif (Recifal - Transgressive)
		ÇAMURTAŞI ÜYESİ (ÇAMURTAŞI MEMBERS)	Çamurtaşı, kumtaşı, çakıllı ve kireçtaşı ordu. (Mudstone, sandstone, conglomerate and limestone alternated.)	Örgülü ve Menderesli akarsu (Braided river and Meander river)
ERKEN EÖSEN (ERKEN EÖSEN)	Saz Üyesi - Saz Member	Andezit, dayk ve silt (Andesite, dykes and silt)	Regresif (Regressive)	
	Fliş Üyesi (Fliş)	Fliş (Flysch)	Derin deniz turbiditi - Denizaltı yelpazesi (Deep marine turbidite - Submarine fan)	
	RESİFAL KİREÇTAŞI (RESİFAL LIMESTONE)	Resifal kireçtaşı (Recifal limestone)	Resifal - Transgresif (Recifal - Transgressive)	
KRETAZE - PALEOSEN (KRETAZE - PALEOSEN)	Pelajik Üyesi - Pelajik Member	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 Lort Kireçtaşı bulunur. Ayrışma yüzeyinde sarımsı gri renkli olan ve 290 m. kadar bir kesiti görülen bu birimin tabanı görülmemektedir. Çok ince-kalm dttzgün katmanlı, taze kırk, yüzeyi gri renkli olan kireçtaşı birkaç kumtaşı ve kilşeyl arakatmanları kapsamaktadır. Kumtaşı turbiditik niteliktedir; Kireçtaşı,, alttan üste doğru foraminiferli karbonat çamurtaşı, foraminiferli-spikülitt karbonat vaketası ve yersel olarak da karbonat istifası görünümü sunar. Birimin alt düzeylerinde *Globotruncana fornicata*, *G. arca*, *G. stuartiformis* ve üst düzeylerinde *Globorotalia* Sp., *Giobigerine*- Sp., stlnger spikülleri yaygındır (Önal, 1985). Lort Kireçtaşı'nın

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

Erkem Eosen Tortul İstifi

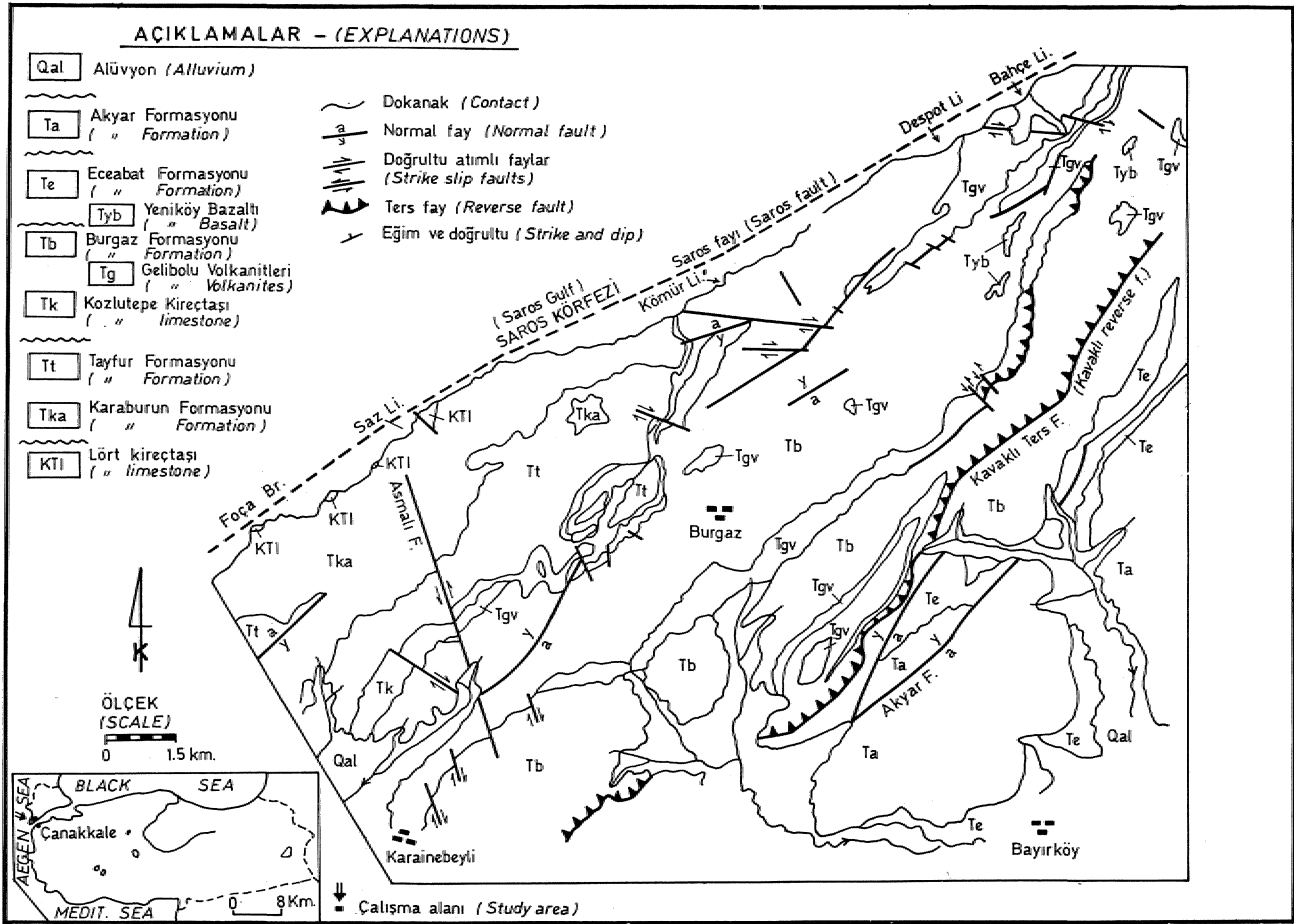
Yukarıda değinilen, çökeltme döneminin, aşınma yüzeyi üzerine, Erken Eosen transgresyonu ile resifal nitelikli Başoğlu Gyesi'nin çökeltimi başlamaktadır. Gri renkli, masif katmanlı ve yersel 'kırıntılı görünümü bu kireçtaşı,, kama şeklinde olup, maksimum kalınlığı 9 m. kadardır. Kireçtaşı» alttan, üste doğru *NummuMiesh*. karbonat çamurtaşı, tanetaşı ve algli bağlamtaşı litofasiyes değişimi gösterir, özellikle küçük *Nummulites*ler (Grup *N. planiatus*, *G. N. globulus* ve *GM. ataticus*) yaygındır (önal, 1985). Bundan sonra, ortamın derinleşmesi ile fliş tipi Saz Üyesi tortullarının çökeltimi başlamıştır. Bu turbiditik tortulların, alt düzeyleri,, Mutti ve Ricci-Lucchi (1972) sınıflamasındaki „turbidit fasiyeslerden. yersel C asfasiyesini, egemen olarakda D' asfasiyesini yansıtır'. Tekrarlanan bu asfasiyesler denizaltı orta yelpazesini yansıtır. Genellikle masif çamurtaşından 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 yapılı olup, Bouma (1962) istifindeki Ta-c bölümlerinin tümünü veya bir kısmını kapsar. Kumtaşları litikvake bileşimindedir.

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. ataticus*, *Milioia* 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. Kum taşları litikarenit, kireçtaşları ise biyosparit bileşimindedir. Birimin içindeki sık görülen çakıllı taşları örgülü ve menderesti akarsu, düzlemsel çapraz katmanlı kumtaşları uç çubuğu ve kırmızı renkli çamurtaşları 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 turbiditik 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 Formasyonunun aşınma yüzeyi üzerine (para-



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

lei uyumsuz olarak Orta, Eosen transgresyonu ile Trakya Havzası'nda Jd 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 vaketasından yapılabılı olup *Milola* Sp., alg., onkoyid., pellet ve biyotürbasyon yapıları içerir ve orta, düzeyler karbonat, istiftaşı, karbonat vaketası ve karbonat, bağlamtaşıdan yapılabılı olup çeşitli foraminifer (*Nummulites* Sp., *Alvealina* Sp. vb.). Gastropod, Ekinid, mercan, alg ve oolit kapsar. Üst düzeyler ise biyokalknıdit, biyokalkarenit ve biyokalsilütiden yapılabılıdır.

Birim saptanan fosillere, göre (*Gypsina globosa*, *G. marianensis*, *Faliani casis*, *Nummulites* Sp. ve *Milio-la* Sp.) Orta Eosen yaşındadır.

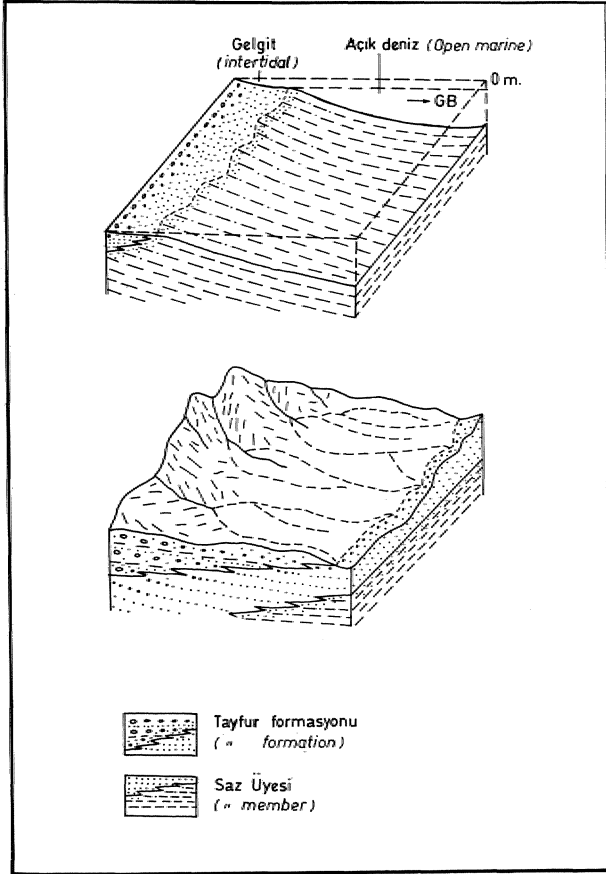
Kireçtaşı yanal, olarak 0-150 m. arasında kalınlık değişimi gösterir. Birimde saptanan litoloji, bileşenleri ve fosil, kapsamına göre, Irwin (1965) x, y, z zonlarına karşılık gelen lagünü (*Ostracotlu* istiftaşı ve çamurtaşı, *Milioolith* istiftaşı ve çamurtaşı, *Milioolith* istiftaşı ve çamurtaşı, pellet,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

ları), şapkayı (mercanlı bağlamtaşı, biyoklastikler ve ooyitler) ve fazla derin, olmayan açık deniz ortamını, biyokalkarenit ve biyokalsilütin) yansıtır. Wilson (1975) karbonat fasiyesi 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 zonlamda, çökeldiğini belirtmiştir.

Sığda, kireçtaşı çökeltirken derinde de fliš nitelikli Karaağaç Üyesi çökeltmiştir. Birim kaba kırıntılılar (çakıltaşı, kumtaşı ve biyokalkarenit) ile ince kırıntılıların (kıltaşı ve çamurtaşı) ağdalanmasından, oluşmuştur. Çakıltaşları poHjenik, kumtaşları ise litikvake belişimdedir. Katmanlar lamina-masif arasında olup, yersel tam Borana (1962) istifi özelliğini gösterirler. Katmanlar tabanlarında yersel *Nereites* ignofasiyesi kapsar. Birim genelde kumtaş normal ve kıltaşı fliši karakteri gösterir. Toplam kalınlığı 1200-1300 m. kadardır. Birimin, değişik düzeylerinde tüfit ve andezit. ile dasit bileşimli lav aınmaları (Gelibolu volkanitleri) bulunur.

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

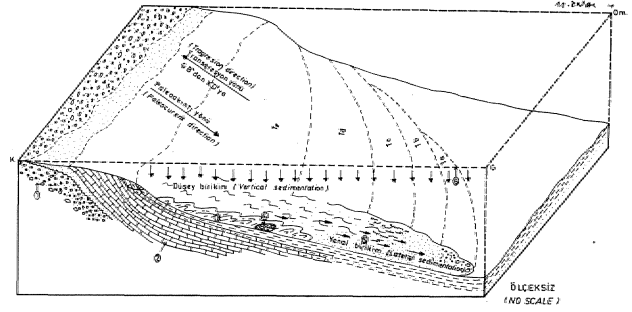
Türbiditik tortullar» Walker (1967) göre yersel-yakınsakegemen olarak, da. uzakça türbiditleri simgeler. Mutti Ye- Ricrâ-Lucchi (1972)'ye göre C ye D asfasiyeslerini yansıtır. Karaağaç Üyesi içinde gözlenen kireçtaşı tektaşları türbiditik tortulların çökeliği sırasında. Kozlutepe kireçtaşından kopan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



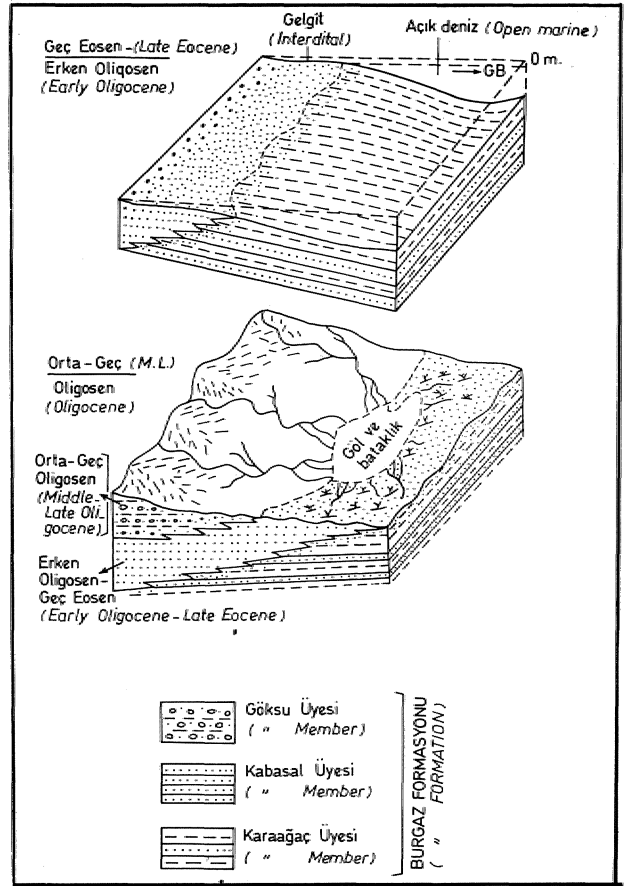
Şekil 3: Erken Eosen regresyonu süresince oluşan çökeltme gelişimi
Fig. 3. The evolution of the deposition during the Early-Eocene regression.

Yukarıdaki veriler çerçevesinde, birim yelpaze alan ve derin pelajik dizliklerde 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 kumlasından oluşmuştur. San renkli» iyi pekişmiş, ince-masif katmanlı, düzlemsel laminal 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. Model of formation of the turbiditic sediments with limestone olistolites in the Karaağaç member (1. Tayfur Fm., 2. Kozlutepe KçT, 3. Slumping at slope mud, 4. Limestone olistolite, 5. Turbiditic low, 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" min kırmızı renkli çamurtaşı ile kumları, çakıtaşı ve kömür merceklerinden oluşan fluvial tortullar oluşmuştur. Birimin toplam kalınlığı 300-600 m. kadardır. Yaşı,, saptanan polen fosillerine göre Orta-Geç Oligosen'dir. (Onal, 1985). Değişik düzeylerdeki kömürün, kalınlığı 4m.

olup,, ortalama 3500 kcal/kg; dir.

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, diştik açılı düzlemsel çapraz, laminalı, genellikle som, karbonat çimentolu ve litikarenit bileşimindedir., Çakıltaşları polijenik bileşimde ve iyi yuvarlaklaşmıştır. Birim, tatlı su *Uni*® sp., küçük Gastropod ve acı su *Ostrea* sp., *Mactrea* sp., ve *Lam.ellibranchia*. fosillerini kapsar., Acı ve tatlı su fosillerini kapsayan düzeyler yer yer aralanma 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 *Macrækea* sp.) ve tatlı su (*Unio* sp.) fosillerinin değişik düzeylerde aralanma 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 arakatki ve arakatmanlı Şarлак Üyesinden 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 transversa*, *Clessinioia 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,

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

kalınlığı 250 m. kadardır., Şarлак Oyesi alttaki Susamlı Üyesi'ne dereceli geçişlidir',Olasılı 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 sistem,,
- 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 Yanımadası'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 KilitbaMr-I T.P.A.O. ara ma kuyularında temeli serpantin. Enez dolayında ise sleyt, ffil.it 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 Havzasına ulaşmadığı ve havzanın güneyden açılmaya başladığını gösterir.
- 3- Erken Eosen, yaşlı karasal. "Tayfur Formasyonu" Kemper (1961) tarafından adlanan. "Temel Selinti - si"*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 tOrbiditik "Ceylan Formasyon"na ve sığ-su nitelikli Kabasal Üyesi, Ünal (1967) tarafından adlanan "Osmancılık Kumtaşı"na karşılık gelir.
- 4- Kozlutepe Kireçtaşı ile Kabasal Üyesi Gelibolu Yanımadası ve Trakya tortul havzasında klavuz düzey niteliğindedir.
- 5- Orta Eosen yaşlı "Kozlutepe KkeçtasV'nin alt doka-nağı, Oligosen Yaşlı" Gökusu Üyesi"nin üst doka-nağı her yerde uyumsuzdur.
- 6- Miyosen Yaşlı "Eceabat, Formasyonu "nun list doka-nağı Gelibolu, Yanımadası'nda uyumsuzdur (Şekil 6).
- 7- Gelibolu Yanımadası'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-

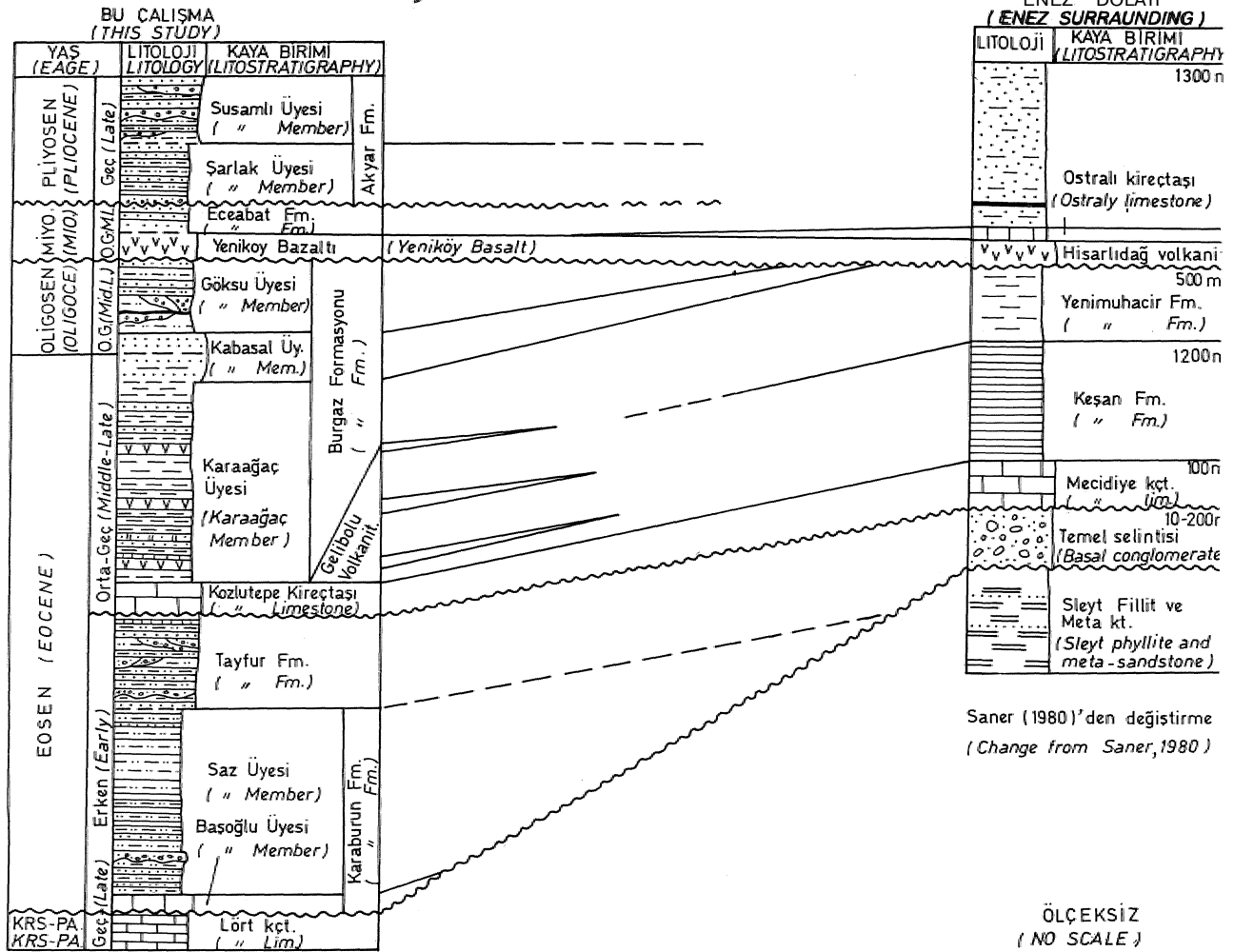
masyonu* kısa süreli transgresif aşmalı ve regresif niteliktedir.

- 8- Gelibolu Yarımadasında,, 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 Sedim. Birimler

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



Şekil 6. Çalışma alanı ile Enez dolayının stratigrafik sütun kesitlerinin eşleştirilmesi

Fig 6. The stratigraphic columnar section correlation of the study area with surrounding Enez.

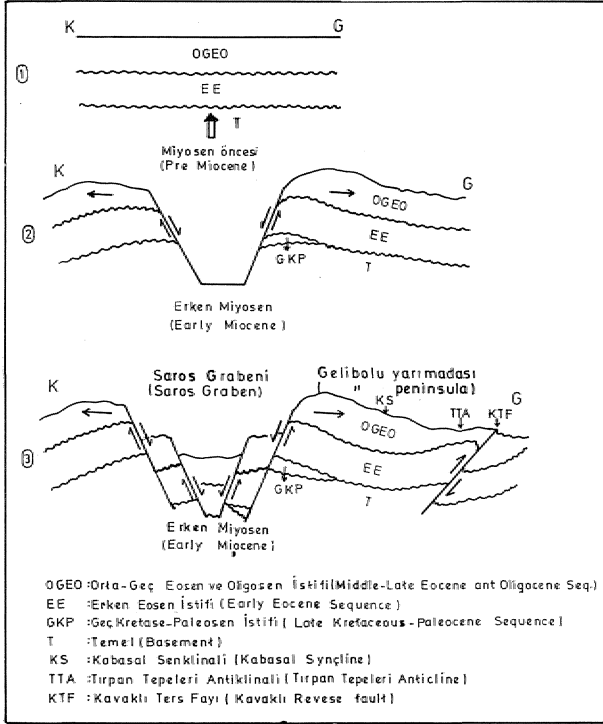
TEKTONİZMA

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 ayrıntılandırılmıştır.

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

Lort Kireçtaşı'nın litofasiyes ve biyofasiyes özellikleri ile belirginleşmektedir. Geç Kretase'de pelajik ortamı *Globotruncana* sp.» Paleosen'de sığ ortam, singer spikfilleri simgelemektedir. Paleosen'in sonunda ortam tamamen karasallaşarak kısa süreli aşınma ve taşınma oluşmuştur. Erken Eosen Yaşlı. "Karaburun Formasyonu" tortulları içindeki Lört Kireçtaşı'ndan türeme kırıntıları. 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 güneye geişen tektonik yapılar
Fig 7. Formation of the Saros Graben and associated tectonic structures in the south.

şen'de havza tekrar açılmıştır. Daha yaşlı birimlerin aşınma yüzeyi üzerine Erken Eosen transgresyonu ile altta resifal kireçtaşı (Başoğlu Üyesi) liste ise fliş fasiyesindeki Saz Üyesi tortulları birikmiştir. Resif oluşumundan sonra, çekme tektoniği ile deniz-alb 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 bulunabilir.

Orta - Geç Eosen, ve Orta-Geç Oligosen yaşlı tektonik dönem: Lütésiyan'de havza tekrar açılmıştır. Daha yaşlı birimlerin, aşınma yüzeyi üzerine Lütésiyan transgresyonu ile tekrar altta resifal nitelikli "Kozlutepe Kireçtaşı" üstte ise fliş benzeri. Karaağaç Üyesi, çökeltmiştir. Sığda yer yer yamaç resifi, çökeldikten sonra, olistostromal türbiditik nitelikli fliş benzeri fasiyes ile temsil edilen, yamaç önü ve derin-deniz ortamı gelişmiştir. Geç Eosen sonunda, havza tamamen dolarak tekrar sığlaşmıştır. Böylece, Lütésiyan'deki sığ-su derinleşmiş, Geç Eosen'de ise sığlaşmıştır. Bu durum ile Karaağaç Üyesi (fliş nitelikli) içinde gözlenen kireçtaşı ve serpantin tektaşları 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, yarımadasında 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 diskooidal olarak çökeken tortullar düşey çekim kuvvetleri, etkisinde kalmıştır. KD-GB gidişli fayların bir kısmı Miyosen tortullar ile yaşlı olup tortullaşmayı kontrol etmişlerdir, Miyosen tortulları altında bulunan Yeniköy Bazaltı'nda düşey çekim tektoniğine bağlı olarak çıkmıştır. Çok katlı alçalma ve yükselme hareketlerini Miyosen'deki acı ve tath-su (*Macrea* sp., ve *Uito* 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.

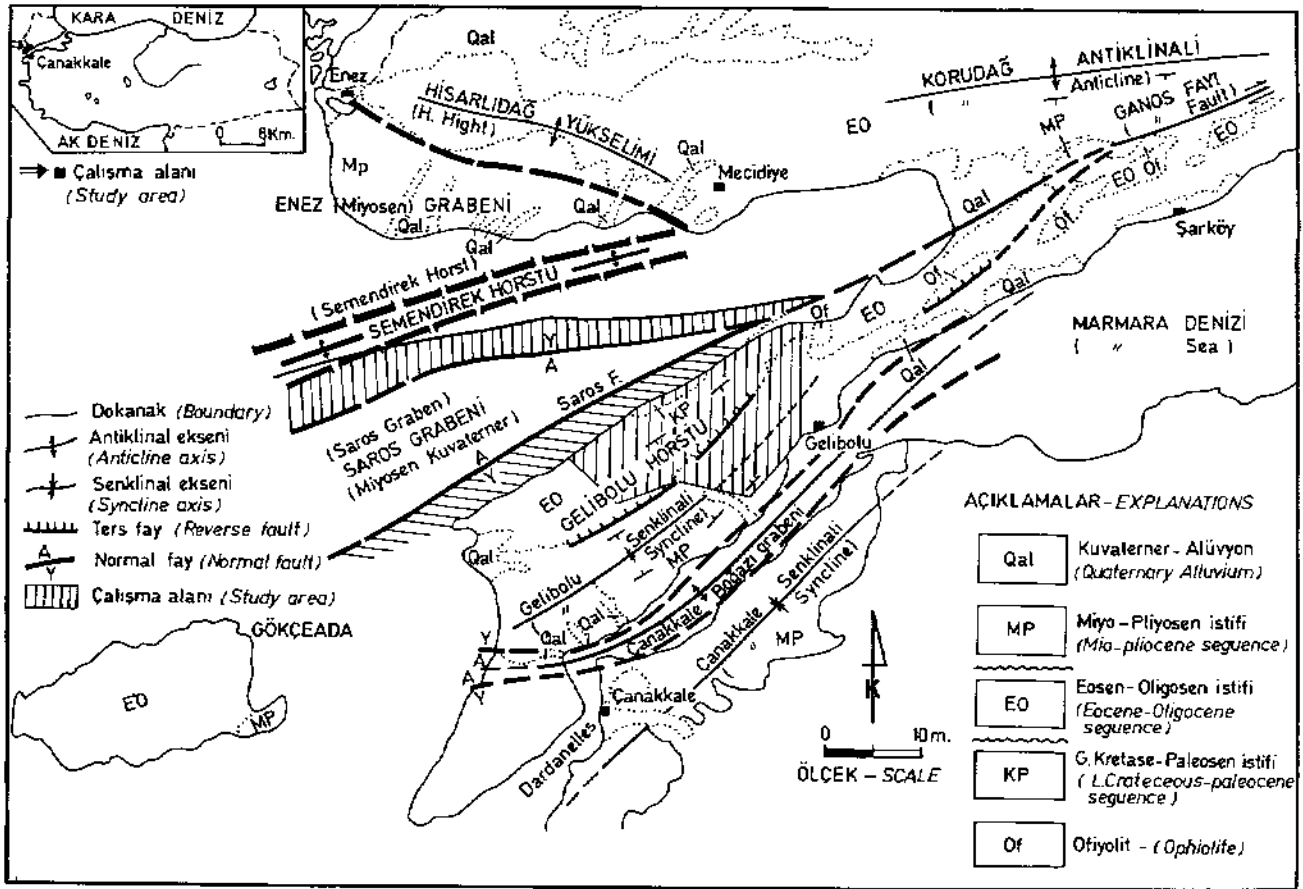
Tektonik Yapılar

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

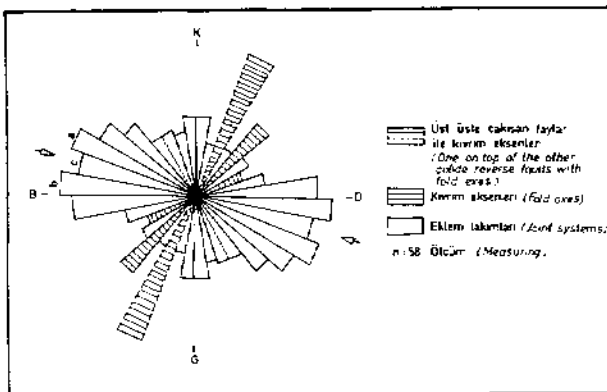
Kıvrım,, fay ve eklemler

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

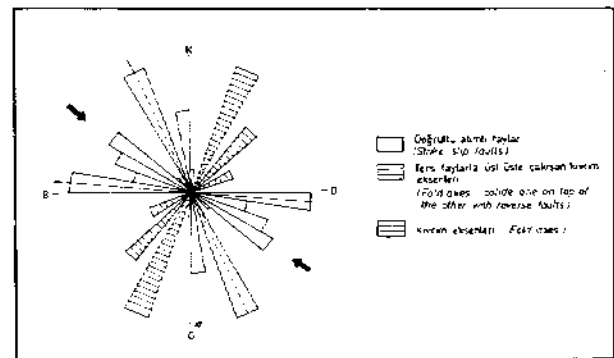
Erken Miyosen yaşlı ters faylar yaklaşık K45D/60 KB'ya eğilimlidir., Kavaklı ters fayı bölgesel nitelikte ve en belirgin olanıdır. Ters fay kıvrımlanmadan sonra,, Tırpan Tepeleri Antiklinali'nin güney kanadının gerilim kopması ile gelişmiş olup, bir gerilim ters fayı niteliğindedir., Fay KB'dan GD'ya doğru yatay etki ile oluşmuştur., Sıkıştırmanın 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 sıkıştırma tektoniğinin varlığını kanıtlamaktadır (Şekil 10). Normal, faylar Orta-Geç Miyosen yaşlı olup çoğunlukla tortullaşmayla yaşlı, gelişmişlerdir. Normal faylar KD-GB gidişli,, düşey veya az eğiktir., En önemlisi. Saros Grabeni'nin güneydoğusunu sınırlayan Saros fayıdır.. Fay gidişli boyunca yer yer kükürlü, su ve dayk girmeleri gözlenmektedir. Saros fayı



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 reation of the strike slip 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 diyagramı.
 Fig 11. The geometric realization of the joints systems with the faults and fold axesin rose diyagram in the study area.

benzerlikler ve yanal geçişler gösterir..

5- Gelibolu Yanması'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 açılışını levha tektoniği kuramı ile açıklamışlardır. Bu açılmaya D-B yönlü sıkışmanın neden olduğu görüşündedirler. *_

6- Erken Miyosen yaşlı faylar, kıvrımlar¹ 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 yaşit 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 uyur.

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. Tane'e ve F.Aslan'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- ASHLAND OIL OF-TÜRKİYE... 1972., Marine Geophysical survey of offshore. Turkey., Gulf of Saros, by Ray Geophysical Revision: Petrol İşleri 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» AM., 1979» Aegean, and surrounding regions.: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: Geol Soc. Am. Bull. p. 94-92.
- DUST, H. ve ARKAN» Y., 1974, The geology., of the Trace Basin: Türkiye İkinci Petrol Kongresi bildirisi, s. 119-136.
- HOLMES» A. W., 1961, A stratigraphic review of Traces: TPAO Rapor arşiv no. 368.
- İLHAN., E., 1965» Koradağ, Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale yakasında yapılmış olan jeolojik etüdleri hakkında rapor TPAO Rapor no. 331.

- IRWIN» M.L.» 1965» Karbonat, kayaların, iç temel, fasiyes kuşağı in: O., İrtem karbonat kayalarındaki fasiyes örnekleri, ve petrol afamalarında ki önemi: TJK. ve TPAO konferans dizisi 14., s. 5-7.
- KELLOG, B.H., 1973, Geology and petroleum prospects 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, I and BONNIN, L., 1973. Plate Tectonics.: Elsevier scientific Publishing Company, Amsterdam-London-New York., 300 s.
- MUTTU., E. ve RİCCIO-LUCCHI, F., 1972, Le, torbiditidell Appennion. settentrionale: Introduzione all'analisi di facies: Mem. Soc. Geol. İtalya.
- NELSON., CH. ve NİLSQN, T.H.. 1974., Depo Ünal Trends of Modern and Ancient Deep-sea Fan in: R-H.Dost, Jr. Robert. H.S. (editors), Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentations, Soc. Econ. Paleont. Mineralogist» Tulsa, Oklahoma, No., 19, p. 56-69.
- N.V. TUEKSE SHELL, 1969. LNolu Ma'im petro belgesinde 39. hak. sua no, lu arama, sahalarına ait terk raporu: TPAO Rapor no. 1408 5 s.
- ÜNAL» M., 1982, Türkidider ve fasiyes örnekleri: E.Ü. Yer. Bil. Fak.» Çeviri, ve Derleme Yayınları» No., İS., 39 s» izmir.
- ÖNAL., M. ve YILMAZ., HL., 1983, Gelibolu. Yanmasıyla İM farklı fasiye'indeki kil mineralleri ve gömülme derinliğine ait. bazı ipuçları: Jeol. Müh. Der.,= 18-26 s.
- ÖNAL, M., 1985', Gelibolu Yarımadasındaki iki ana kayanın organik jeokimyası ve kil mineralleri ile incelenmesi: T.J.K. Biltem» C-29, 97-104.
- ÖNEM., Y., 1974, Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale dolayımın jeolojisi TPAO., Rapor no. 877.,
- SALTİK, O., 1972, 1. Bölge Trakya, sahalarında ölçülen kesitlere ait Rapoçö TPAO arşiv No., 803.
- SANER, S., 1980, Saros Körfezi ve dolayımın petrol olanakları: TPAO Arama. Grubu Başkanlığı, Rapor no. 1500.,
- SFÖMDRİNİ, C., 1961, Surface geological report on AR6TGO 16537, 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 eynimini yönen etkenler; Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli., T.J.K. Kundiayı, s. 39-59.
- ÜNAL., O.T., 1967, Trakya jeolojisi ve petrol imk.an.ları: TPAO Rapor no. 391.
- WALKER, R.G., 1976, Facies Models.-! Tärbidites and associated oorsare clastic deposit.: Geoscience Canada» 3» p. 25-36.,
- WILSON, I.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 Kurumları., 11-diri 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 (Guieinan)

ŞENER ÜŞÜMEZSOY, LÜ. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü, İstanbul

O L J \ Kefdağ, ve Soridağ (Güleman) 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, oluştukları görüşü benimsenmiştir. Bu peridotitler harzburjit ve dunit bileşiminde olup, çok fazlı tüketilmiş üst manto kalıntılarıdır. Kefdağ ve Soridağ kromit kütleleri lezolitik kökenli pikitik ergiyiğin kalıntı üst manto diapirleri içinde magma kanalları boyunca, yükselimi sürecinde oluşmuştur. Kromit taneleri magma kanallarındaki boşluklarda, konveksiyon akıntıları kontrolünde, birikmiştir.

A f i o I. J v A. I » I / Kefdağ ve Soridağ chromilite bodies were occurred in 'the diapiric upper mantle residual peridotite«. "These are consist of harzburgite and dunit which are residuals of 'the multi stage depleted upper mantle. Kefdağ and Soridağ chromitite bodies, were occurred during 'the rising of the picritic melts of the fertile Ille.rzölltic 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 jeosenklineal teorisine uyarlayan Thayer (1960), podiform kromit kütlelerinin üst mantonun kısmi, ergimesi ile oluşan magmanın alt kabukla veya üst mantoda yer alan magma odasında, kristalizasyon farklılaşması ürünü kromit kristallerinin kümülatik süreçler sonucu magma odası tabanında birikmeleri ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Bunu takip eden evrede alt kabukta oluşan kromit katmanlarının, jeosenklineallerin 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, bantlaşımının 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 kümülatik çökeldiği magma, odası tabanındaki düzensizlikler nedeniyle, dunitik kümülatlar ve içerdikleri kromit kütlelerinde, çökeltme, 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 kıvrımlanmalan 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 segregasyonu onların tabanında oluşan kromit kütlelerinin yoğunluk farkı nedeniyle plastik üst manto harzburjitleri içine battığını ileri sürmüştür.

Thayer. (1964), Greenbaum. (1972), Dickey (1975) tarafından, podiform kromit kütlelerinin 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 lezolitik diapirlerin kısmi ergimesi ürünü, pikitik 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 yükselirlerinin, okyanusal yayılımı gerçekleştirdiği tezi ile de desteklenmiştir.

Lago ve diğerleri (1982.) ise diapirik yükselimi, sürecinde-, kısmi ergime ürünü magmama 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 kılıfların 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

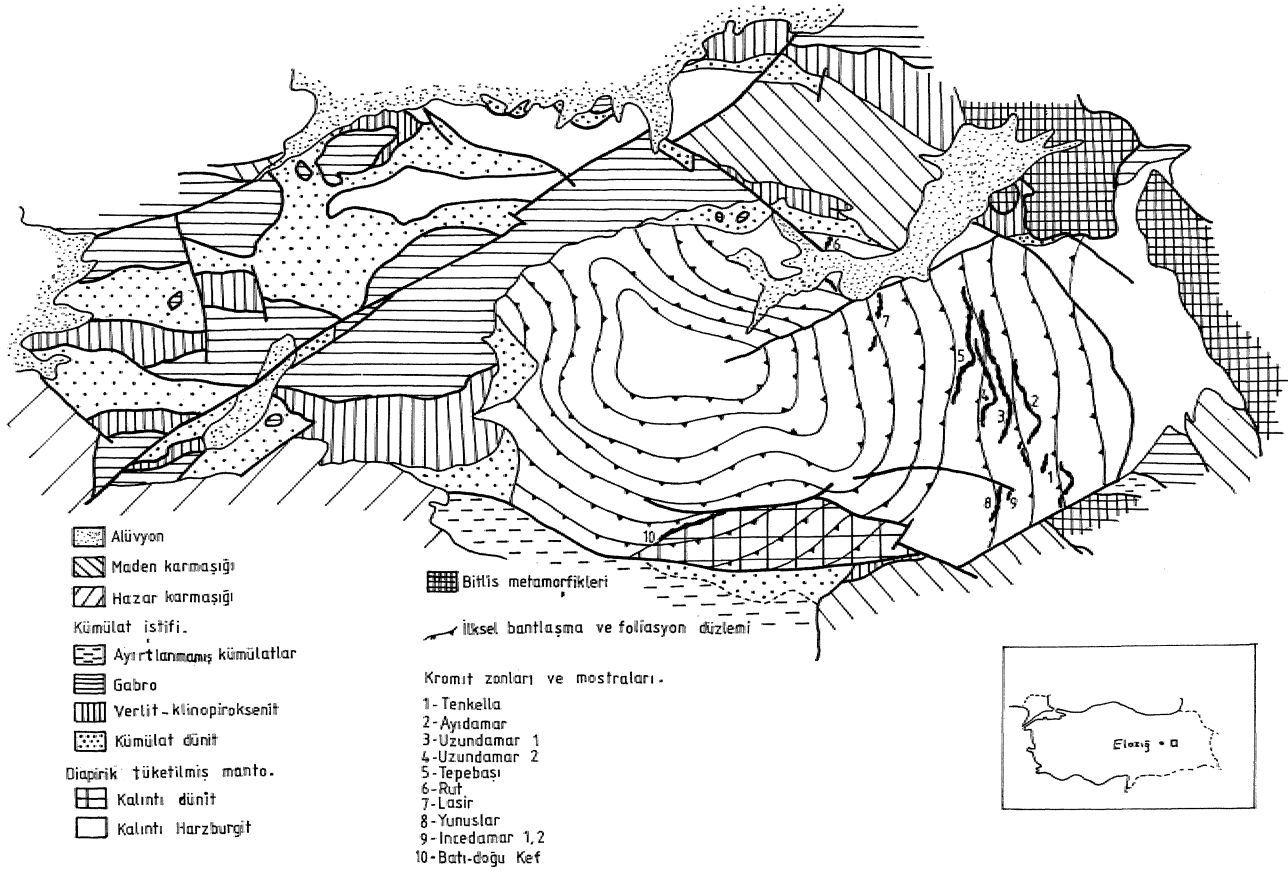
Podiform kromit kütlelerinin oluşumu, konusundaki bu iki uç görüş sahipleri, manto-kabuk bir başka deyişle leptonit-kümülat geçişi konusunda iki ayrı yorumu savunurlar!... Greenbaum (1977), George (1978) kalıntı üst manto harzburjitleri ile geçişli deforme dunitik kütleleri kümülatik kökenli, olarak, 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 ortopirosenlerin 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 tüketilimde Lertzolitik mantonun kısmi ergimesi sonucu pikrilik 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 oluştuklarını, ileri sürmüştür.

Podiform kromit kütlelerinde etkin, pull, apart dokusu yamsıra 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-

bäum, 1977) karşın, Lago ve diğerleri (1982) bu dokuların ancak, magmatik akıntıların ve sirkülasyonların etkin olduğu bir ortamda, gelişebileceğini savunmuştur, özellikle kümülatik oluşumlu s-tratifom tip kroniklerde görülmeyen nodüler kromit dokularının, oluşumları Lago ve diğerleri. (1982) diapirik oluşum, modeli verilerinden biri olarak ileri sürerler. Diapirler içinde yükselen magma kanalları 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 tanelerinin bir araya toplanarak, modüler' 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 çevrelenmeleri. 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 derinleştiğiçe «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 kütlelerin ise, kalıntı peridotitlerindeki spinaller ile bazaltik magma 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 chromite bodies and the Guleman ophiolite (inferred 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 oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Ahmet (1984) podiform kromit kütlelerinin bimodal karakteri konusunda Thayer'in kümülatif oluşum, modeline bağlı olarak,, 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 ayırımı ile kümülatif süreçlerde oluştuğunu savunmuştur. Erken evrede yüksek ısıda çökelen Cr'ca zengin, kromitlerin kümülatif istifinin alt düzeylerinde, geç evrede görece düşük ısıda çökelen. Al'ca zengin kromitlerin. ise kümülatif istifinin üst kesimlerinde yer almasını bu savma, 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-

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

SORIDAĞ KROMİT KÜTLELERİ

Soridağ kromit kütleleri K-G uzanımlı B₂ eğimlidir. D'dan B₂ sıralanan bu kütlelerin başlıcaları Tenkella, Aydamar, 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, Aydamar 1350 m, Uzundamar I 1600 m, Uzundamar II 900 m, Tepebaşı'nın ise 1300 m. uzanımına sahip olduğu görülür. 400 m uzanımı olan Yunuslar kütlelerinin ise Tenkella veya Aydamar 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 düşünülmektedir. (Engin ve diğerleri 1983, Engin 1984)

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

Kramit kütleleri birkaç cm'den 50 n'ye değin değişik kalınlıklara sahiptir. Bu kalınlık, değişimleri çok fasa mesafelerde oluşabilir ve kütlelerin doğrultu ve eğim yönünde dim. uzanımı boyunca sık sık kalınlık değişimleri izlenebilir. Büyük nerce.kle.rin 200 m.'ftzunlukta ve 50 m. genişlikteki boyutlara varabilmesine karşın ortalama mercek boyutları 20 m. uzunlukta 1,5 m. kalınlıkta.dır. Kromit kütlelerinin devamlılığı ile- kalınlıkları -arasında bir ilişki görülmez. Sahanın güney kesiminde tncedamar I ve Incedamar II doğrultu boyunca 50 m. ile 220 m. arasındaki .kesiksiz uzanımına karşın kalınlıkları genellikle 2-3 cm. kadardır (Engin ve diğerleri 1983).

GULEMAN KROMİT YATAKLARI

Guleman ofi.oli.tinde. alpin tip krom.it yataklarının olağan olmayan doğrultu ve eğimde uzan.mlara sahip olan kromit kütleleri yer almaktadır. Bu yatakların, en önemlileri Guleman tektonitinin güney kesiminde D-B uzammlı Kefdağ kromit, kütleleri ile doğu kesiminde K-G uzammlı 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 mercekşel .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. Tnayer (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 yerdir,. Kromit kütleleri dunitik bir kılıf ile sınımlanmıştır. Bu kılıfın kalınlığı 2-3 cm. ile 3,5 m. değişebilirce 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, kitlelerindeki bantlaşma ile dunitik kılıf

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

KEFDAĞI KROMİT KÜTLELERİ

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

Engin (1984-1985) kromit kütleleri, yeraltı çalışmalarından derlenen verilere göre 50° GD*ya eğimli olup, eğim yönünde 500 m. uzanımına ve 45 m. kalınlığa sahip olabilmektedir. Batı Kefdağ kromit. kütlelerinin. çevre dunit ve harzburjitler ile olan dokanak ilişkisi birincildir. Harzburjittaki piroksen olivin hamlaşması, dunitteki olivin, dizilimleri ve. kromit kütlelerindeki bantlı yapılar uyumludur (Engin ve diğerleri 1983, Engin ve Sümer, 198e).

PETROLOJİK VEMİLER

Soidağ 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 daylar 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 kıvrımlarla veya batma, özellikleri göstermediği nedenle Engin ve diğerleri (1983) Soridağ kromit yataklarının bugünkü buldukları konumları ile harzburjit içinde birincil olarak oluştuklarını savunmuşlardır.

Kefdağ kromit kütleleri, harzburjit dunit geçişinde yer almaktadır. Kromit kütlelerinin, tabanında harzburjit, tavanında ise. 2500 m, kalınlıkta Kefdağ duniti yer almaktadır. Engin ve diğerleri (1983) Kefdağ dunitinin kümülat dokulu olduğunu ve tektonik enformasyonların kümülat doku üzerine üstlendiğini ileri, sürmüş, Kefdağ dunitinin tektonik-kümülat geçiş zonunda yer aldığı savunmuştur. Özkan (1982) ise Guleman harzburjilerindeki olivinler ile Kefdağ dunitindeki olivinlerin özdeş oranda fosterit içerdiklerini. {% 90 Fo) Kefdağ dunit. ve harzburjitlerinin kalıntı, kökenli olduklarını ve yüksek ısıda homojenleştiklerini savunmuştur. Keza Guleman harzburjiti ile Kefdağ dunitindeki birincil bantlaşma (So) 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 (SQ) yapıları ise D-B uzanımlı ve konsantrik bir yapı örneği sunan tektonikler ile uyumsuzdur (Özkan, 1985).

Anlaşılabileceği gibi, Kefdağı 'duniti ile Guleman harzburjii arasındaki geçişin manto' kabuk geçişi ni yoksa kalıntı harzburjii ile kalıntı, dasit geçişi ni 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 harzburjii üst manto kay açları üzerine gelen dusitik kay açları stratiform, 'komplekslerde olduğu gibi, kümülat istifin, alt düzeylerini oluşturduğunu ve kromit kitlelerinin de stratiform komplekslerde olduğu, gibi dunitik kümülatlar içinde kümülatik süreçlerle olduğu kabul, edilmektedir.. Oysa günümüzde kalıntı üst. manto harzburjiiMerinin geçişli olduğu dunitilerin kümülatik kökenli olmayıp tam tersi, harzburjii'lerin tüketilmesi ürünü kalıntı kökenli dunkler olduğu, tartışmasız kabul edilmektedir' (Boudier ve Coleman, 1981). Nicolas ve Prinzhofer (1983) harzburjii'lerde ortopiroksenlerin kaybolması ile hızlı bir şekilde, dunitlere geçildiği ve geçiş koşulların düzensiz bir geometriye sahip olduğunu tanımlamışlardır. Keza harzburjii'deki uyumlu harzburjii bantları olağan ve yaygındır. Bu olgu, Guleman tektonitinde 'de karakteristiktir, özellikle Kefdağı dunit, harzburjii geçişinde dunit-harzburjii bantları ardalanması yaygın olarak gözlenir (Özkan, 1982). Ek olarak» Guleman harzburjii'lerinin ortopiroksen içeriklerinin son derece düşük olması (% 10) ve yaygın olarak uyumlu dunitik bantları kapsamaması (Özkan, 1982), Guleman harzburjii'lerindeki ortopiroksenlerin ileri, derecede, tüketildiğini, bu nedenle sık sık dunitlere dönüştüğünü gösterir., Kefdağı duniti Guleman harzburjii'nin tüketiliminin ileri aşamasını temsil eder.

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

Boudier' ve Coleman (1981) Şemail ofiolitinin verileri ışığında, okyanusal yayılım sürecinde manto diapirlerinin yükselimi ve çok. fazla 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 harzburjii diapirler içinde kanallar boyunca, ilerlediğini kabul etmiştir., Bu süreçte, yükselen magmanın soğuyarak kanallar boyunca kristal-

lendiğini kalıntı üst manto harzburjii 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 harzburjii diapirlerinin ikinci kez tüketilmesi sonucu olivince fakir toleyitik magma harzburjii 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. (SQ) ve foliasyon (Sj) ların harita örneği (Özkan, 1985) diapirik yükselimi sürecinde oluşmuş yapı örneğini gösterir.

Yayılma, merkezi, altmda lerzolitik diapirlerin ergimesi ile oluşan pikritik magmanın üst mantoda harzburjii diapirler içinde yüksehnesi sürecinde magma, kanallarında konveksiyonel akıntılar oluşur. Bu süreçte magma içinde 'kristallenen olivin ve kromit taneleri konveksiyon. akıntılar oluşur. Bu süreçte magma, içinde kristallenen olivin ve kromit taneleri konveksiyon akıntılarını denetiminde- magma, kanallarındaki bo.sluklarda birikir. Çekirdekte masif ve bantlı cevherin oluştuğu kromit kütleleri dışa doğru saçılmış kromite dönüşür ve dunitik kılıf ile sarkılır., Kovenko (1949) Soridağ kromit kitlelerinin Cr ca zengin kalıntı magmanın peridotitler içine injeksiyonu ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Soridağ kromit. kttlelerindeki dokuları ayrıntıları ile inceleyerek bu dokuların magma injeksiyonları sürecindeki akıntılarının 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 Burgata 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 okyanusa! yayılımı, mantoda magma türeyişi olguları ile birlikte ele alındığında Burgata ve Weiser (1979) , Nicolas ve Violette (1982) ve Lago ve diğerleri (1982) tarafından ileri sürülen podiform kroniklerin 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*1 oluşturmuştur.. Nicola ve Violette (1982) astenosferik diapirik yayılımı. modelini, ileri sürerek derin diapirik yayılım sürecinde pikritik ergiyiğin üst manto diapirleri. içinde kanalları boyunca yükseldiğini savunmuşlardu. Bu*olgu Kovenko (1949) tarafından ileri sürülen peridotitler içine Cr ca, zengin magmanın Enjeksiyonunu açıklayabilir. Keza Kovenko (1949) un Guleman kromit yataklarındaki dokuların Cr ca zengin magmanın mjeeksiyonları sürecinde gelişen magma akıntılarında etkisinde oluştuğunu kabul eden görüşü Lago ve diğerleri (1982) tarafından geliştirilerek magmanın kanalları bo-

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

YAPISAL VERİLER

Fodifonn kromit kütlelerinin, iç yapısı ve çevre peridotitlerin iç yapısı ve dokanak ilişkileri uyumlu, yarı uyumlu ve uyumsuz olabilir. Birincil bantlaşma (S_0) peridotit kütlelerinde olivin ve piroksen bantlaşması ile, kromit kütlelerinde ise olivin, kromit bantlaşması ile temsil edilir. Peridotit kütellerinde mantô deforasyonlan 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,

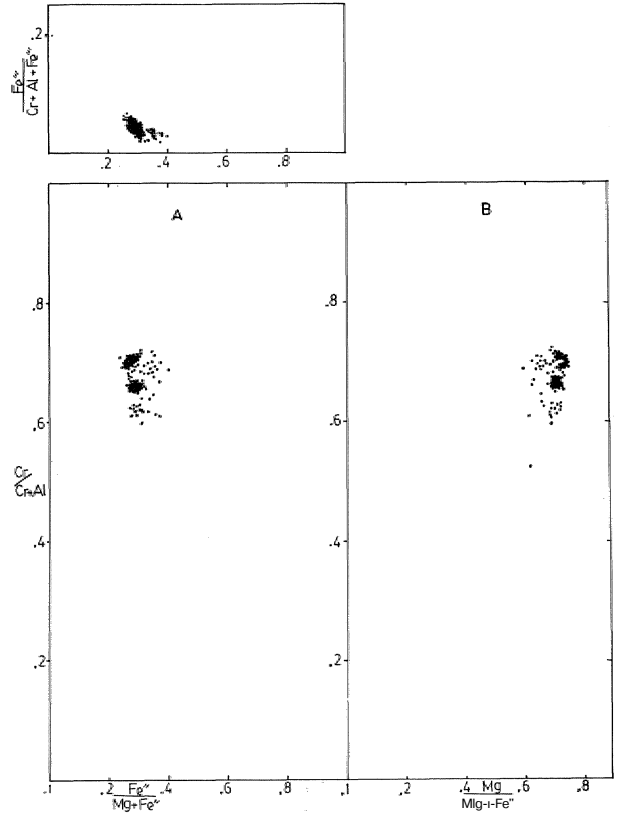
Lineasyonlar (Lf) foliasyon düzlemlerinde uzamış minerallerin yönü ile tanımlanır. Peridotit kütlelerinde lineasyonlar, özellikle krom spinel yığılımlarının veya peroksen yığılımlarının uzanımları ile belirlenir. Kromit kütlelerinde ise, iki tip lineasyon oluşabilir: a) Saçılmış cevherde, kromit tanelerinin uzaması ve yönlenmesi, b) Masif cevherde ise, gerilme, kuvvetleri etkisinde kalan, kromit kütlelerinde çekim kuvvetleri yönüne dik yönde gelişen çatlakların silikaik 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' anı 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 harzburjiderdeki bantlaşma ile uyumlu uzanımlar oluşturur. Yanal, geçiş zonunda kromit kütlelerini çevreleyen dunit kılıfı ile harzburjitik yan. kayaç mezoskopik girik yapılar oluşturur. Bu yapılar harzburjiterdeki bantlaşma ile uyumludur. Kromit kütlelerinin tavanında yer alan dunit kılıfı içinde harzburjitik inklüzyonlan 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 kayaçtaki lineasyonlar kromit kütlelerinin uzanımını işaret ederler. Bu tip yataklarda merceksel şekilli olup, uyumlu kütlere 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 kayaların yapıları ile obliktir. Çevre kayaçlardaki 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 harzburjitede pi-



Şdfef 2 Kefdağı kromit kütlelerinden 100° kromit analizinin Stevens spinel bileş prizması (A) ve Johnston; spinel üleşimi prizması (B) üzerindeki dağılımı

Figur 2. Plots of 100° ehrarnite analyses- from Kefdağ chromitite body in the Steven spinel c and' in the Johnston spinel coëpositional 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 harzburjiterdeki (S_1) düzlemlerine uyumlu olarak kamalanmaktadır. Kromit kütlelerinin tavanında dunitik kılıf içinde yer alan harzburjitik çubuklar, petrografik olarak harzburjitik dunit geçişinden çok uyumlu podifom. Mtlelerin de yaygın olarak görülen deformasyon sürecinde gelişen yapısal bir özelliktir.

Soridağ kromit kütlelerinin,, dunitin ve çevre harzburjiterin 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. Kronit. kütlelerindeki K-G doğrultulu uzamın birincil olduğu ve deformasyon ile gelişmediğini kanıtlar (Thayer, 1964).

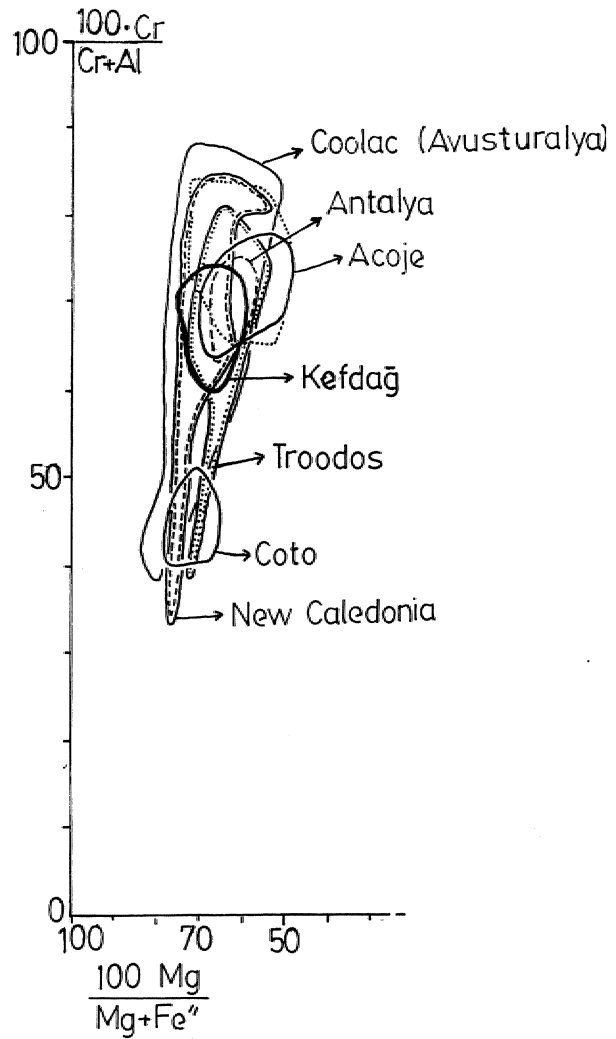
Manto peridotitler içinde yer alan dunitik bir kılıf ile sarılı podiform kromit kitlelerinin oluşumunu, Thayer'in (1964) kümülatik oluşum ve derin kapalı kıvrımları ile mantoya girişim ve Dickey'in (1975) kümülatik oluşum ve mantoya batma olguları ile açıklayabilmek» Kefdağı ve Soridağ kromit kütleleri 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, pikriik 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 öğesi foliasyon(S)'ların kromit kütlelerinde, dunitik kılıfta, ve çevre harzburjitelde paralel olarak gelişmesi sonucu uyumlu kütlere, dönüşebilir,

Bu evrim -modeli Kefdağı ve Soridağ kromit kütlelerinin oluşumunu somut bir şekilde açıklayabilmektedir¹, Fakat Kefdağı ve Soridağ kromit kütlelerinin, içinde yer aldığı Guleman tekt. on. it. in. de birincil bantlaşma ve foliasyonlar diapirik yayılım sürecinde gelişmiş yapılarıdır.. Yatay yayılım. sürecinde gelişmiş yatay ve yan-yatay yapılar¹ Guleman tektonitinde izlenemez, Bir başka deyişle Guleman tektoniti diapirik yükselim sonrası önemli bir yataya yayılım sürecinden geçmemiştir. Bu nedenle Soridağ ve Kefdağı kromit kütlelerinin Guleman. tektonitmin diapirik birincil bantlaşma ve foliasyon yapıları ile uyumlu, oluşu ilksel ve kökenseldir. Yatay yayılım sürecinde üstlenmiş bir olgu değildir. Guleman tektonitinin diapirik yükselim sürecinde gelişen yapıları ile uyumlu olarak açılan magma kanalları boyunca yükselen Cr'ca zengin plirik magmanın diapirik yayılım sürecinde kristallenmesiyle oluşan Kefdağı ve Soridağ 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 yükselim sürecinde magma kanallarındaki boşlukların doldurulması ile oluştuğunun geometrik bir kanıtıdır¹, 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 açıklayanlayız. Bir başka deyişle düzensiz magma tabanı üzerinde çökme 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. yükselim 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



Şek 3. Kefdağ kromit kütlelerinden 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.

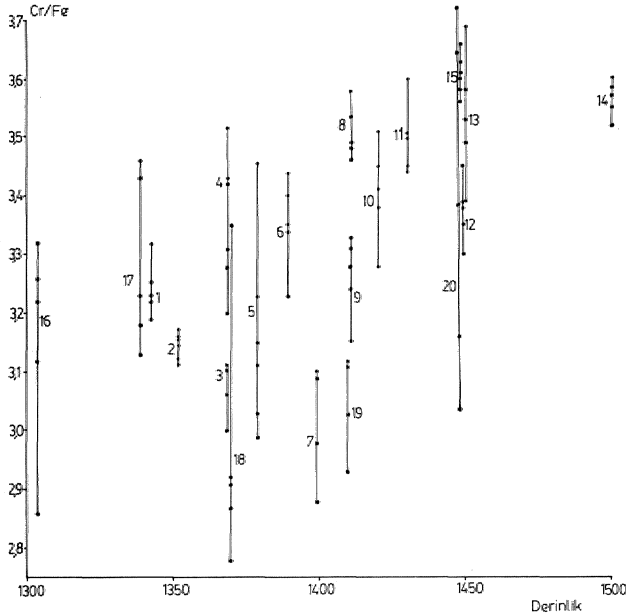
Figure 3. Rots of 100 chromite analyses from Kefdağ chromitite body the 100 Cr/Cr Al against 100 Mg/Mg Fe diagram. Companion between the high Al Chromite (Coto and high Cr Chromite (Acoje)

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 ÖZELLİKLEM

Kefdağ kromit, kütlesi de başlıca masif,, bandı nüdüler ve saçılmış cevher tiplerini içerir. Kromit kütlelerinin kalınlaştığı kesimlerde çekirdekte, masif ve bantlı cevher- yer alır» dışı doğu 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). Modüler kromit dokusu, dunitik matris içinde kromitçe zengin elipsoid şekilli yuvarlak iri tanelerden oluşur. Modüllerin paketlenme sıklığı çeşitlidir', Genellikle komşu pelletler birbirlerine değer. Nodüler ince taneli anhedril kromit agregadalarının bir araya toplanması sonucu oluşur. Bazı örneklerde modüller, silikatik bir



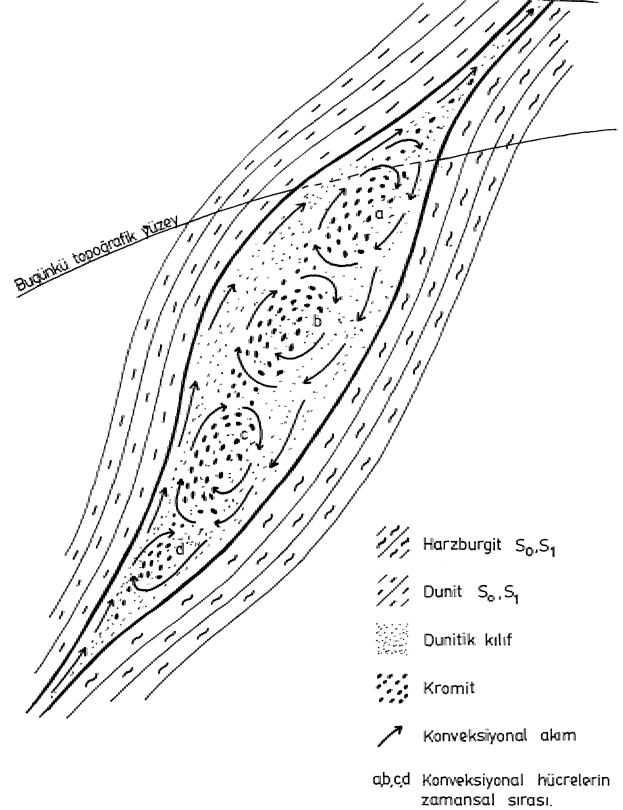
Şekil 4. Kefdağ kromit kütlesinden 100 kromit analizinin Cr/Fe oranının derinliğe karşı dağılımı.

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 katılmış silikat bankından aşağıya yuvarlanması sürecinde pelletizasyon etkisi ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Kaaden (1970) ise kromit

kristallerinin viskoz magma, tarafından aşın-dılması ile oluştuğunu savunmuştur. Dickey (1975) ise nodüler kromitleri magma segragasyonu zonlarında bulantı akıntıları etkisinde oluşan "kartopu" dokuları lar ak 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 akıntılan 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 nodüler magmadaki sirkülasyon etkisinde bir uaya 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 yatakiındaki doku ve yapılan,



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 Enjeksiyonları sürecinde gelişen magmatik akıntılar etkisinde oluşumuyla açıklanmıştır.

Modifier kromitlerin sıkı •paketlenmesi sonucu masif tip cevherleşmeleri, oluşur. Olivin, ve faom.it tanelerinin farklı yoğunluğa sahip olması nedeniyle konveksiyonel akım etkisinde olivince zengin bantlar ile kromca zengin bantların ardalanmasıyla Kefdağ krom.il kütlelerinde yaygın olarak izlenen birincil bantlı dokular gelişir'.

MİNERAL KİMYASI

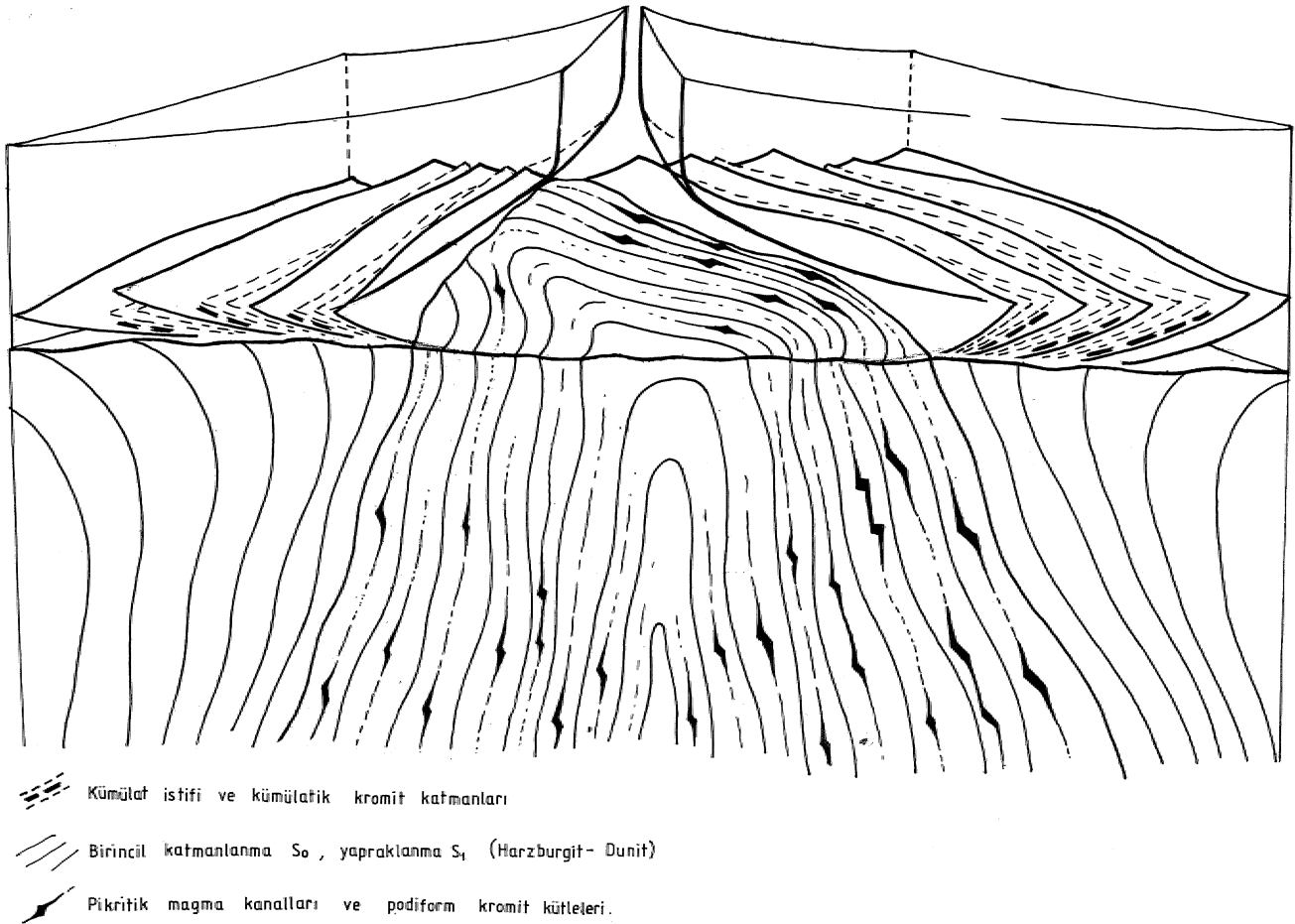
Podiform kroniklerin kimyasal bileşimi ve oluşumu arasındaki ilişki özellikle kromiüerin Al ca zengin ve Cr*ca zengin bimodal karakteri, gözönüne alınarak sistemleştirilmiştir.

Burgart ve Weiser (1980) Selanik kromit yataklarının Al'ca zengin. (Tsanglı) ve Cr'ca zengin. (Ghalkidi, Vourinos) tiplere ayırtlamıştır. Tsanglı Al'ca zengin yuvarlaklaşmış kromit kütlelerinin, mobil harzburgit kristal lapasının yığılmasında Al'ca zengin kromit tanelerinin çökelişi ile oluştuğunu kabul etmiştir. Cr'ca zengin Chalkidiki ve Vourinos kütlelerinin çok fazlı olgular sonucu oluştuğunu, „okyanusa! rift kuşağı altında manto malzemesinin ergimesi" ile Mg'ca zengin, pikritik magma

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

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

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



Şekil 8 Guleman diapirinin ve kümülat istifinin yapısal tonumu, podiform kromit kütleleri ve kümülatik kromit katmanları

Figure 8 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	1.243	0.656	0.734	0.291	0.096	0.655	0.716	0.283	0.048	3.22	1343
	1.247	0.649	0.746	0.278	0.104	0.657	0.728	0.271	0.052	3.26	
	1.249	0.671	0.712	0.306	0.090	0.650	0.699	0.300	0.040	3.23	
	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	
2	1.203	0.713	0.724	0.295	0.084	0.627	0.710	0.289	0.042	3.17	1352
	1.187	0.733	0.719	0.298	0.080	0.618	0.706	0.293	0.040	3.14	
	1.190	0.715	0.736	0.287	0.095	0.624	0.719	0.280	0.047	3.11	
	1.189	0.718	0.741	0.283	0.099	0.623	0.723	0.276	0.046	3.16	
	1.201	0.705	0.737	0.288	0.091	0.629	0.718	0.280	0.045	3.16	
3	1.265	0.643	0.711	0.314	0.092	0.662	0.693	0.306	0.045	3.11	1369
	1.274	0.629	0.727	0.301	0.097	0.669	0.707	0.292	0.048	3.20	
	1.255	0.644	0.723	0.309	0.101	0.660	0.700	0.299	0.050	3.06	
	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	
4	1.296	0.597	0.743	0.288	0.107	0.684	0.720	0.279	0.053	3.28	1369
	1.306	0.601	0.738	0.287	0.093	0.684	0.720	0.280	0.046	3.43	
	1.273	0.623	0.750	0.280	0.104	0.671	0.728	0.271	0.052	3.31	
	1.291	0.615	0.750	0.272	0.094	0.677	0.733	0.266	0.047	3.52	
	1.293	0.629	0.751	0.275	0.096	0.678	0.731	0.268	0.049	3.46	
5	1.367	0.551	0.643	0.351	0.082	0.712	0.646	0.353	0.041	3.15	1379
	1.345	0.592	0.645	0.353	0.063	0.694	0.646	0.353	0.091	3.23	
	1.326	0.599	0.669	0.351	0.075	0.688	0.655	0.344	0.037	3.11	
	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	
6	1.266	0.642	0.740	0.287	0.092	0.663	0.720	0.279	0.046	3.34	1390
	1.248	0.659	0.736	0.293	0.093	0.654	0.715	0.284	0.046	3.23	
	1.260	0.652	0.742	0.282	0.088	0.658	0.724	0.275	0.044	3.40	
	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	
7	1.263	0.632	0.714	0.318	0.105	0.666	0.691	0.308	0.052	2.58	1400
	1.266	0.641	0.710	0.315	0.093	0.664	0.692	0.307	0.046	3.10	
	1.283	0.621	0.703	0.318	0.096	0.673	0.690	0.303	0.048	3.09	
	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	
8	1.296	0.585	0.733	0.252	0.113	0.685	0.744	0.255	0.059	3.45	1411
	1.295	0.573	0.727	0.248	0.126	0.691	0.745	0.254	0.063	3.46	
	1.374	0.563	0.633	0.320	0.063	0.709	0.664	0.335	0.031	3.58	
	1.312	0.567	0.719	0.249	0.121	0.698	0.742	0.257	0.050	3.54	
	1.313	0.566	0.726	0.256	0.121	0.699	0.739	0.260	0.050	3.48	
9	1.281	0.629	0.720	0.305	0.090	0.671	0.702	0.297	0.045	3.24	1411
	1.290	0.625	0.717	0.304	0.085	0.673	0.702	0.297	0.042	3.31	
	1.285	0.617	0.730	0.293	0.098	0.675	0.713	0.286	0.049	3.28	
	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. Keldag İKramitlerinin elektron mikropob 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	Ket. 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	
	1.332	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	0.726	0.271	0.046	3.35	
13	1.346	0.542	0.696	0.285	0.112	0.712	0.739	0.290	0.056	3.58	1448
	1.337	0.542	0.686	0.263	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	0.598	0.280	0.128	0.712	0.821	0.276	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	0.715	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	0.597	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	0.536	0.363	0.025	3.12	
	1.224	0.734	0.669	0.337	0.042	0.625	0.665	0.3349	0.022	3.22	
	1.193	0.746	0.711	0.298	0.061	0.615	0.704	0.295	0.030	3.32	
	1.289	0.751	0.704	0.304	0.060	0.612	0.698	0.301	0.030	3.26	
17	1.246	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	0.695	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	0.350	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	0.569	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	0.557	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	3.15	
	1.336	0.583	0.679	0.291	0.081	0.596	0.699	0.300	0.040	3.59	
	1.362	0.597	0.673	0.326	0.080	0.695	0.683	0.326	0.020	3.72	

Table 1. Electron microprobe analyses of Kefdağ chromitites

kimyasal bileşimleri iki boyutta, resmedilmiştir (Şekil 2).

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

Bu kıyaslamadan çıkan sonuç» Kefdağ kromit kütlelerinin, dimit-harzburgit geçiş zonunda oluşmasına karşın, lertzolit-harzburgit zonunda oluşan Cr'ca zengin Acoje kromitleri ile listelenmesi. dikkatli çeken bir olgudur. Oysa kümülat istifin, in hemen, altında yer alan kalıntı harzburgit-dunit geçişinde yatay yayılım surecinde oluşan, kromit yatakları, tipik, olarak ATca zengin, kütlelerden oluşmaktadır. Bu olgu Kefdağı kromit yataklarının, malın ti dunit-harzburgit geçiş zonunda yer almasına karşın» yatay yayılım. surecinde değil de tam, tersi, diapirik • yükselme sürecinde, oluştuğunun kanıtıdır.

Batı Kefdağ kromit kütlelerinin 1200 m kotu ile 1500 m kotu, arasından derlenen 20 örneğin, her bilinden 5'er kromit, tanesinin mikro prob analiz, sonuçların (çizelge-1) Cr/Fe oranlarının derinliğe göre değişimi (Şekil 4) görülmektedir. Bu dizim.de 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 akıntılarını model ile açıklayabilir. Erken evrede yüksek ısıda kristallenen yüksek Cr/Fe oranına sahip kromit tanelerinin -magma kanallarındaki boşluklarda, gelişen, konveksiyon akıntılarının üst kesimlerindeki konveksiyon hücreleri içinde paketlenmesi ve giderek konveksiyon hücrelerinin aşağıya doğru "İlerlemesi 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 akıntısından denetiminde Cr/Fe oranları aşağıya doğru, giderek azalır.

Bunun yanında aynı kot. içinde yer alan kromit örneklerinde Cr/Fe oranlarında genel, gidişten, ani. sapmalar gösteren örnekler ancak konveksiyon, akıntılarını 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

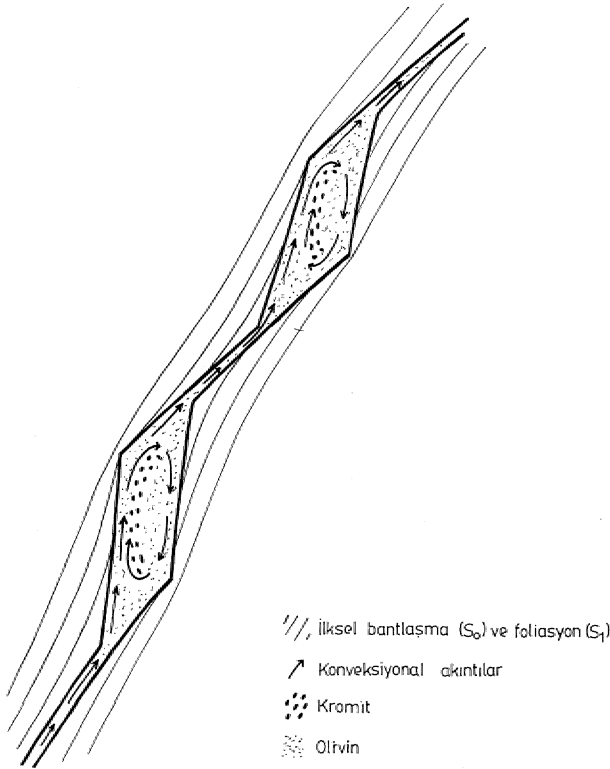
Diapirik Guleman tektonitinin güney kenarında kalıntı harzburgit dunit geçişinde uyumlu, olarak yer alan Kefdağı kromit kütleleri ile tektonitin doğu kenarında uyumlu, olarak, yer alan. Soridağ kromit kütleleri Guleman tektonitinin diapirik yükselimi sürecini takip eden evrede diapirik. çeper kesimlerinde 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, dan 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 banüasma düzlemleri ile uyumlu olarak açılan ve genişleyen kanallar boyunca ilerlemesi sürecinde oluşmuştur. Pikritik ergiyik, ikinci kez tüketilmiş ve soğumuş Guleman diopirinin çeperleğinde açılmış kanallar- boyunca yükselirken, ergiyik ile çevre peridotitinin ısı farkı nedeniyle ergiyik için.de. 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 olivin mutlak zenginleşmesi sürecinde kromit taneleri olivin maüiksi 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. Kefdağı '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 ar.asei.daki kromit köprülerinin, kesilmeksizin devam etmesi kanallar arasındaki boşlukların doldurulmasını takip eden geç evrede kanalların •kendilerinin de kromit. ve. olivin ile doldurulması ile oluşur.

Uyumlu podiförm 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 diapiroli içinç magma kanalları ve boşluklara açılmış pikritik ergiyin bu kanallar içinç yükselimi ve kromit tanelerinin konveksiyon akıntılarında birikimi

Figure 7. Opening of the magma conduits and caves in the residual upper mantle peridotite rising of the picritic melts along these conduits and deposition 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, harzburjit geçişinde yer alan ve yatay yayılım sürecinde oluşan Al'ca zengin kromit kütlelerine karşı Kefdağ kromit kütleleri 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 Üztunalı'ya minnettarım. Kefdağ 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 çalışmaları 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, Stratigraphie 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 cevheri örneklerindeki maden ve gang minarellerinin elektron mikroprob ve minerolojik analizleri. Araştırma Merkezi, T.Şişe ve Cam. Fabrikaları A.Ş.* yayınlanmamış S. 27.
- Brown, M., 1979, Textural and Geochemical evidence for the origin, of some chromite deposits in the Oman ophiolite. In: A. Panayiotou (ed.) ophiolites, Proc. Internat. Ophiolite. Symp., Cyprus, 714-721.
- Boudier F., ve Coleman R.G., 1981, Cross section through the peridotite in the Şemail ophiolite, Southeastern. Oman Mountains» I. Geophys. Res., 86. 2573-2592.
- Burgath, K. ve Weiser, T., 1979, Primary feature and genesis of Greek, podiform chromite deposits, In: A Panayiotou (ed.) Ophiolites, Proc. Internat. Ophiolite Symp., Cyprus, 6175-690,
- Cassard D., Nicolas A., Rabinovitch, M., Moutte J» Leblanc M., Pfinzhofer A., 1981, Structural Classification of Chromite. Pods in Southern New Caledonia. 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 chromium and aluminium between clinopyroxene and spinel. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 71, 384-392.
- Engin, T., 1984» Petrology and structural characteristics of the Rut. Taştepe chromite deposits in Guleman Eastern Taurus region, In: Geology of the taures belt. 303-308.
- Engin, T., 1985, Petrology of the peridotite, and structural setting, of the Batı Kef-Doğu Kef chromite deposits, Guleman - Elazığ eastern Turkey In Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks. Edinburgh LM.M. p. 229-240.
- Engin, T., Balcı, M., Sttmer, Y. ve Özkan, Y.Z., 1983, Guleman. (Elazığ) Krom yatakları ve peridotit, birimin jeolojisi konumu ve yapısal özellikleri., Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi 96, 77-100.
- Engin, T. ve Sümer» L., 1986, Kefdağ-Kerpin (Guleman Elazığ) yöresinin jeolojisi ve Batı Kef-Doğu. Kef krom yataklarının maden jeolojisi raporu., M.T.A. Raporu (yayınlanmamış) 161 s.

- Gass, L.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, B., 1972, The geology and evolution of the Troodos Plutonic complex, and associated chromite deposits. Cyprus: Doktora tezi Leeds Univ. (yayınlanmamış)
- Greenbaum, D., 1977, The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex. Cyprus. Econ. Geol. 72, 1175-1194.
- Helke, A., 1962, The metallogeny of the chromite deposits of the Güleman 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, Gîtes des chromites et roches chromifères de l'Asie Mineure (Turquie) Soc. Geol. France» Mem., 61» s.46.
- Leblanc» M. ve Violette, I.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 Şemail 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.R., 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, Güleman (Elazığ) ofiolitinin jeolojisi ve petrolojisi, İstanbul Yerbilimleri, 3, 295-312.
- Özkan, Y.Z., 1985,, Güleman (Elazığ) ofiolitinin yapısal incelenmesi, Maden. Tetkik ve Arama Enst. Derg. 78-85.
- Özkan, Y.Z., ve Öztanalı, O., 1984» Petrology of the magmatic rocks of Güleman ophiolite. Proc. 1st Symp. on The Geology of the Taurus belt 285-293,
- Peters,, J. ve Kramers I.D., 1974, Chromite deposits in the ophiolite complex of northern Oman. Mineralogical Deposits., 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 Güleman-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 İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul
İLKUNUR ŞENGÜLER 70. Sokak No: 9/2 Emek Ankar.

OZİ Pontid kuşağının bu kesiminde Üst Kretase yağk tortular genellikle dem denizel fasiyese gelişmişlerdir. Bundan izleyen Paleosee yaşlı çekellerin de,, özellikle Zöeüilciak; -çevresinde yine açır-derin denizel koşullarda çökelmış olmalarına karşın, doğuya doğru baskın olarak sıg denizel koşullarda çökeldikleri birçok yerbilimci tarafından vurgulanmıştır.

ABSTRACT: It is widely known liat» Upper Cretaceous and Paleocene aged sediments exposed in the western, part of Poetic 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 stioation should be expected in the north of Göyraik (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. Örgün (1956), Gevye-Gölpazao-Taraklı arasındaki alanda Ap-siyen ve Albiyen'in varlığına değinerek,, bunların üzerine uyumsuz olarak gelem. Üst Kretase'den söz, etmekte ve Üst Kretase'nin farklı katlan'ile fasiyeslerde geliştiğini vurgulamakta, Gölpazan çevresindeki Paleosen yaşlı kireçtaşlarını ise. Kretase tortulları içinde gös'termektedir. Yine,, Abdüsselamoğlu (1959), Mudurnu-Göynük arasındaki çalışmada Üst. Kretase'nin kireçtaşı ve fliš 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 çalışmasında özellikle Osmaneli (Bilecik) yöresinde Maestrihtiyen yaşlı, bol benlik foraminifer içeren Taraklı Formasyonu'nu, Monsiyen yaşlı Selvipınar Formasyonu'nu izlediğine değinmektedir.

Saner (1978 a, 1980), Gevye-Osmaneli-Gölpazan-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 Formasyonu'nu tanımlamıştır. Bu makalenin editörlüğü K.E. Kasapoğlu tarafından yapılmıştır.

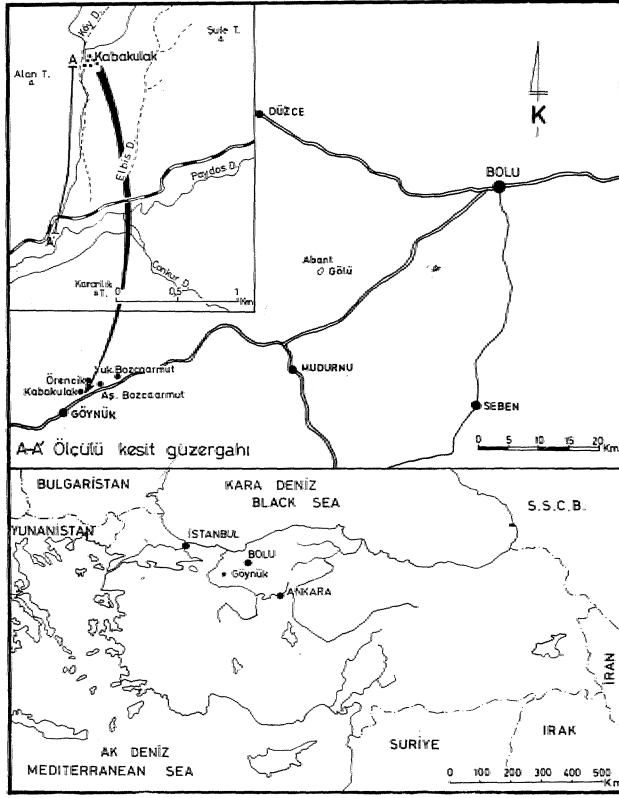
masyonu ve Halidiye Formasyonu'nu ayırtlamıştır. Saner (1978 b), Orta. Sakarya bölgesinde Üst Kretase yaşlı Taraklı Formasyonu'nu, Paleosen yaşlı Selvipınar Formasyonu'nun uyumlu olarak izlediğini, de belirtmiştir. Genelde, yörede,, yine. Paleosen yaşlı Kızılçay Formasyonu'nun Selvipınar' Formasyonu 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 Gölpazan yöresinde. Kayaboğazı ve çevresinde. pelajik fasiyeste gelişmiş olan Üst Kretase tortullarını. önce fosilsiz veya birkaç bentik foraminifer içeren kumtaşı aşlarından 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, içermiş olduğu mikrofauna ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir (Şekil 2).



Şekil 1. Bulduru haritası
Fig 1. Location map.

Seben Formasyonu

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

Çalışılan alanda değişiklik göstermeden doğu-batı doğrultusunda* yüzeyeyen 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 topografyası ile kolayca ayırđedilir. Çalışma, alanından eide edilen, paleontolojik örneklerinin, incelenmesi sonucu ölçülü kesitin 300' m.'den sonraki bölümünde Üst Maestrihtiyen'i simgeleyen *Abathomphedus mayaroensis* Zonu'nun varlığı saptanmıştır.

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

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

Vekshina, *Watznauris barnasae* (Black), *Miatla staurophore* (Gardet), *Broinsonia parça* (Stradner), *Predicosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette-Martini, *Microrhabdulus decoratus* Delandre'm 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 lazerinde uyumlu olarak, sarımsı boz-boz renkli kumtaşı ve çamurtaşı ardışımı şeklinde olup,, yörede, bir senklinal içinde geniş mostralalar halinde yüzey içmektedir.

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 artışına, koşut olarak tane boyutları da büyümektedir, istifin tabanında yer alan ve baskın litoloji olan çamurtaşları zengin bir pelajik fauna içerir., Bunlar içinde *Globorotalia trinidadensis* Zonu'nu gösteren *Globorotalia trinidadensis* Bolü, *Gib. compressa* (Plummer).. *Gib. pseudobulloides* (Plummer), *Gib. inconstans* Subbotina), *Globigerina -tritoculinoides* Plummer: *Globorotalia uncinata* Zonu'wL karakterize eden *Globorotalia angulata* (White) gibi planktik foraminiferler saptanmıştır.

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

Ayrıca, örneklerde nanoplanktonlardan *Crue ip la-coiithus tenuis* (Stradner), *Zygodiscus sigmoides* Bramlette-Sullivan, *Markaiius inversus* (Deflandre), *Braarudosphaeerka bigelovi* (Gran -Braanid), *Watznauria barnasaer* (Black) gözlenmiş olup,, bu nanoplanktonlar *Globorotalia trinidadensis* Zonu ile *Globorotalia uncinata* Zonu'nu ilişkin planktik foraminiferler ile birlikte bulunmaktadırlar.

Birimin, en üst kesimi tümüyle türbid akıntılarla çökeltmiş fosilsiz kumtaşlarından oluşmaktadır., Genelde, regies if 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-

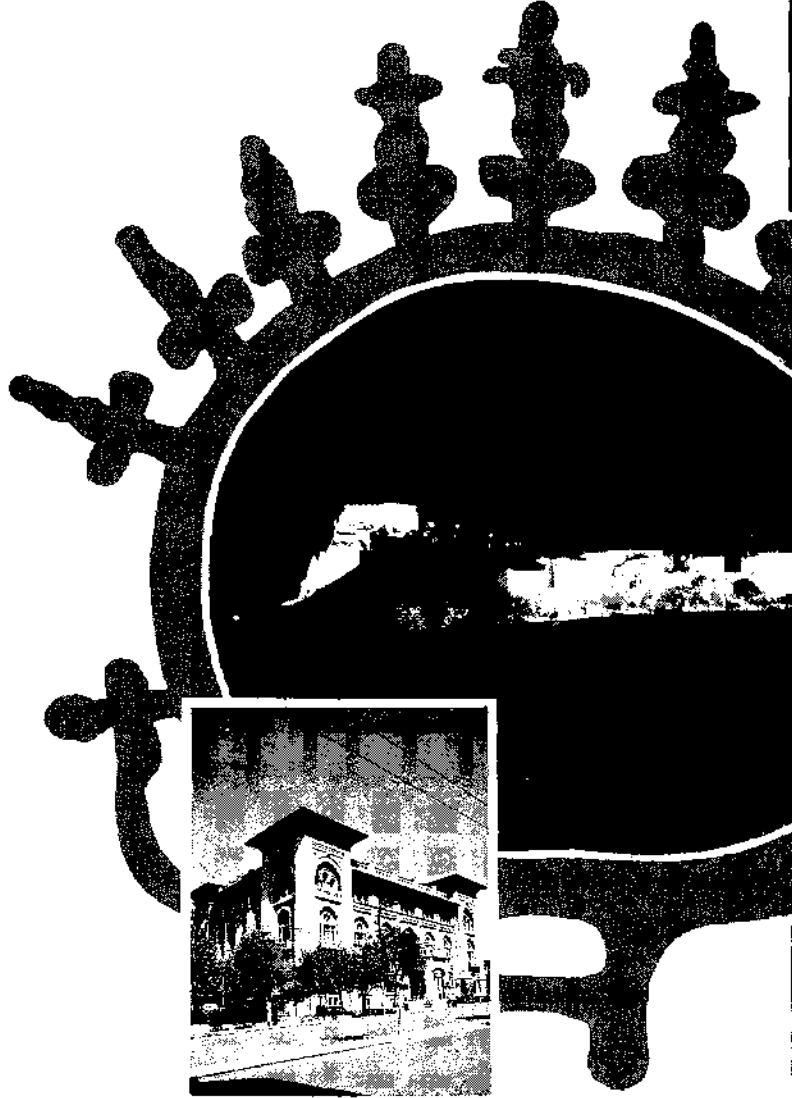
faminifer ve **nannoplanktonlar** üzerinde **gerçekleştirilen** ayrıntılı **bir** inceleme ile ortaya **çıkartılmıştır**. Çevrede **çoğunlukla** Üst **Kretase** yaşlı **derin-denizel** tortuları **bol** berttik **foraminiferli** ve **Monsiyen** yaşlı **Selvipuar Formasyonu'nun** izlemesine karşın, incelenen 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 Tokar (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; Alnucıkdağı ile Mudurnu ve Göynük civanm jeolojisi; İst. Univ.. Fen Fak. Monografileri» sayı 14, 1-94, 1-10.
- DİZER, A. ve MERİÇ., E., 1983» Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen folyostiatigrafisi- M..T.A, Enstitüsü Dergisi,, sayı 95-96, 149-163, Ankara.
- SANER., S., 1978 a. Geology and tlie environments of depletion of Geyve-Osmaneti-Gölpazart-Tarakh area: İst. Üniv. Fen Fak. Mecm.» seri B, cilt 43, sayı 1-2.
- SANER, S., 1978 b, Orta. Sakaryadaki Üst Kretase-Paleosen-Eosen çökelme ilişkileri ve Anadolu'da petrol, aramalanmdaki önemi: Dördüncü Petrol Kongresi Tebliğleri, 95414, Ankara..
- SANER, S., 1980,, Mudurnu-Göynük Havzasının Jura ve- sonrası çökelim nitelikleriyle! paleocoğrafya yorumlaması: T.J.K. Bük., 23 (1), 39-52.
- ÜRGÜN., S., 1956,, Gölpazart-Geyve-Taraklı-Göynük civanm jeolojisi:M.T.A. Enstitüsü» Derleme Rap., No: 2711 (Yayımlanmış iş)~



**Bir asrı 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