

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Ağustos, 1977
August

Cilt 20
vol.

Sayı 2
no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Kızılcahamam GB'sının volkanolojisi ve petroloji ince-
lenmesi

*Volcanologic and petrologic study of the SW of Kızıl-
cahamam*

Tahir ÖNGÜR 1

Kobalıt ve Gustavit minerallerinin elektron mikroprobe
analizleri

*Electron microprobe analysis of Kobellite and Gus-
tavite*

Eşref AYDIN 67

Muratdağı Jeolojisi ve ana kayag birimlerinin petrolojisi

Geology and main rock unit petrology of Muratdağı

Ergüzer BİNGÖL 13

Van Gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeo-
loji gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama

*A brief report on the result of geological observations
made in the area between Lake Van and Iranian border*

İhsan KETİN 79

ANKARA - 1946

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)

Erhan KÖKÜÖZ

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Enis CEZAYİRLİOĞLU

Yayın Kurulu (Editorial Board)

İlker BATOM — Ahmet ÇAĞATAY — Burhan ERDOĞAN — Ergun GÖKTEN
Ertuğrul ÖZBEK — Muhittin ŞENALP — Ali UYGUN — Evren YAZGAN

Bülten'in bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde Doç. Dr. Berkin SALANCI, Esen ARPAT ve Dr. Erçin KASAPOĞLU'nun da katkıları olmuştur.

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Jeoloji Kurumu yayınıdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak tüm yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Yayın Kurallarına uyması gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmez.

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1/2 - 17/7 sayıları 50.— TL.'dan daha sonraki sayılar 100.— TL.'dan elde edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

31. Dönem 1976-1977)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Tahir ÖNGÜR	Başkan (President)
Vedat OYGÜR	İkinci Başkan (Vice President)
Hıdır ÇAĞLAYAN	Genel Yazman (Secretary general)
Ertem TUNCALI	Sayman (Treasurer)
Ussal Z. ÇAPAN	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
Erhan KÖKÜÖZ	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Çetin KARAĞAÇ	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

N. B. All Correspondence should
be addressed to:

Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA

T Ü K İ Y E J E O L O J İ K U R U M U

Ağustos, 1977 *Güt 20* *Sayı 2*
August *vd.* *no:*

BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İ Ç İ N D E K İ L E R (C O N T E N T S)

Kızılcahamam GB'sının volkanolojisi ve petroloji incelenmesi

Volcanologic and petrologic study of the SW of Kızılcahamam.

Tahir ÖNGÜR 1

Kobalit ve Gustavit minerallerinin elektron mikroprobe analizleri

Electron microprobe analysis of Kobalite and Gustavite.

Eşref AYDIN 61

Muratdağı Jeolojisi ve ana kayaç birimlerinin petrolojisi

Geology and main rock unit petrology of Muratdağı

Ergüzer BİNGÖL 18

Van Gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeolojik gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama

A brief report on the result of geological observations made in the area between Lake Van and Iranian border

İhsan KETİN 79

Kızılcahamam GB'sının Volkanolijisi ve Petroloji incelemesi

Volcanologic and petrologic study of the SW of Kızılcahamam

TAHİR ÖNGÜR *Maden Tetkike Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZ: Kızılcahamam güneybatısındaki yaklaşık 700 km'lik bir alanın volkanoloji ve petroloji evrimi incelenmiştir. Saha volkanik kayalar ve Tersiyer tortullarla kaplıdır. Temelde metamorfik kayalar yer alır. Kuzey ve güneydoğudan levha kenarlarına yakındır. Volkanik ürünler olasılı olarak Alt Tersiyer'de birikmeye başlamış ve Alt Pliyosen'den önce tamamlanmıştır. Altta aa ve blok türü lavlardan kurulu bir lav platosu ve bunun üzerinde gelişmiş Aluç ve Binkoz lav volkanlarının ürünleri bulunur. Bunlar tekkökenli tekmerkezli volkanlardır. Binkoz Volkan'ında küçük bir kazan gelişmiştir. Patlama indisleri 10 dolayındadır. Kalkalkalin lavlardır. Orta Miyosen'de patlama indisleri 60 olan Ağacın Volkanı gelişmiştir. Buradan bir piroklastik breş, bir kül akıntısı, bir vulkanyen breş ve Başören Lavı boşalmıştır. Volkanın bacası bir lav domu ile tıkanmıştır. Bu dönemde eski volkan yamaçlarında laaharik breşler oluşmuştur. Bu dönemde oluşan lavlar da kalkalkalindir. Fakat ferrik olan öncekilerden ayrı olarak magnezoferrik niteliktedir. Magmanın ilk dönemdekinden farkı, su miktarının daha az oluşu ve daha plastik bir örtü altında farklılaşarak patlayıcı püskürmelerle boşalabilmiş oluşudur. Tüm lavların normlarında kuvars, modlarında hipersten bulunur. Olasılı olarak eski yitme zonları yakınındaki su içeriği yüksek kalkalkalin magma dizisinin oluşumu varsayımı, inceleme alanını in geçerlidir.

(1) Türkiye Jeoloji Kurumu 30. Bilimsel ve Teknik Kurultayı'nda sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

ABSTRACT: An area of approximately 700 km² at the SW of Kızılcıhama, in Central Anatolia was studied volcanologically and petrologically. The area is covered by volcanic rocks and Tertiary sediments. Metamorphic rocks are present at the base. The region is near some plate margins at N and SE. Volcanic rocks probably started to accumulate in Lower Tertiary and accumulation ended before Early Pliocene. There is a lava plateau which formed by aa and blocky lava at the base and products of Aluç and Binkoz Volcanoes overlie them. These are monogenetic and monocentric volcanoes. A small caldera formed at Binkoz Volcano. Explosion indexes of these volcanoes are near 10. During the Middle Miocene, Ağacın Volcano formed, whose explosion index is 60. A pyroclastic breccia, an ash flow, a vulcanian breccia and Başören Lava erupted from here. Crater of the volcano is plugged by a lava dome. During this period, laharic epiclastic breccias generated on the southern flanks of ancient volcanoes. Lavas belonging to this period are calcalkaline in character. But this magnesoferric lavas are different from the previous ferric products. The difference of magma from the first period are lower water content and outpourability with explosive eruptions because of the fractionation under more plastic cover. Quartz occurs in norms and hypersthene in modal compositions of all lavas. Formation of calcalkaline series hypothesis with high water content near old subduction zones is also valid for our study area.

GİRİŞ

Kızılcıhama güneybatısındaki yaklaşık 700 km²'lik bir alanda sürdürülen ekonomik amaçlı bir jeoloji haritalaması sırasında toplanan verilerin bir bölümü, sahanın jeoloji evrimine volkanoloji ve petroloji açısından aydınlık getirmek üzere tartışılmıştır.

İncelenen saha Kızılcıhama-Çamlıdere-Ayaş-Kazan arasında yayılmaktadır (şekil 1).

Saha daha önce yalnızca bölgesel mertebede ya da kömür gibi özgül konularda jeoloji incelemesi görmüştür (Erol, 1954; Akyol, 1969).

Metinde parçalı volkanik kayalarla ilgili olarak kullanılan terimlerin seçiminde önceki bir yayında (Öngür, 1976 b) sunulan ilkelere uyulmuş; kimyasal analizlerden yola çıkılarak yapılan adlama ve incelemelere esas olacak norm hesaplamalarında, henüz genel geçer bir kabule ulaşılmamış olduğu düşüncesiyle, CIFW ve Rittmann normlarının her ikisi de kullanılmıştır (Johansen, 1949; Rittman, 1973).

BÖLGESE , JEOLoji

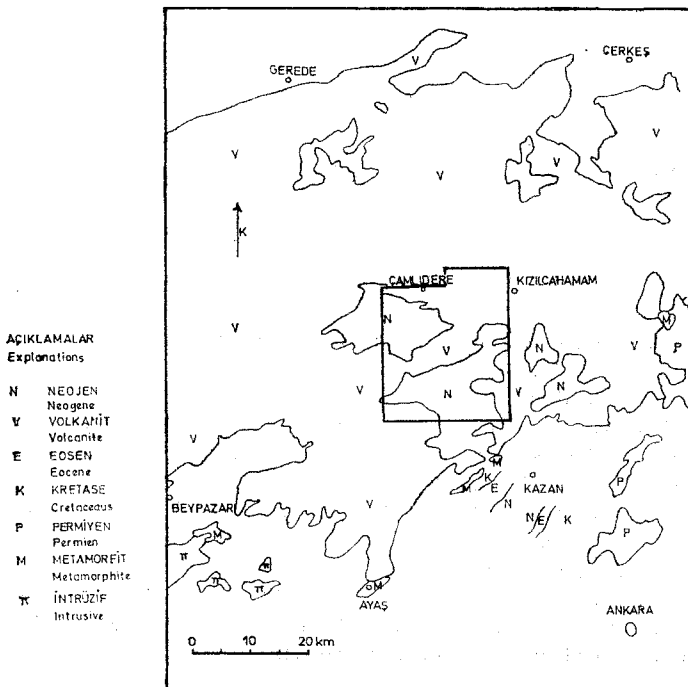
Çalışılan alan kuzey ve batıya doğru gelişen geniş bir volkanik bölgenin güneydoğu kıyısında yer almaktadır (şekil 1). Volkanik olmayan kayalar çalışma alanı dışında ve güney ve doğuda yer alıyor. Metamorfik temel çalışma alanına hemen komşu kesimde KD-GB uzanımlı bir eski sırt durumundadır. Güneyde Ayaş'ın batısında bunlar içinde intrüziif kayalar yer alır. Bu sırt üzerinde metamorfik kayalar ikinci zamanın kırıntılıları ve kireçtaşları ile örtülüdür. Bu kuşağın güneydoğusunda KD-GB uzanımlı bir Tersiyer havzasında kalınlıkları 5000 m'yi aşan tortullar bulunmaktadır. Bu havza da doğu ve güneydoğuda Paleozoyik sonrası bloklu grovaxlar, Kretase fişsel istif ve ofiyolitik karmaşığıyla sınırlanmaktadır (Öngür, 1976 a; Tatlı, 1975; Erişen, 1976).

Jeolojik olguların kısaca değinilen bu yerleşme düzeni bize KD-GB uzanımlı bir levha kenarını düşündürmektedir. Söz konusu kuşakta serpantiniter ve çekim tektoniği ürünlerinin izlenmesi de bu varsayımdan yana kanıtlardır. Geniş volkanik bölgenin, Galatya Masifinin, hemen kuzeyinde uzanan kuzey Anadolu Fay Zonu'nun da bir başka eski levha kenarı olduğu doğru ise bir bölümünü incelediğimiz volkanik bölgenin, temelini Sakarya Masifinin oluşturduğu, bir levhacığın kuzeydoğu köşesinde yer aldığı umulabilir.

GENEL STRATİGRAFI

Çalışma alanının güneyinde yüzeyleyen metamorfik temel mermer, grafit ve serizit şist, kuvarsit ve amfibolitten bileşiktir ve bunlara ilişkin parçalar çalışma alanındaki volkanik kayalarda yabancı parçalar şeklinde de izlenebilmektedir. Yaşı olasılıkla Paleozoyiktir. Bu temel üzerinde Üst Kretase yaşlı fauna içeren kumtaşı, volkanik kumtaşı ve lavdan kurulu bir istif ve üzerinde Üst Jura yaşlı kireçtaşı olistolitleri yer almaktadır. Eosen kırıntılıları altta marn ve kumtaşı, üzerinde si i marn, üzerinde konglomera istifinden kuruludur. Bunlar Lütessen faunası kapsayan marnlı kumlu kireçtaşları ile örtülür. Bu kireçtaşlarının üstünde, çalışma alanının G'inde olası olarak Oligosen yaşlı kırıntılı ve parçalı tortullar yer alır.

İstifin buradan yukarısı volkanik kayaların egemenliğindedir. Bunlar yer yer gösel tortullarla aralanmaktadır. Gastropodlar, balık fosilleri (Öngür, 1976 a) ve çeşitli pollenler (Akyol, 1969) bunların Alt ve Orta Miyosen'de tortullaştıklarını



Şekil 1: İnceleme alanının yeri.
Figure 1: Location of study area.

KIZILCAHAMAM VOLKANOLOJİ İ

belirliyor. En genç volkanik ürünleri örten akarsu çökellerinin içinde ise Alt Pliyoseni gösteren omurgalı faunası saptanmış durumdadır (öngtir, 1976 a).

VOLKANİK KAYALARIN STRATİGRAFİSİ

Alt Lavlar

Gerçi volkanik kayaların altında görülen en genç birim Oligosen (olasılı) yaşlı, fakat örtülü oluşundan ötürü görülmeyen kesimde volkanik etkinliğin başlama yaşını daha erkene, belki Eosen başına geri götürecek olguların gizlenmiş olması da oldukça olasıdır. Volkanik istifin saptanabilen tabanında kalın bir lav ve breş istifi görülmektedir. Tüm çalışma alanında yayıldığı gibi, bunun dışında kuzey ve güneybatıda da görülmüştür. Kuzey ve kuzeydoğuda aa türü, güney ve güneybatıda daha çok blok lavı türü, 1 m ile 30 m arasında değişen kalınlıklı çok sayıda lav akıntısından kurulmuş lav ve otoklastik breş aralanmalarından bileşiktir. Her bir akma birimi yerine göre 1/8'e varan oranlara inen kalınlıkta yoğun bir şekilde gaz kabarcıklı lav ve geri kalan kesimleri oluşturan curufsu parça ve bloklardan bileşiktir. Aa lavlarında bu bloklar gelişigüzel şekilli, süngersi görünümde gaz kabarcıklı, dikensi yüzeyle ve çeşitli iriliktedirler. Lav akıntılarının üst ve alt yüzeyleri ile burunlarında birikmişlerdir. Blok lavlarında ise az sayıda gaz boşluğu içeren az yuvarlaklaşmış bloklar söz konusudur. Toplam kalınlıkları en az 500 m'dir. A ma birimleri arasında çeşitli düzeylerde tüf mercekleri yer almaktadır. Bunlar küçük camı sinder parçalarından kuruludur ve bazıları kilometrelerce izlenebilmektedir. Aa lavlarının tavanında kimi yerde 50 m'yi bulan kalınlıkta bir tüf düzeyi vardır. GB'-da iki lav akıntısı arasında bir laaharik breş bulunmaktadır. Bu lavlar Soğuksu Ulusal Parkı içinde Soğuksu Lav Domu ve Çengeller Silli ile kesilmektedir (şekil 2).

Alt lavlar ve üstteki tortul-volkanik istif içinde ara lavlar diyebileceğimiz üç lav birimi yer almaktadır.

Alu Lavı

Bunlardan Aluç Lavı çalışma alanının kuzeydoğu çeyreğinde alt lavları örtmektedir. Geniş bir alan kaplayan bu lav üç akıntıdan kurulu olup bazı kesimleri sütunlu, bazı kesimleri de levhalı eklemlidir. Cam hamuru egemen koyu pembe, siyah, kiremit rengi, gri, et rengi, bordo ve bordo-siyah bandlı renklerde görülen ve kimi yerde perlitisi kırılanmalar sergileyen görünümündedir.

Binkoz Lavı

Bununla eş stratigrafi düzeyli bir başka birim güneyde görülen Binkoz lav ve breşidir. Koyu gri, et rengi, koyu yeşil ve siyah renklerde görülür. Hemen bütününe yakını kesinlikle çözümlenemeyen bir süreçle otoklastik breşe dönüşmüştür. Çeşitli irilikte köşeli lav blok ve parçalan kendi kırıntıları ve alterasyon etkisiyle yeniden birleşmiştir. Bazı yarıklarda breşleşmenin daha yoğunlaştığı görülebilmektedir. Lav akıntısının levhalı eklemleme kalıntıları izlenebilmektedir. Görünümün kuzeyinde aynı gereçten kurulu laaharik bir breşle örtülmüştür. En az 100 m'lik bir kalınlık söz konusudur.

Karalar Lavı

Güneyde Oligosen klastiklerini örter durumda görülen 50 m dolayında kalınlıklı Karalar lav ve tüffiti de ara lavlar arasında düşünülebilir. Koyu yeşil ve siyah renkli, ışınal ve bükülmüş durumlu beşgen prizmalar şeklindeki sütunsal eklemli bir lavdır. Tortul Kayalar

Buraya değinki istif yer yer tortul kayalarla örtülmüştür. Bunlar volkanik çakıltaşları, kumtaşı, marn, marnlı kireçtaşı,

çört ve kömürden bileşiktir. Toplam kalınlıkları 0-200 m arasındadır.

Piroklastik Breş

İstife bu kesimden sonra parçalı volkanik kayalar egemen olmaktadır. Doğuda çeşitli irilikte yuvarlaklaşmış curufsu la parçaları ve bunların tozlarından oluşmuş hamurdan kurulu bir breş yer almaktadır. Hiçbir boylanma ve derecelenme yoktur. 150 m denli kalınlıktadır. Piroklastik türümlü olduğunu sandığımız bu breş Soufrier türü bir kızgın çığ çökeli olabilir. Ağacın T fü

Çalışma alanının ortasında Ağacın dolayında gelişmiş bir kül akıntısı bunu izlemektedir. Bu kül akıntısı (İgnimbrit) ile kaynaklaşmamış Ağacın T fü ve ona bağlı döküntü ve selinti tüfü mercekleri oluşmuştur. Ağacın T fü süngertaşı, lapilli ve külün boylanmasız tabakasız karmaşık bir deposundan bileşiktir ve hafifçe kaynaklandığı kesimlerde sütunsal eklemlemeler gelişmiştir. Birimin geri kalanı tabakalı kum, kül ve süngertaşı breşi aralanmasından kurulu, yer yer çapraz tabakalı döküntü tüfüdür. Yerine göre suda ya da havada durulmuştur. Yer yer de yeniden işlenmiş, tortullarla karışmıştır; selinti tüfü. Ağacın Tüfü Şeki 3'te izlenebileceği gibi, kalınlık dağılımıyla, Ağacın Domunu merkez alacak bir bacadan püskürmüştür.

Piroklastik Breş (Vulkanyen)

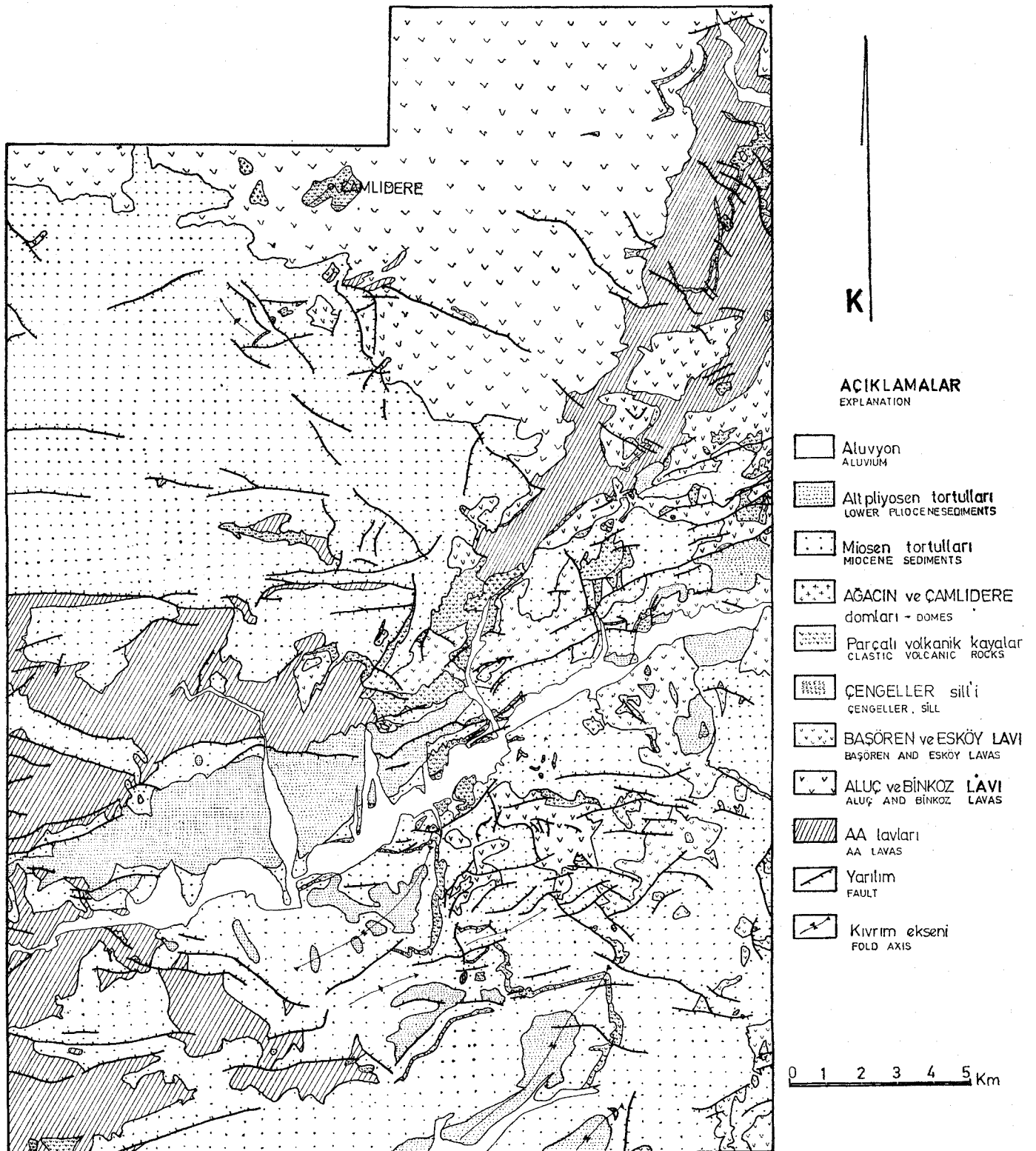
- Bunun az kuzeybatısında Başören dolayında vulkanyen nitelikte bir başka piroklastik breş yeralır ve ince bir laaharik breşle örtülür. Pembemsi gri bir lavın çeşitli irilikte, köşeli, som parçalarından kuruludur. Karmaşık depoludur. Heriki breş ve Ağacın Tüf nün ortasında bunların püskürme merkezlerini tıkayan Ağacın Domu yeralmaktadır. Domun kenarlarında çoğunluğu yuvarlaklaşmış mm'den 50 m'e değin irilikte lav parçalarının hemen hemen kaynaklaştığı biraz boylanma 12-10 m kalınlıklı düzeyler (Aglomera ar), karmaşık depolu köşeli bloklardan kurulu düzeylerle (Vulkanyen breş) aralanmalıdır. Lav domunun B'sında ilginç bir kesit izlenmektedir. Burada en üstte blok ve parçaların pnömatolitik alterasyonlarla birbirine kaynaklandığı vulkanyen breş görülmektedir. Alta doğru akma bandlı, yer yer breşsel, fenokristalli bir lav bulunmaktadır. Kuvars, feldspat ve biyotit fenokristalleri, koyu gri renkli yalın şekilli cam ve arada beyaz, ipeksi parlaklıklı süngersi camdan kuruludur. Bazı yerlerde 10 cm'e varan bandlar görülür. Üste doğru kaba piroklastiktir. Süngersi kesimler daha az fenokristallidir. Boşalma ve akma sırasında gaz fazının kısmen serbest kaldığı ve fakat piroklastik aşamaya tam ulaşamamış bir tüfolav söz konusudur.

Bu breşler ve daha eski kayalar, sahanın çeşitli yerlerin-de laaharik breşlerle örtülüdür. Bunlar yamaçlarda biriken epiklastik volkanik gerecin volkanik çamur akıntıları ile güney yamaçlardan çukurluklara yerleşmeleri sonucu oluşmuştur. Çeşitli irilikte, çok kökenli ve köşeli volkanik gerecin karmaşık depolarındankuruludur.

İstifin bunları izleyen kesiminde marnlı killi göl tortulları ile genç lav akıntıları yeralır. Bu lav akıntıları Başören, Esköy ve Çamlıdere Lavları olarak adlandırılmıştır.

Başören Lavı

Pembemsi bej, siyah, koyu gri ve yer yer kahverengi benekli olan bu lav yer yer levhalı eklemli, tortullara komşu kesimlerinde de yastık ve hyaloklastitlidir. Kuzeyde genellikle mikro ve kriptokristalin, güneydoğuda ise porfirittir. Güney-doğuda sütun eklemeleri çok gelişmiştir. 100 m denli kalınlıklıdır.



Şekil 2: Kızılcahamam GB'sının jeoloji haritası.

Fig re 2: Geologi map of the SW of Kızılcahamam.

Esköy Lavı

Doğuda görülen kabarcıksız, pembe renkli ve porfiritik bir lavdır. Düzenli bir eklemlenme sözkonusu değildir. 100 m kalınlığıdır.

Çam İdere Domu

Bilenebilen en genç volkanik olgu Çamlıdere ilçe merkezi içindedir. Burada altta bir sinerit, üzerinde volkanik konglomera ve kumtaşları en üstte de klastolav vardır. Tümü birbirine bağlı ikiz bir domla kesilmişlerdir Sinerit yer yer karmaşık depolanmalı bazı kesimlerinde ise ince tabakalı sarı ve kiremit rengi köşeli sinderlerden kurulu görünümündedir. Klastolav daha önce katılmış bir lavın levhasal parçalarını kapsamaktadır. Levhalar yatay olarak durmaktadır ve hamuru kuran lavda ileri bir yapraklanma gelişmiştir. Levhaların bir bölümü plastik olarak yerleşmiş olmalıdır ki bükülmüşlerdir. Fakat çoğunluğunun katı olarak lav içinde tutuldukları anlaşılmaktadır. Çamlıdere Domları'nı oluşturan lav koyu renklidir ve kısa bir de akıntı gelişmiştir.

Tüm bu volkanik kayalar akarsu çökelleri ve sekilerle örtülmektedir.

VOLKANİK ŞEKİLLER

Volkanik kayaların çeşitli özelliklerinden yola çıkılarak bazı volkanik şekiller yorumlanabilir. Bunların ilki Alt Lav-lar'ı oluşturan volkanik şekildir. Lavların nitelik, kalınlık ve yayılım genişliği bir bazalt platosu ya da kalkan volkanı karşısında olabileceğimizi düşündürmektedir. Lavların akış yönleri üç noktada saptanmış ve 20°D - 30 °B yönlü akmalar ölçülmüştür. Bu ölçmeler yaygın ve istatistik olarak yapılmamıştır. Yapılsaydı ışınal olarak dağılan ölçüler kalkan volkanına, belirli yönlerde yoğunlaşan ölçüler de bazaltsal taşmalarla yorumlanabilirdi. Eldeki çok yetersiz verilerle kabaca BKB-DGD uzanımlı atlatlardan gelişmiş bir Bazaltsal Taşma (Plato) varsayılabilir. Bu şekil daha sonraki yapısal ve volkanik etkinliklerle çok değişkenmiştir ve bugün ancak küçük bir kesimi gözlenebilmektedir.

Aluç Lavları yaklaşık olarak Aluç Dağında merkezlenen bir tekkökenli-tekmerkezli (Monogenetic monocentric) volkan, Aluç Volkanı'ndan yayılmışlardır.

Binkoz lav ve breş görünümlerinin ortasında kalan bir yerde olabilecek yine tekkökenli tekmerkezli bir volkan, Binkoz Volkanı, oluşum düzeni kolaylıkla açıklanamayacak bir yolla parçalanmış ve bir çökme kazanı oluşmuştur. Yaklaşık 2 km² lik küçük bir örnek olan Binkoz Kazanı olası olarak freatik bir patlamayla düşmüştür.

Ağacın Volkanı önceliklerden daha karmaşık şekillidir. Merkezi bugünkü Ağacın tıkaç domu ile tıkalıdır. Çokkökenlidir (poligenetic). Tek merkezli olabilir. Ağacın Tüfü, izopak haritasından anlaşılabilceği gibi, bu volkandan püskürmüştür (şekil 3). Sözü edilen iki piroklastik breş de bunu çevrelemektedir. Başören Lavı büyük olasılıkla buradan ya da yamaçlardan püskürmüştür.

Çamlıdere Domu ikiz bir domdur. Olasılı olarak içsel dom niteliğindedir. Dışa akan bir lavın yığılmasıyla değil, bir baca içinde genişleyen bir birikmeyle oluşmuştur. Bugün izlenebilen eklemlenmeler bunu doğrular niteliktedir.

Çengeller Sill'i iki küçük pencerede izlenebilmektedir. Genliği konusunda fazla birşey söylenemez. Aa lavları içine yerleşmiştir. Lavın dokusu, kıyı kesimlerinin hızlı soğuma belirtileri göstermesi, hemen üzerindeki breşler içinde parçalarının bulunmayışı sili kabulünün doğruluğuna kanıt olabilir.

VOLKANİK ETKİNLİK SÜREÇLERİ

Alt Lavlar bazaltsal taşmalarla boşalmıştır. Çatlaklar boyunca yükselen ve akışkanlığı, aşırı sayılmayacak denli, çok olan lavlar taşarak akmaya başlamış, çabuk soğuyan dış kesimler oluşan gaz kabarcıklarının kaçmasını önleyecek şekilde çabuk katılmış ve kırılmış, bu sürecin yinelenmesiyle cufusu bir moloz yığını akmasını sürdüren lavın cephesi, üstü, yanları ve altında yığılmıştır. Bu tür akıntıların yinelenmesi sonucu lav breş ardalanması oluşmuştur. Arada çatlaklardan sinder, bomba ve pıhtıların fırlatılması şeklinde bir etkinlik de yer almıştır.

Aluç ve Binkoz volkanlardaki etkinlik yalnız lav akışları şeklinde gelişmiştir. Binkoz Volkanı'nda kazan içinde yerleşmiş gölde olası olarak sıcak su kaynaklarının etkisi ile pizolitik çört çökelmiştir. Bu, breşleşme ve çökmenin büyük bir freatik patlamayla ilgili olabileceğini ve Volkan'ın kuzeydoğu yamacındaki laharik breşin bu yolla oluşmuş olabileceğini düşündürmektedir.

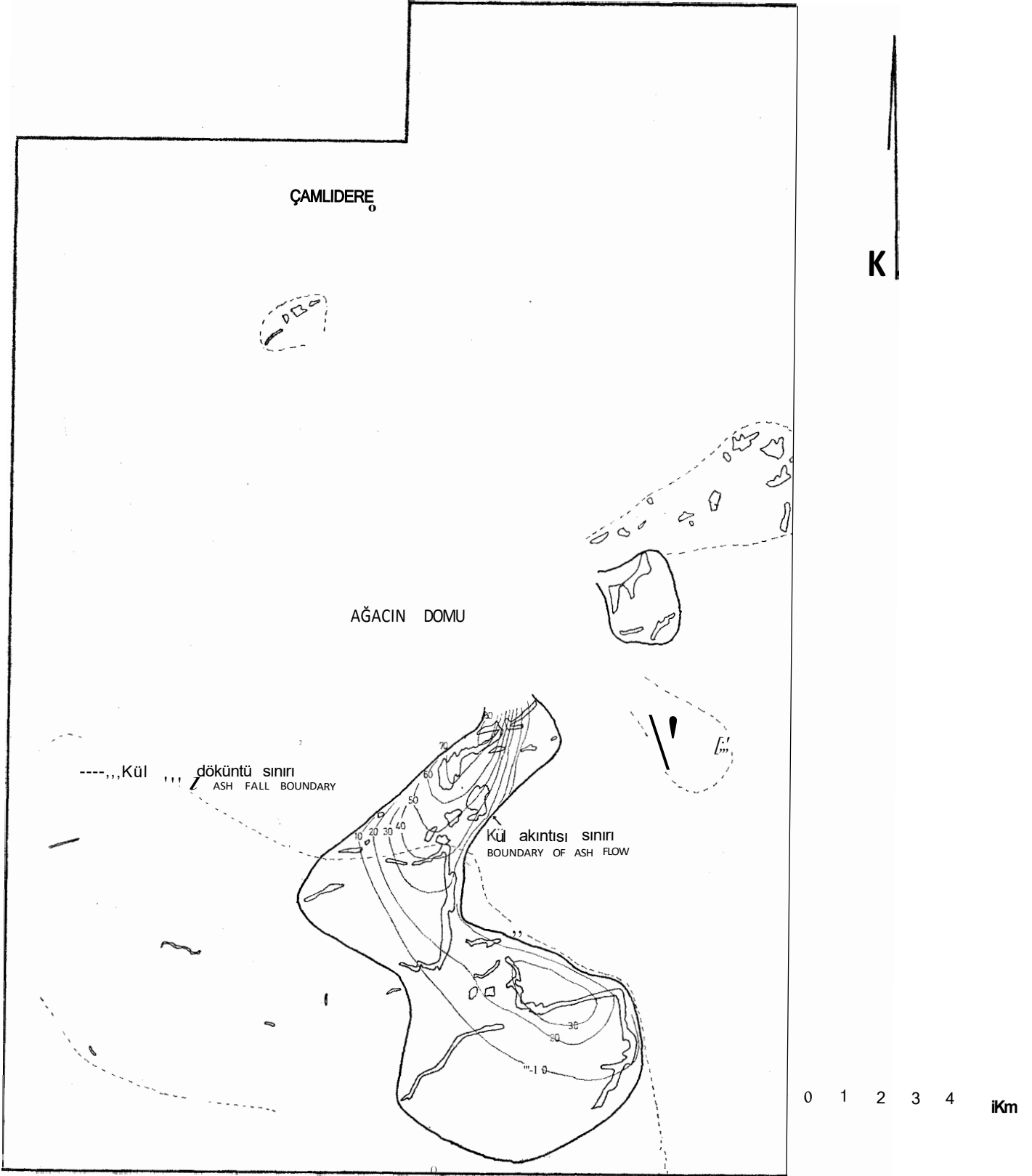
Ağacın Volkanı'nda etkinlik bir kül akıntısı püskürmesi ile başlamıştır. Göreli olarak plastik bir örtünün altında uçucularca zenginleşmiş bir magmanın patlayıcı şekilde boşalması sırasında gaz fazının serbest kalışıyla köpürmesi sonucu oluşan kızgın gaz-camkülü-süngertaşı-çeşitli lapillilerin karmaşık akmasıyla yerleşmiştir. Aynı püskürmede taşarak akan bu bileşenin dışında süngertaşı ve küle yüklü yükselen bir bulut şeklinde bir başka bileşen de bulunmaktadır. Bundan dökülen gereçle boylanmalı tabakalı tüfler oluşmuştur. Piroklastik breşler daha çok katılmış eski volkanik gereçlerin patlayarak boşalan gazla havaya yükselip yamaçlara geri düşmesiyle oluşmuş olabilir. Tüfolav çok ağıdalı bir lavın kısmen köpürerek akması sonucu oluşmuştur. Bu volkandaki son etkinlik Ağacın tıkaç Domunun yerleşmesidir.

Çamlıdere'de çıkarsanabilen ilk etkinlik, açık bir bacada yerleşmiş lav gölünden uzun süre lav fiskeleleriyle sinder fırlatılmasıdır. Bacanın atmosfer basıncına açık oluşu gaz fazının ayrılmasına ve yükselen gaz kabarcıklarının oluşmasına neden olmuştur. Ardarda dizilen ve birbirine eklenerek büyüyen ve lav gölünün yüzeyinde atmosfere çıkışlarında lav pıhtılarını da fırlatan bu kabarcıklar böylece sineritin (sinder lapilli tüfü) oluşmasını sonuçlamıştır. Daha sonra kraterdeki epimagma, krater duvarından dökülmüş lav levhacıkları ve lav gölünün ağıdalılanmış kabuğundan parçacıkları da içine alarak klastolav şeklinde küçük bir akıntı oluşturmuşlardır. Daha sonra baca birbirine bağlı ikiz bir domla dolmuştur.

Alt Lavlar ve Aluç ve Binkoz Volkanları lavların piroklastiklere egemen olduğu ve patlama indisinin 10'un altında görüldüğü volkanlardır. Bunlardan daha genç olan Ağacın Volkanı'nda ise 60 dolayındadır. Etkinlik patlamalı gelişmiştir. Bu kaba yaklaşımla Orta Miyosen'den önceki etkinlik akmalı, sonraki ise patlamalı gelişmiştir denebilir.

VOLKANİK KAYALARIN PETROLOJİSİ

Sahada görülen lavların hemen tümünün modal bileşimleri andezit ve bazalttır. Tümüne yakını hemikristalin birkaç holokristalin porfirsel, birkaçı da diyabazsal dokuludur. Felspatlara yerine göre ojit, olivin, hornblend, hipersten ve biyotit eşlik etmektedir. Hamurda olivin ve piroksenlerin ilişkisi gözlenememiştir. Yalnız bazı Alt Lav örneklerinde hamurda olivin ve piroksenin birlikte buldukları bildirilmiştir (Öngür, 1976 a'daki belirleme raporları). Aynı durum alt Aluç Lavı örneklerinde de sözkonusudur. Genç Lavlar hiperstenli ve biyotitlidir. Fenokristallerin dışında büyük çoğunluğunda



Şekil 3 Ağacın Tüfü izopak haritası.

Figure 3 Isopach map of Ağacın Tuff.

KIZILCAHAMAM VOLKANOLOJİSİ

cam ya da kriptokristalin hamur egemendir. Bu durumlarıyla verilen adların feno- önekiyle kullanılması yerinde olacaktır, fenoandezit, fenobazalt gibi.

Silikat analizi yaptırılan 30 kaya örneğinin kimyasal verilerinden yararlanılarak normatif bileşimleri hesaplanmıştır (Rittmann, 1973) (çizelge 1). Yine kimyasal bileşimlerden yola çıkan bir çizelge yöntemi ile verilen adlar da (şekil 4) gözönüne alınmıştır (Çureh, 1975). Rittmann adlamasına göre dasit ve andezit bileşimlidirler. Binkoz Lavı sırasıyla melalada değişmektedir. Church adlamasına göre ise andezittir. Aluç Lavları birinciye göre riyodasit -dasit -kuvars latit, ikinciye göre dasit ve andezit bileşimlidirler. Binkoz Lavı sırasıyla melaladit andezit ve bazalt olarak adlanabilmektedirler. Genç lavlar Rittmann adlamasına göre kuvars latit andezitten alkali riyolite, Church belirlemesine göre de andezit-dasit olarak adlanabilmektedir. Yazar, Church eğrileriyle belirlenen adları ancak çabuk bir denetleme aracı olarak kabul etmekte, oldukça güvenilir bir belirleme aygıtı olarak Rittmann normlarını benimsemektedir (Rittmann, 1952; Rittmann, 1973).

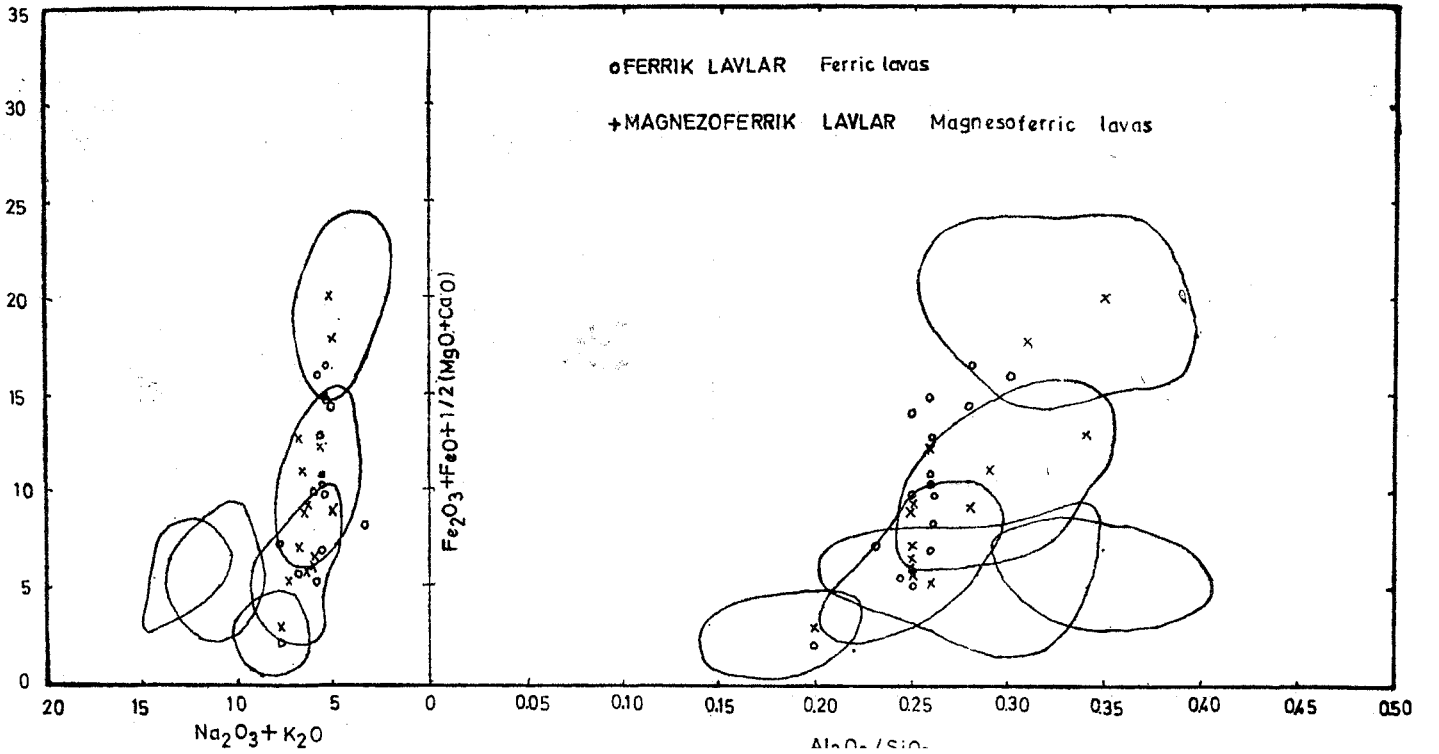
Özetle söylemek gerekirse inceleme alanımızda bazalt-andezit-dasit-riyolit dizisinin ürünleri izlenmektedir.

Veriler Alkali-Silis eğrisine (şekil 5) döküldüğünde birkaçının alkali, çoğunluğunun subalkali kesimde kaldıkları izlenebilir.

CIFW normlarında (çizelge 1) daima kuvars görülmekte, buna çoğu zaman hipersten zaman zaman da diopsit eşlik etmektedir. Bu ilk yaklaşımlarla sahadaki volkanik ürünlerin alkalın olmadıkları anlaşılmaktadır.

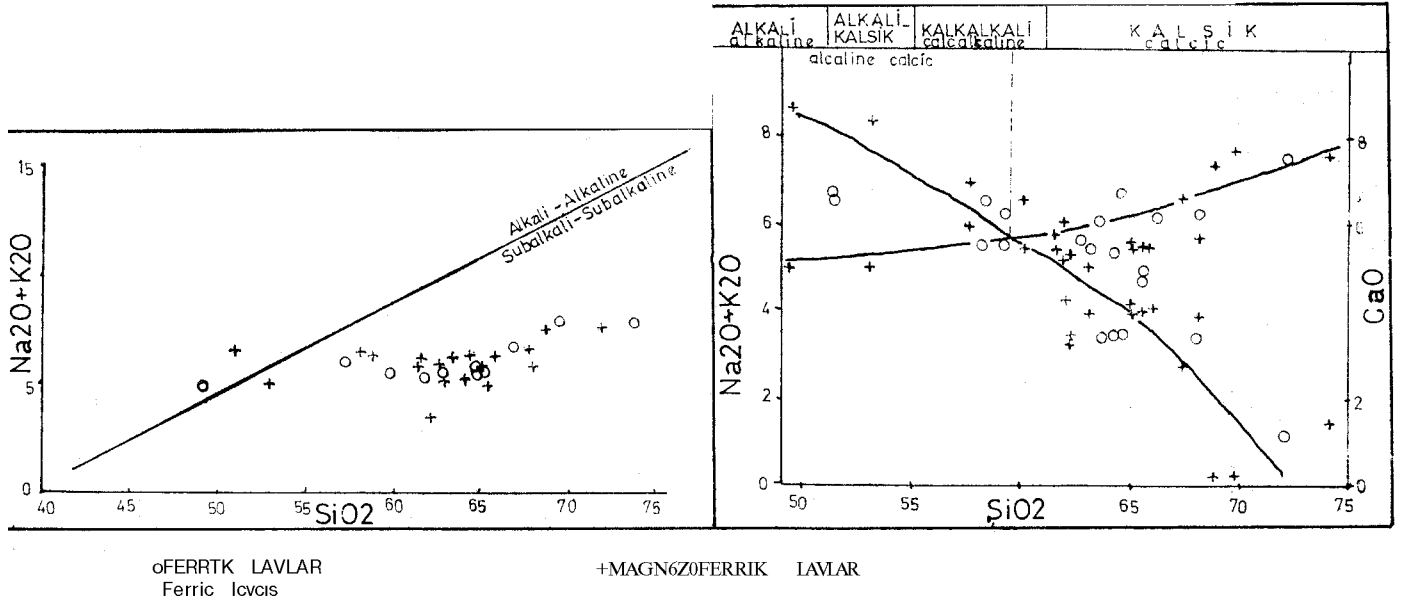
Türevlerin çoğunun hiperstenli oluşu, FAM çizelgesinde izlenen eğrinin (şekil 7) demir zenginleşmesi göstermeyişi ve

Al_2O_3 / normatif plajyoklaz eğrisinin (şekil 6) kalkalkalin kesiminde kalışları (Irvine ve Baragar, 1971) kalkalkalin bir dizinin söz konusu olduğunu göstermektedir. Alkaliler ve kalsiyumun silise karşı değişimine göre düzenlenmiş çizelgede de (şekil 5) serinin kalkalkali olduğu ve Peacock indisinin 59 dolayında bulunduğu görülür. Petrokimyasal verilerle bulunan ve petrografi ile de doğrulanan bu belirgin nitelik daha ayrıntılı yaklaşıldığında iki ayrı farklılaşma yönelimin söz konusu olduğunu göstermektedir. Bunu ilk önce FAM eğrilerinde bulabiliriz. İki yönelim bu eğrilerdeki demir zenginleşmeleri arasındaki farkta belirlemektedir. Birinin kalkalkali niteliği daha belirgindir. Magmadaki su miktarı ve oksijen kısmi basıncı daha yüksektir. Buysa demirin oksitlenmesini ve farklılaşmanın ilk aşamalarında magnetit olarak ayrılmasını ve sonuç olarak $FeO+Fe_2O_3$ miktarının azalması ve SiO_2 'in düzenli bir şekilde artmasını doğurmaktadır. Fe_2O_3/FeO oranlarının bunlarda genellikle daha yüksek oluşu da aynı yönde bir belirtidir. (Kuno, 1967). Katılma indisine kıyasla çeşitli oksitlerin değişimlerini sergileyen eğrilerde (şekil 8) her iki grubun çeşitli oksitleri birbirine koşut olarak değişirken toplam demirin farklı şekillerde değişmesi bunun sonucudur. Kalkalkali niteliği ağır basan grupta demir düzenli bir şekilde azalırken, farklılaşma ilerledikçe, öteki grupta demir bir süre ve biraz zenginleşmektedir. Demirin erken ayrılışının doğurduğu magnezyumun görece artışının bir anlatımı olarak uygulanan bir çizim yöntemiyle Magnezoferrik olarak adlandırılmış olan (şekil 9) daha yüksek oksijen basıncında farklılaşmış olan dizinin türevleri hep yaşlı lavlardır; Aa ve Alt Lavlar, Aluç ve Binkoz Lavları. Ferrik olan serinin türevleri ise Başören, Tekke, Esköy, Ağacın ve Çengiler lavları gibi genç



Şekil 4: Kızılcahamam güneybatısındaki lavların niceliksel sınıflaması.

Figure 4: Quantitative classification of lavas of Kızılcahamam SW.



Şekil 5: Kızılcahamam güneybatısındaki lavların alkali eğrileri.

Figure 5: Alkaline graphs of lavas of Kızılcahamam SW.

lavlardır. Orta Miyosen'den daha sonra püskürmüş ferrik lavlar inceleme alanının daha çok doğu ve orta kesiminde yer alırken, Orta Miyosen'den önce püskürmüş olan magnezoferrik lavlar sahanın her kesimine yaygın olarak görülmektedir (Şekil 9).

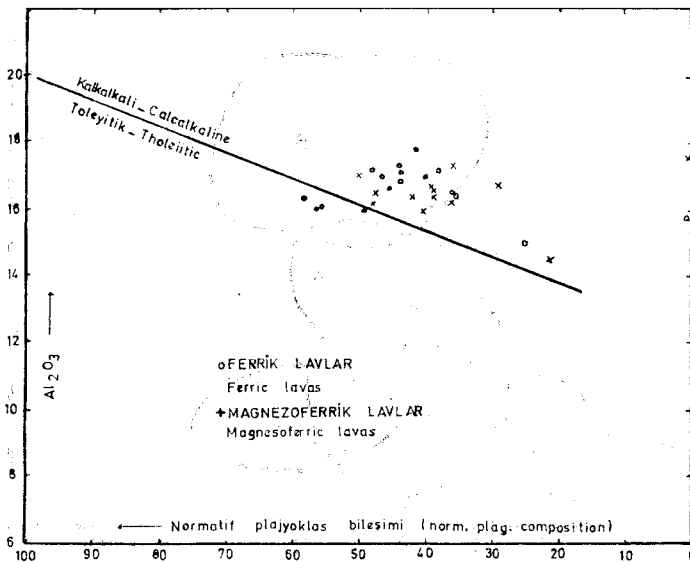
YAPISAL JEOLJİ

Bölge yapısal olarak yoğun bir şekilde kırıklıdır. Baştan-başta faylanmış ve faylı yapılarla kaplanmıştır. Eski lavların yüzeylendiği kesimlerde faylar K-G ye KB-GD doğrultu-

ludurlar (Şekil 10). Geri kalan kesimlerde ise D-B ve KD-GB doğrultularda egemendir. Tüm önemli yapılar da bu sonuçlara belirlenir. Bu yapıardan en önemlisi Çeltikçi Grabeni'dir. GB-KD doğrultusunda inceleme alanını boydan boyda keser. Birbirine koşut çok sayıda normal fayla sınırlanmaktadır ve gelişimi Orta Miyosen'den Kuvaterner'e değin sürmüştür.

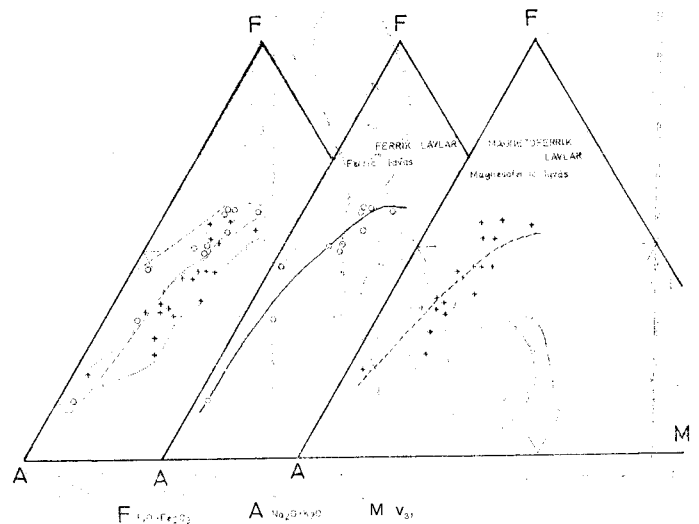
VOLKANOLOJİ EVRİMİ

Çeşitli verilerden anlaşıldığına göre başlangıcı olasılı olarak Alt Tersiyer'e değin uzatılabilecek volkanik etkinliklerin ilk döneminde yüksek su içerikli ve yüksek oksijen basıncın-



Şekil 6: Kızılcahamam güneybatısındaki lavların Al₂O₃/normatif plajyoklas eğrisi.

Figure 6: Al₂O₃/mormative plagioclase graph of lavas of Kızılcahamam SW



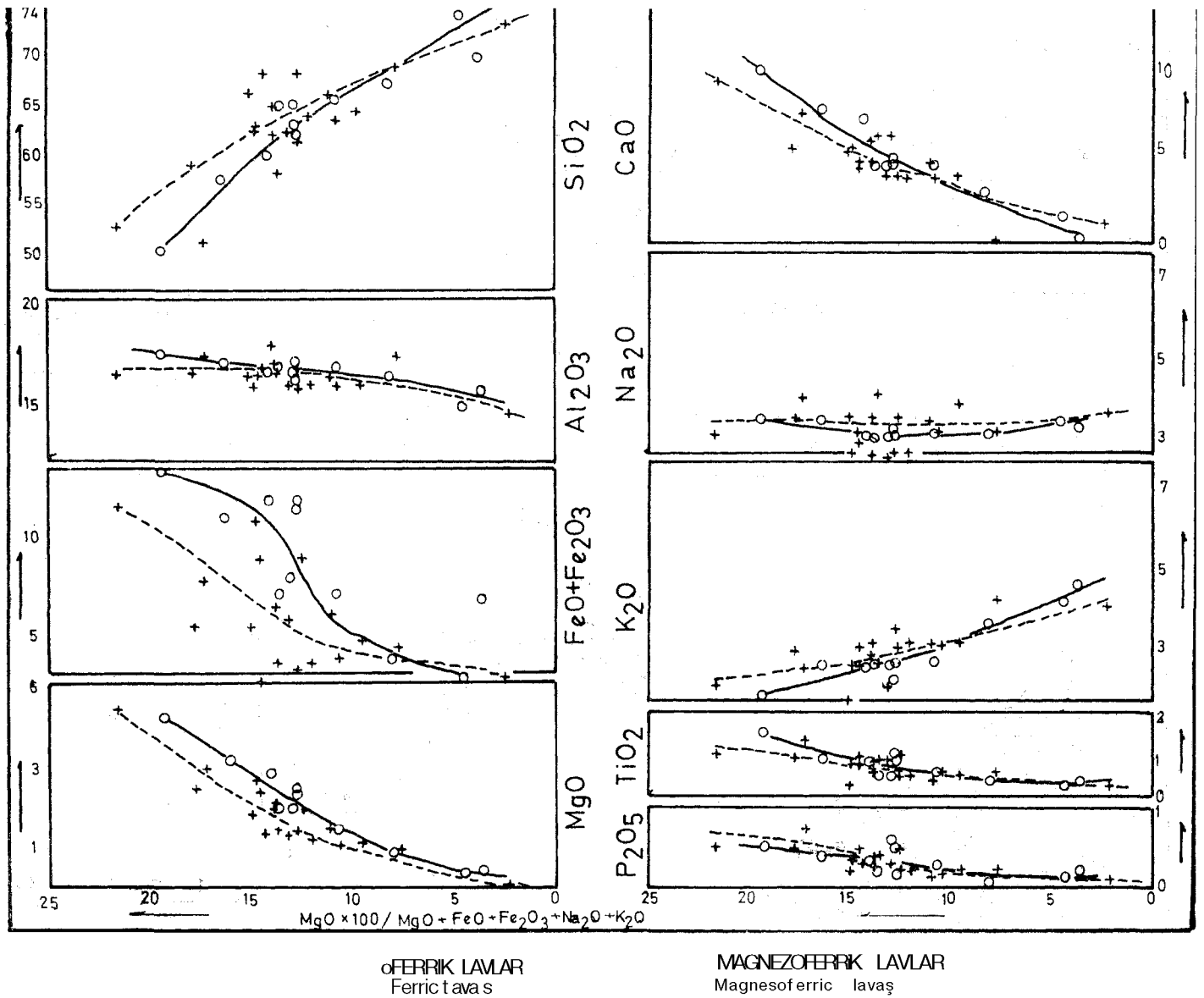
Şekil 7: Kızılcahamam güneybatısındaki lavların FAM eğrisi.

Figure 7: FAM diagram of lavas of Kızılcahamam SW.

da farklılaşmış bir kalkalkali Magma olası olarak sağ yönlü yanatımlı Kuzey Anadolu Fay Zonunun etkisiyle oluşan verrev teleksi faylardan boşalarak önce küçük bir platoyu oluşturmuşlardır. Bu plato çok sayıda aa, ya da blok lavı akıntısıyla peneplenenmiş kristalen bir temel üzerine yerleşmiştir. Aluç ve Binkoz Volkanları aynı magmanın yeni türevleri ile kurulmuş ve yapısal olgularla değişkenmiştir. Bölgenin batı, orta ve güneyinde başlayan Miyosen göl çökellerinin oluşumu-nu daha düşük oksijen basıncında farklılaşan fakat yine kalkalkali bir magma dizisinin genç lav ve piroklastik kayaları

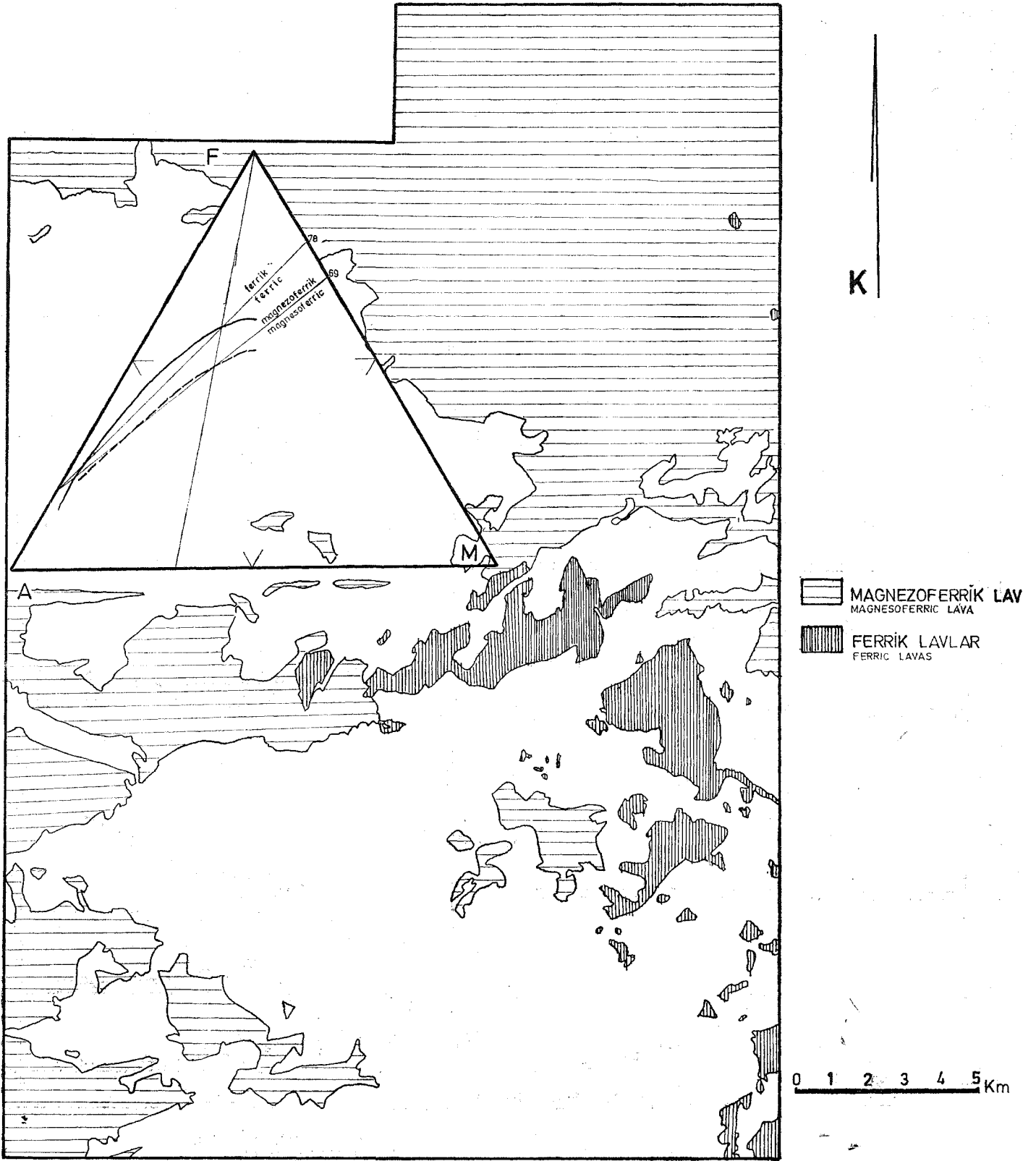
izlemiştir. Bu, patlama indisi daha yüksek olan, etkinlik özellikle Ağacın Volkanı çevresinde gelişmiştir.

Birinci dönemde gevrek ve kırıklanmış bir kabuktan kolaylıkla boşalan magma ağdalı aa ve blok lavlarını üretirken, ikinci dönemde bu gevrek kabukla üzerinde gelişmiş alt tersiyer yaşlı volkanik-tortul ve görel olarak plastik örtü araşma yerleşen magma farklılaşmalar ve uçucuların zenginleşmesinde ileri giderek piroklastik ürünleri doğuran patlamalarla boşalabilmiştir. Bu ikinci etkinlik süreci yoğun düzeyde tektonik gelişimi de kışkırtmıştır.



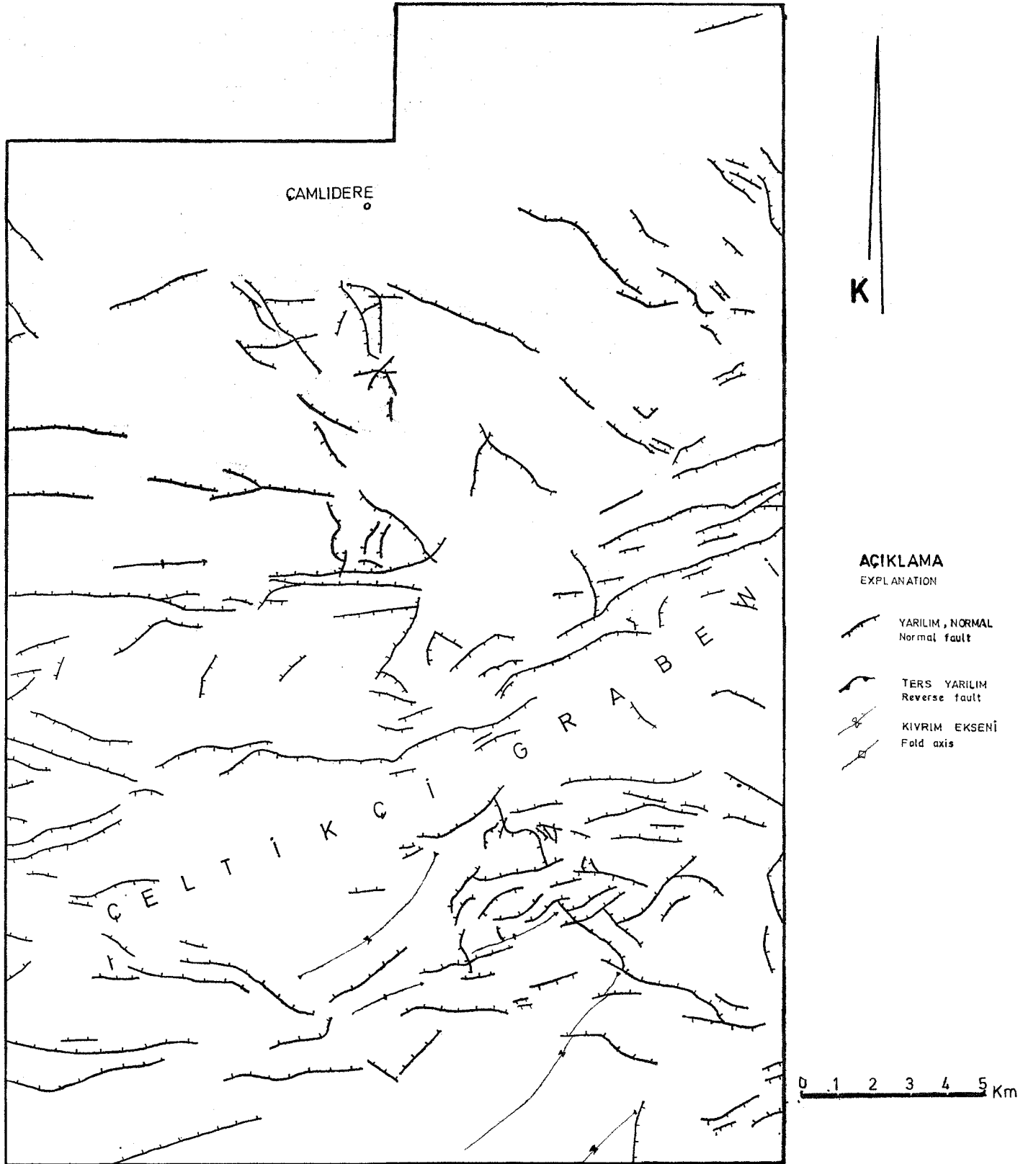
Şekil 8: Kızılcahamam güneybatısındaki lavlardaki oksitlerin farklılaşma eğrileri.

Figure 8: Differentiation graphs of oxides in lavaş of Kızılcahamam SW.



Şekil 9: Kızılcahamam güneybatısında ferrik ve magnesoferrik lavların dağılımı.

Figure 9: Distribution of ferric and magnesoferric lavas at the SW of Kızılcahamam.



Şekil 10; Kızılcahamam güneybatısının yapı haritası.

Figure 10: Structural map of the SW of Kızılcahamam.

SONUÇ

Bölgesel konumun levha kenarlarıyla ilişkili olduğu hatırlanırken volkanik etkinliğin kalkalkali magma dizisinin türleriyle belirmesi anlaşılır bir sonuç olur. Levhaların tüketildiği bir zonda yüksek su içeriği ve dolayısıyla yüksek oksijen basıncında farklılaşan magmaların kalkalkali bir diziyi oluşturabileceği varsayımı sahamız için de geçerli olmaktadır, özellikle ilginç olan etkinliğin iki fazlı oluşu ve ikinci fazın, kalkalkali niteliğinin daha az belirgin oluşu, bunun da postorojenik döneme rastlayışdır.

KATKI BELİRTME

Yazar saha çalışması ve sonrasındaki tartışmalarla görüşlerinin oluşmasına katkıda bulunan Bilge Erişen ve metnin sözlü bildiri olarak sunulduğu sonrasındaki soru ve tartışmalarıyla bunları yeniden gözden geçirme olanağını sağlayan Evren Yazgan, Ali Uygun, Yılmaz Savaşçın ve Melih Tokay'ın katkılarını saygıyla anar.

Çalışma Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Ankara Bölgesi Jeotermal Enerji Projesi içinde yapılmış ve Enstitü'nün belirtilmeye değer hoşgörüsüyle yayımlanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyol, E., 1969, Çeltikçi çevresi linyit zuhurlarının jeolojisi; MTA Rap. 4405, yayımlanmamış, Ankara.
- Church, B.N., 1975, Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks; Geol. Soc. America Bull., 86, 257-263.
- Erişen, B., 1976, Işıkdag dolayının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları; MTA Rap., yayımlanmamış, Ankara.
- Erol, O., 1954, Ankara ve civarının jeolojisi hakkında rapor; MTA Rap. 2491, yayımlanmamış, Ankara.
- İrvine, T. N. ve Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks; Can. Jour. Earth Sci., 8, 523-540.
- Johannsen, A., 1949, A descriptive petrography of igneous rocks; The University of Chicago Press, c. 1, Chicago.
- Kuno, H., 1967, Differentiation of basalt magmas H.H Hess, ed., "Basalts" c. 2, 623-688, John Wiley.
- Öngür, T., 1976 a, Kızılcahamam Çamlidere, Çeltikçi, Kazan dolayının Jeoloji durumu ve jeotermal enerji olanakları; MTA Rap., yayımlanmamış, Ankara.
- Öngür, T., 1976 b, Parçalı volkanik kayaların sınıflanma ve adlanması; Yer. ve İns., I, 1.
- Rittmann, A., 1952, Nomenclature of volcanic rocks; Bull. Vole, Dizi II, 12, 75-102.
- Rittmann, A., 1973, Stable mineral assemblages of igneous rocks: a method of calculation, 262 s., Springer Verlag, Berlin.
- Tatlı, S., 1975, Kızılcahamam D alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları; MTA Rap.?, yayımlanmamış, Ankara.

Yayıma verildiği tarih: Ocak, 1977

MURATDAĞI JEOLojisi VE ANA KAYAC BİRİMLERİNİN PETROLOJİSİ

Geology and main rock unit petrology of Muratdağı

ERGÜZER BİNGÖL Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Muratdağının merkezi kesimini kapsayan inceleme alanında eski litolojik birim Jura yaşlı Aşağı Belova formasyonu'dur. Bu formasyon, sık kıvrımlı, yeşil şist fasiyesinin "Kuvars-albit-muskovit- klorit" subfasiyesi metamorfizması geçirmiş, kaba taneli metakumtaşı ve metasilt taşlarından oluşmuş Yargedektepe üyesi ve onunla yanıl ve düşey geçişli Orta üst Jura yaşlı Çiçeklikaya dolomitik kireçtaşı üyesinden oluşmuştur.

Bu formasyon, içinde çok çeşitli boyutlarda sedimanter (çörtlü kireçtaşları, radyolarit), magmatik (peridotit, spilit, tuf), metamorfik (şist-mermer) kayac kütleleri taşıyan Üst Kretase yaşlı melanjlle tektonik olarak örtülmektedir. Melanj içindeki metamorfikler, orta derecede silisli, alümince zengindir. Metamorfizmaları Barrow tipinde, almandin-amfibolit fasiyesinin "stavrolit-almandin" subfasiyesine kadar inmektedir. Melanj içindeki magmatitlerin kimyasal bileşimleri aynı magmatik kökenli iki kayac grubunun varlığını göstermektedir. Peridotitlerin serpantinleşmesinde bu kayalarda hacim artışı olmamıştır.

Paleosen yaşlı Baklan graniti (Monzogranit) ile Orta Miyosen yaşlı Karacahisar volkanitlerinin (riyolit, riyodasit ve riyolitik tuf) kimyasal bileşimleri bu iki kayacın benzerlik ve aykırılık gösteren magma türlerinden meydana gelmiş olabileceklerini kanıtlamaktadır.

Araştırma sahasındaki Tersiyer yaşlı diğer kayaclar genellikle kaba detritlerden oluşmuştur.

K-Ar ve Rb/Sr yöntemleriyle yapılan ölçmelerde, Yargedektepe üyesinin kıvrılma-metamorfizma yaşı 126,5±11 milyon yıl (Üst Jura-En Alt Kretase); melanj içindeki metamorfik kütlelerin Rb/Sr bakımından son homojenleşme yaşı 70,4±3 milyon yıl (Maestrihtiyen); Baklan granitinin kristalleşme yaşı 52±7 milyon yıl (Paleosen-Eosen arası); Karacahisar volkanitlerinin yaşı 16,9±0,2 ila 20,9±0,5 milyon yıl (Orta Miyosen) bulunmuştur.

ABSTRACT: The area under investigation covers the central part of Murat Dağı (Murat Mountain). The oldest rock unit of the area is the Aşağı Belova Formation of Jurassic age, being composed of the Yargediktepe Member and the Çiçeklikaya Dolomitic limestone Member. Both members have lateral and vertical gradational contacts. The Yargediktepe Member consists of tightly folded metasediments and metasediments of different chemical compositions, subjected to a greenschist metamorphism in a grade not higher than quartz albite-muscovite chlorite subfacies. Aşağı Belova Formation is tectonically overlain by the Ophiolitic Melange of Late Cretaceous age consisting of sedimentary (cherty limestone, radiolarite); magmatic (peridotite, spilite, tuff) and metamorphic (schist; marble) rocks of varying dimensions. The metamorphic constituents of the melange are rich in alumina content with a fair amount of silica. Their metamorphism is of the Barrov type indicating a staurolite-Almandine subfacies of the Almandine-Amphibolite facies. The chemical compositions of the magmatic rocks of the ophiolitic melange indicate the existence of two different rock assemblages in the melange. Ne, increase in volume has been observed in these rocks. During the serpentinization of the peridotites.

Chemical compositions of Baklan Granite of Paleocene age (Monzogranite) and Karacahisar volcanics of Middle Miocene age (rhyolite, rhyodacite and rhyolitic tuff) may indicate that these rocks are the products of magma types some of whose properties are alike and others of which are unlike. The sedimentary rocks of Tertiary age in the area are made up of coarse clastics.

Radioactive age measurements made by K-Ar and Rb/Sr methods gave the following results. The age of the folding and metamorphism of the Yargediktepe Member is 126,5±11 m.y. (Late Jurassic-Early Cretaceous); the age of the latest homogenization of the metamorphic mass in the melange on the basis of the Rb/Sr method is 70,4±3 m.y. (Maestrichtian); the age of the crystallization of the Baklan Granite is 52±7 m.y. (Paleocene-Eocene); the age of the Karacahisar volcanics ranges from 16,9±0,2 to 20,9±0,5 m.y. (Middle Miocene).

GİRİŞ

Konu ve Amaç

Büyük ölçekli jeoloji harita alınımının, bizzat haritayı yapan tarafından, jeoloji ilminin bugünkü yöntemleriyle desteklenmesi ve denetlenmesi gerekmektedir. Bu yöntemlerin sonuçlarının arazi gözlemlerini doğrulaması veya onlara ters düşmesi ne kadar önemliyse; bu sonuçların arazi gözlemleriyle yorumlanması o derece önemli olmaktadır.

Batı Anadolu'da, nispeten az incelenmiş bulunan Muratdağı masifinin, jeolojik ve petrolojik açıdan sorunlarına kısmi de olsa çözüm getirebilmek amacıyla bu araştırma ele alınmıştır.

1971-1974 yılları arasında, masifin orta kesiminin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası ve derlenen numuneler üzerinde ayrıntılı petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik etüdlere yapılmıştır. Ayrıca inceleme alanı dışına çıkılarak, özellikle Menderes masifi kuzeyi ile Bursa arasındaki volkanitler, granitik kütleler, melanj ve Jura yaşlı kayalar tanınmaya çalışılmıştır. 1975 yılında inceleme bölgesinde kontrol çalışmaları yapılmıştır.

Bugünkü yetenek ve olanaklarla, burada ileriye sürülen Muratdağı'nın jeolojisi, petrolojisi, geleceğin olanak ve yetenekleriyle belki değişecek, belki de daha sağlam verilere dayandırılabilir. Bu nedenle aygıtlı ölçmeler ve tanımlamalara daha çok yer verilmiştir. Ölçme ve tanımlamalar ile bunların sonuçlarından yapılan yorumların hangi jeolojik çevredeki hangi kayalar üzerinde elde edildiğini açıklayabilmek, bölge jeolojisine hangi derecede uyumlu veya uyumsuz olduğunu belirtebilmek için çalışma sahasının arazide saptanan stratigrafi ve yapısal evrimini kısaca anlatmak gerekmiştir.

İnceleme Alanı

İncelenen bölge 1/25.000 ölçekli K23-a₂ paftasının tamamını, K23-b₁ paftasının kuzeybatı ucunu, K23-a₃ paftasının tamamına yakın kısmını kapsamaktadır (Şekil 1).

Coğrafya

Topoğrafya, orta kısımlara doğru, kuzeyde birden, güneyde ise biraz daha yumuşak olarak sırasıyla 1040 ve 930 met-

reden 2306 metreye (Kartal Tepesi) kadar yükselmektedir. En yüksek tepelerin sıralanma doğrultusu NW-SE dur.

Bölge genellikle Akdeniz iklimi sahasına girmektedir. Fakat İç Anadolu ikliminin etkisi de görülür. Yağışlar Mayıs ayına kadar sürer. Yalnız Haziran, Temmuz, Ağustos ayları kurak geçmektedir.

Ulaşım, orman yolları ve patikalarla sağlanmaktadır. Orman yolları kuzeyde 1800, güneyde ise 1600 metreye kadar kabaca N-S doğrultusunda uzanmaktadır. Güneyde yol olanakları daha fazladır.

İncelenen Bölge ve Çevresindeki Önceki Çalışmalar

Yalnızca inceleme alanını konu alan literatürün azlığına karşın, Muratdağı'nın yakın ve uzak çevresinde ayrıntılı araştırmalar nispeten boldur. Kuzeybatı Anadolu'da Muratdağı'nın yakınıyla aynı yaşta, benzer kayaç türleri içeren bölgelerdeki ayrıntılı araştırmalara bir yandan Muratdağı'nın jeolojisine diğer taraftan Muratdağı'nın Kuzeybatı Anadolu jeolojisindeki yerine ışık tutacağı düşüncesiyle geniş yer verilmiştir.

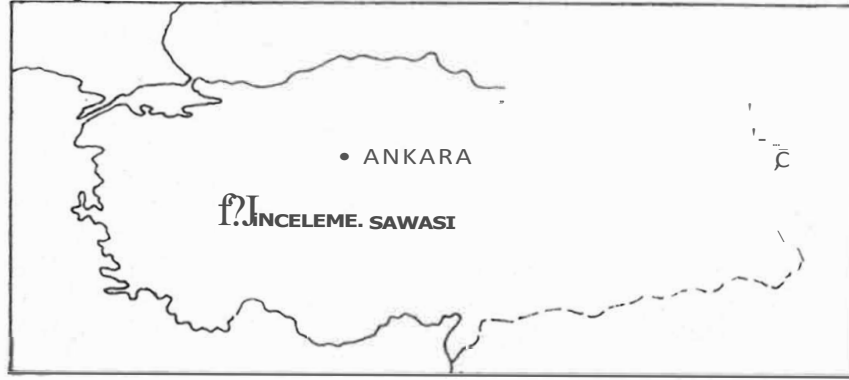
Hamilton ve Strickland (1836), Tchilchacheff (1967), Philippon (1914), Tokay ve Bayramgil (1947) de, Muratdağı ve çevresinde, araştırmaların öncüleridir. Bu yazarların ilki, Muratdağı'nın Uşak-Gediz arasındaki kısmının antiklinal yapılı metamorfik kayalar kapsadığını; ikincisi, batı ucu Uşak olan göl havzasının geçiş kayalarından oluşan dağlardan meydana geldiğini yazmakta, 1/200.000 ölçekli haritasında metamorfik sınırlarını göstermekte; üçüncüsü ise Çukuroren-Karacahisar arasındaki kayaları kısaca konu etmektedir.

Wijkerslooth (1941), Orta Anadolu'nun batısındaki granit intrüzyonları için geç Paleozoyik, serpantinler içinde Paleozoyikten eski yaşlarını ileri sürmüştür.

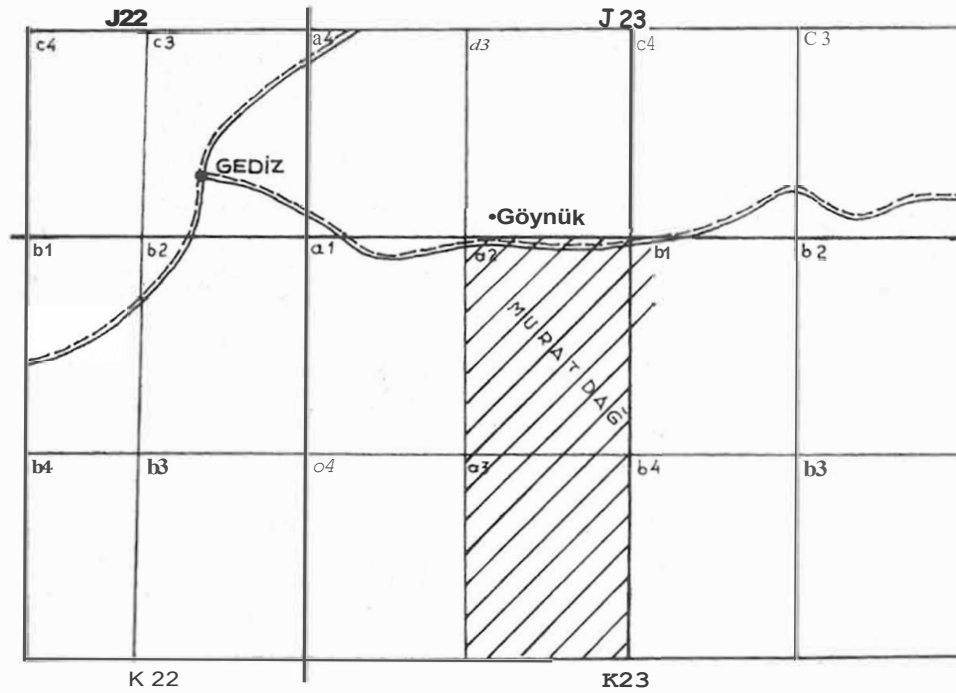
Tokay ve Bayramgil (1941), Uşak kuzeyinde Elmadağı - Gediz çayı arasındaki 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını yaparak, metamorfiklerin, homblendli, blyotitli, muskovitli, piroksen ve kassiteritli, granatlı şistlerden oluştuğunu belirtmişler; önceki yazarların verilerine de dayanarak, bölgede Mesozoyik'te deniz altı hendekleri (sillon) meydana geldiğini; Neojende,

göllerin geliştiğini ve Neojenden sonra yükselmeler olduğu sonucuna varmışlardır.

İNCELEME SAHASININ COĞRA.Fİ KONUMU
Geographical position of investigated area



İNCELEME SAHASININ 1/25.000. ÖLÇEKLİ TAKSİMATINDAKİ YERİ
Location of investigated area in a 1:25,000 scale quadrangular division



İNCELEME SAHI
Investigated area

1: İnceleme sahasının Coğrafi Konumu ve 1/25.000 ölçekli pafta bölümlemesindeki yeri.

1: Location of investigated area in a 1/25,000 scale quadrangular division and its Geographical position.

Baykal (1954), Muratdağı güneybatısındaki metamorfitle-
rin; Mesozoyik yaşlı olması muhtemel kumtaşı, grovak ve ki-
reçtaşlarının; Neojen yaşlı litolojilerin tanımlamasını yapmış,
stratigrafisini ve yapısal jeolojisini ortaya çıkarmıştır.

Holtzer (1954), Orhaneli granodiyoritinin üst Kretase yaşlı
kireçtaşlarını kontakt metamorfizmaya uğrattığını saptamıştır.

Colin (1955), Muratdağın doğusunda yapmış olduğu
araştırmalarının sonucu Neojen-Eosen stratigrafisini vermiş,
serpantin, yeşil şistlerin Üst Jura-Alt Kretase veya daha yaşlı;
serpantin ve yeşil şistlerin tavanını meydana getirdiğini sa-
vunduğu sileks ve radyolarit ara tabakalı Kireçtaşlarının üst
Kretase; az rekrystalize kireçtaşlarının, bölgesel karşılaştır-
mayla Permokarbonifer; en alttaki şist, kumtaşı, kuvarsitlerin ise
Devon yaşlı olduklarını ileri sürmüştür.

Kuzeybatı Anadolu'daki magmatizma faaliyetleri ile me-
tamorfizma olayları ve bunların yaş ilişkilerini araştıran Kaaden
(1959), lineasyon yönlerine ve Eybek granodiyoriti üzerinde
varlığını ileri sürdüğü, granit ve metamorfik çakılları kapsayan
fosilli Triyas litolojilerinin altındaki konglomeralar ve Uludağ ile
Kazdağ arasındaki litolojik benzerliğe dayanarak Orhaneli
granodiyoritine Paleozoyik yaş vermiştir.

Ketin (1960), yayınladığı 1/2.500.000 ölçekli Türkiye Tek-
tonik haritasında, Muratdağı bölgesindeki Tektonik fazları
"Laramiyen safhası ile kıvrılmış metamorfik zon ve Steyrlik-Attik
veya Rodanik safhalan ile kıvrılmış bölgeler, Alpin devresine ait
genç platformlar" olarak ayırtmış; ofiyolitleri, "Alp devresine
ait bazik ve ultrabazik kitleler" olarak nitelemiş; Eğrigöz
granodiyoritini "Alp devresine ait granitik intrüzyonlar" grubuna
koymuştur.

Nebert (1960, 1962), Tavşanlı batı ve kuzeyindeki Neojen
havzalarının karşılaştırmalı litostratigrafisini ve tektonik ev-
rimini incelemiştir.

Kalafatçıoğlu (1962), Çalışma sahasının kuzeybatısında,
Tavşanlı-Dağardı bölgesinin jeolojisini öz olarak şu şekilde ta-
nımlamıştır: "Bölgenin en eski birimi metamorfiklerdir. Me-
tamorfikler kuzeyde Permiyen ile örtülüdür. Permiyen sonunda
genç Varistik hareketler olmuş, bölge yükselmiş ve asit
intrüzyonlar gelişmiştir. Bölgedeki kalın kireçtaşlarının alt
seviyeleri muhtemelen Triyas ve Jura'ya karşılık gelmektedir. Üst
Kretase diskordandır ve üzerine fliş serisi gelir. Şiddetli
kıvrımlanmış olan bu seri ofiyolit intrüzyon ve ekstrüzyonlarıyla
ilişkilidir. Bölge Laramiyen fazında yükselmiştir. Neojen, klastik,
tali su ve volkanik fasiyeslidir".

Akkuş (1962), Kütahya-Gediz arasındaki incelemelerinde
Paleozoyik yaşlı olduğunu ileri sürdüğü epimetamorfik kayaç-
ların muhtemelen Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarının altında bu-
lunduğunu belirtmekte, Kretase ya lı ofiyolitlerle ilişkili rek-
ristalize kireçtaşları, serisitli şistlerin varlığını konu etmektedir.

Kazdağ doğusunda, Havran ve Edremit civarında araştırma
yapan Gümüş (1964) ve Aslaner (1965), bu bölgedeki metamorfik ve
granitlerin Paleozoyik yaşlı olduklarını bunların üzerine Triyas ve
Jura yaşlı genellikle detritik litolojilerin geldiğini; Neojenin ise
çoğunlukla volkanik litolojide bulunduğunu göstermişlerdir. Bu
yazarlara göre bölge Varistik, Kimmeridjyen ve Tersiyer
hareketleriyle etkilenmiş bulunmaktadır.

Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgeyi inceleyen Kalafat-
cıoğlu (1964), temeli oluşturan NW-SE doğrultuda kıvrımlı
Paleozoyik yaşlı metamorfiklerin (gnays, şist, mermer, grovak)
üzerinde diskordan kireçtaşlarının Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı
olduğunu ve üzerinde fliş ve melanij fasiyesinde üst Kre-

tasenin bulunduğunu ileri sürmekte, melanjin içindeki metamorfik
kayaçlardan söz etmektedir. Bölgedeki Neojen litolojisinin, kaba ve
ince klastik, silisli kireçtaşı ve volkanitlerden meydana geldiğini
belirtmektedir.

Sağiroğlu ve Bürküt (1966), Uludağ'da birbirlerine yakın iki
granitik kütlelerin varlığını, bunların K/ Ar metoduyla ölçülen
yaşlarının 24 milyon yıl olduğunu ve Kaaden'in (1959), ileri sürdüğü
tabası granit çakıllı Permiyende bu tür çakıl bulamadıklarını
belirtmişlerdir.

Bürküt (1966), zirkon ve toplam kurşun metoduyla yaptığı
ölçmelerde, Kozak graniti için 80, Çavuşbaşı granodiyoriti
için 87, Kapıdağ -graniti için 74 milyon yıllık yaşlar bulmuştur.

Kozak granodiyorit masifinin petroloji ve jeolojisini inceleyen
İzdar (1968), bu masifin Devoniyen (?) yaşlı epimetamorfik
kayaçlarla, Karbonifer yaşlı grovak ve yarı mermerler arasında
sokulmuş olduğunu ileri sürmüş ve en az Liyas öncesi yaşlı olması
gereken bu masifte toplam kurşun metoduyla bulunan yaşların
granitin yerine konuş yaşını yansıtmadığını belirtmiştir.

Özkoçak (1969), Orhaneli bölgesinde, altta kireçtaşı vekuvarsit
arakatkılı mavi şist fasiyesinde, grafitli serisit şist ve üstte, taban
konglomerası ile gelen kumtaşı, gri-siyah kireçtaşının bol bulunduğu
iki metamorfik seri ayırtlanmış; alttaki metamorfiklerin İstanbul
Siluriyenine, üsttekilerin ise İstanbul Devoniyenine litolojik olarak
benzediğini ileri sürmüştür. Ayrıca, üst metamorfiklerin serpantin ve
bazik kayaç kapsadığını fakat bunların bölgedeki yaygın,
Maestrichtiyen sonrası yaşlı ultramafitlerle ilgili bulunmadığını
belirten yazar, granodiyoritlerin Hersiniyen ve Alpin yaşlı olduğunu
savunmuştur. Özkoçak (1969), bölgedeki metamorfikler üzerine mik-
rokonglomeralarla gelen grovaklara palinolojik incelemelere
dayanarak Karbonifer yaşlı vermiş, Jura-Alt Kretase kireçtaş-
larını taban konglomerasıyla bugrovakların üzerinde bulunduğunu
ileri sürmüştür.

Orhaneli bölgesinde araştırma yapan Lisenbee (1972), Özkoçak
(1969)'ın, üst metamorfiklerini (bazik şistler), Permo-Karbonifer
yaşlı kabul edilen grovaklar altında, muhtemelen tektonik kontaklı
olarak izlemiştir. Bazik şistlerde kontakt metamorfizması
geliştiren granodiyoriti, Paleosen yaşlı kabul eden Lisenbee (1972),
ofiyolitik karışımı, Üst Kretase-Paleosen polenleri taşıyan tuf
matriksi içinde bulunan eksotikler olarak yorumlamakta,
serpantinler üzerinde bulunduğu çok çeşitli paleomanyetizma yönlerini
serpantinleşmeye veya blok halinde taşınmaya bağlamaktadır.

Cıva aramak amacıyla Muratdağı güneybatısının 1/25.000 ölçekli
haritasını hazırlayan Mariko (1970), metamorfikleri Permiyen-
Mesozoyik; serpantin konglomerayla, konglomera vekuumtaşlarını
Paleojen; konglomera, kumtaşı, kireçtaşı, şeyl, tuf, riylit ve dasitleri
Neojen; metamorfiklere içine "diskordan bir şekilde intrüzyon"
yaptığını izlediği serpantinleri Kretase; granodiyoriti üst Kretase
yaşlı düşünmüştür.

Borsi, Ferrara, Innocenti ve Mazzuoli (1972), Batı Anadolu ve
Midilli adasındaki genç volkanitlerin jeokronolojisini ve petrolojisini
inceleyerek bunların Miyosen yaşlı kalkoalkalili volkanitler
olduğunu tesbit etmişler ve kökenlerini a) yüksek Al içerikli bir
bazaltik magmanın oksitlenme koşullarına veya kabuk materyalinin
assimilasyonuna; b) kabuk altı veya üst mantodaki kayaçların
kısmen veya tamamen erimesiyle meydana gelmesine

bağlamışlardır.

Brinkmann (1972), bölgedeki ofiyolit yerleşmesini sağ Tetis'de gelişen
yersel derin hendeklere radyolarit-ofiyolit

malzemesi dolduktan sonra korpresyonla buzonların Orta Kretasede yükselmesiyle oluştuğunu ileri sürmüştür.

Kaya (1972), Tavşanlı yöresinin stratigrafisinin alttan üste doğru şu sıralanımında olduğunu ileri sürmüştür: "İki başlı formasyonu: kuvars, albit, klorit, muskovit, yeşil şist kayaç topluluğu; ultrabazik birimi: Kızıltepe formasyonu ile diskordan serpantin, peridotit ve dunit topluluğu; Kızıltepe formasyonu: Ovacık grubu birimleriyle örtülmüş lavsonit-albit şistlerden oluşmuş metamorfite; Üyecek formasyonu: üstte Kayaardı kireçtaşı ile diskordan kuvarsit, kireçtaşı, kalkerli şeyl, metagrovak, sleytten meydana gelmiş kayaçlar; lav ve tüfler kapsayan Değirmendere formasyonu; üst sınırı aşınma yüzeyli tabakalı çört, rekristalize kireçtaşı ve şeylden olmuş Pırnallı formasyonu: Gölcük formasyonu: Kireçtaşı ve şeyl nöbetleşmesi; Gelbirtepe formasyonu: diyabaz bileşiminde proklastikler ve eksotikler; Karaçalı formasyonu: Budağan kireçtaşları ile diskordan olarak örtülü şeyl ve kumtaşı; Budağan kireçtaşı: tabanı kumtaşından meydana gelmiş Maestrichtiyen yaşlı fosiller kapsayan kireçtaşı".

Muratdağın kuzey batısında bulunan Orhaneli granodiyoritinin jeokronolojisini inceleyen Vachette, Blanc ve Dubertret (1968), bu granodiyorit yaşını 6 ve 50 milyon yıl olarak saptamışlardır.

Ataman (1972 ve 1973), Rb/Sr metoduyla, Orhaneli ve Gürgenyayla (Domanıç) granodiyoritleri için sırayla 50 milyon ve 45 milyon yıllık yaşlar bulmuş; Orhaneli granodiyoritinin 50 milyon yıllık yaşının intrüzyon veya gençleşmeye, Gürgenyayla granodiyoritinin 45 milyon yıllık yaşının ise Paleozoyik yaşlı bir öjeosenklinal malzemesinin palinjenezinden oluşan granodiyoritik bir kütle için son gençleşmesine karşılık gelebileceğini belirtmiştir.

Uludağ ve Eğrigöz granodiyoritlerinin petroloji ve jeokronolojisini inceleyen Öztunalı (1973), Uludağ granodiyoriti için: "kalkoalkalili tipte salık, asitik, orta derecede kalsiyumlu, troncemitik bir magmanın Hersiniyen fazda kimyasal dengesini bularak soğumasıyla hasil olmuş ... ", Alpin fazda tekrar ısınarak biyotitleri rekristalleştirmiştir. Eğrigöz graniti ise " ... kalkoalkalili granit cinsinden, erken Alpin fazda teşekkül etmeye başlamış ve esas Alpin fazda teşekkül etmeye başlamış ve esas Alpin fazda yükselerek bugünkü yerini almış bir anateksis ürünü ... " sonucunu savunmaktadır.

Dubertret ve Kalafatcıoğlu (1973), 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası İzmir paftasının açıklama notunda, çalışma bölgesi ve civarı için aşağıdaki veri ve yorumları ileri sürmüşlerdir:

"Muratdağın kuzeyinde, ultrabaziklerin altında, tabanında konglomeralar bulunan kireçtaşları vardır. Kalkerler, alttaki metamorfik ve Paleozoyik serileri içindedir. Harzburgitler, Muratdağın tepesindeki metamorfiteğin üzerinde ve yamaçlardaki kalker tabakalarının kenarlarında yer alırlar.

Dursunbey ve Tavşanlı'da bulunan Mesozoyik ofiyolit kompleksinin Permiyen-Mesozoyik kalker serisi üzerinde bulunduğu kesindir. Rudist fragmanları ihtiva eden Üst Kretase tabakaları Çaldağ da serpantinlerin ve harzburgitlerin altında bulunan kayaçları meydana getirmektedir. Aynı şekilde Akhisar'ın doğusunda, Gördes yolunda alttaki kayaçlar Maestrichtiyen kalkerleri olup, bunlar Ovacık'ta, Tavşanlı ofiyolitlerinin altında mostra verirler. Diğer taraftan, Akhisar-Sındırgı yolu boyunca, Akhisar ofiyolit gödesi transgresif olarak Alt Lü-

tesiyen flišleri tarafından örtülmüştür. Ofiyolitlerin şariye olduklarına dair hiçbir emare olmadığından bunların denizin ta-

yanında toplandıkları, orijinal yerlerini korudukları düşünülmektedir. Yaşları ancak Maestrichtiyen-Paleosen olabilir."

Ayan (1973), Muratdağın batısında yer alan Gördes civarındaki metamorfiteğini "para" orijinli olduklarını; metamorfizma sonucu migmatitleşme oluştuğunu, bundan sonra anatektik bir granit magmasının meydana geldiğini; granitlerin palinjen olup varistik orojenez safhasında yerleştiğini ve bölgedeki bütün kayaçların Alp orojenezinde kaldığını ileri sürmüştür."

Bingöl, Akyürek ve Kormazer (1973); Bingöl (1974), Muratdağın kuzeyinde Permo - Karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları kapsayan grovakların (Karakaya formasyonu) Alt Triyas yaşlı olabileceklerini savunmuşlardır.

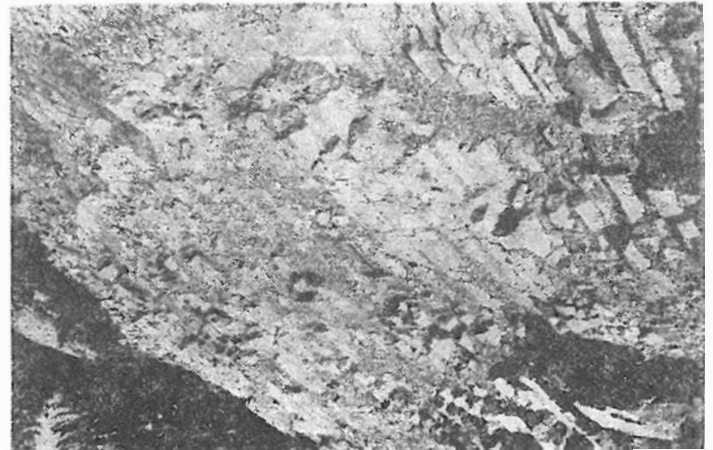
1/2.500.000 ölçekli Türkiye Metamorfizma haritasında, Bingöl (1974), Muratdağdaki metamorfiteğini bilinmeyen yeşil şist fasiyesi serisi, ofiyolitleri ise içinde glokofan şist kapsayan melanaj olarak göstermiştir.

Menemen civarındaki volkanitleri inceleyen Savaşın (1974), bölgedeki volkanitler için iki köken ileri sürmektedir: a) bazalt alanından hareket ederek riyolite kadar uzanan bir anatektik magma; b) fonolitlere doğru değişim gösteren ve primer alkaliovilin bazaltik magma.

Ataman (1975), Kozak, Orhaneli, Gürgenyayla, Ilıca Şamlı, Mihallıçık ve Cefalıklıdağ granodiyoritlerinin majör element ve Rb-Sr izotopik bileşimlerinden hareket ederek, bu granodiyoritlerin kökenleri için üç hipotez ileriye sürmüştür: bazaltik bir magmanın farklılaşması; subdüksiyon zonunda grovak cinsinden materyelin palinjenezine; kabuksal materyelin katılması. Ayrıca bölgedeki andezitlatitlerin ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının granodiyoritleriyle aynı bulunmasının, bunların aynı kökenli olabileceği fikrini doğruluğuna işaret etmiştir.

Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişimi ile bu bölgeyi Ege denizi çevresine ait ünitelerle karşılaştıran İzdar (1975), Muratdağın bölgesini "İzmir-Ankara zonu" içinde ve güneyinde, ultrabazik kayaçların bulunduğu, metamorfiteğin üzerine diskordan olarak gelen Mesozoyik yaşlı litolojilerin yer aldığı kuşak içinde göstermiştir.

Kaya (1975), Kuzeybatı Anadolu'da yapmış bulunduğu incelemelerden itibaren şu modeli ileri sürmektedir: Batı Anadolu'nun Antekambriyen yaşlı temelini, meso-katozonal metamorfiteğin üzerine dlyapirik olarak giren manto malzemesi oluşturmuştur. Bu riftleşmeyi takibeden hızlı sediment çökmesi yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğramıştır. Daha



Şekil 2 Gölyeri doğusunda dald riyolitlerde prizmatik soğuma yüzeyleri.

Figure 2: Prismatic cooling surfaces in the rhyolites lying east of Gölyeri

sonra sırayla erozyon, depolama ve yüksek basınç (mavi şist fasiyesi) metamorfizması devreleri meydana gelmiştir. Paleozoyik başlangıcında rift depresyonu yersel aşınmış, rift bölgesinin orta kısmının yükselmesi sonucu manto hareketleri devamlılık arz etmiştir. Bu orta kısım Kuzey Anadolu fay sistemine dönüşmüştür. Geç ve Erken Paleozoyikte Kuzey ve Güneyde bloklarla beraber klastikler çökelmiş ve bunların içine diyapirik olarak manto malzemesi yerleşmiştir. Mesozoyikteki sığ deniz çökelleri yer almıştır. Bu sedimanlarla ilgili geniş ultramafit kayaların bulunuşu ya kuvvetli bir erozyona veya sedimantasyon öncesi yeni manto malzemesi gelişine bağlanabilir. Maestrichtiyen yaşlı kireçtaşları bütün bölgeyi örtmüştür. Tersiyer ve Kuvaterner havzalarının uzanımı eski tektonik hatlara paralel bulunmaktadır.

Bingöl (1975), Jeolojik, petrografik ve Jeofizik verilerden hareket ederek Batı Anadolu'nun Ege adaları ve Yunanistan ile birlikte üst Tersiyere kadar aynı jeotektonik evrim geçirdiğini; kabaca Manisa-Balıkesir-Eskişehir hattının üst Kretasede bir yok olma (subduction) zontuna karşılık geldiğini savunmuştur.

STRATİGRAFİ

Heyelan ve Alüvyonlar

Bölgedeki en önemli heyelanlar, halen günümüzde hareket halinde, Avla ve Kartal tepeleri kuzeyinde, Öküzkaya tepesi güneybatısında ve Folosköy batısında bulunmaktadır.

İşaret edilebilecek alüvyonlar Banaz çayı, Murat çayı, Azmak deresi ve Çokuran deresi içindeki çok kaba detritiklerdir. Yamaçlarda (Baybuyan deresinde olduğu gibi) iyi çimentolu çakıltaşlarından meydana gelmiş eski taraçalara sık rastlanır. Burhaniye Formasyonu

Açık bej renkli 40cm. çapına ulaşan kaba klastikleri kapsayan, az tutturulmuş, çok kökenli (polijenik) çakıltaşları genel litolojisini oluşturur. Kalınlığı Burhaniye Cevizli yaylası arasında (Kapıdağı batısı) 200 m. ulaşır. Kırantarla formasyonu ve Karacahisar volkanitleri üzerine aşıl uyumsuzlukla gelir. Yaşı büyük bir olasılıkla Pliyosen'dir.



Şekil 3: Karacahisar civarındaki volkanitlerin porfirik yapısı. Beyaz lekeler boyutları 8 cm'ye ulaşan otomorf sanidin kristalleridir.

Figure 3: Porphyritic structure of volcanics in the vicinity of Karacahisar. White patches are automorphic sanidine crystals with dimensions reaching up to 8 cm.

Karacahisar Volkanitleri¹

Karacahisar volkanitleri riyolit, riyodasit ve riyolitik tüflerden oluşmuşlardır (Şek. 2 ve 3). Tüfler, Karacahisar civarında ve Samra kuzeyinde; riyolitler ve riyodasitler ise Gölyeri mevkiinde, Tınaz tepesi güneyinde, Karacahisar dolayında, Baybuyan deresi içinde, Küçük Oturakta, Damlatarla güneyinde mostralalar vermektedir. Bölgesel mostra uzanımı NE-SW dir.

Krater olabilecek bir yapıya rastlanmamıştır, buna karşılık Baybuyan deresinde, Küçük Oturakta ve Karacahisar doğusunda kuvvetli aşınmaya uğramış volkan iğnesi görünüşlü mostralalar vardır. Gölyeri doğusunda olduğu gibi yer yer prizmatik soğuma yüzeyleri gösterirler (Şek. 2). Karacahisar volkanitlerinin yaşları Orta Miyosen'dir (16,9 ila 20,9 Milyon sene). Kırantarla formasyonunun içinde yer almakta, Burhaniye formasyonu ile örtülmektedirler.

Kırantarla Formasyonu

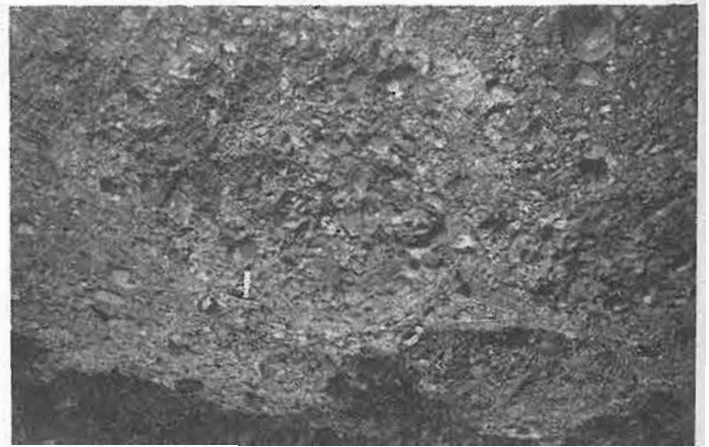
Kirli sarı renkli, 8 cm. çapına ulaşan kaba klastikleri kapsayan orta ve iyi derecede tutturulmuş çok kökenli (polijenik) çakıltaşı, iyi çimentolu kumtaşı, killi kumtaşı ve kumlu, killi kireçtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Alt düzeylerinde çakıltaşı, üst düzeylerinde ise bitki artıkları bulunduran kumlu, killi kireçtaşı litolojisi egemendir. Tabaka kalınlıkları 2 ila 30 sm. arasında değişmektedir. Özellikle kuzeyde kabaca D-B doğrultusunda dar senkinal ve antiklinaller yaparak kıvrılmıştır.

Güneyde Bağlıseki ve Sakırganlık sırtı güneyinde riyolitik tüflerle yan al ve düşey geçişli izlenimi vermekte, altta uyumsuz olarak Belova formasyonu veya Muratdağı melanji üzerine gelmektedir. Tabanında bulunan kömürlü düzeylerden alınan numuneler içinde aşağıdaki pollen genus ve türleri bulunarak Orta Miyosen yaşı verilmiştir:

Numunenin yeri: Gökler Sazköy güneyindeki kömür işletmesi.

Determinasyonu yapan: Rehşen Çetin (M.T.A.)

Bulunan pollen tipleri: *Inaper-turopollenites hiatus* (POT.) TH. ve PF., *Pityosporites microalatus* (POT.) HT. ve PF., *Triatriopollenites rurensis* PF. TH. *Triatriopollenites bitu-*



Şekil 4: Ultramafik kayaç parçalarından oluşmuş tek kökenli (monojenik) konglomera (Küllüce tepe üyesi).

Figure 4: Monogenic conglomerate made up entirely of ultramafic rock fragments.

(1) Volkanitlerin adlanması fenokristallerin oranları gözönüne alınarak Streckelsen (1974) e göre yapılmıştır. Tekst'le ön ek çoğunluğu önlemek amacıyla feno-riyolit, feno-riyodasit vb adlaması kullanılmamıştır.

itus (POT.) TH. vePF., *Triatriopollenites coryphaeus* (POT.) TH. vePF., *Triatriopollenites robustus* (PFI) HT. vePF. *Subtriporopollenites* (POT. veVEN.) TH. vePF., *Polyvestibulopollenites verus* (POT.) TH. vePF., *Polyporopollenites undulosus* (WOLFF) TH. vePF., *Tricolpopollenites microhenrici* (POT.) TH. vePF., *Tricolporopollenites cingulum* (POT.) TH. vePF., *Tricolporopollenites megaexactus* (POT.) ve PF., *Tricolporopollenites microreticulatus* PF. veTH., *Tricolporopollenites margaritatus* (POT.) TH. vePF. *Periporopollenites multiporatus* PF. veTH.

Formasyonun kalınlığı değişiktir, Kıranlarla mevkiinde 100m, çalışma bölgesinin güneyinde ise 300 metreye ulaşır.

Belova, Formasyonu

Çöldere Oyesi

Tabanda boyutlar 2x3 metreye varan blok, üste doğru

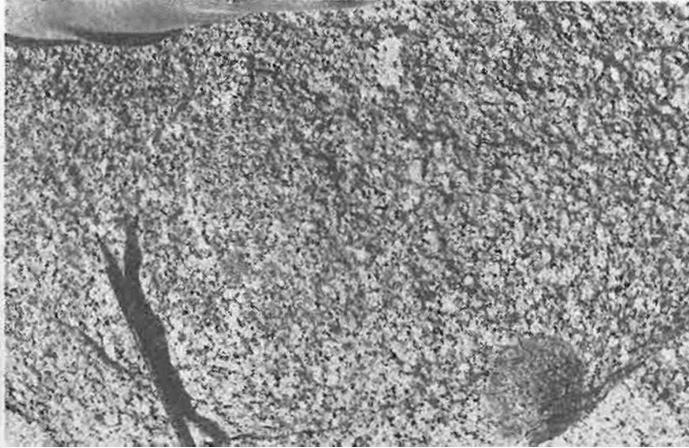
20-30 cm. çapındaki kaba detritikleri bulunduran bordo renkli iyi tutturulmuş, çok kökenli çakıltaşlarından oluşmuştur. Granit çakılları kapsamamaktadır. Altta, ya Küllüce tepesi üyesi üzerine uyumlu veya Muratdağı melanjı üzerine uyumsuz olarak oturmaktadır. üstte bulunan Kıranlarla formasyonu ile de uyumsuzdur. Bu uyumsuzluk Gürlek kuzeyinde açık bir şekilde görülmektedir. Kalınlığı çok değişiktir. Göl derede 90 metreye ulaşmaktadır. Yaşı büyük bir olasılıkla Paleojen'dir.

Küllüce Tepe Üyesi

Boyutları 0.1 mm den 1 metreye kadar değişen ultramafit kayaç parçalarından oluşmuş, iyi çimentolanmış tek kökenli (monojenik) kırmızı renkli çakıltaşlarından oluşmuştur. İçinde çok ender kırmızı ve yeşil radyolarit parçacıkları bulundurmaktadır (Şek. 4). Kalınlığı değişik olup Küllüce tepede 150 metredir. Yaşı Paleojen olmalıdır.

Baklan Graniti

Baklan graniti, iri eşaneli yapılı biyotit ve az amfibollü granittir (Şek. 5). Baklan mevkiinde geniş, Baklan tepesi batısında, Kumluk ve Cigan deresinde küçük mostralar vermektedir. Küçük mostralardan ilki granofirik fasiyes içermektedir. Baklan tepesi batısındaki mostrada, içinde, Muratdağı melanjında bulunan metamorfiterden, metamorfiterin genel yapısına uygun düzende büyük parçalar taşımaktadır. Melanjda ve Jura yaşlı dolomitik kireçtaşlarında kontakt metamorfiz-



Şekil 5: İri eşaneli yapılı, biyotitli granit (Baklan graniti). Yuvarlak koyu renkli kısım içinde bulundurduğu amfibolce zengin bir anklavdır.

Figure 5: Biotite-Granite (Baklan Granite) with a coarse grained equidimensional texture. Dark colored inclusion is an amphibole rich xenolith.

ması oluşturduğundan Baklan granitinin yaşı üst Kretase'den daha gençtir.

Muratdağı Melanjı (Yerleşme yaşı Senomaniyen'den genç Paleojen'den eski)

Ultramafitler

Çeşitli ve çok farklı boyutlarda, melanjın içinde blokla halinde bulunmaktadır. Çoğunlukla serpantinleşmiş peridotitlerden (vehrlit, lertzolit, harzburgit, listvanit) oluşmuşlardır. Serpantinleşme düzenli değildir. Kirazlı dere doğusundaki peridotitler tanınmayacak derecede silisleşmiş, karbonatlaşmıştır. Murat çayı kuzeyindeki (Çukurviran güneybatısında) peridotitler orta derecede serpantinleşmiş bulunmaktadır. Kartal tepesi, Çatıgök yaylası, Öküz kaya tepesi ve Çataloluk tepesindeki peridotitler az serpantinleşmiş büyük kütleler halindedir. Bu yörelerdeki peridotitlerde magmatik bantlaşma ve yapraklanma belirgin olarak gözlenebilmektedir (Şek. 6).

Ultramafik kayaçlar Kartal tepesinde, Öküz kayaşı tepesi ve doğusunda açık bir şekilde, yine melanj içindeki metamorfiterin üzerinde durmaktadır. Fakat aynı ultramafik kayaçlar Tınaz tepesi güneybatısında metamorfiterle ara katkılı görünümünde olup, Söbealanıkış tepesi kuzeydoğusunda ise metamorfiterin altında bulunmaktadır.

Spilitler

Muratdağı melanjının bir parçası olarak, ultramafitler, radyolaritler ve çeşitli kireçtaşlarıyla birlikte Taşpınar yaylasında, Sığırkuyruğu mevki kuzeyinde geniş mostralar vermektedir. Asar kalesi tepesi güneydoğusundaki spilitler çörtlü kireçtaşları ve radyolaritlerle iç içe girmişlerdir.

Tuflar

Bazık bileşimlidir, spilit ve radyolaritlerle yakın ilişkilidir. Radyolaritler

Genellikle kırmızı, ender yeşil renkli, ince tabakalı, fazla

kıvrımlı olup spilit ve çörtlü kireçtaşlarıyla birlikte bulunmaktadır.

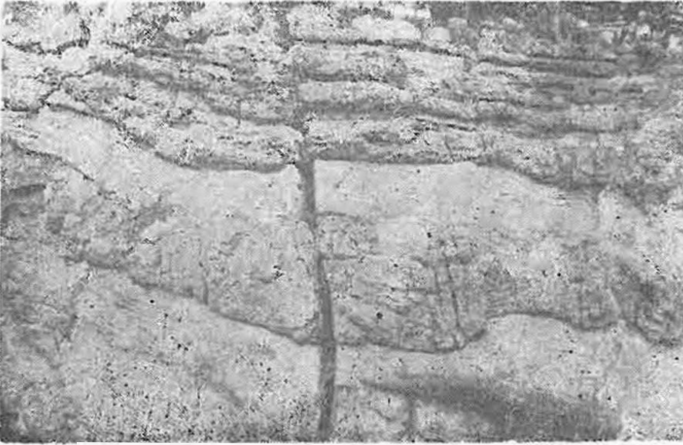
Çörtlü kireçtaşları

Çörtlü kireçtaşları beyaz, pembe, mavi damarlı beyaz renklerdedir. Beyaz renkli çört banttan nispeten sürekli, pembe renkli sık kıvrım ve laminalıdır (Şek. 7 ve 8). Melanj içinde bloklar halinde bulunan bu çörtlü kireçtaşlarının boyutları birkaç dm. den km. ye kadar değişmekte, büyük olan-



Şekil 6: Çatıgök yaylası batısındaki az serpantinleşmiş peridotitler. Tabakalar yapraklanmaya, (foliasyon), az seçilebilen daha eğimli çizgiler magmatik bantlaşmaya karşılık gelmektedir.

Figure 6: Partly serpentinized peridotites west of Çatıgök pasture inconspicuous magmatic banding more steeply inclined than the foliation.



Şekil 7: Kuzugözü güneyindeki melanj içinde pembe renkli çört bantlı kireçtaşları.

Figure 7: Limestone with pink chert bands in the melange south of Kuzugözü.

lar zaman zaman yapılar bile göstermektedir. Tabakalanma kalınlığı bir bloktan diğerine değişmektedir. Çörtlü kireçtaşları genellikle kristalleşmiş olup, karasal hiçbir malzeme taşımamakta ve fosil kalıntıları (genellikle Radyolarya) tanımlanamayacak derecede kaybolmuştur. Buna rağmen kuzeyde ve kuzeybatıda, inceleme sahasının dışında (Gökçe ağaç kuzeydoğusu ve Şaphane doğu güneydoğusunda) aynı jeolojik çevrede bulunan pembe renkli çörtlü kireçtaşlarından alınan numuneler çok ender olarak Senomaniyen yaşlı fosiller vermişlerdir.

Determinasyonu yapan: M. Serdaroğlu (M.T.A.)

Bulunan fosiller:

Globotruncana sp., *Praeglobotruncana* sp., *Rotalipora ap-
peninica*

O. Renz

Melanj içindeld çörtlü kireçtaşlarının tümü mutlaka Senomaniyen yaşlı olmamalıdır. Fosil yokluğu nedeniyle bu durum kesinlikle saptanamamıştır.



Şekil 8: Kuzugözü güneyindeki melanj içinde pembe renkli çört parçalı kireçtaşları.

Figure 8: Limestones with pink chert fragments enclosed in the melange south of Kuzugözü.

(1) mezokıvrım: arazide bir mostrada gözle görülebilir boyutta; mikrokıvrım: ancak mikroskopta izlenebilen boyuttaki kıvrım anlamında

kullanılmıştır (Turner ve Welss, 1963).



Şekil 9: Sarpör deresi güneyinde, Muratdağı kaplıcası yolu üzerinde, melanj içindeki mezokıvrımlar gösteren mermer kütlesi.

Figure 9: Marble showing mesofolds, in the melange on the way to Muratdağı thermal spring south of Sarpör Creek.

Şist-Kuarsit-Mermer Kütlesi (Metamorfik kütle)

Metamorfik kütlesi altta kuvarslı, kloritli, profillitli muskoviti, biyotitli, amfibollü, granatlı şistler ve üstte ise mermerden oluşmuştur. Genellikle yeşil şist fasiyesi metamorfizması geçirmiş olan bu metamorfik kayalar Muratdağı'nın en yüksek tepelerinde geniş, çalışma alanı kuzeybatısında ultramafik kayaların içinde ise çok küçük mostralar vermektedirler. Yer yer ultramafitlerin altında (Öküz kayası tepesi güneyi ve batısı, Kartal tepe güneyi), yer yer üstünde (Söbealanıkış tepesi kuzeydoğusu) olup yer yer ultramafitlerle ara katkılı görünümde dirler (Tınaz tepesi güneybatısı).

Oldukça sık mezo ve mikrokıvrımları sunarlar (Şek. 9). Metamorfik kütle tümüyle KD-GB eksen doğrultulu, güneybatıya dahlımlı büyük bir antiklinal oluşturur.

Baklan tepesi güneyinde, Baklan granitinin oluşturduğu kontakt metamorfizmasıyla etkilenmişlerdir. Aşağı Belova Formasyonu

Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşı ve Yargedik tepe üyelerinden oluşmuştur.



Şekil 10: Çelikkaya tepesi güneyindeki metagrovaklar (Aşağı formasyonu Yargedik tepe üyesi)

Figure 10: Metagraywackes south of Çelikkaya Tepe. (Aşağı Belova formation, Yargedik Tepe member)

Çiçekli Kaya Dolomitik Kireçtaşı Üyesi

Genellikle mavimsi, yer yer beyaz renklidir. Çiçekli kaya kuzeyinde masif, Aşağı Belova kuzeyinde ve Cigan deresi güneydoğusunda tabakalı görünümlüdür. Tabaka kalınlığı 5 ile 25cm. arasında değişir. Cigan deresi güneydoğusunda, ince tabakalı, ince taneli kumtaşı, şeyl veya çört bantları kapsar. Çiçekli kaya tepesi kuzeydoğusundan ve doğusundan alınan numunelerden aşağıdaki fosiller bulunarak Orta ve Üst Jura yaşı verilmiştir.

Numune No: 240, 251, 252

Determinasyonu yapan: M. Serdaroğlu (MTA) ve
M. Lys (Fransa, CNRS)

Bulunan fosiller:

Trocholina minuta Derin ve Reisi, *Trocholina palastinien-sis* Herson, *Protopenneroplis*, *Lugeniclae*, *Oladoropsis*, *Clypeina*, *Cylindroporella*, *Ophthalmididae*, *Valminidae*, *Lagenidae* (*Verginclinopsis*), *Miliolidae* veya *Polymurphiniidae*.

Heryerde tabakalanma izlenemediğinden ve çok kıvrımlanmış olduğundan Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşlarının kalınlığı tam olarak saptanamamıştır.

Alt kesimlerinde Yargedik tepe üyesi ile yanal ve düşey geçişli; üstte Muratdağı melanjı ile tektonik kontaklı, Kırantarla veya Küllüce tepe üyesiyle (Belova formasyonu) uyumsuzdur.

Yargedik Tepe Üyesi

Gri kirli sarı, kahverengi ayrışma renkli, ince ve orta arası tabakalanmalı (Şek. 10), yer yer laminalanmış ve çift lineasyon gösteren kaba taneli metakumtaşı, metasilttaşı ve rekristalize kireçtaşı düzeylerinden meydana gelmiştir. Çalışma sahasının kuzeyinde rekristalize kireçtaşı düzeyleri çok eğer, güneyinde ise boldur. Genel yapraklanma (foliasyon) doğrultusu ortalama K30D dur. Özellikle kuzey kesimde kabaca güneybatıya dalımlı mezo ve mikro kıvrımlar gösterir. Bu durumuyla Muratdağı melanjı içindeki metamorfiterden makroskooik olarak ayırtlanmaları çok kezzor olmaktadır.

Yargedik tepe üyesi üst kesiminde Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşı üyesiyle yanal ve düşey geçişli. Muratdağı melanjı

ji ile tektonik kontaklıdır. Jeokronolojik ölçmelerde Yargedik tepe üyesinin kıvrımlanma metamorfizmasının üst Jura - Alt Kretase yaşı, geçişli bulunduğu Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşlarının fosillerle saptanan Orta-Üst Jura sedimantasyon yaşıyla uyumluluk göstermektedir. Orta - Üst Jura'da çökelen Aşağı Belova formasyonu üst Jura - Alt Kretasede kıvrımlanmış olmalıdır.

YAPISAL - JEOLJİK EVRİM

Bölgenin eneski otokton kütleleri, genel olarak K30D doğrultulu, sık kıvrımlı, Orta üst Jura yaşı Aşağı Belova formasyonu'dur. Jeokronolojik verilere dayanarak bu formasyonun üst Jura - Alt Kretase'de kıvrımlandığı ve alt kesimlerinin az metamorfizmaya uğradığı sonucuna varmak mümkündür. Kıvrımlanma eksenine kabaca K30D tir. Kıvrımlar genellikle Güneydoğuya doğru devriktirler. Kıvrımlanma ve onunla aynı zamanda oluşan hafif metamorfizma Andin veya Avustrik fazında oluşmuş olmalıdır.

Aşağı Belova formasyonu, içinde sedimenter (çörtlü kireçtaşları), mağmatik (peridotit, spilit, tüf) metamorfik (şist kuvarsit ve mermer) kütleleri gibi çok çeşitli litolojik birimler kapsayan Senomanien'den genç, Paleojen'den yaşlı melanj ile tektonik olarak örtülmektedir. Melanj alttaki kütleler üzerine bindirme fayı ile gelmiştir. Bindirme fayı eniyi, Örenci deresinde ve Karlık mevki güneyinde izlenmektedir. Kuzeyde kabaca 1800m eğrisi boyunca 3 ila 30m kalınlığında tektonik breş vardır. Bu bindirme fayının eğimi 0 ila 35° değerleri arasında olduğundan küçük açılı ters fay olup, şarıyay (overthrust) veya örtü fayı (nappe de recouvrement) özelliğindedir (Ketin ve Canitez, 1972).

Paleosen'de granit intrüzyonu ve bu intrüzyonun işaret ettiği bölgesel yükselme olmuştur.

Paleojen yaşlı detritikler karasal olup, dağılım ve litolojileri Muratdağı'nın ani yükselmesini göstermektedir. Paleojen ile tabanı oluşturan kayaçlar arasındaki kontakt faylı değildir. Paleojen'den itibaren bölgenin kuzey ve güneyindeki sedimantasyon havzalarının gelişiminde farklılaşma görülür. Kuzeydeki sedimantasyon havzaları D-B güneydekiler ise K30D doğrultusunda gelişmiş ve aynı doğrultuda kıvrımlanmıştır (Şekil 44).

Miyosen, Paleojen üzerine çok hafif bir uyumsuzlukla gelmektedir. Miyosen'de sedimantasyon yine karasaldır. Sedimantasyon havzaları Paleojen havzaları doğrultusunda daha da genişlemiş, Güneydekiler kuzeydekilere oranla daha hafif kıvrımlanmıştır. Miyosen volkanizması kabaca KD-GB doğrultusunda oluşmuştur.

Güneydeki karasal sedimantasyon havzasının gelişimi Pli-yosen'de de sürmüştür.

Çalışma sahasının kuzeyindeki aktif olan eğim atımlı (normal) fay (Sığır kuyruğu fayı). Gediz fayı uzanımında bulunmakta ve Sığır kuyruğu mevkinde atımı 40sm. ye ulaşmaktadır.

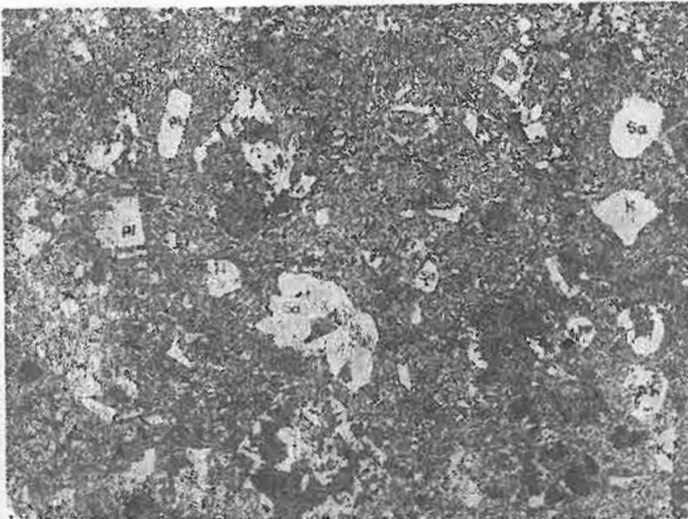
PETROLOJİ

Karacahisar Volkanitlerinin Petrolojisi

Karacahisar Volkanitlerinin Petrografisi
Riyolitler

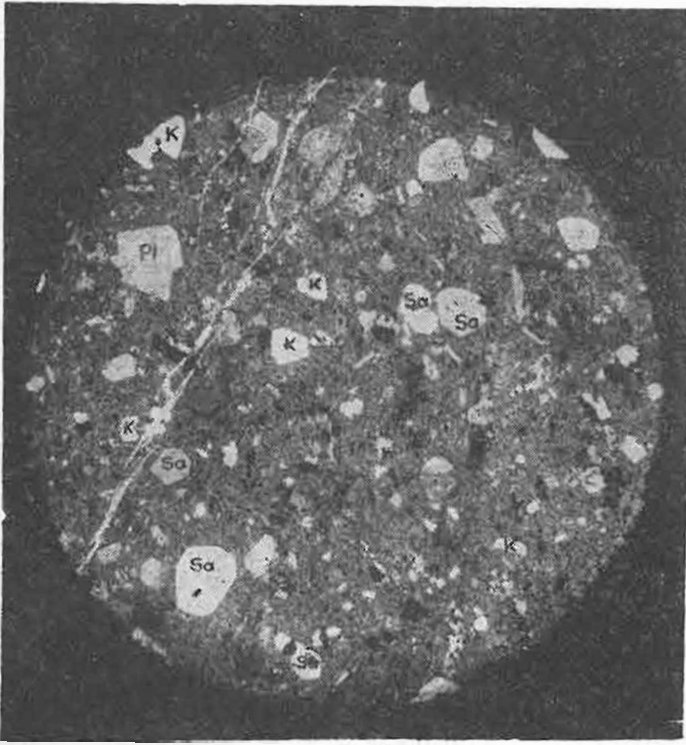
1) Makroskopik özellikler

Riyolitler açık gri, bej rengindedir. Yapı genellikle porfiriktir. Otomorf mega fenokristaller halindeki feldspatların boyutları 7x4 cm. bulmaktadır (şek. 3). Ksenomorf kuvars fenokristalleri yer yer ametist rengi sunmakta ve boyutları 6 mm.



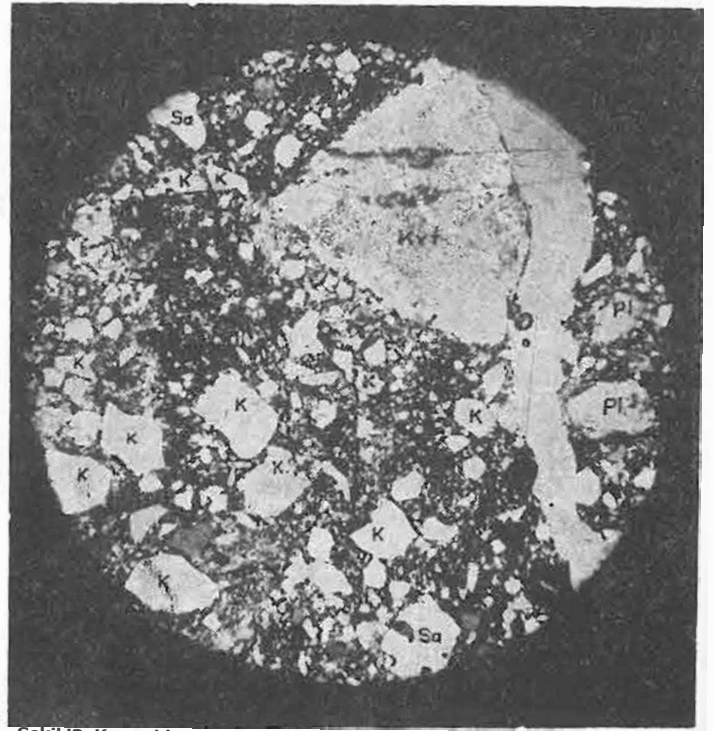
Şekil 11: Küçük oturak kuzeyindeki riyolitlerin mikroskopta görünümü
Num.No: 345a P.I. X8; K: Kuvars, Sa: Sanidin, Pi: Plajiyoklaz, Bi: Biotit).

Figure 11: Photomicrograph of rhyolites north of Küçük Oturak (Sample No. 345a)
Polarized Light X8; K: Quartz, Sa: Sanidine, Pi: Plagioclase Bi: Biotite)



Şekil 12: Gölyeri mevkiindeki riyolitlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 305a; P. I. X5; K: Kuvars, Sa: Sanidin, Pi: Plajiyoklas).

Figure 12: Photomicrograph of rhyolites in Gölyeri Locality (Sam. No. 305a; Polarized Light X5; K: Quartz, Sa: Sanidine Pi: Plagioclase).



Şekil 13: Karacahisar doğusundaki riyolitli tüflerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 278; P.I., X5; K: Kuvars, Sa: Sanidin, Pi: Plajiyoklas, :Küt: Kuvarsit).

Figure 13: Photomicrograph of rhyolitic tuffs east of Karacahisar (Sam. No: 273; Polarized Light X5; K: Quartz, Sa: Sanidine, Pi: Plagioclase; :Kut: Quartzite).

yi geçmemektedir. Biotit, çapı 0,8 cm. ye ulaşan mükemmel otomorf fenokristallerden oluşmuştur.

2) Mikroskopik özellikler (Şek. 11 ve 12)

Doku: Hipokristalin porfirik

Yapı mineralleri:

Kuvars: Boyutları 2 ila 6 mm. arasında, kenarları yer yer yuvarlaklaşmış subtomorf fenokristaller halindedir. Kısmen korozyona uğramıştır ve kayacın hamur kısmıyla kenar reaksiyonu göstermektedir. Genişliği 0,3 ila 1,5 mm arasındaki çatlakları dolduran ikincil kuvars, ksenomorf kristallerden oluşmuştur. Bazı numunelerde ikincil kuvars çok yaygındır (Num. No: 222). Fenokristaller halindeki kuvars kapsamı hacim olarak kayacın % 12 ini geçmemektedir.

Sanidin: İki kristal şekli göstermektedir. Birinci şekil, genellikle eş boyutlu 2 mm ila 8 mm çapında korozyona uğramış, kenarları yuvarlaklaşmış, ikizlenme göstermeyen, ender kuvars, mika ve opak inklüzyonları taşıyan, zayıf çift kırılmalı (Ng-Np: 0,0006) otomorf kristallerden meydana gelmiş sanidindir. İkinci şekil sanidin ise kenarları daha az korode olmuş, 0,1 mm ila 5 mm boyutlu, uzamış, Karlsbad ikizli, bol mika ve opak mineral inklüzyonlu otomorf fenokristallerdir.

Karlsbad ikizli göstermeyen sanidinlerde maksimum 2Vnp: 10 dir ve %36 Ab, %64 Or mineralojik bileşime karşılık gelmektedir. Karlsbad ikizli sanidinlerde 2Vnp: 14 olup, bileşim %32 Ab, %68 Or dur. (tuttle, 1952; Smith ve Mackenzie, 1955 in Roubault 1963).

Sanidin, kayaç hacminin en fazla %20'sini oluşturmaktadır.

Tınaz tepesi ve Gölyeri mevkiinden alınan numunelerin (Numune No: 115, 116, 223 ve 305) sodipotasik feldspat kısmı

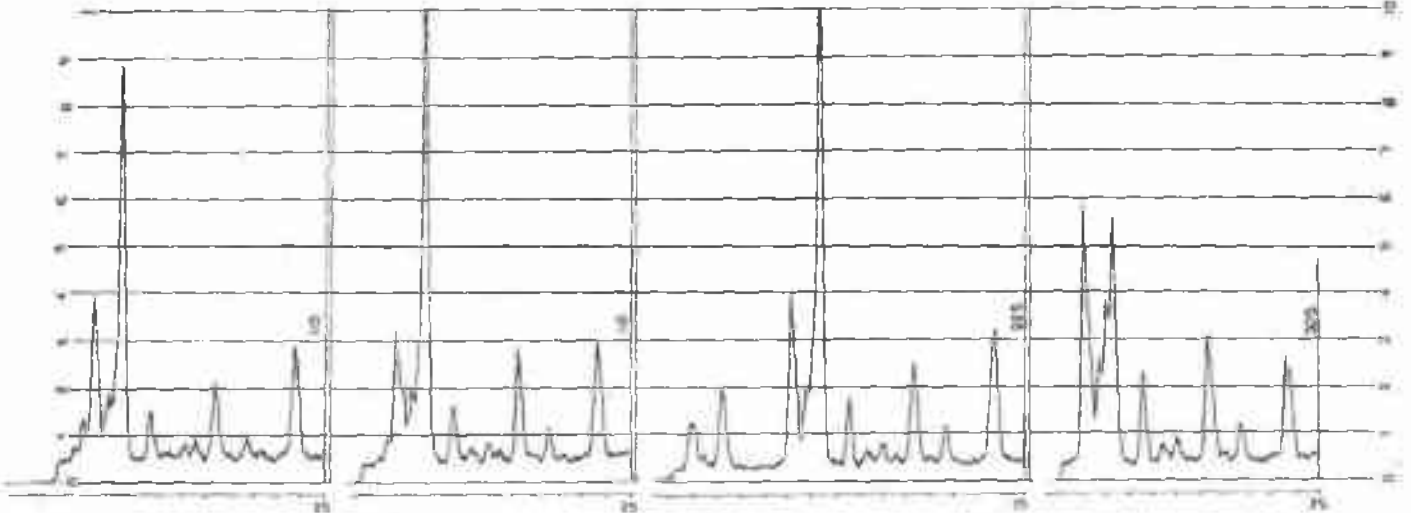
üzerinde yapılan (X) ışınları difraksiyonu saf sanidin difraktogramı vermektedir (Şek. 14). Buna karşılık Küçük Oturak kuzeyindeki riyolitlerin (Numune No: 345, 345b) sodipotasik feldspat kısmı difraktogramı (Şek. 15) sanidin ile az kuvars karışımı göstermektedir.

Anortoz: Yalnızca Karacahisar civarındaki riyolitlerde bulunmaktadır. Boyutları 2x8 mm. ye ulaşan otomorf fenokristaller halindedir. Bol kırıklı olup kısmen damuritleşmişlerdir. 267 ve 271 numaralı numunelerin sodipotasik feldspat kısmının (X) ışınları difraktogramı (Şek. 16) anortozla beraber az miktarda sanidin göstermektedir.

Plajiyoklaz: Gölyeri mevkiindeki riyolitlerde plajiyoklaz fenokristalleri enderdir, bulunanlar ise tamamen damuritleşmiştir. Karacahisar civarındaki riyolitlerde plajiyoklaz nispeten fazla, Küçük Oturaktakilerde boldur. Plajiyoklazlar kayaç hacminin %15'ini geçmemektedir.

Plajiyoklazlar ya çoğunlukla damuritleşmiş, kalsitleşmiş, çok küçük (en fazla 0,2 mm boyunda) veya az altere olmuş otomorf fenokristaller (8 mm ye kadar) halindedir. Fenokristaller albit Karlsbad ikizlenmesi gösterir. Çift ikizlenme ve (010) yüzeyine dik kesitler metoduyla (Roubault, 1963) yapılan ölçmelerde en fazla ortalama anortit miktarı %26 (oligoklaz) olarak saptanmıştır. Genellikle plajiyoklaz kristalleri normal zonlu yapıda olup, orta kısımları %28 ila %30 An. kenar kısımları %24 An. bileşimlidir.

Biotit: Kuvars, feldspat ve apatit inklüzyonları taşıyan fazlaca kloritleşmiş, hematitleşmiş subtomorf kristaller halindedir. Küçük Oturaktaki riyolitlerde biyotit, kayaç hacminin %6'sını kapsamaktadır.



Şekil 14: 115, 116, 223 ve 305 numaralı numunelerinin sodipotasik feldispat difraktogramı (saf sanidin)

Figure 14: Diffractogram of sodipotassic feldspar fraction (pure sanidine) of rhyolite samples 115, 116, 223 and 305 ($1^\circ = 2\theta$; $1 \text{ Fe } k \alpha = 1,9372$)

Amfibol: Az miktarda ancak dış şekli ve yer yer korunmuş dilimleriyle tanımlanabilen, tümüyle yarı opaklaşmış, ender otomorf kristallerden oluşmuştur.

Apatit: Biyotit içinde ksenomorf kristaller halinde bulunmaktadır.

Kalsit: Çok ender olup, daima ikincildir.

Hamur genellikle bol miktardadır. Kayacın %50 sini teşkil eder, Kuvars, feldispat, mika ve camdan meydana gelmiştir.

Riyodasitler

1) Makroskopik özellikler

Riyodasitler: koyu gri, boz renklidir. İnce tanelidir. Porfirik yapı belirgin değildir. Yer yer kirli beyaz renkli feldis-

patlar daha koyu renkli diğer minerallerden ve az miktarda bulunan kuvarstan ayırtlanabilmektedir. Biyotit ve amfibol kabaca 0,2 ilâ 0,5 cm arasında boyutlarda otomorf-subtomorf kristaller halinde. Riyolitlerle beraber bulunmakta olup onlardan makroskopik ayırımı her zaman mümkün değildir.

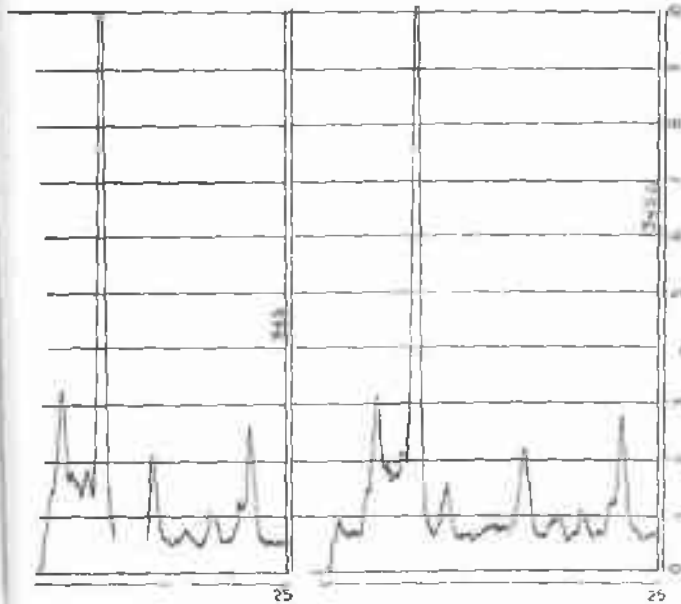
2) Mikroskopik özellikler

Doku: Hipokristalin porfirik

Yapı mineralleri:

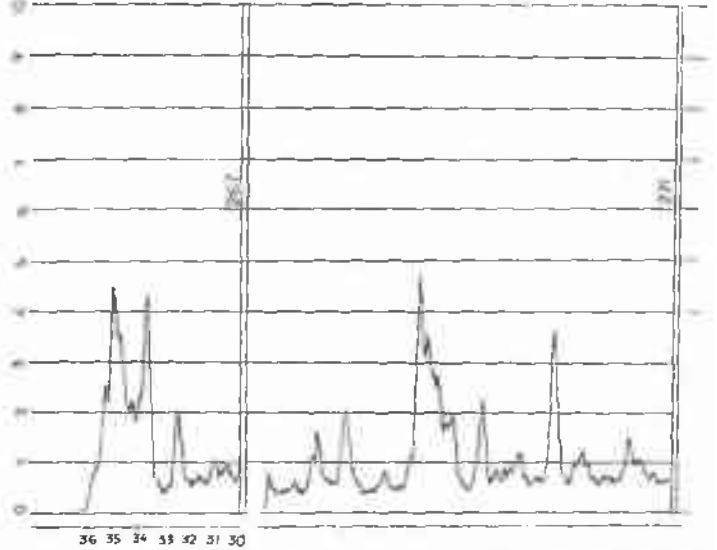
Kuvars: Boyutları 1 ilâ 3 mm arasında, yer yer korzyona uğramış, yuvarlaklaşmış, hamur kısmıyla kenar reaksiyonu gösteren subtomorf fenokristaller halindedir. Ayrıca ince çatlaklar ikincil ksenomorf kristaller tarafından doldurulmuştur. Birincil kuvars miktarı kayacın hacminin %8 ilâ 12 sini oluşturmaktadır.

Sanidin: Kayacın hacminin en fazla %12 sini oluşturmaktadır. Yalnızca 0,1 mm ilâ 0,5 cm boyutla, Karlsbad ikizli, mi-



Şekil 15: 345 ve 345b numaralı riyolit sodipotasik feldispat kısmının difraktogramı (sanidin az kuvars) ($1^\circ = 2\theta$; $1 \text{ Fe } k \alpha = 1,9372$)

Figure 15: Diffractogram of sodipotassic feldspar fraction (sanidine very little quartz) of rhyolite samples 345 and 345b.



Şekil 16: 267 ve 271 numaralı riyolit numunelerinin sodipotasik feldispat difraktogramı (anortoklaz az sanidin) ($1^\circ = 2\theta$; $1 \text{ Fe } k \alpha = 1,9372$)

Figure 16: Diffractogram of sodipotassic feldspar fraction (anorthoclase very little sanidine) of rhyolite samples 267 and 271.

ka ve opak mineral inklüzyonlu otomorf ila subotomorf kristallerden meydana gelmiştir. 2Vnp: 14° olup bileşimi %32 Ab, %68 Or. a karşılık gelmektedir. (Tuttle, 1952; Smith ve Mackenzie, 1955, in Roubault, 1963).

Plajiyoklaz: Hemen tamamı damurtleşmiş, kalsitleşmiş 1 ila 4 mm arasında, genellikle ortalama %32 anortit içeren (Andezin) zonlu yapılı (Orta kısımları %35 ila %40 An; kenar kısımları %30 ila %28 An bileşimli) albit-Karışık ikizlenmeli otomorf kristaller halindedir. Plajiyoklazlar kayaç hacminin %15 ila %22 sini kapsamaktadır.

Biyotit: Hematitleşmiş, kloritleşmiş subotomorf kristaller halinde olup kayaç hacminin %7 ila %9 unu kapsamaktadır.

Amfibol: Fazla alterasyon geçirmiş, opak minerallerce büyük bir kısmı epijenite olmuş, kayaç hacminin %2 ila %5 ini kapsayan otomorf ve subotomorf kristaller halindedir. Boyutları 0.2 ila %5 mm arasındadır.

Apatit: Çok az miktarda biyotitler içinde ksenomorf kristaller halindedir.

Kalsit: Ender ikincil kristallerden oluşmuştur.

Hamur kayaç hacminin yaklaşık %40 ını kapsamaktadır ve kuvars, feldspat, mika ve camdan oluşmuştur.

Riyolitik tüfler

1) Makroskopik özellikler

Riyolitik tüfler açık bej, pembe renklidir, genellikle zayıf mekanik etkiyle ufalanmakta, fakat yer yer normal volkanik kayaç özelliğini göstermektedir. Samra kuzeyindeki riyolitik tüflerde mafik mineraller subotomorf şekilleriyle izlenebilmektedir.

2) Mikroskopik özellikler (Şek. 13)

Karacahisar civarında riyolitik tüfler boyutları 4 mm. yi geçmeyen köşeli kuvars, sanidin, zonlu plajiyoklaz kristallerinin parçaları ile çapı en fazla 8 mm. ye ulaşan riyolit, riyodasit ve yalnızca mozayik şeklinde küçük kuvars kristallerinden oluşmuş kayaç parçaları taşımaktadır.

Boyutlarına göre sırayla lapilli ve kül olarak (Williams, Turner ve Gilbert, 1954) adlandırılabilen bu parçalar cam ve killi bir hamurda birleşmiştir.

Samra kuzeyindeki riyolitik tüfler (Numune No: 341 ve 342) ayrıca bol miktarda subotomorf biyotit ve yeşil amfibol taşımaktadır.

Karacahisar Volkanitlerinin Petrografik İnceleme Sonuçları

Karacahisar volkanitleri yalnızca asit kayaçlardan oluşmuştur. Geniş bir sahaya yayılmış olmalarına karşılık petrografik homojenlik göstermektedirler. Riyolitik tüfler, riyolit ve riyodasit parçacıkları kapsadığından, riyolit ve riyodasitlerle aynı yaşlı veya onlardan biraz daha genç düşünülebilir. Tüflerin kapsadıkları, tamamen kuvarstan oluşmuş kayaç parçacıklarının, silisleşmiş kayaçlar olarak isimlendirilen kayaçlar olup olmadığının araştırılması, bölgedeki geniş yayımlı ve çevherce zengin silisleşmiş kayaçların silisleşme ve ona bağlı çevherlerin yaşını bulmakta yardımcı olacaktır.

Karacahisar Volkanitlerinin Petrokimyası Analiz sayısı, incelemede güdülen amaç

Karacahisar volkanitlerinin çeşitli mostralarından alınan numunelerden 10 uzun majör element analizi incelenmiştir. Kimyasal analizler tablo 1 de, numune yerleri Ek 2 de verilmiştir. Analizlerin çeşitli diyagramlara uygulanmasında amaç, bir yandan Karacahisar volkanitlerinin petrokimyasal özelliklerini belirtmek, gelecekte yapılacak bu tür araştırmalara karşılaştırma veya derleme verileri hazırlamak diğer taraftan Baklan granitinin petrokimyasal özellikleriyle benzerlik ve ayrırlıkları saptamaktır.

No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Ateşte kayıp	Yokun
145	71.12	15.21	4.52	0.06	0.12	4.00	0.95	0.95	0.30	0.24	Esar	2.15
146	66.37	16.50	12.25	2.65	Esar	Esar	0.20	0.07	1.64	0.23	0.04	Yes
147	65.58	15.78	13.70	4.30	0.14	1.10	2.85	3.30	0.40	0.36	1.31	3.46
270	66.00	15.00	5.40	Esar	1.75	1.10	2.30	3.40	0.54	0.28	1.78	0.75
341	65.55	15.00	5.50	Esar	1.30	3.83	3.40	1.00	0.57	0.20	1.94	4.50
342	71.61	15.50	15.10	1.10	0.15	0.40	0.20	0.25	0.50	0.10	Esar	1.51
341	71.61	15.50	16.00	1.20	0.12	0.50	1.17	1.40	0.50	0.17	Esar	1.99
342	71.61	15.50	16.25	0.95	0.11	1.10	0.84	1.24	0.20	0.23	Esar	1.50
345 a	71.39	16.25	13.10	0.45	0.13	1.30	2.50	2.50	0.82	0.51	0.21	Esar
345 b	71.17	16.25	14.70	0.45	0.12	1.80	3.05	2.50	0.51	0.27	Esar	1.05

Tablo 1: Karacahisar volkanitlerinin kimyasal analizleri

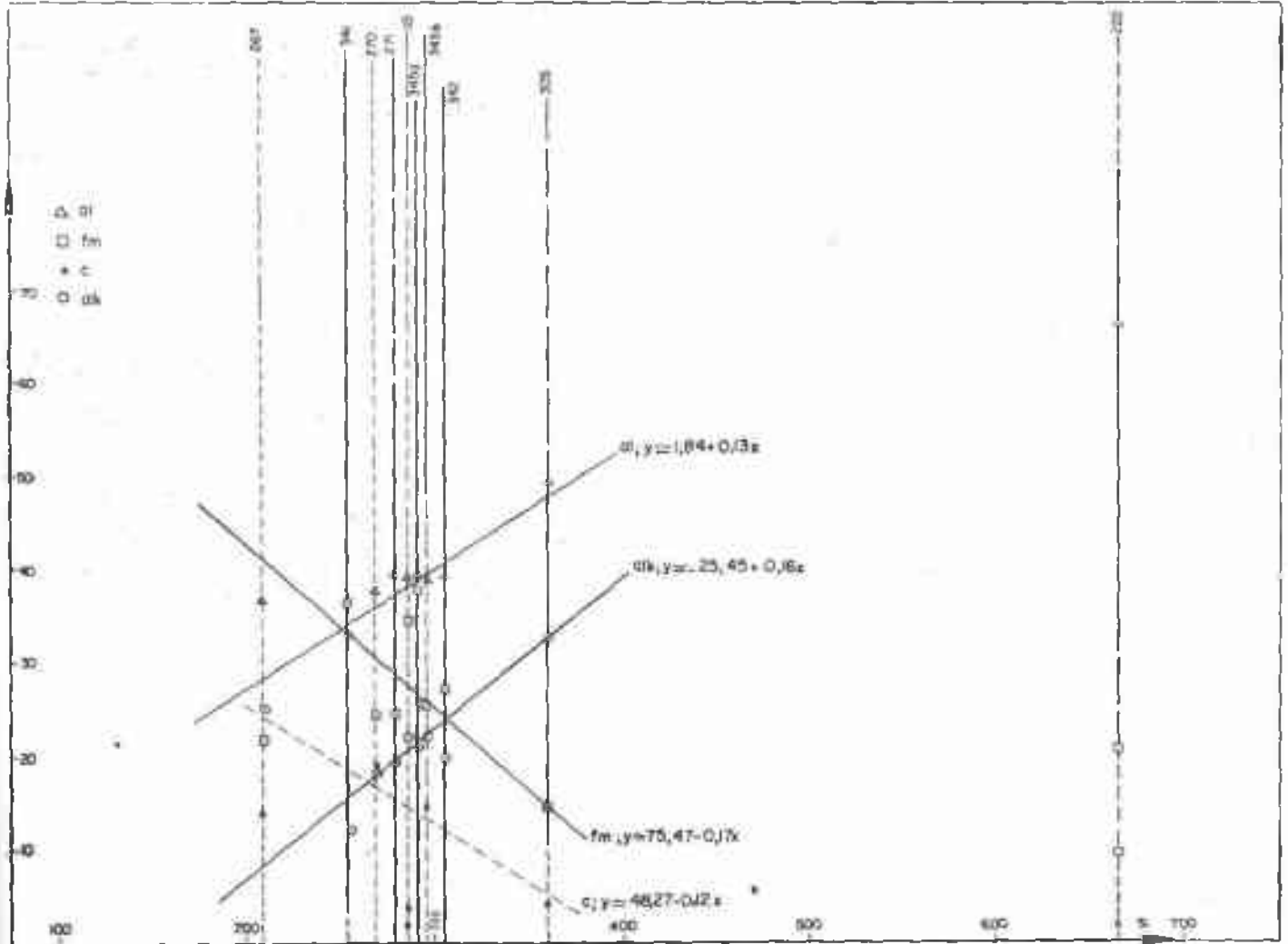
Table 1: Chemical analyses of Karacahisar Volcanics

Genel kimyasal özellikler

Karacahisar volkanitlerinin en belirgin özelliği SiO₂ ve Al₂O₃ bakımından çok yaklaşık tenörler kapsamıdır. SiO₂ ağırlığı %63 ile %67 (bol ikincil kuvars kapsayan 222 no.lu tüf numune dışında) Al₂O₃ ağırlığı %13 ile %15 arasındadır. Toplam Fe oksid, MgO ve CaO bakımından değişik tenörler göstermektedirler. MgO değerleri düşüktür. İki numune dışında (345 a ve 345 b) Na₂O tenörü zayıftır. Buna karşılık K₂O, %9 gibi çok yüksek değerlere ulaşmaktadır. TiO₂ tenörü %0,70 i, MnO tenörü ise %0,15 i geçmemektedir.

Oxides Oksidler	Arithmetic mean except sample 222 222 numaralı numune dışında aritmetik ortalama (%)	Standard deviation of arithmetic mean Ortalamanın standart sapması
SiO ₂	64,85	1,8999
Al ₂ O ₃	14,67	0,5652
Şdemiroksid Fe ₂ O ₃ olarak	4,52	1,1153
MnO	0,098	0,0570
MgO	2,19	1,3398
CaO	2,83	1,2943
Na ₂ O	1,78	0,8486
K ₂ O	4,71	2,0889
TiO ₂	0,53	0,0663
P ₂ O ₅	0,24	0,0565
CO ₂	0,53	0,8082
Ateşte kayıp	3,30	1,7673
Toplam	99,87	0,5086

(1) Bu araştırmada bulunan majör element kimyasal analizleri M.T.A. Enstitüsü Kimya Laboratuvarında E. Orhun, S. Tuncer, T. Akyüz, T. Saltoğlu ve E. Alpaşan tarafından yapılmıştır. CO₂ klasik yöntemle; Na₂O ve K₂O alev fotometresiyle diğerleri X Ray-Fluoresans spektrometresiyle ölçülmüştür.



Şekil 17: Karacahisar volkanitlerinde Niggli parametrelerinden al, fm, c ve alk'nın s_i 'ye göre değişimi.

- Önemli korrelasyon
- - - Önemli korrelasyon

Figure 17: Variation of al, fm, c and alk with s_i of Niggli parameters of Karacahisar volcanics.

- Important correlation
- - - Unimportant correlation

Karacahisar volkanitleri yukarıda belirtilen kimyasal özellikleriyle riyolit-riyodasit arasında kayaları kapsamaktadır (Johannsen, 1941).

Niggli diyagramı:

Niggli parametreleri (Deneayer, 1952) Tablo 2a da; Niggli parametrelerinden al, fm, c ve alk'nın s_i 'ye göre değişim diyagramı Şek. 17 de; al, fm, c, alk, k, 100 mg, s_i , qz, p ve ti parametrelerinin s_i 'ye göre değişimlerine ikili doğrusal regres-

yon analizinde $Y = A + BX$ doğrularının A ve B değerleri, korrelasyon katsayıları ve korrelasyon katsayılarının standart hataları tablo 26 da gösterilmiştir. Şek. 17 ve Tablo 2b'z izleneceği gibi s_i değerinin artışıyla al, alk, k ve p parametreleri düzenli olarak çoğalmakta; fm, ve 100 mg parametresi ise düzenli olarak azalmaktadır. Hesaplamalar s_i parametresi ile c parametresinin negatif önemsiz korrelasyon²; yine s_i parametresi ile s_i' , qz' ve ti parametrelerinin pozitif önemsiz korrelasyonu olduğunu göstermektedir. (Tablo 2b ve Şekil 17).

- (1) Kimyasal analizlerde kayalardaki toplam demiroksid ($FeO + Fe_2O_3$), Fe_2O_3 ağırlık yüzdesi olarak verildiğinden Niggli parametrelerinin ve demir oksid yüzdesinin milimolekül olarak girdiği diğer parametrelerin hesaplanmasında, bu Fe_2O_3 oksid yüzdesi $n=1,5$ katsayıyla çarpılmıştır. Durum Ek 3 te açıklanmıştır.
- (2) 222 numaralı numune fazla ikinci kuvars içerdiğinden değerlendirilmelere alınmamıştır.
- (3) İkili doğrusal regresyon analizleri Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezinde yapılmıştır. Gerekli programların hazırlanmasına ve ek hesaplamalara Fizik Y. Müh. Bahadır Çetinel (M.T.A.) yardım etmiştir. Bu araştırmadaki bütün kimyasal değişkenler arasındaki korrelasyon %95 olasılık oranına göre yapılmıştır.

Numune No	Lab. No	Si	Al	C	Si ₂	Si ₃	Si ₄	Si ₅	Si ₆	Si ₇	Si ₈	Si ₉	Si ₁₀	Si ₁₁	Si ₁₂
115	17143	29.52	24.56	3.86	22.96	265.75	0.84	76	10.84	93.81	0.33	1.59			
222	10573	67.08	20.71	2.06	8.81	663.10	0.84	0	135.56	924.56	0.17	1.49			
267	10556	28.64	24.30	13.31	25.13	280.20	0.57	49	210.96	88.23	0.63	2.46			
170	10564	17.81	24.24	16.84	19.10	266.85	0.51	48	178.76	87.89	0.29	1.23			
271	10565	38.38	24.50	13.14	18.00	276.80	0.45	41	278.20	102.80	0.24	1.31			
305	17161	48.52	14.50	2.18	32.80	361.58	0.88	23	231.20	130.20	0.64	1.93			
344	17160	33.31	36.57	17.83	12.33	253.75	0.55	16	148.32	104.44	0.29	1.45			
342	17128	38.01	24.00	10.10	18.84	305.47	0.60	55	174.56	130.91	0.43	1.68			
365 a	17139	38.00	27.88	11.86	21.25	281.50	0.50	58	185.00	106.00	0.29	1.69			
365 b	17147	38.12	25.22	14.42	27.24	298.72	0.52	58	189.46	107.76	0.39	1.69			

Tablo 2a: Karacahisar volkanitlerinin Niggli parametreleri değerleri

Table 2a: Niggli Parameters of Karacahisar volcanics

Niggli parametrelerinin bu düzenli değişimi Karacahisar volkanitlerinin aynı tür magmadan türediklerini, silis artışıyla kayalarda Demir, Magnezyum ve hatta Kalsiyum içeren minerallerin azaldığını; buna karşın sodipotassik minerallerin (alkalili feldspatlar) çoğaldığını göstermektedir.

Rittmann diyagramı

Rittmann parametreleri (Rittmann, 1953) kimyasal analiz yüzdelere doğrudan doğruya hesaplanmaktadır:

SiO₂ : (Ağırlık yüzdesi)

Al : Al₂O₃ (Ağırlık yüzdesi) X 0,9 (Al₂O₃/SiO₂ moleküler oranı belirtir.)

Alk : K₂O+1,5 Na₂O (Ağırlık yüzdesi)

An : $\frac{Al-Alk}{Al+Alk}$ (Kalsik feldspatların toplam feldspatlara oranını belirtir.)

Aynı volkanın oluşturduğu çeşitli lavlar için p:SiO₂ X (An+0.70) çarpımı yaklaşık değerler almakta ve (SiO₂-An) koordinat sisteminde hiperbol kolları çizmektedir. p:55 hiperbolu Kalkoalkalinli seri ile alkalili seriyi ayırmaktadır (Rittmann, 1953).

Karacahisar volkanitlerinin Rittmann parametreleri Tablo 3 de Rittmann diyagramı Şek. 22 de sunulmuştur. (P) parametresinin değeri 58 ile 71 arasında değişmekte, bu nedenle Karacahisar volkanitleri kalkoalkalinli seriler kapsamına girer. Bu arada 267 numaralı numunenin alkalili serilere doğru bir gidışı olduğunu işaret etmekte olacaktır.

İkili doğrusal regresyon analizine girilen parametreler	İçerdiği giren sayı	X Ortalaması	Y Ortalaması	Y = A + B X		Korrelasyon katsayısı (r)	Korrelasyon katsayısının standart hatası S(r)	Korrelasyonun önemi (t)	
				A	B			th > tt Önemli	th < tt Önemsiz
Si - al	9	292,45	38,89	1,8431	0,1266	0,9329	0,1364	önemli (+)	
Si - fm	9	"	26,19	75,47	-0,1685	-0,7867	0,2333	önemli (-)	
Si - c	9	"	13,40	48,2698	-0,1194	-0,6227	0,2957		önemsiz (-)
Si - alk	9	"	21,52	-25,45	0,1606	0,8679	0,1877	önemli (+)	
Si - k	9	"	0,62	0,5995	0,0041	0,7257	0,2600	önemli (+)	
Si - mgx100	9	"	61,44	1070,04	-3,44	-0,8147	0,2191	önemli (-)	
Si - si'	9	"	198,50	54,92	0,4882	0,3822	0,3492		önemsiz (+)
Si - Qz	9	"	105,38	1,29	0,3544	0,6463	0,2884		önemsiz (+)
Si - p	9	"	0,40	-0,6697	0,0036	0,7553	0,2477	önemli (+)	
Si - t _i	9	"	1,79	0,9493	0,0028	0,2543	0,3655		önemsiz (+)

th : Hesaplanan hata - Calculated error

tt : Tablodaki okunan hata (Kutsal ve Mutuk, 1972) - Error read from table

- ① Parameters included in double linear regression analyses
 ② Number of samples involved in calculation
 ③ Mean of X
 ④ Mean of Y
 ⑤ Correlation coefficient
 ⑥ Standard error of correlation coefficient
 ⑦ Importance of correlation
- ⑧ Important
 ⑨ Unimportant

Tablo 2b: Karacahisar volkanitlerinin Niggli parametrelerinin (si) ye göre ikili doğrusal regresyon analizi (222 numaralı numune ikincil silisleşme nedeniyle analize alınmamıştır)

Table 2b: Double linear regression analyses of Karacahisar volcanics using (Si) of Niggli parameters (Sample 222 is not included in the analyses due to secondary silicification)

Numune No	Labora. No.	SiO ₂	Al	Alk	An	P
115	17143	65.00	13.41	8.14	0.2445	61
222	16573	76.50	11.93	1.745	0.7441	110
267	16558	63.70	12.33	8.83	0.2127	58
270	16564	63.00	13.50	7.05	0.3100	64
271	16565	62.50	13.50	6.60	0.3430	65
305	17141	67.50	13.86	9.58	0.1826	60
341	17140	63.00	12.60	4.70	0.4566	73
342	17138	65.50	12.83	6.30	0.388	71
345a	17139	66.25	13.59	7.57	0.284	65
345b	17137	67.25	13.23	7.85	0.2552	64

Tablo 3: Karacahisar volkanitlerinin rittmann parametreleri

Table 3: Rittmann parameters of Karacahisar volcanics

Diğer bir ilginç husus ta, numune sayısı istatistikî bir değerlendirmeye yeterli olmasa da araştırma bölgesinin Güneydoğusundaki volkanitlerin Batı ve Kuzeybatıdakilerden Rittmann parametrelerine göre daha kalkoalkalili bulunuşudur.

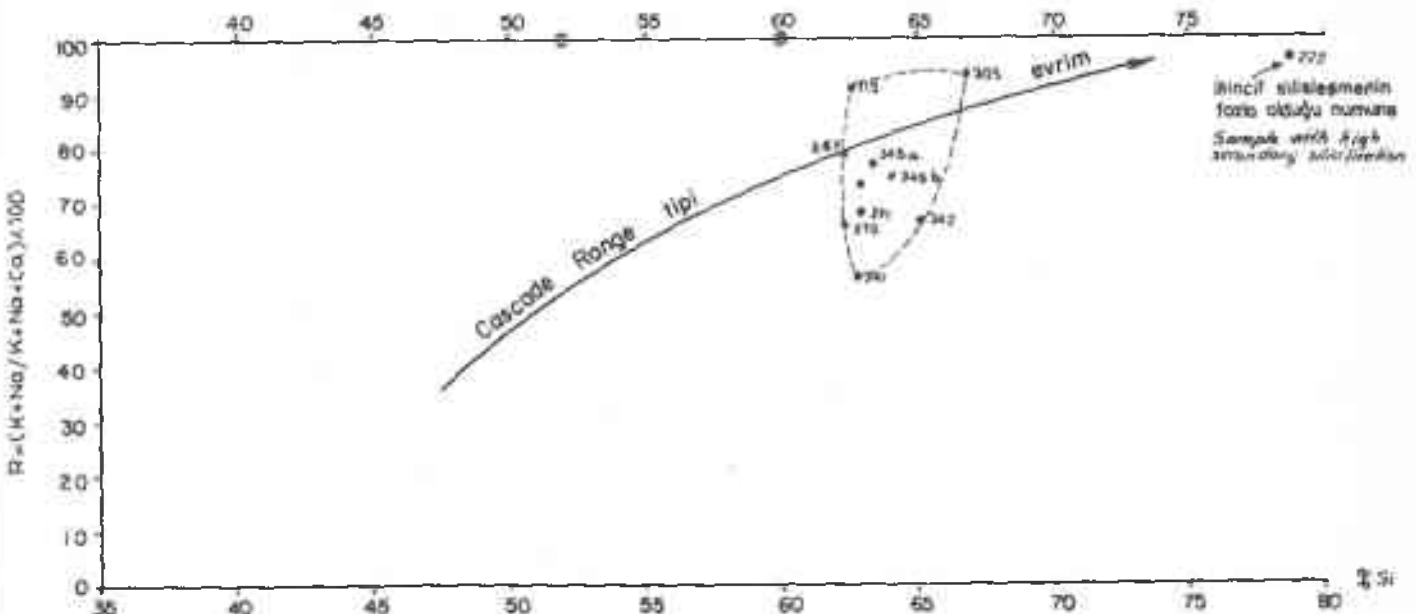
Jung ve Brousse diyagramı (Jung ve Brousse, 1962)

Jung ve Brousse parametreleri Tablo 4, diyagramı ise

Numune No.	Labora. No.	S	R	S	T	U
115	17143	63.32	91.93	84.03	86.50	8.05
222	16573	79.07	90.20	93.91	100.00	2.05
267	16558	62.93	78.42	56.67	74.13	6.30
270	16564	52.18	68.84	50.67	60.87	6.62
271	16565	62.74	68.95	45.03	65.76	6.60
305	17141	66.76	94.01	96.06	81.53	3.14
341	17140	62.80	57.82	54.92	28.70	9.65
342	17138	65.10	67.20	67.55	50.95	5.77
345a	17135	63.59	78.20	50.37	47.52	6.86
345b	17137	64.02	75.53	52.40	53.72	6.18

Tablo 4: Karacahisar volkanitlerinin Jung ve Brousse Parametreleri

Table 4: Jung and Brousse parameters of Karacahisar volcanics



Şekil 15: Karacahisar volkanitlerinin Jung ve Brousse diyagramındaki yeri.

Figure 15: Jung and Brousse diagrams of Karacahisar volcanics.

Şek. 18 de verilmiştir. Karacahisar volkanitlerinin SiO₂ bileşimleri fazla değişik olmadığından bu diyagramda silise bağlı belirgin bir mağmatik evrim tipli görülmemektedir. Buna karşın, kayalar alkalili feldispatların tüm feldispatlara oranına göre farklı bulunmaktadır; silis miktarı arttıkça kayalarındaki sodipotassik feldispatların toplam feldispatlara oranı giderek artmaktadır.

Diğer diyagramlar

a — SiO₂ - f(CaO) değişimi: Oksid ağırlık yüzdelerinden itibaren kayalarda SiO₂ ile CaO miktarının değişimi, Kalsiyum içeren diğer minerallerin hemen hemen yokluğu nedeniyle, kuvars ile plajiyoklaz (veya anortit) miktarının değişimini yansıttığından ele alınmıştır. Bu iki oksid arasında (önemsiz) negatif korrelasyon vardır (korrelasyon katsayısı + -0,6150). Silis miktarı azaldıkça bir diğer deyişle kuvars miktarı azaldıkça plajiyoklaz miktarı veya plajiyoklazlardaki anortit miktarı düzensiz olarak artmaktadır.

b — SiO₂ - f(Na₂O + K₂O) değişimi: Kayalar alkalili amfibol ve çok fazla biyotit içermediğinden SiO₂ - f(Na₂O + K₂O) bir dereceye kadar kuvars ile alkalili feldispatların değişimini yansıtmaktadır. Hesaplamalarda korrelasyon katsayısı 0.5956 olarak bulunmuştur. Bu Karacahisar volkanitlerinde kuvars miktarı ile sodipotassik feldispatlar arasında çok önemli ve düzenli bir ilişki bulunmadığını göstermektedir.

c — CaO - f(Na₂O + K₂O) değişimi: CaO - f(Na₂O + K₂O) ilişkisi genellikle plajiyoklaz-alkalili feldispat oranını yansıtmaktadır. Karacahisar volkanitlerinde bu iki değişken arasındaki korrelasyon önemlidir ve katsayısı - 0,8435 olarak bulunmuştur. Plajiyoklaz veya plajiyoklazlardaki anortit miktarı arttıkça alkalili feldispatlar azalmaktadır.

Karacahisar Volkanitlerinin Petrokimyasal İnceleme

Sonuçları

Karacahisar volkanitleri genellikle homojen kimyasal bileşimlidir. SiO₂ %63 ila %67 arasında değişmekte, K₂O %9 a kadar yüksek değerler sunmaktadır. Bu fazla farklılık gösteren oksid yüzdeleri dahi sırayla ortalama yüzdeleri olan %64 ve %4.71 değerlerinin standart sapmaları yine sırayla %1,899 ve %2,088 dir.

Niggli parametrelerinden si; al, alk, ve p ile önemli pozitif; fm, 100 mg ile önemli negatif; c ile önemsiz negatif; si, qz, ti ile önemsiz pozitif korrelasyon göstermektedir.

Rittmann parametrelerine göre Karacahisar volkanitleri alkali magmaya yakın kalkoalkalili seriye ait olmalıdır.

Jung ve Brousse diyagramı Karacahisar volkanitlerinin SiO_2 bakımından benzer, buna karşın alkali feldispatların tüm feldispatlara oranına göre farklı bulunduğunu göstermektedir (subalkalili, kalkoalkalili riyolit-riyodasit). Bu volkanitlerde incelenen numuneler, SiO_2 ye bağlı belirgin bir magmatik evrimi kamtlamamaktadır.

Karacahisar volkanitlerinde SiO_2 miktarı arttıkça CaO miktarı düzensiz; CaO miktarı arttıkça Na_2O+K_2O miktarı düzenli olarak azalmaktadır. Silis miktarı ile Na_2O+K_2O miktarı arasında düzenli bir ilişki bulunamamıştır; buna rağmen, zayıf ta olsa aralarındaki korrelasyon pozitifdir.

Baklan Granitinin Petrolojisi

Baklan Granitinin Petrografisi

Biyotit ve amfibollü granit (Monzogranit)

1) Makroskopik özellikler

Biyotitli ve amfibollü granit gri beyaz renkli, iri hemen hemen eş boy tanelidir. Yapı mineralleri yönlenme göstermektedir. Kırılması zordur. Ender de olsa daha ince taneli ve koyu renkli anklavlar kapsamaktadır (Şek. 5).

2) Mikroskopik özellikler (Şek. 19)

Doku: Holokristalin tane dokulu olup tane büyüklüğü kütle büyüklüğü ile ters orantılı gelişim göstermektedir.

Yapı mineralleri:

Kuvars: Genellikle, diğer yapı mineralleri arasında sıkışmış, boyutları 4 mm. ye varabilen, ancak yer yer dalgalı sönme gösteren ksenomorf kristaller halindedir. Ender olarak ortoz ve biyotit içinde küçük ksenomorf kristaller veya yine or-

toz içinde mirmekit şeklinde görülebilmektedir. Kayaç hacminin ortalama %14 ila %20 sini oluşturmaktadır.

Ortoz: Plajiyoklazlar arasında 0,5 ila 0,3 cm boyutlara kadar geniş yerler kapsayan subtomorf kristallerden oluşmuştur. Bu kristaller plajiyoklazlar tarafından yer yer korode edilmişlerdir. Volkanik koşullarda (yüksek sıcaklık, düşük basınç) olduğu gibi plütonik koşullarda da (yüksek sıcaklık, yüksek basınç) önce alkali feldispat, daha sonra da plajiyoklazların kristalleştiği bu gibi durumlar Turner ve Verhoogen (1960) tarafından ayrıntılı olarak belirtilmiştir.

Bazen kenarları albitleşmiştir ve plajiyoklazlarla sınırlı tedricidir. Genellikle mikropertitiktir. Çok ender olarak Karlsbad ikizlenmesi gösterir. İçlerinde sık sık plajiyoklaz biyotit ve kuvars kristalleri taşımaktadır.

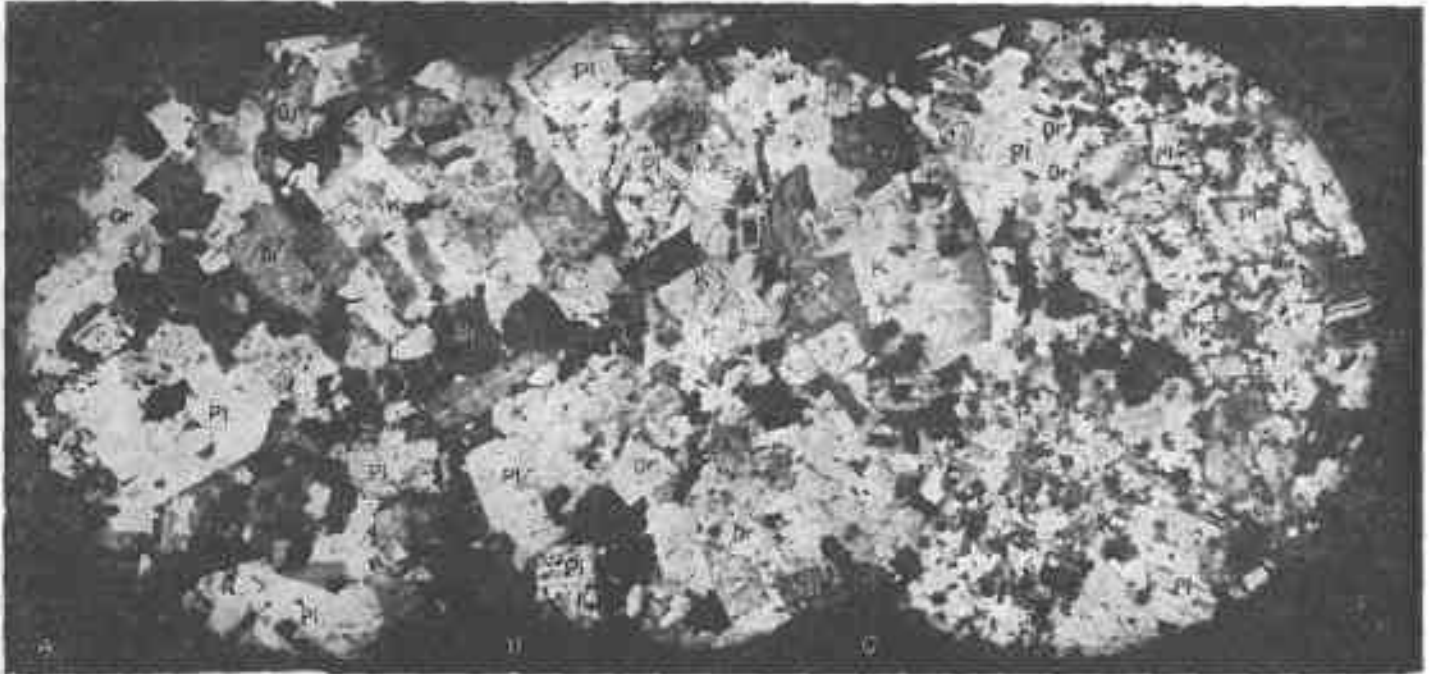
Kayaç hacminin %12 ila %20 sini oluşturur.

Plajiyoklaz: Genellikle albit-Karlsbad, ender olarak albit, Karlsbad ve periklin ikizlenmesi gösteren, belirgin zonlu yapıya, 0,6 cm. ye ulaşan boyutlu subtomorf kristaller halindedir. Çift ikizlenme ve (010) yüzeyine dik kesitler metoduyla (Roubault, 1963) yapılan ölçmelerde plajiyoklazların orta kısımlarının %33 An. (andezin) kenar kısımları ise %10 ila %20 Ah. albit ila oligoklaz) kapsadıkları saptanmıştır.

Hacim olarak, kayacın %17 ila %25 ini oluştururlar.

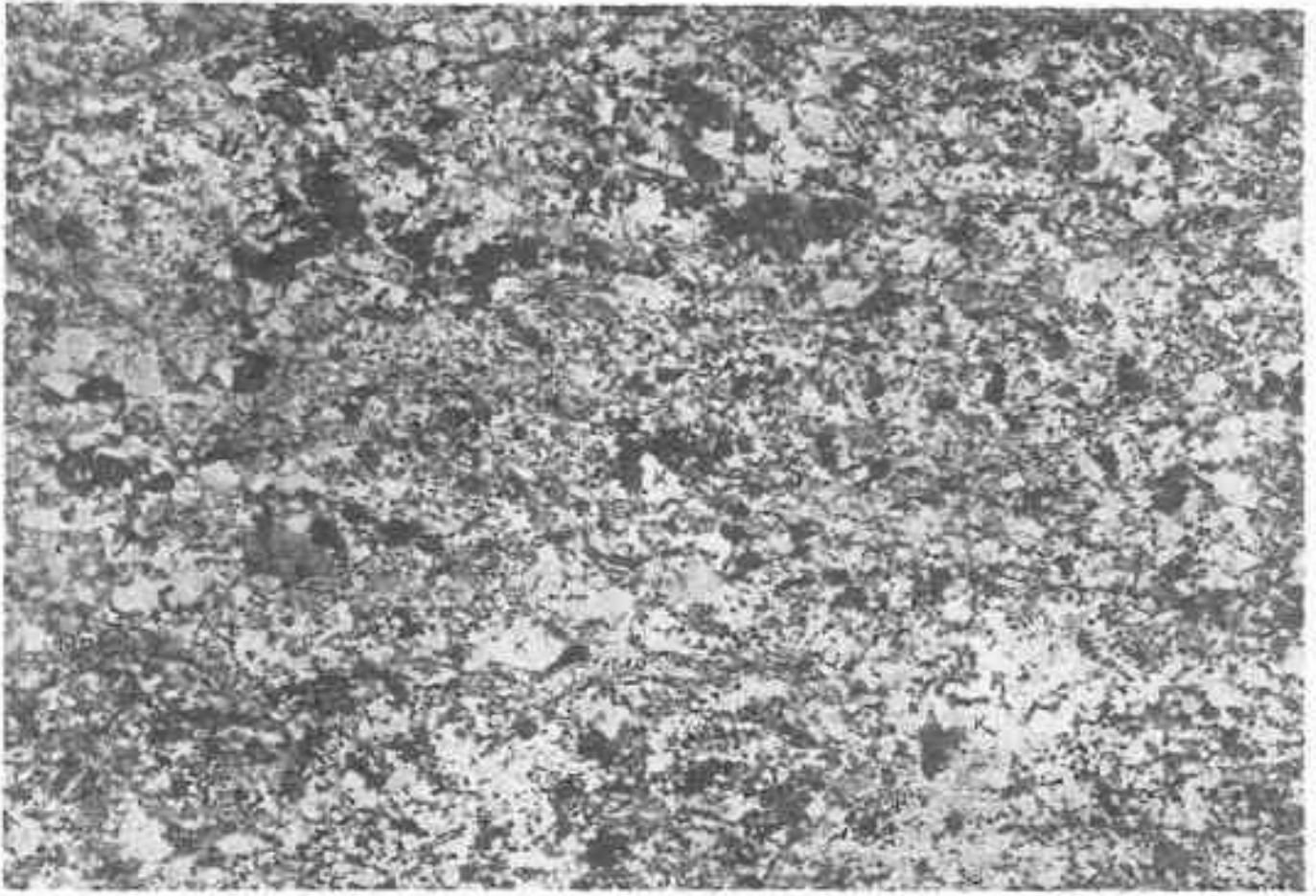
Biyotit: Kenarları yenmiş, yer yer biraz bükülmüş veya kırılmış kahve renkli, uzunluğu 5 mm. ye varan subtomorf kristallerden oluşmuştur. Uçlarında ve dilinim boyunca kloritleşmiştir. İçinde apatit, feldispat ve kuvars kristalleri taşımakta, kayaç hacminin en fazla %15 ini meydana getirmektedir.

Yeşil hornblend: Boyutları 0,5 mm. ila 3 mm. arasında ikizlenme gösteren, basık otomorf kristaller halindedir. Yer yer içinde biyotit ve plajiyoklaz kristalleri taşımaktadır. Maksimum sönme açısı 23° , $2V=78^\circ$ uzanımı (+) tir (yeşil horn-



Şekil 19: Baklan granitinin Dede dere (A) Baklan tepe batısı (B) ve doğusundaki (C) mostralarının mikroskopta görünüşü. (Num. No: 317, 334; P.I.; N.S.; K: Kuvars, Or: Ortoz, Pl: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit). Granit kütlesi büyüdükçe tane boyu küçülmektedir.

Figure 19: Photomicrograph of Baklan granite, Dede dere (A) west (B) and east of Baklan Tepe. (Sample No: 317, 334, 323; Polarized Grainsize decreases with increase in size of granite bodies.



Şekil 20: Baklan Tepesi batısındaki granit içinde granofirik fasiyesin mikroskopta görünüşü. (Num. No: 337; P.I. X17; K: Kuvars, Fe: Pertit, Pl: Plajiyoklaz).

Figure 20: Photomicrograph of granophyric facies in the granite west of Baklan Tepe. (Sample No: 337; Pol. light X17; K: Quartz, Pertit, Pl: Plajiyoklaz).

blend (Roubault, 1963)) Miktarı kayaç hacminin %3 ünü geçmemektedir.

Apatit: Çok az miktarda ,küçük otomorf kristaller halinde, biyotit içinde bulunmaktadır.

Klorit (penin): Biyotitin dönüşümünden oluşmuştur.

Kalsit: Ender kayaçlarda ikincil olarak izlenmektedir.

Opak mineraller: Az miktardadır, genellikle amfibol ve biyotitle beraber bulunurlar.

Granofir

1) Makroskopik özellikler

Granofir, beyaz renkli, ince eş boy tanelidir.

2) Mikroskopik özellikler (Şek. 20)

Doku: Holokristalli, mikroyazı (mikrografik) dokuludur.

Yapı mineralleri:

Kuvars: En fazla 2 mm. boyunda, gruplaşmış ksenomorf kristaller ve pertit içinde aynı kristalografik yönelime sahip en fazla 0,5 mm. çapında, kögeli, zayıf dalgali sönme gösteren kristallerden oluşmuştur. Kayaç hacminin %30 unu meydana getirirler.

Pertit: Ortalama 0,5 sm. çapında ksenomorf kristallerden oluşmuştur. Södiopotassik feldispat içindeki sodikalsik kısımlar ince uzun damarcıklar halinde yönelmişlerdir. Kayaç hacminin %40 ını oluşturur.

Plajiyoklaz: Tamamen mikaya dönüşmüş sınırları az belirgin adacıklar halindedir ve kayaç hacminin %25 ini kapsamaktadır.

Turmalin: Az miktarda küçük subtomorf kristaller halindedir.

Kalsit: Ender olarak kayaç çatlaklarında izlenmektedir.

Opak mineraller: Küçük dikdörtgen veya lekeler halindedir.

Baklan Granitinin Petrografik İnceleme Sonuçları

Streckeisen'a (1974) göre, Baklan granitinin biyotit ve anfibollü kısmı, APQ diyagramında monzogranit kısmında yer almaktadır. Masif, genellikle homojen petrografik yapıya sahiptir. Küçük mostralardan büyük olanlarla aynı petrografik özellikler taşıması, büyük bir kütleli apofizlerine karşılık geldiğini desteklemektedir. Baklan tepesi batısındaki granit içinde bulunan küçük granofir dışında farklı mineral fasiyesi göstermemektedir.

Baklan Granitinin Petrokimyası

Baklan granitinin çeşitli mostralardan alınan 7 numunenin majör element analizleri incelenmiştir. Kimyasal analizler Tablo 5 de numune yerleri Ek 2 de verilmiştir. İnceleme amacı, bir yandan Baklan granitinin petrokimyasal özelliklerini belirtmek, gelecekte yapılacak bu tür araştırmalara karşılaştırma veya derleme verileri hazırlamak diğer taraftan

Numune No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	Ateşte kayıp	Yekün
241	65,30	15,50	0,12	7,30	4,25	0,07	2,80	0,53	0,23	Yok	1,25	100,23
243	65,30	15,75	0,06	7,30	3,80	0,00	3,30	0,53	0,31	Yok	1,13	100,03
253	65,00	15,35	0,06	7,00	4,35	0,00	3,75	0,63	0,25	Yok	1,00	100,33
319	62,00	16,20	0,19	7,00	4,65	0,00	3,40	0,63	0,40	Esver	0,27	99,76
323	63,00	16,70	0,19	7,30	4,25	0,00	3,80	0,60	0,36	Esver	0,14	100,33
334	63,50	16,50	0,16	7,15	4,00	0,00	3,40	0,51	0,29	Esver	1,97	99,29
338	65,50	16,80	0,16	7,60	3,55	0,00	3,10	0,53	0,31	Esver	0,15	99,40

Tablo 5: Baklan granitinin kimyasal analizleri.
Table 5: Chemical analyses of Baklan Granite

Karacahisar volkanitlerinin petrokimyasal özellikleriyle benzerlik ve aykırılıkları saptamaktır.

Genel Kimyasal Özellikler

Baklan granitinin kimyasal analizlerinin yapıldığı numuneler birbirlerinden uzak yerlerden alınmasına karşın, kimyasal analizler nisbi bir homojenlik göstermektedir. SiO₂, %62 ila %65; Al₂O₃, %14,50 ila %16,70; CaO, %3,55 ila %4,25; Na₂O, %4,70 ila %3,00 gibi çok az farklı tenör değerler arasında bulunmaktadır. Toplam demir, %4,55 ila %6,25 ve K₂O, %2,75 ila %3,97 arasındaki değerlerle nisbeten farklılık göstermektedir. TiO₂ tenörü maksimum %0,63 değerini almaktadır.

Baklan granitinin kimyasal analizlerinin aritmetik ortalamaları ve bu ortalamaların standart sapmaları aşağıda belirtilmiştir:

Oxides Oksitler %	Aritmetic mean Aritmetik ortalama %	Standard deviation of aritmetic mean Ortalamanın standart sapması
SiO ₂	64,22	1,385
Al ₂ O ₃	15,57	0,819
ΣDemir oksid Fe ₂ O ₃	5,35	0,670
MnO	0,11	0,068
MgO	2,52	0,904
CaO	4,10	0,311
Na ₂ O	2,82	0,138
K ₂ O	3,32	0,430
TiO ₂	0,57	0,045
T ₂ O ₅	0,34	0,222
CO ₂	0,10	0,168
Ateşte kayıp	1,01	0,396
Yekün	100,05	0,618

Bu kimyasal özellikleriyle Baklan graniti, granit-granodiyorit arasında kayalar kapsamaktadır (Johannsen, 1941) ve petrografik verilere göre adlanmaya (monzogranit) ters düşmemektedir.

Nıgglı Diyagramı

Nıgglı parametreleri (Deneayer, 1952) Tablo 6a da Nıgglı parametrelerinden al, fm, c ve alk'nın si'ye göre değişimi Şek. 21 de; al, fm, c, alk, k, 100 mg, si, qz, p ve ti parametrelerinin si'ye göre değişimlerinde ikili doğrusal regresyon analizinde $Y = A + Bx$ doğrularının A ve B değerleri korrelasyon katsayıları ve korrelasyon katsayısının standart hatları Tablo 6b de sunulmuştur.

Numune No	al	fm	c	alk	k	si	qz	p	ti
241	16,560	17,31	24,99	18,46	19,27	67,63	0,38	4,2	177,04
243	16,561	17,30	22,28	17,85	21,15	37,48	0,43	4,2	184,60
253	16,562	17,29	26,29	18,37	17,95	242,10	0,37	4,6	171,80
319	17,129	15,45	28,56	17,00	19,06	230,40	0,44	5,0	192,14
323	17,130	17,07	26,02	17,53	18,31	237,06	0,46	5,0	174,66
334	17,132	16,44	25,89	17,19	16,10	254,01	0,45	7,0	173,40
338	17,131	15,44	27,14	15,72	21,84	270,68	0,50	5,0	188,56

Tablo 6a: Baklan granitinin Nıgglı parametreleri
Table 6a: Nıgglı parameters of Baklan granite

Si parametresine göre qz önemli pozitif; p önemli negatif; al, alk ve si önemsiz pozitif; fm, c, k, 100 mg önemsiz negatif korrelasyon göstermektedir (Tablo 6b Şek. 21).

Rittmann Diyagramı

Rittmann'ın (1953) volkanitler için ileri sürdüğü parametreler, "aynı magmatik provens" düşüncesi altında Baklan granitine uyguladığında (Tablo 7, Şek. 22). Baklan graniti parametrelerinin p: 62 ila p: 67 arasında gruplaştığı izlenmektedir. Bu durumda Baklan granitini oluşturan magma kal-kalkalili seriye ait olmalıdır (p 55).

Numune No	Labora No	SiO ₂	Al	Alk	An	P
241	16.560	65.30	13.95	7.30	0.3129	66
243	16.561	65.30	14.18	7.87	0.2862	64
253	16.562	65.00	14.18	7.10	0.3327	67
319	17.129	62.00	14.58	7.60	0.3147	63
323	17.130	63.00	15.03	7.65	0.3254	65
334	17.132	63.50	13.05	7.45	0.2732	62
338	17.131	65.50	13.14	8.02	0.2417	62

Tablo 7: Baklan granitinin Rittmann parametreleri.
Table 7: Rittmann parameters of Baklan Granite.

Diğer Diyagramlar

a — SiO₂ - f(CaO) değişimi: Baklan granitinde bu iki oksid arasında önemli bir negatif korrelasyon vardır. Korrelasyon katsayısının değeri -0,7743 tür. Bu durum SiO₂ miktarı azaldıkça plajiyoklaz (veya plajiyoklazlardaki anortit miktarı) veya kalsiyum içeren minerallerin arttığını kanıtlamaktadır.

b — SiO₂ - f(Na₂O+K₂O) değişimi: Kayaçlar alkalili amfibol içermediğinden, SiO₂ - f(Na₂O+K₂O) bir dereceye kadar kuvars ile alkalili feldispatların değişimini yansıtabilir. Biyotitin zaman zaman bol bulunuşu böyle bir sonucu daha belirsiz hale sokmaktadır. Hesaplamalarda korrelasyon katsayısı 0,1888 olarak bulunmuştur. Bu durum, Baklan granitinde silis miktarı ile sodipotasik feldispat (ve kısmen biyotit) arasında bir ilişki bulunmadığını göstermektedir.

c — CaO - F(Na₂O+K₂O) değişimi: Baklan granitinde bu iki değişken arasında korrelasyon katsayısı (-0,6148) olarak saptamıştır; fakat hesaplamalar korrelasyonun önemsiz olduğunu göstermektedir. Buna rağmen, bu ilişkiyi dikkate alınarak, Baklan granitinde plajiyoklaz veya plajiyoklazlardaki anortit miktarı (veya amfibol miktarı) arttıkça alkalili feldispatların azaldığı ileri sürülebilir.

Baklan Granitinin Petrokimyasal İnceleme Sonuçları

Baklan graniti oldukça homojen kimyasal bileşime sahiptir. Çeşitli kimyasal analizlerde aynı oksit tenörleri arasın-

İkili doğrusal regresyon analizine girilen parametreler	İşleme giren örnek sayısı	X Ortalaması	Y Ortalaması	Y = A + B X		Korrelasyon katsayısı (r)	Korrelasyon katsayısının standart hatası $S(r) = \frac{\sqrt{1-r^2}}{n}$	Korrelasyonun önemi (t)	
				A	B			th > tt Önemli	th < tt Önemsiz
Si - al	7	256,9371	36,5843	27,447839	0,035559	0,3938	0,037117		önemsiz(+)
Si - fm	7	"	27,4471	50,810579	-0,090929	-0,3650	0,103715		" (-)
Si - c	7	"	17,5300	19,771562	-0,008753	-0,1616	0,023796		" (-)
Si - alk	7	"	19,4114	3,806884	0,060733	0,7080	0,027090		" (+)
Si - k	7	"	0,4329	0,547248	-0,000445	-0,1671	0,378994		" (-)
Si - mgx100	7	"	53,2857	123,194510	-0,272082	-0,4459	0,244698		" (-)
Si - si'	7	"	177,6743	115,285030	0,242824	0,7080	0,108327		" (+)
Si - qz	7	"	79,2629	çok büyük	0,757164	0,9524	0,108340	önemli (+)	
Si - p	7	"	0,5700	5,230442	-0,018138	-0,8405	0,005230	" (-)	
Si - ti	7	"	1,7257	1,927411	-0,000785	-0,1114	0,003132		önemsiz(-)

th : Hesaplanan hata - Calculated error

tt : Tabloda okunan hata (Kutsal ve Muluk, 1972) - Error read from table

- ① Parameters
② Number of samples involved in calculation
③ Mean of X
④ Mean of Y
⑤ Correlation coefficient
⑥ Standard error of correlation coefficient
⑦ Importance of correlation

- ⑧ important
⑨ unimportant

Tablo 6b: Baklan graniti Niggli parametrelerinin (si) ye göre ikili doğrusal regresyon analizi

Table 6b: Double linear regression analysis according to (si) of Niggli parameters of Baklan granite

daki fark SiO_2 ve Al_2O_3 için bile %3 ü geçmemektedir. Ayrıca ortalamaların standart sapmalarında büyük sayılabilir. Ayrıca fark MgO yüzde ortalaması ile CaO , CO_2 ve ateşte kayıp yüzde ortalamalarında. MgO için bu büyük sapma magmatik farklılaşmaya bağlanabilir fakat CaO , CO_2 ve dolayısıyla ateşte kayıp için büyük sayılabilir ortalama standart sapma kayıptaki ikincil kalsitle ilgili olmalıdır.

Niggli parametreleri önemli korrelasyon göstermemektedir (Tablo 6b). Bu durumda etüde sahası içinde incelenen numuneler için, Baklan granitinin oluşumunda önemli bir magmatik farklılaşma olmadığı kanısına varılabilir.

Baklan graniti Rittmann parametrelerine göre daha kalkoalkalidir.

Baklan Graniti ile Karacahisar Volkanitlerinin Petrolojik Karşılaştırılması

Baklan graniti derinlik kayacıdır, fakat nispeten daha az derinlikte oluşmuş granofirik dokulu kısımları da kapsamaktadır. Buna rağmen bu derinlik kayacı ile yüzey kayacı olan Karacahisar volkanitlerini petrografik olarak karşılaştırmak olanaksızdır.

Her iki kayaç türünde petrokimyasal bazı benzerlik ve yakınlıklar bulunmaktadır.

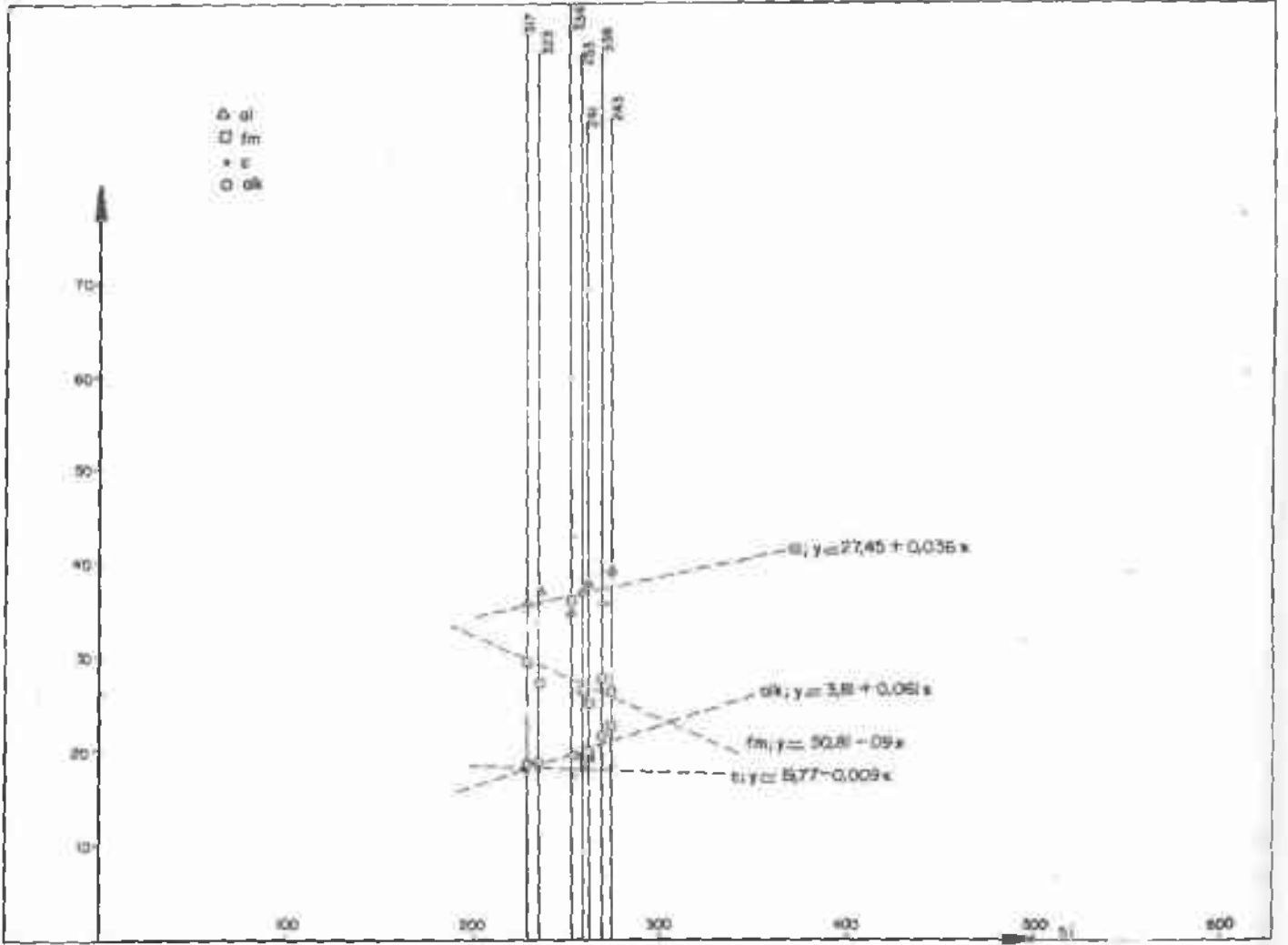
Kimyasal analizlerin ortalamaları ve bu ortalamaların standart sapmaları üzerinden hareket edildiğinde her iki ka-

yaç türünün majör element oksid yüzdeleri CaO , Na_2O ve K_2O dışında hemen hemen aynı değerdedir. Bu değerler üzerinde de şu durumlar dikkati çekmektedir. Baklan granitinde bağlı CaO fazlalığı ikincil kalsite bağlı (Baklan granitindeki CO_2 ortalaması Karacahisar volkanitlerinkinden daha azdır) görünmemektedir. Buna karşın Karacahisar volkanitlerindeki ortalama K_2O fazlalığı, ortalamasının standart sapmasındaki büyük değer dikkate alındığında, Baklan granitinin K_2O yüzdesi ortalaması ile Karacahisar volkanitlerinki arasında çok önemli bir fark kalmamaktadır.

Niggli parametrelerinin (si) ye göre değişimi, korrelasyon katsayılarının önemli dikkate alınmadan incelendiğinde Baklan graniti ve Karacahisar volkanitlerinde (si-al), (si-fm), (si-c), (si-alk), (si-100 mg), (si-si'), (si-qz), arasında aynı işaretli korrelasyon görülmektedir. Buna karşın (si-k), (si-p) ve (si-ti) parametrelerinin korrelasyonu Baklan granitinde negatif, Karacahisar volkanitlerinde ise pozitifdir.

Rittmann parametrelerine göre Baklan graniti ve Karacahisar volkanitlerini oluşturan magmanın kalkoalkalili seriyeye ait bulunduğu ileri sürülebilirse de, Karacahisar volkanitlerinin, Baklan graniti magmasından bir yandan daha alkali, diğer yandan daha kalkoalkalili olarak dağılım gösterdiği de izlenmektedir.

$SiO_2 - f(CaO)$ ve $SiO_2 - f(Na_2O + K_2O)$ fonksiyonlarının, değişkenleri arasındaki korrelasyonun her iki kayaçta sırayla önemsiz (-) ve önemsiz (+) işaretli oluşu, her iki kayaçta



Sekil 21: Baklan granitinde siggeli parametrelerinden al, fm, c ve alk'nun si'ye göre değişimi.
— Önemsiz korelasyon

Figure 21: Variation of al, fm, c and alk with si of siggeli parameters of Baklan granite.
— Unimportant Correlation

SiO_2 nin artmasıyla CaO miktarının düzensiz azaldığını ve (Na_2O+K_2O) miktarının düzensiz çoğaldığını kanıtlamaktadır.

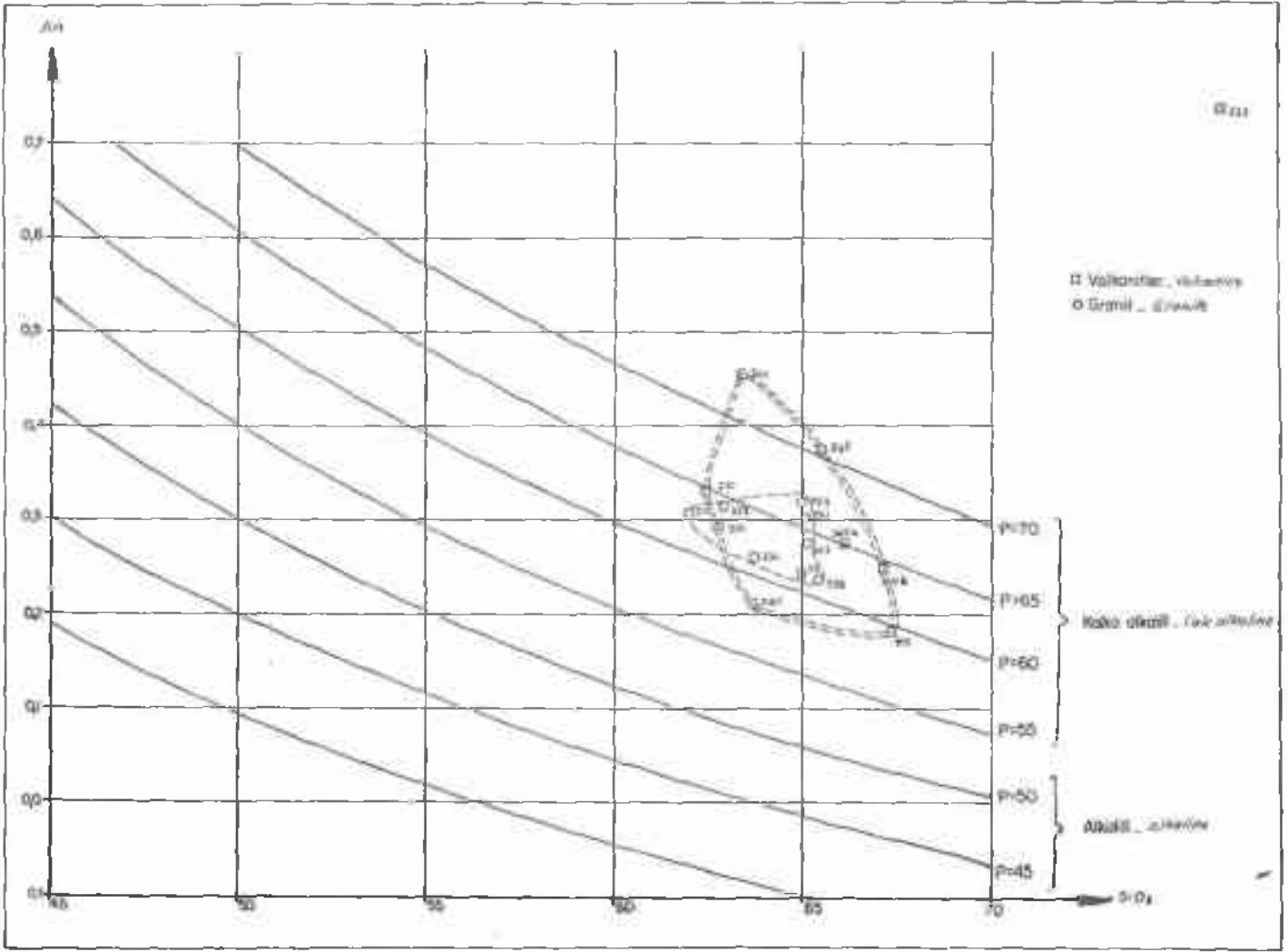
Aynı şekilde, her iki kayalık için $CaO - f(Na_2O+K_2O)$ değişkenleri arasındaki korelasyon işareti (—) dir.

Karacahisar volkanitleriyle Baklan granitinin oksid yüzdelerinin herbirinin ortalaması, ortalamasının standart hatası ve standart sapması değerlerinden itibaren; ortalamalar farkı, ortalamalar farkının standart hatası ve (T) değerleri yardımıyla "ortalamalar arası farkın önem denetimi" hesaplanmıştır. Bu denetimin verdiği sonuçlar aşağıda belirtilmiştir.

Görüleceği üzere SiO_2 , toplam demir oksid Fe_2O_3 olarak, K_2O , TiO_2 , P_2O_5 ve CO_2 miktarları bakımından Karacahisar volkanitleri ile Baklan graniti çok benzer bileşimlidir. Buna

Oksidler	Ortalamalar arasındaki farkın önemi	
	Önemli	Önemsiz
SiO_2		$P > 0,05$
Al_2O_3	$P < 0,05$	
Toplam demiroksid		
Fe_2O_3 olarak		$P > 0,05$
MnO		$P > 0,05$
CaO	$P < 0,05$	
Na_2O	$P < 0,01$	
K_2O		$P > 0,05$
TiO_2		$P > 0,05$
P_2O_5		$P > 0,05$
CO_2		$P > 0,05$
A. Kayıp	$P < 0,01$	

(1) Hesaplamalar Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezinde minimum %% olasılık oranına göre yapılmıştır.



Şekil 22: Baklan graniti ve Karacahisar volkanitlerinin Bittmann diyagramındaki ((SiO₂ (An 0,70): p)) yeri

Figure 22: Bittmann diagramme ((SiO₂ (An 0,70): p)) of Baklan granite and Karacahisar volcanics.

kargılık Al₂O₃, CaO, Na₂O ve ateşte kayıp miktarları %95 olasılık oranına göre farklıdır.

Her iki kayacın CO₂ bakımından benzer, CaO bakımından farklı oluşu (Baklan graniti CaO bakımından daha zengindir). Baklan granitinin silikatlara bağlı kalsiyumca zengin dolayısıyla daha kalsik bir bileşime sahip olduğunu göstermektedir. Fakat, her iki kayaçta CaO, SiO₂ artışı önemsiz de olsa azalmaktadır. Baklan graniti Karacahisar volkanitlerinden daha sodiktir. Bu iki oksidin fazla oluşu Baklan granitinin sodikalsik feldispatlar bakımından Karacahisar volkanitlerinden çok daha zengin olmasıyla mineralojik bileşimlerine yansımaktadır. Baklan granitinin Al₂O₃ bakımından bağlı zenginliği, doğal olarak, silikatlara bağlı Kalsiyum ve Sodyumun fazlalığıyla ilişkilidir. Buna rağmen Al₂O₃ yüzdeleri için yapılan varyans denetimi, bu iki kayaç için %95 olasılıkla "benzer" sonucu vermektedir. Ayrıca Niggli diyagramında si=f (al) ilişkisi her iki kayaç için aynı işaretli bir korrelasyon göstermektedir.

Sonuç olarak, Karacahisar volkanitleri ile Baklan graniti CaO, Na₂O ve kısmen Al₂O₃ dışında oksidlerin miktarı ve ilişkileri bakımından çok büyük benzerlik göstermektedir.

Muratdağı Melanjı İçindeki Magmatik Kökenli Kayaçların ve Metamorfik Kütlelerin Petrolojisi

Muratdağı Melanjı İçindeki Magmatik Kökenli Kayaçların Petrografisi

Dünitler (Johannsen'in (1949) tanımlamasına göre)

1) Makroskopik Özellikler

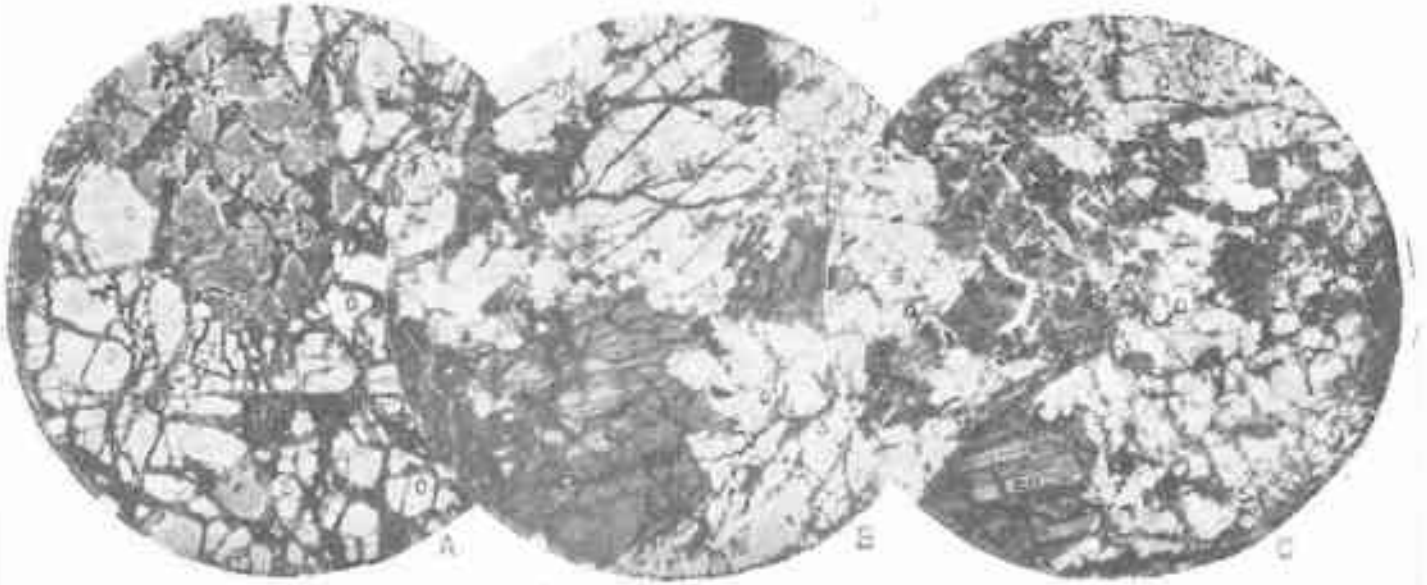
Koyu yeşil renkli, masif, kristalleri ayırtılamayan, eştaneli yapılıdır.

2) Mikroskopik Özellikler (Şek. 23A)

Doku: Az kataklastik eştaneli doku

Yapı mineralleri:

Olivin: Boyutları 1,5 mm'ye ulaşan subotomorf kristaller halindedir. Ağ şeklinde çatlaklar göstermektedir. 0,02 ila 0,05 mm kalınlığındaki çatlaklarda herhangi bir yönelme yoktur. Buna karşılık kalınlığı 0,3 mm ye ulaşan çatlaklar en fazla 3 yönde gelişmiştir. Çatlakları oluşturan mekanik kuvvetin etkisiyle kristal parçalarındaki hafif yer değiştirmeler nede-



Şekil 234A: Verlitlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 26, P.I., X20) O: Olivin; S: Serpantin.
Figure 23A: Photomicrograph of wehrlite (Sample No: 26, Pol. light X20) O: Olivine; S: Serpentine.

Şekil 23B: Lerzolitlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 12, P.I. 1, X20) O: Olivin, En: Enstatit, Di: Diyallag; S: Serpantin.
Figure 23B: Photomicrograph of lherzolites (Sample No: 12, Pol. Light X20) O: Olivine; En: Enstatite, D: Diopside; S: Serpentine.

Şekil 23C: Harzburgitlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 25, P. I, X20) O: Olivin; En: Enstatit; S: Serpantin.
Figure 23C: Photomicrograph of harzburgites (Sample 25, Pol. light X20) O: Olivine, En: Enstatite; S: Serpentine.

niyle yer yer dalgalı sönme göstermektedir. Optik işaretleri (+) olup, $2V_{np}$ açısı 88° ile 90° arasında değişmektedir. Kennedy'e göre (1947 in Roubault, 1963) bu $2V$ açı değerleri %10 ile %14 fayalit kapsayan peridota, bir diğer söyleyişle hemen hemen saf forsterite karşılık gelmektedir. Olivin, kayaç hacminin %80 ini oluşturmaktadır.

Enstatit: Çok az miktarda, küçük ksenomorf kristaller halindedir.

Serpantin: Çatlak kenarlarına dik olarak gelişmiştir, yer yer ağ yapılıdır. Optik özellikleri antigorit ve krizotil arasında bir seçime yeterli veri vermemektedir. Serpantin, kayaç hacminin %20 sine yakın bir kısmını kapsamaktadır.

Pikotit ve çok az kromit opak mineralleri oluşturmaktadır.

Lerzolitler (Johannsen'in (1949) tanımlamasına göre)

1) **Makroskopik özellikler**

Yeşil renkli kaba, taneli subtomorf piroksen kristalli, sert, taneli yapılıdır.

2) **Mikroskopik özellikler** (Şek. 23B, 25B, 26B)

Doku: Kısmen kataklastik taneli doku

Yapı mineralleri:

Olivin: Düzensiz kırıklarla bir çeşit hücrelere ayrılmış, kırıklar boyunca serpantinleşmiş, boyutları $1 \text{ mm} \times 1,5 \text{ mm}$ ye ulaşan subtomorf kristaller halindedir. Dalgalı sönme gösterir. Optik açısı (+) olup, $2V_{np}$ açısı 35° ile 88° arasında değişmektedir. Kennedy'e göre (1947 in Roubault, 1963), %13 ile %22 fayalitli bu olivin, forsterit-krizolit arası bileşimlidir. Kayaç hacminin %35 ile 45 ini kapsamaktadır.

Diopside: Boyutları $2 \text{ mm} \times 3 \text{ mm}$ ye varan subtomorf kristallerden oluşmuştur. Kenarları olivin ve serpantinle örtülmüş izlenimini vermektedir. Az kırıklıdır. Çift kırılması 0,025, maksimum sönme açısı 40° , $2V$ açısı 45° ile 55° arasın-

da değişmektedir. Uzanımı (+) dir. Kayaç hacminin %20 ile 25 ini oluşturur.

Enstatit: Boyutları $1,5 \text{ mm} \times 3 \text{ mm}$ ye varan, yer yer kırılmış, bükülmüş; kenarları, dilinimleri veya çatlakları boyunca kalsitlemiş, içinde zaman zaman olivin kristalleri taşıyan subtomorf kristallerden oluşmuştur. $2V$ açısı 65° ile 70° arasında değişmektedir. Kayaç hacminin %15 ile %20 sini kapsar.

Serpantin: Olivin ve enstatit kristallerinin çevre ve çatlaklarında gelişmiş, yer yer bütün kristali kapsamıştır. Ağ ve lif şeklinde görülen serpantin mineralleri kayaç hacminin %10 ile %15 ini oluşturmaktadır.

Kayaç, ayrıca bol opak mineraller ve ince çatlaklar içine gelişmiş ikincil kalsit taşımaktadır.

Harzburgitler (Johannsen'in (1949) tanımlamasına göre)

1) **Makroskopik özellikler**

Yeşil renkli, kaba taneli, subtomorf piroksen kristalli, taneli yapılıdır.

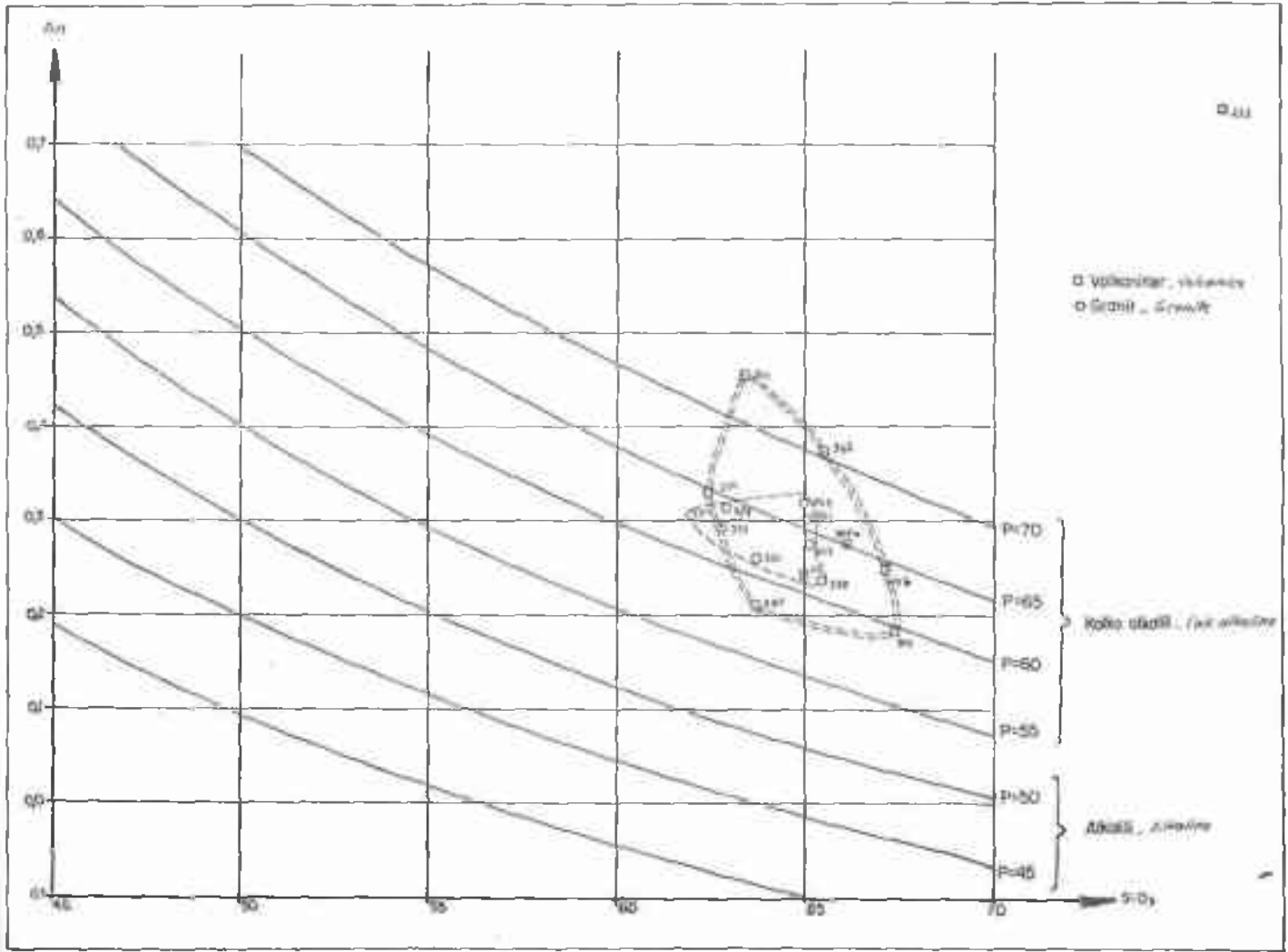
2) **Mikroskopik özellikler** (Şek. 23C, 25A, 26AC)

Doku: Kısmen kataklastik taneli doku

Yapı mineralleri:

Olivin: Boyutları $1 \text{ mm} \times 2,5 \text{ mm}$ ye ulaşan, hemen hemen tümü serpantinleşmiş dalgalı sönme gösteren, sınırları ancak aynı optik yöntemle serpantinleşmemiş kısımlarla belirlenen subtomorf kristallerden oluşmuştur. $2V_{np}$ açısı 88° ile 90° arasında değişmektedir. Kennedy'e göre (1947 in Roubault, 1963), en fazla %12 fayalitli forsterite karşılık gelmektedir. Serpantinleşmemiş olivin kayaçın %15 ile %20 sini oluşturur.

Enstatit: $1,5 \text{ mm} \times 3,5 \text{ mm}$ boyutlarına ulaşan, büyük bir kısmı bastıtılmış, yer yer kırılmış ve bükülmüş subtomorf kristaller halindedir. Kristal kenarları serpantin tarafından yenmiştir. Çift kırılması 0,008, sönme açısı 0° , uzanımı (+),



Şekil 22: Baklan graniti ve Karacahisar volkanitlerinin Bittmann diyagramındaki ((SiO₂ (An 0,70): p)) yeri

Figure 22: Bittmann diagramme ((SiO₂ (An 0,70): p)) of Baklan granite and Karacahisar volcanics.

karşılık Al₂O₃, CaO, Na₂O ve ateşte kayıp miktarları %95 olasılık oranına göre farklıdır.

Her iki kayacın CO₂ bakımından benzer, CaO bakımından farklı oluşu (Baklan graniti CaO bakımından daha zengindir). Baklan granitinin silikatlara bağlı kalsiyumca zengin doğayısıyla daha kalsik bir bileşime sahip olduğunu göstermektedir. Fakat, her iki kayacın CaO, SiO₂ artışı önemsiz de olsa azalmaktadır. Baklan graniti Karacahisar volkanitlerinden daha sodiktir. Bu iki oksidin fazla oluşu Baklan granitinin sodikalsik feldispatlar bakımından Karacahisar volkanitlerinden çok daha zengin olmasıyla mineralojik bileşimlerine yansımaktadır. Baklan granitinin Al₂O₃ bakımından bağlı zenginliği, doğal olarak, silikatlara bağlı Kalsiyum ve Sodyumun fazlalığıyla ilişkilidir. Buna rağmen Al₂O₃ yüzdeleri için yapılan varyans denetimi, bu iki kayac için %95 olasılıkla "benzer" sonucu vermektedir. Ayrıca Niggli diyagramında si=f (al) ilişkisi her iki kayac için aynı işaretli bir korrelasyon göstermektedir.

Sonuç olarak, Karacahisar volkanitleri ile Baklan graniti CaO, Na₂O ve kısmen Al₂O₃ dışında oksidlerin miktarı ve ilişkileri bakımından çok büyük benzerlik göstermektedir.

Muratdağı Melanjı İçindeki Magmatik Kökenli Kayaçların ve Metamorfik Kütlelerin Petrolojisi

Muratdağı Melanjı İçindeki Magmatik Kökenli Kayaçların Petrografisi

Dünitler (Johannsen'in (1949) tanımlamasına göre)

1) Makroskopik Özellikler

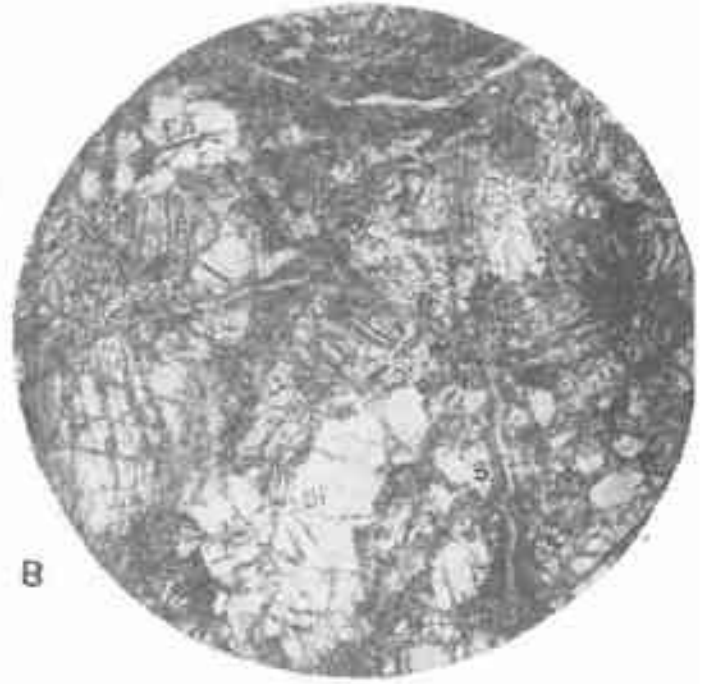
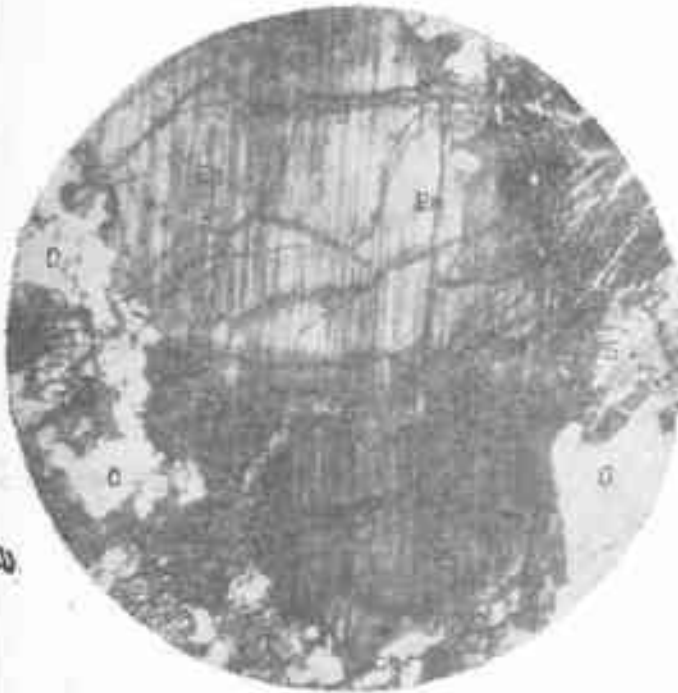
Koyu yeşil renkli, masif, kristalleri ayırtılamayan, eş-taneli yapılıdır.

2) Mikroskopik Özellikler (Şek. 23A)

Doku: Az kataklastik eş-taneli doku

Yapı mineralleri:

Olivin: Boyutları 1,5 mm'ye ulaşan subtomorf kristaller halindedir. Ağ şeklinde çatlaklar göstermektedir. 0,02 ila 0,05 mm kalınlığındaki çatlaklarda herhangi bir yönelme yoktur. Buna karşılık kalınlığı 0,3 mm ye ulaşan çatlaklar en fazla 3 yönde gelişmiştir. Çatlakları oluşturan mekanik kuvvetin etkisiyle kristal parçalarındaki hafif yer değiştirmeler nede-

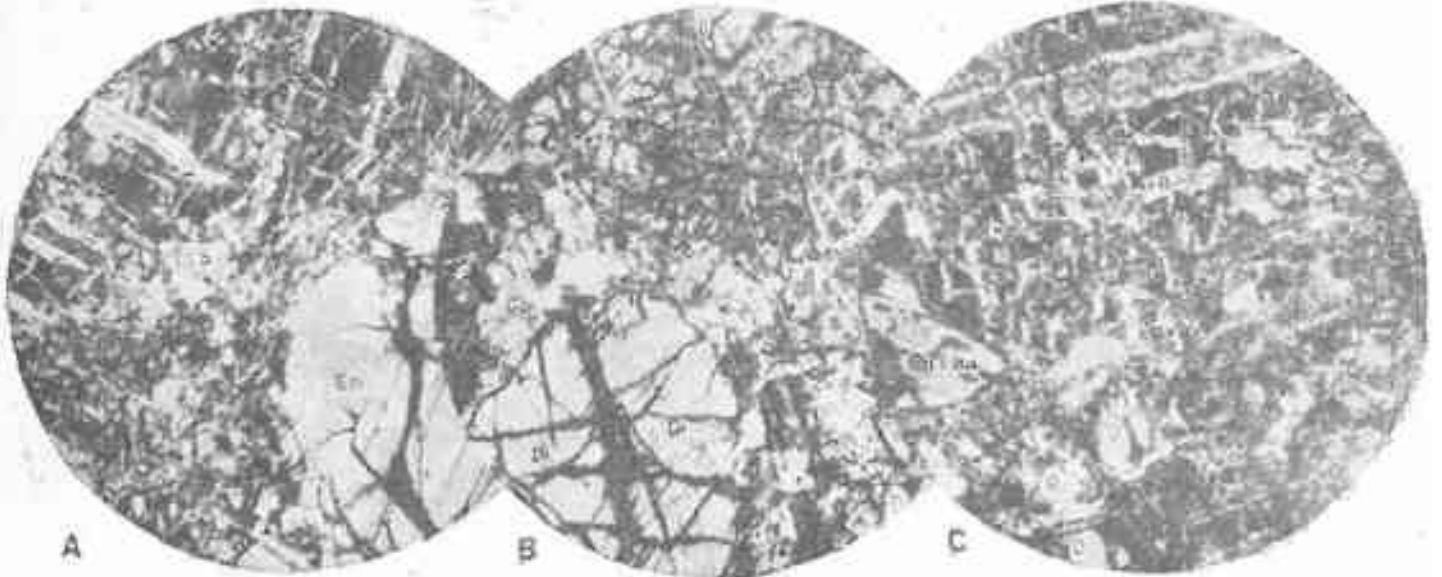


Sekil 25A: Harzburgitlerde bükülmüş ve kırıklar boyunca serpantinleşmiş bir enstatit kristalinin mikroskopta görünüşü (Num. No: 1; P. I, X18) En: Enstatit; O: Olivin; S: Serpantin.

Figure 25A: Microscopic view of a deformed enstatite crystal, with serpentinization in the fractures, of harzburgite. (Samp. No: 1; Pol. Light, X18) En: Enstatite; O: Olivine; S: Serpentine.

Sekil 25B: Lertzolitlerde az gelişmiş serpantinleşmenin mikroskopta görünüşü (Num. No: 231; P.I.; X8). O: Olivin; En: Enstatit; Di: Diyallag; S: Serpantin.

Figure 25B: Microscopic view of poorly developed serpentinization in lherzolites (Sample No: 231; Pol. light, X8) O: Olivine; En: Enstatite, Di: Diallage; S: Serpentine.



Sekil 26A: Harzburgitlerde olivin ve enstatit serpantinleşmesinin mikroskopta görünüşü (Num. No: 234; P.I.; X20) O: Olivin; En: Enstatit; S: Serpantin.

Figure 26A: Microscopic view of serpentinization of olivine and enstatite in harzburgites (Sample No: 234; Pol. light, X20) O: Olivine; SO: Serpentinized Olivine; En: Serpentinized Enstatite; Di: Serpentinized Diallage.

Sekil 26B: Lertzolitlerde olivin ve piroksen serpantinleşmesinin mikroskopta görünüşü (Num. No: 234; P.I.; X20) O: Olivin; SO: Serpantinleşmiş Olivin; En: Serpantinleşmiş Enstatit; Di: Serpantinleşmiş Diyallag.

Figure 26B: Microscopic view of serpentinization of olivine and pyroxene in lherzolites (Samp. No: 234; Pol. light, X20) O: Olivine; SO: serpentinized olivine; En: Serpentinized Enstatite; Di: Serpentinized Diallage.

Sekil 26C: Harzburgitlerde ilerlemiş serpantinleşmenin mikroskopta görünüşü (Num. No: 237; P.I.; X20) O: Olivin; Kr: Serpantin; En: Ba: Serpantinleşmiş Enstatit; AO: Serpantinleşmiş Olivin.

Figure 26C: Microscopic view of progressed serpentinization in harzburgites (Sample No: 237; Pol. light, X20) O: Olivine; Kr: Serpentine; En: Ba: Serpentinized Olivine.

Numune No Sample No.	Lab. No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TÜPLERİN DEMİR OKSİTİ %25	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	Aleste Kayıp	Yekün		
ULTRAMAFİTLER	1	13889	38.40	0.20	8.80	0.20	44.00	0.90	Eser	0.05	Eser	Eser	0.23	5.65	98.20	
	2	13890	37.90	0.15	7.60	0.18	39.00	0.40	"	0.10	"	"	0.23	12.78	98.31	
	3	13891	41.40	0.20	8.60	0.16	35.00	0.35	"	0.05	"	"	0.33	13.43	99.18	
	4	13892	40.10	0.20	8.15	0.16	36.50	0.80	—	0.05	"	"	0.38	13.03	99.04	
	5	13893	37.00	0.15	8.20	0.16	41.00	0.80	—	0.05	"	"	0.28	10.92	98.28	
	11	13899	37.00	0.45	8.60	0.17	47.00	1.10	—	0.05	"	"	—	5.02	98.39	
	12	13900	42.00	0.45	8.75	0.19	40.00	1.10	—	0.05	"	"	—	5.42	97.96	
	13	13901	40.00	1.20	8.90	0.17	47.00	1.50	Eser	0.10	0.05	0.04	—	10.37	99.33	
	17	13919	38.00	0.75	8.00	0.15	37.00	0.70	0.16	0.05	Eser	Eser	0.68	14.15	98.96	
	25	13927	38.00	0.40	8.75	0.19	43.00	0.85	Eser	Eser	Eser	Eser	0.34	7.66	98.85	
	26	13928	35.00	0.20	8.55	0.19	45.00	0.35	0.17	0.05	"	"	0.34	10.23	99.74	
	201	16575	37.75	1.05	8.65	Eser	36.60	Eser	0.06	0.10	0.01	"	—	14.42	98.64	
	221	16572	39.70	0.80	8.00	"	40.20	0.15	0.07	0.10	Eser	"	—	14.21	99.23	
	231	16576	38.00	2.05	8.05	0.03	37.40	1.80	—	0.10	0.10	—	—	11.40	98.93	
	264	16559	40.50	0.80	8.70	0.12	38.00	1.30	0.04	0.10	0.01	0.03	0.77	11.00	100.60	
	265	16566	39.50	0.75	8.95	0.03	31.40	5.50	0.03	0.12	0.01	Eser	2.68	13.82	100 "	
	268	16563	42.00	0.85	9.10	Eser	35.00	Eser	0.07	0.10	Eser	—	—	13.38	100.50	
	283	17133	37.50	2.80	7.80	0.18	39.00	1.90	0.25	Eser	0.02	0.24	Eser	11.00	100.69	
	294	17136	36.50	2.35	8.25	0.18	36.50	0.48	0.07	"	0.02	0.22	"	14.45	99.02	
303	17134	35.50	1.00	7.75	0.14	39.50	0.35	0.55	"	0.02	0.18	"	14.41	99.40		
Amf.	14	13902	45.50	15.40	12.80	0.20	6.10	10.45	2.44	0.95	1.52	0.14	—	1.60	97.10	
	SPİTLER	15	13903	47.50	15.50	9.40	0.23	4.00	8.40	5.20	1.60	1.50	0.20	6.27	7.54	101.07
		16	13918	33.00	10.00	5.45	0.11	4.00	23.00	2.90	0.40	0.85	0.45	18.53	19.70	99.86
		18	13920	57.00	16.70	9.00	0.23	2.60	5.00	4.60	1.30	1.72	0.38	—	2.51	101.04
		27	13929	46.00	18.00	11.10	0.22	5.00	8.96	3.50	1.10	0.95	0.25	2.00	6.16	101.24
		28	13930	44.00	16.00	11.15	0.14	5.00	9.15	3.40	1.40	0.82	0.25	5.77	9.45	100.76
215		16582	37.25	13.00	8.10	Eser	5.00	17.50	2.80	1.00	1.27	0.32	10.55	13.09	99.33	
TÜFLER	19	13921	40.00	18.20	14.30	0.26	3.00	6.00	0.57	4.00	2.60	0.80	1.73	7.65	97.38	
	20	13922	65.50	15.80	7.65	0.22	0.20	1.00	0.38	1.70	0.65	0.15	—	3.00	96.25	

Tablo 8: Muratdağı melanjındaki mağmatik kökenli kayaların kimyasal analizleri

Table 8: Chemical analyses of rocks of magmatic origin in Muratdağı melange

Hamur, bol miktarda albitleşmiş andezin çubukları, az, klorit ve opak mineralleri kapsamaktadır.

Gerek fenokristallerin, gerek mikrolitlerin boyutları bir numuneden diğerine fazlaca değişmektedir.

Melanj İçindeki Mağmatik Kayaların Petrografik İnceleme Sonuçları

Muratdağı melanjı içindeki mağmatik kökenli kayalar ultramafik, mafik ve spilitik kayaları kapsamaktadır. Çoğunluğu oluşturan ultramafitler, dünit, lertzolit, harzburgit, serpantin ve listvanitlerden; mafik kayalar ise amfibolitlerden oluşmuşlardır.

Genellikle ultramafitlerde daha belirgin olarak izlenen kataklastik yapı, olivin ve piroksen kristallerinin bükülmüş, kırılmış veya ezilmiş durumlarıyla belirginleşmiştir. Kayalarda birkaç yönde, birbirlerine hemen hemen paralel çatlaklar gelişmiş, bu çatlaklar serpantin, kalsit veya albitle doldurulmuştur. Kayalar yer yer ilksel özelliklerini tümtüyle kaybedecek derecede silisleşmiş ve karbonatlaşmıştır (listvanitler).

Amfibolitlerin artık ofitik dokusu, mineralojik bileşimi gabroların değişiminden meydana geldiğini kanıtlamaktadır.

Yukarıda belirtilen kayaların beraberliği, düzgün ve kurallı olmayan arazi ilişkileri Alpin tipi ofiyolitlerin en belir-

gin özelliği olarak kabul edilmektedir (Thayer, 1960, Wyllie, 1967; Jackson ve Thayer, 1972; Bingöl 1968 ve 1972).

Ender de olsa, olivin kristallerinin ortopiroksen içinde izlenmesi, olivinlerin en önce kristalleştiklerine işaret etmektedir. Gözlenen bu ilişki "forsterit-silis" ve "diyopsid-forsterit-silis" faz diyagramlarıyla (sırayla "Bowen ve Anderson" ve "Bowen" faz diyagramları in Turner ve Verhoogen, 1960) açıklanmıştır.

Serpantinlerin ultramafitlerin mineral ve çatlaklarında gelişmesi, kayaç kristalleştikten sonra (post kristalizasyon) uğradığı tektonik olaylar süresinde meydana geldiğini doğrulamaktadır. Serpantinlerin, olivin veya piroksenlerin hemen tamamını kapsadığı halde, serpantinleşmeden kurtulmuş mineral parçacıklarının kristalografik doğrularının (ng, np, dilinim doğruları, v.b.) birbirlerine paralel kalmaları, serpantinleşmenin birçok yazarların ileri sürdüğü gibi (Nicolas, 1966; Bingöl 1968, 1972) dikkate değer hacim artışına sebep olmadığını göstermektedir. Durum kimyasal ilişkilerle de kanıtlanmıştır.

Spilitlerin volkanik dokuları bozulmamıştır. Spilitleşme kayaların kristalleşmesinden sonra meydana gelseydi volkanik dokuda değişim veya bozulma izlenebilirdi. Bu durum, spilitleşmenin (kalsitleşme dışında) kristalleşme öncesi olduğunu kanıtlamaktadır.

Muratdağı Melanjı İçindeki Mağmatik Kayaçların Petrokimyası

Analiz Sayısı, İncelemede Güdülen Amaç

Muratdağı melanjı içindeki çeşitli mağmatik kayaçlardan 30 unun majör element analizi incelenmiştir. Kimyasal analizler Tablo 8 de, numune yerleri Ek. 2 de gösterilmiştir.

İncelemede güdülen amaç, melanjı oluşturan mağmatik kayaçların kimyasal özelliklerini belirtmek, eğer varsa mağmatik evrimlerini göstermek, serpantinleşmenin, kayaçların kimyasıyla ilişkilerini ortaya koymak ve nihayet ilerde yapılacak bu tür incelemelere karşılaştırma veya derleme olanakları hazırlamaktır.

Genel Kimyasal Özellikler

1) Ultramafitler

Ultramafitlerin çeşitli türlerini kapsayan 20 numunenin (Numune No: 1, 2, 3, 4, 5, 11, 12, 13, 17, 25, 26, 201, 221, 231, 264, 265, 268, 283, 294, 303) analiz sonuçlarından saptanan genel kimyasal özellikler şunlardır:

SiO₂ tenörü, %35,7 ile %42 gibi az farklı değerler arasında değişmekte; Al₂O₃, ender numunelerde %2 yi aşmakta; toplam demir oksid, Fe₂O₃ olarak %7,75 ile %9,10 gibi dar bir aralıkta kalmaktadır. MgO tenörü %35 ile %45 arasındadır. CaO miktarı 265 numaralı numune dışında en fazla %1,90 dır; 265 numaralı numune dışında (CaO=%5,50; CO₂=%2,68) CO₂ miktarının azlığı bu az miktarda bulunan CaO nun büyük bir kısmının silikatlar (piroksenler) içinde bulunduğunu işaretlemektedir. Ateşte kayıp %5,42 ile %14,42 arasında değişmektedir. MnO, Na₂O, TiO₂O₃ değerleri çok küçüktür. Kimyasal analizlerin ortalaması aşağıda sunulmuştur.

Oksitler	Ortalama tenör (%)
SiO ₂	38,42
Al ₂ O ₃	0,84
Demir oksid Fe ₂ O ₃ olarak	8,42
MnO	0,13
MgO	39,40
CaO	1,02
Na ₂ O	0,07
K ₂ O	0,06
TiO ₂	0,01
P ₂ O ₅	0,03
CO ₂	0,31
Ateşte kayıp	11,34
Toplam	99,74

2) Amfibolitler

Yalnızca bir kimyasal analiz yapıldığından (Numune No: 14) amfibolitler arasında kimyasal karşılaştırma olanakları bulunamamıştır. Kimyasal analizi yapılan numunenin bileşimi, gabroya karşılık gelmektedir (Johannsen, 1949).

3) Spilitler

Spilitlerden alınan 6 numunenin (Numune No: 15, 16, 18, 27, 28, 215) karbonat düzeltilmesi yapılmamış olarak kimyasal analizlerinin genel özellikleri şunlardır (Tablo 8):

SiO₂ tenörü %33 ile %57 gibi çok farklı değerler arasında değişmektedir. Silis miktarındaki bu farklılık sekonder karbonat miktarıyla ilgili olabilir. Al₂O₃, 16 numaralı numune dışında %13, ile %18; toplam demir Fe₂O₃ olarak, %19 ile %11 arasında bulunmaktadır. İkincil karbonat taşımayan 18 numaralı numune ile diğer analizlerdeki MgO tenörleri karşılaştırıldığında, karbonatların az da olsa bir kısmının dolomit olduğu düşünülebilir. CaO tenörleri, bir analizden diğerine karşılaştırılmayacak derecede değişiktir. Na₂O, ortalama %4; K₂O, %1 tenöründedir. TiO₂ miktarı, %1,67 gibi büyük değerler göstermektedir. Genel olarak spilitlerin majör element tenörlerinin bir kayaçtan diğerine büyük değişiklik gösterdiği söylenebilir. Spilitlerin karbonat düzeltilmesi yapılarak (Bütün karbonatların kalsit olduğu varsayımı ile) hesap edilen kimyasal bileşimi aşağıda sunulmuştur.

Oksitler	15	16	18	27	28	215
SiO ₂	53,59	52,55	57,00	47,31	49,37	47,62
Al ₂ O ₃	17,49	15,92	16,70	18,51	17,59	16,62
Demir oksid, Fe ₂ O ₃ olarak	10,61	8,68	9,00	11,38	12,51	10,35
MnO	0,26	0,18	0,23	0,23	0,16	Eser
MgO	4,51	6,40	2,60	5,14	5,10	6,39
CaO	2,49	7,12	5,00	7,16	3,79	3,88
Na ₂ O	5,80	4,62	4,60	3,60	3,82	3,58
K ₂ O	1,79	0,64	1,30	1,13	1,57	1,28
TiO ₂	1,67	1,35	1,72	0,98	1,00	1,62
P ₂ O ₅	0,22	0,72	0,38	0,26	0,28	0,41
A. Kayıp	1,42	1,86	2,51	4,28	4,01	3,25

Görülebileceği üzere karbonat düzeltilmesi ile oksid değerlerinde artma olmuştur. SiO₂ miktarının minimum-maksimum değeri arasındaki fark (%57 ile %47) azalmış bulunmaktadır. Aynı şekilde Al₂O₃ tenörü hemen hemen bütün kayaçlarda aynı orana (%16,70 ile %18,51) yükselmiştir. Bir kayaçtan diğerine toplam demir oksid Fe₂O₃ olarak, MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂ oranları birbirleriyle karşılaştırılabilir; CaO ve ateşte kayıp oranları ise çok farklı şekilde değişim göstermektedir. TiO₂ %1,72 gibi yüksek değerlere ulaşmaktadır.

4) Tüfler

Tüflerden yalnız 2 kimyasal analiz yapılmıştır. Birbirleriyle karşılaştırılmayacak derecede değişik değerler veren bu iki kimyasal analizin tek ortak yanı, Na₂O tenörünün çok zayıf, K₂O ve TiO₂ tenörlerinin yüksek oluşlarıdır. Kimyasal bileşim toplamları analiz hatalarından dolayı %96,25 ile %97,38 değeri verdiği için, bu 2 analizin tam sıhhatli olmadığı da görülmektedir.

Niggli Diyagramı

Muratdağı melanjı içindeki mağmatik kökenli kayaçların Niggli parametreleri (Deneayer, 1952), Tablo 9; al, fm, c, alk, k, 100 mg ve ti parametrelerinin si'ye göre değişimi-

(1) Çeşitli diyagramlara uygulamada, (spilitlerin magma türünü belirlemek amacıyla hesaplanan Rittmann parametreleri hariç), sekonder de olsa karbonatların spilitleri ayırtlayan özelliği olduğundan Niggli ve Leake parametreleri, düzeltme yapılmadan hesaplanmıştır.

rinde ikili doğrusal regresyon analizinde $Y=A+Bx$ doğrularının A ve B değerleri, korrelasyon katsayıları ve bu katsayıların standart hataları Tablo 9b de; Niggli parametrelerinde al, fm, c ve alk'nun si' 'ye göre değişim diyagramı Şek. 27 de gösterilmiştir.

Şekil 27'de sol taraftaki gruplaşmış değerler ultramafitlere, sağ taraftakiler ise split, ve tüflere karşılık gelmektedir. Ultramafitlerin (fm) değeri üst kısımlarda önemli değişiklik göstermeden $y=103,52-0,112x$ doğrusu üzerinde sıralanmaktadır. Korrelasyon önemli olmayıp katsayısı (-0,2312) dir. al, c ve alk değerleri ise alt kısımlarda, kesin ayırtlanamayacak şekilde sırayla $y=0,4197+0,0059x$; $y=2,2236+0,066x$ ve ($y=0,1708+0,00086x$ doğruları üzerinde sıralanmışlardır. Korrelasyon önemli değildir (Tablo 9b).

Split ve tüflerin (al), parametreleri (si') parametresinin artışıyla doğru $y=21,4374+0,0389x$ doğrusu boyunca); (fm) (c) ve (alk) parametreleri ise ters orantılı olarak sırayla

$y=34,5743-0,00549x$; $y=32,0843-0,03x$ ve $y=11,8788-0,0033x$ doğruları boyunca değişmektedir. Bu son üç parametrelerde korrelasyon önemli değildir (si') parametresinin artışıyla 100 mg parametresi önemli bir korrelasyonla azalmaktadır (Tablo 9b).

Niggli diyagramında görülen ultramafik kayalarla split-tüf topluluğunun parametrelerindeki evrim farklılığı ve birbirleriyle bağıntısızlığı bu iki kayaç grubunun aynı magmadan türemediklerini kanıtlamaktadır.

Liake parametreleri (Leake, 1964) Tablo 10, diyagramları ise Şekil 28 ve 29 da verilmiştir.

(c-mg) ve (c, al-alk, 100 mg) diyagramlarında, split-tüf ile ultramafitler açık bir şekilde iki grup oluşturmaktadır. Bu durum, Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli kayaların aynı magmadan türemediklerini kanıtlayan Niggli diyagramı yorumunu desteklemektedir.

Numune No Sample No	Lab.No:	al	fm	c	alk	si	k	Mgx100	si'	Qz	ρ	ti	
ULTRAMAFİTLER	1	13889	0.16	98.46	1.34	0.04	53.16	1.00	93	100.16	-	0	0
	2	13890	0.14	99.08	0.67	0.10	59.57	1.00	93	100.40	-	0	0
	3	13891	0.20	99.10	0.65	0.06	71.36	1.00	91	100.24	-	0	0
	4	13892	0.19	98.34	1.42	0.05	68.39	1.00	92	100.20	-	0	0
	5	13893	0.13	98.55	1.27	0.05	55.04	-	93	100.20	-	0	0
	11	13899	0.34	98.08	1.53	0.04	48.08	-	93	100.16	-	0	0
	12	13900	0.38	97.78	1.77	0.05	63.10	1.00	92	100.20	-	0	0
	13	13901	1.12	96.23	2.54	0.10	63.47	1.00	92	100.40	-	0.03	0.06
	17	13919	0.72	97.76	1.22	0.30	61.78	0.17	92	101.20	-	-	-
	25	13927	0.33	98.38	1.29	-	53.73	-	93	100.00	-	-	-
	26	13928	0.16	99.06	0.51	0.27	47.84	0.16	93	101.06	-	-	-
	201	16575	1.02	98.78	-	0.88	62.39	0.50	92	103.52	-	-	0.01
	221	16572	0.73	98.83	0.24	0.19	54.45	0.48	93	100.76	-	-	-
	231	16576	1.89	95.01	3.00	0.09	59.52	1.00	92	100.36	-	-	0.09
	264	16559	0.75	96.94	2.16	0.15	63.33	0.63	92	100.60	-	0.02	0.01
	265	16566	0.75	88.63	9.99	0.63	67.12	0.19	90	102.52	-	-	0.10
	268	16563	0.86	98.92	-	0.22	72.09	0.49	91	100.88	-	-	-
	283	17133	2.42	94.18	3.05	0.36	58.00	-	93	101.44	-	0.15	0.03
294	17136	2.25	96.81	0.84	0.10	59.35	-	92	100.42	-	0.15	0.03	
303	17134	0.87	97.80	0.56	0.77	51.68	-	88	103.08	-	0.11	0.03	
Amf.	14	13902	22.79	41.57	28.17	7.47	14.49	0.20	55	129.88	-	0.15	2.87
SPİTLER	15	13903	25.57	32.20	25.24	16.92	133.23	0.03	52	167.68	-	0.002	0.03
	16	13918	13.77	21.42	57.65	7.16	77.20	0.08	66	128.64	-	0.44	1.49
	18	13920	33.17	30.91	18.09	17.83	193.07	0.16	43	193.07	21.75	0.54	4.36
	27	13929	27.71	36.46	25.13	10.70	120.40	0.17	54	142.80	-	0.28	1.86
	28	13930	25.24	37.25	26.29	11.22	118.00	0.21	54	144.88	-	0.28	1.65
	215	16582	18.22	20.83	44.90	7.98	89.02	0.19	62	131.92	-	0.32	2.28
TÜFLER	19	13921	32.44	38.87	19.48	9.40	121.20	0.82	35	137.60	-	1.02	5.91
	20	13922	55.97	28.93	6.45	8.74	394.46	0.75	6	-	-	0.38	2.93

Tablo 9a: Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli kayaların Niggli parametreleri

Table 9a: Niggli parameters of rocks of magmatic origin in Muratdağı melange

(1) Spilitlere ait Niggli parametreleri, sekonder karbonat düzeltmesi yapılmadan doğrudan doğruya kimyasal değerler üzerinden hesap edilmiştir. Düzeltme yapılmamış haliyle spilitlerin Niggli parametreleri ilksel magmatik bağıntılardan çok bugünkü durumlarıyla aralarındaki ilişkileri göstermektedir. Düzeltme yapılmayışının bir nedeni de CaO yüzdesinden ne kadarının karbonatlara girmiş olduğunun tam bir şekilde bilinmemesidir; zira karbonatların bazıları Magnezyum bakımından zengin olabilir.

Diğer Kimyasal Diyagramlar

a — Karbonat düzeltmesi yapılan spilitlerin kimyasal analizlerinden itibaren hesaplanan Rittmann (1953), parametreleri aşağıda belirtilmiştir:

Numune no	(P) parametresi
15	48
16	53
18	55
27	54
28	53
215	52

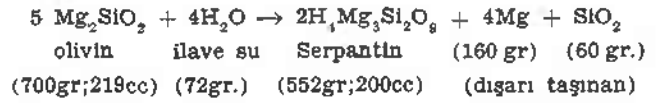
(P) parametresi 55 ve 55 ten küçük olduğu için spilitler Rittmann'a (1953) göre alkalili seriye ait bulunmaktadır.

b — Muratdağı melanjındaki ultramaftillerde serpantinleşmenin kimyasal olarak bağıntısını bulmak için, ateşte kayıp-SiO₂ (Şekil 30); ateşte kayıp-MgO ve Ateşte kayıp-MgO+toplam demir oksid (Fe₂O₃ olarak) (Şekil 31) diyagramları yapılmıştır.

Serpantinleşmenin ateşte kayıp miktarıyla doğru orantılı olduğu düşünüldüğünde (bu durum, CO₂ miktarı az olan ult-

ramafitler için geçerlidir). Şek. 30 da görüleceği üzere serpantin, aynı veya yakın SiO₂ tenörlerindeki kayalarda çok farklı miktarlarda bulunabilmektedir. İkili doğrusal regresyon analizinde her ne kadar bu iki parametre arasında küçük te olsa (—) bir korrelasyon çıkmışsa da hesaplamalar bu korrelasyonun önemsiz olduğunu göstermektedir (Şek. 30). Bir diğer deyişle serpantinleşme ile SiO₂ oranları tam düzenli olarak ilişkili değildir.

Ateşte kayıp miktarıyla, MgO veya (MgO toplam demir oksid Fe₂O₃ olarak) arasındaki ilişkiler Şekil 31 de görüldüğü üzere ters orantılı olarak belirmektedir. Yalnız burada Magnezyumun serpantinleşmeden dolayı mı azaldığı yoksa Magnezyumca daha az zengin kayalarda serpantinleşmenin daha mı çok geliştiği sorunu açıklığa kavuşmamaktadır. Serpantinleşmede hacim artışı gerektirmeyen (petrografik incelemeler, serpantinleşmenin hacim artışıyla olmadığını göstermektedir.) Aşağıdaki reaksiyon dikkate alındığında (Nicolas, 1968; Bingöl, 1968, 1972) kayaktan belirli bir miktar MgO ve SiO₂ nin gitmesi gerekecektir.



	İkili doğrusal regresyon analizine giren parametreler		İşleme giren numune sayısı	X Ortalaması	Y Ortalaması	Y = A + B x		Korrelasyon katsayısı (r)	Korrelasyon katsayısının standart hatası Sr _r	Korrelasyonun önemi	
	Si	ol				A	B			th > tt	Önemli
ULTRAMAFTİLERİ	Si	ol	20	59,4725	0,7705	0,419790	0,005897	0,0592	0,023420		önemsiz (+)
	Si	fm	20	"	96,8360	103,522200	-0,112419	-0,2312	0,111514		önemsiz (-)
	Si	c	20	"	1,7025	-2,223681	0,066017	0,2141	0,070996		önemsiz (+)
	Si	olk	20	"	0,2225	0,170875	0,000868	0,0238	0,008600		önemsiz (+)
	Si	k	20	"	0,4810	-1,322445	0,030324	0,4810	0,012848	önemli (+)	
	Si	100mg	20	"	92,0000	95,654158	-0,061436	-0,3403	0,040075		önemsiz (-)
SPİLİT VE TÜFLER	Si	ol	8	209,0063	29,5825	21,437482	0,038970	0,8623	0,008489	önemli (+)	
	Si	fm	8	"	33,4263	34,574345	-0,005493	-0,2369	0,009196		önemsiz (-)
	Si	c	8	"	25,8125	32,084304	-0,030008	-0,5699	0,017663		önemsiz (-)
	Si	k	8	"	0,3025	0,163864	0,000683	0,6047	0,000357		önemsiz (+)
	Si	olk	8	"	11,1800	11,878808	-0,003343	-0,2275	0,005842		önemsiz (-)
	Si	Mgx100	8	"	45,6250	57,828918	-0,058390	-0,8800	0,02867	önemli (-)	
	Si	ti	8	"	2,6375	2,560334	0,000369	0,0559	0,002692		önemsiz (+)

th = Hesaplanan hata

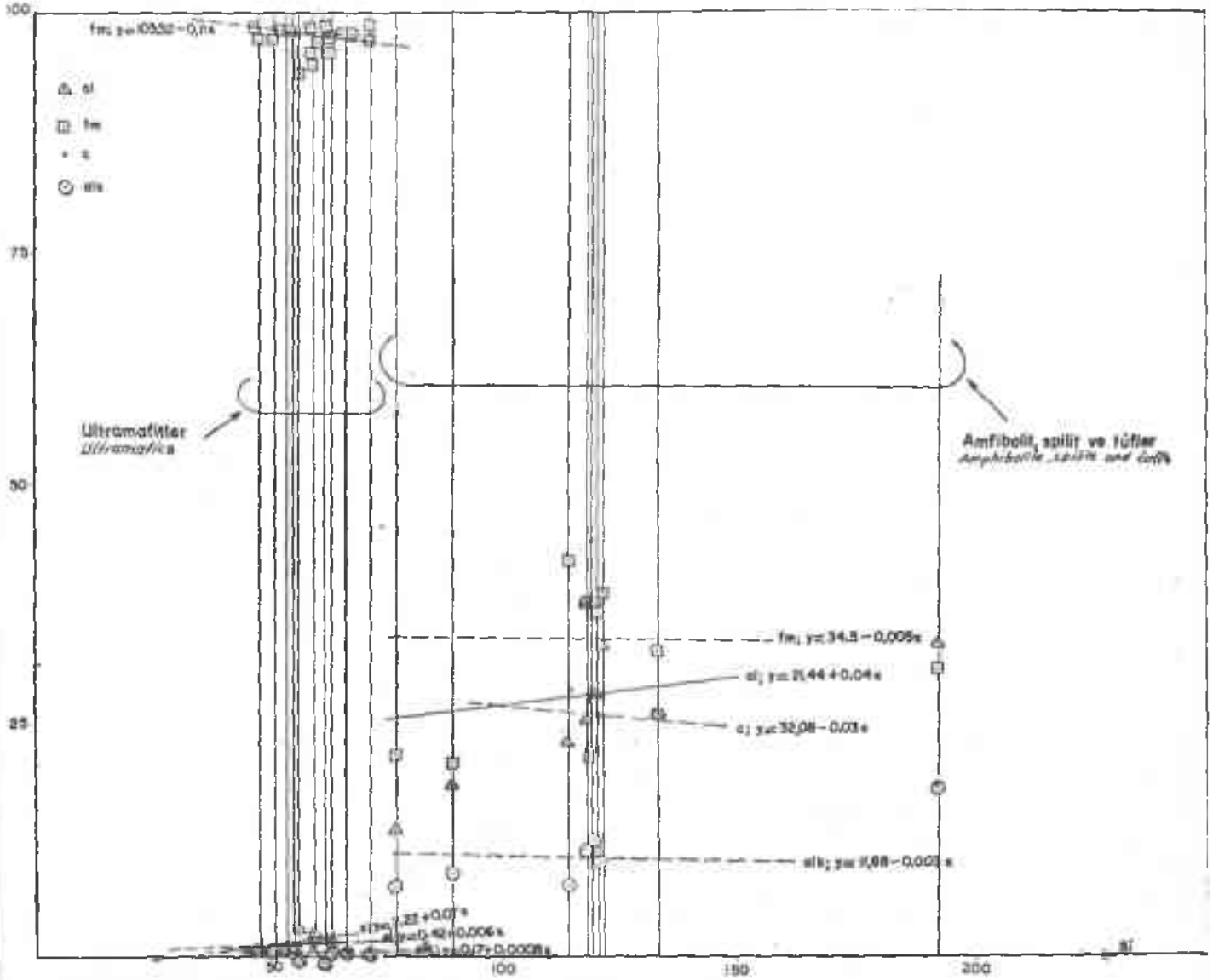
tt = Tabloda okunan hata (Kutsak, Muluk, 1972)

- ① Parameters included in double linear regression analyses
- ② Number of samples involved in calculation
- ③ Mean of X
- ④ Mean of Y
- ⑤ Correlation coefficient

- ⑥ Standard error of correlation coefficient
- ⑦ Importance of correlation
- ⑧ Important
- ⑨ Unimportant

Tablo 9b: Muratdağı melanjı içindeki magmatik kökenli kayaların Niggli parametrelerinin (si) ye göre ikili doğrusal regresyon analizi

Table 9b: Double linear regression analysis of (si) of Niggli parameters of rocks of magmatic origin in Muratdağı melange.



Şekil 27: Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli kayaların niggli diyagramı.

- Önemli korrelasyon
- - - - - Önemssiz korrelasyon

Figure 27: Niggli diagramme of rocks of magmatic origin in Muratdağı Melangé

- Important correlation
- - - - - Unimportant correlation.

MgO- ateste kayıp diyagramı bu halde, çok serpantinleşmiş kayalarda belirgin olarak MgO (Şek. 31) ve az belirgin olarak SiO₂ (Şek. 30) azaldığını göstererek, serpantinleşmenin hacim artışı olmadan meydana geldiğini belirtmekte ve böylece petrografik gözlemlerimizi doğrulamaktadır. Denklemde de görüleceği üzere 160 gr MgO ve 60 gr SiO₂ taşınmış olmalıdır.

Ultramafitler ile diğer kayaların çok açık bir şekilde birbirlerinden ayrı iki grup oluşturdukları, (MgO-toplam Demiroksid) diyagramında (Şek. 32), izlenmektedir. Ultramafitlerde MgO artışı, toplam demir oksid miktarını etkilememekte; spilit, amfibolit ve tüfler de, yaklaşık MgO oranına karşılık, toplam demir oksid (Fe₂O₃ olarak) çok farklı değerler almaktadır.

Melanj İçindeki Magmatik Kayaların Petrokimyasal İnceleme Sonuçları

Ultramafik kayalar ile spilit-tüfler, kimyasal bileşimleri birbirinden çok farklı iki grup oluşturmaktadır. Bu farklılık ve çeşitli "magmatik evrim" diyagramlarının yorumları, yukarıda belirtilen iki grup kayacın aynı magmadan türemiş olmayacağını kanıtlamaktadır.

Spilitlerin karbonat düzeltmesi yapılmış kimyasal analizleri kendi aralarında özellikle SiO₂, CaO ateste kayıp ve toplam demir (Fe₂O₃ olarak) bakımından farklı kimyasal bileşim göstermektedir. Rittmann'ın (1953), (P) parametresine göre Muratdağı melanjındaki spilitler alkalili seri özelliğindedir. Kimyasal özellikler, petrografik verilerle birleştirildiğinde, bazı yazarların da (Juteau ve Rocci, 1974) ileri sür-

düğü gibi, spilitleşmenin (karbonatlaşma dışında), kayaçlar kristalleşmeden önce meydana gelmiş olması düşüncesi desteklenmektedir. Bu durum ancak spilitik bir mağma mevcudiyeti veya bazaltik bileşimli bir mağmanın kristalleşmeden önce spilitleşmesiyle açıklanabilir. Bazalt-spilit arası bileşimli kayaçların varlığı da (Bingöl, 1968) bu fikri desteklemektedir.

Arazi ve petrografik verileri, kimyasal verilerle birleştirildiğinde, Muratdağı melanjındaki ultramafik kayaçlar "alpin tipi'nin (Thayer, 1960; Jackson ve Thayer, 1972; Bingöl 1968 ve 1972) bütün özelliklerini taşıdığı görülmektedir.

Ultramafitlerin serpantinleşmesi hacim artışı olmadan, önemli Magnezyum, önemi ve düzeni tam saptanamayan SiO_2 kaybı ile gelişmiştir.

Muratdağı Melanjı İçindeki Metamorfizmin Petrografisi Muskovitli, Kloritli Şistler

1) Makroskopik Özellikler

Muskovitli, kloritli şistler genellikle açık bej, gri renklidir. 2 ila 9 cm kalınlıkta yapraklanma gösterir. Yapraklanma yüzeyleri hafif ondülelidir. Şist yapılıdır.

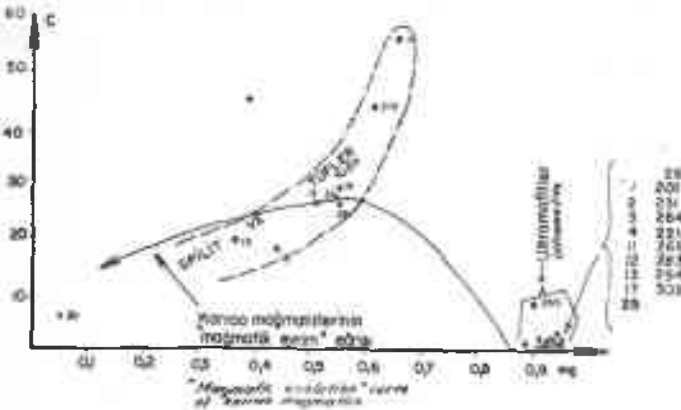
2) Mikroskopik Özellikler

Doku: Lepidoplastik

Yapı mineralleri:

Kuvars: Boyutları 0,2 ila 2 mm. arasında, aynı yönde uzamış ksenomorf kristaller halindedir. Yer yer mozayik şeklinde kıvrımlanmış yatakcıklar, yer yer muskovit, klorit veya kalsit pulcuklarıyla hudutlandırılmış tanelerin oluşturduğu adacıklar meydana getirirler. Kuvvetli dalgali sönme gösterirler. Kuvars, kayaç hacminin %30 ila 45 ini kapsamaktadır.

Feldispat: Anortit miktarı %10 a ulaşmayan, ksenomorf, inklüzyonu az, 0,3 ila 2 mm boyutlu, kenarları genellikle klo-



Şekil 28: Melanjda bulunan magmatitlerin (c-mg) Leake diyagramı

Figure 28: Leake diagramme of magmatites in the melange.

- (1) "Foliation" karşılığı alınan "yapraklanma" bu araştırmada kıvrım eksen düzlemine tam veya az-çok paralel klivaj veya sistozite anlamında kullanılmıştır (Kaynak: Dictionary of Geological Terms (1974) p. 33 ve 190-191; Ketin ve Canitez (1972), p. 274 ve 277).
- (2) Muskovitli kloritli şistlerin az Magnezyum, çok alüminyumlu olmaları, beyaz mikaların kuruma indislerinin nispeten düşük bulunması, bu kayaçların profilit kapsadığı kanısı uyandırmıştır. Hacettepe Üniversitesi Yer Bilimleri Bölümünde, G. Ataman tarafından yapılan X ışınları difraksiyonunda profilitte rastlanmıştır, buna karşılık 263 numaralı numunede "kuvars muskovit, klorit, az kalsit, az feldispat"; 206 numaralı numunede "kuvars, feldispat, muskovit, klorit"; 209 numaralı numunede "kuvars, feldispat, mika, klorit, kalsit" parafenezleri saptanmıştır.

rit veya muskovit pulcuklarıyla çevrelenmiş albit kristallerinden oluşmuştur. Hacim olarak kayacın %5 ila %15 ini oluşturmaktadır.

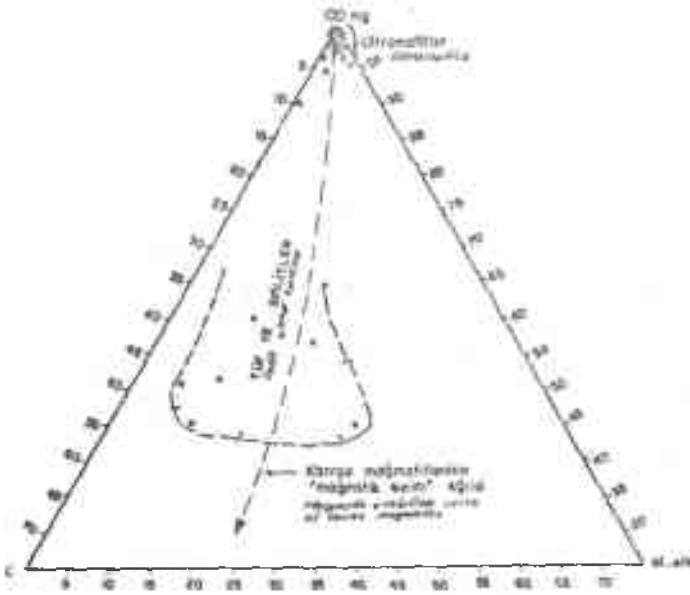
Muskovit: Boyutları 0,2 mm x 3 ila 6 mm arasında kalınlık ve uzanımları düzgün olmayan, genellikle devamsız klorit kristalleriyle çevrelenmiş, kıvrımlı yatakcıklar oluşturan, dalgali sönmeli subtomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin %25 ila 35 ini kapsamaktadır.

Klorit: Çoğunlukla muskovitle yakın ilişkili subtomorf kristallerden oluşmuştur. Kuvars ve feldispat yatakcıkları içinde, aynı doğrultuda yönelmiş ince ve küçük kristaller halindeki (0,1 mm x 1 mm boyutlu) klorit kristalleri de önemli sayılacak kadar fazladır. Çift kırınması 0,0002 dir. Çift kırınmanın zayıflığı ve polarizasyon renginin anormallığı kloritin pennin olduğunu göstermektedir. Klorit kayaç hacminin %10 ila 15 ini meydana getirmektedir.

Numune No. Sarımsak 100	Lab. No.	C	Mg x 100	al. alk	
1	13889	1,42	98,45	0,13	
2	13890	0,71	91,40	0,04	
3	13891	0,71	99,14	0,15	
4	13892	1,51	98,40	0,15	
5	13893	1,35	98,56	0,08	
11	13899	1,61	98,07	0,31	
12	13900	1,88	97,76	0,35	
13	13901	2,65	96,27	1,06	
17	13919	1,30	98,24	0,44	
25	13927	1,36	98,28	0,34	
26	13928	0,51 den fazla	93 den fazla	(-)	
201	16575	—	99,84	0,15	
221	16572	0,25	99,17	0,57	
231	16576	3,09	95,04	1,85	
264	16559	2,27	77,08	0,63	
265	16566	9,97	89,90	0,11	
268	16563	—	99,30	0,69	
283	17133	3,10	94,79	2,10	
294	17136	0,88	96,85	2,26	
303	17134	0,63	99,25	0,11	
Amf.	14	13902	28,58	55,86	15,56
	15	13903	29,59	60,38	10,04
	16	13918	43,92	50,28	5,80
	18	13920	23,73	56,26	20,07
	27	13929	26,14	56,17	17,69
	28	13930	27,88	57,26	14,87
	215	16582	3,09	95,04	1,85
TOF- LER	19	13921	25,13	45,15	29,80
	20	13922	10,80	10,05	79,14

Tablo 10: Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli kayaçların Leake parametreleri (Parametrelerin toplamı 100'e tamamlanmış olarak)

Table 10: Leake parameters of rocks of magmatic origin in Muratdağı melange (Parameters are Calculated up to 100)



Şekil 29: Melanjda bulunan magmatitlerin (c-(al-alk)-100mg) Leake diyagramı.

Figure 29: Leake diagramme (c-(al-alk)-100mg) of magmatites in the melange

Kalsit: 2 ila 6 mm boyutlu, adacıklar meydana getiren subotomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin %10 ila %15 ini oluşturmaktadır.

Sfen ve apatit 2 ila 3 mm boyutlu ender subotomorf kristaller halinde görülür, pirit ve hematit oldukça boldur.

Biyotitli, Kloritli Şistler

1) Makroskopik Özellikler

Biyotitli şistler esmer, kirli sarı renklidir. Koyu renkli ince biyotit yatakcıkları, kuvarslı ve feldispatlı, açık renkli daha kalınca yatakcıklarla ardaşıklıdır. 3 ila 14 cm kalınlıkta yapraklanma gösterir. Yapraklanma yüzeyi hafif ondülledir. Şist yapılıdır.

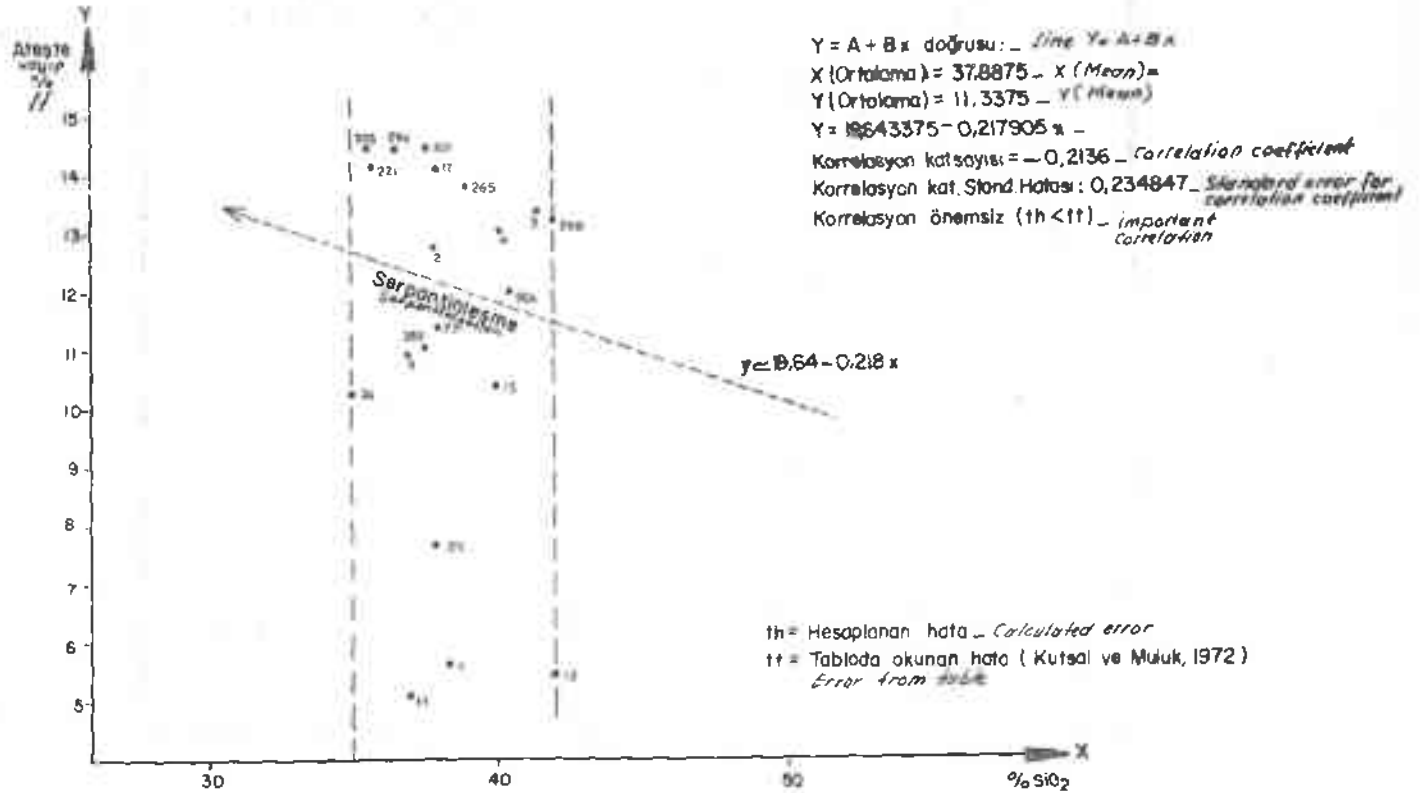
2) Mikroskopik Özellikler

Doku: Lepidoblastik

Yapı mineralleri:

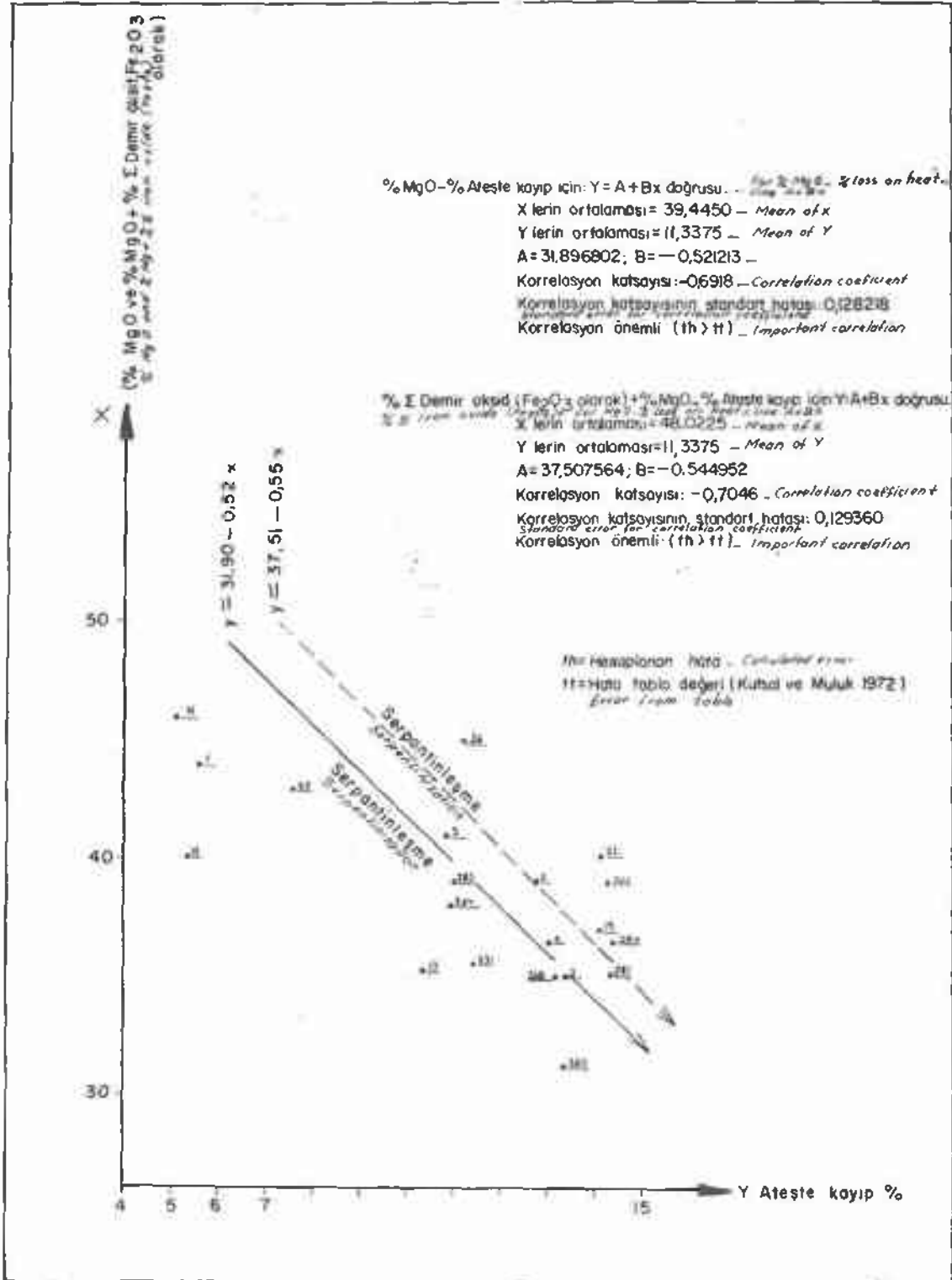
Kuvars: Boyutları 0,2 ila 2,5 mm arasında, kabaca boyu eninin 4 katı, kenarları düzgün olmayan dikdörtgen şeklinde, dalgalı sönmeli ksenomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin %40 ila %50 sini kapsar.

Feldispat: Az miktarda, boyutları 0,5 mm x 2 mm arasında, %10 ila 15 anortitli (oligoklaz), kenarları ince fakat



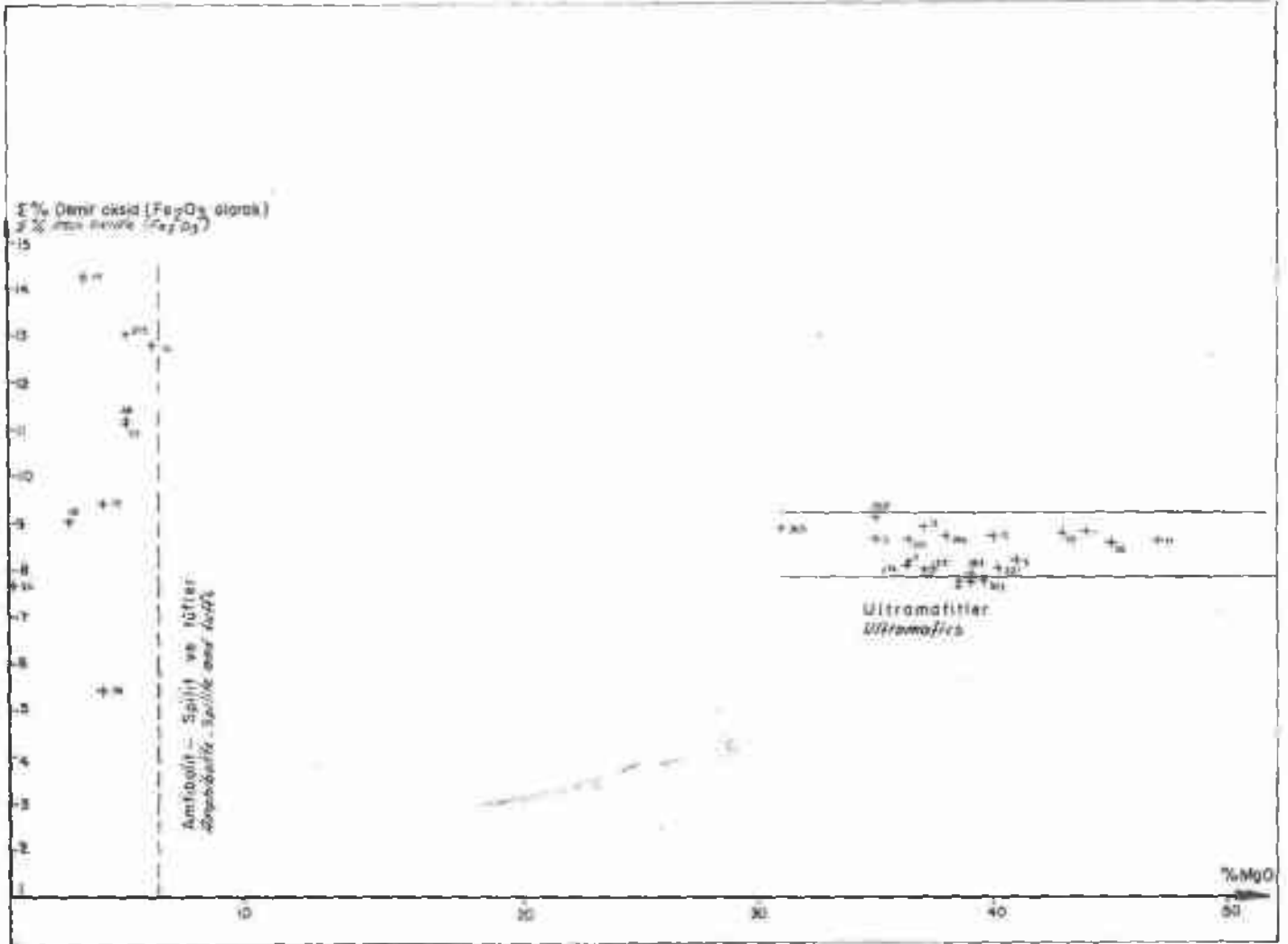
Şekil 30: Melanj içindeki ultramafitlerin (%SiO₂ - % Ateşte kayıp) diyagramı.

Figure 30: (%SiO₂ - % Loss on heat) diagramme of ultramafics in the melange.



Şekil 31: Melanj içindeki ultramafitlerin (% Ateşte kayıp - %MgO) diyagramı; çizgilerin sağ ucu (%MgO - % Demir oksit "Fe₂O₃ olarak") Toplamını göstermektedir.

Figure 31: (% Loss on heat - %MgO) diagramme of ultramafics in the melange; the right end of lines shows the sum of (%MgO - % ironoxide "as Fe₂O₃")



Sekil 32: Melançda bulunan mağmatitlerin (% Demir oksit "FeO, olarak" - %MgO) diyagramı.

Figure 32: (% Fe oxide "as FeO," - %MgO) diagramme of magmatites in the melangé.

düzensiz albitlemiş ksenomorf kristallerden oluşmuştur. Kayaç hacminin en fazla %10 unu oluşturmaktadır.

Biyotit: Polarize ışıktaki koyu yeşil, açık kahverenkli, genellikle eni boyunun 4 katı, boyutları 0,1 ila 1 mm x 0,4 ila 4 mm arasında, devamlı fakat düzensiz, kıvrımlanmış yatakcıklar oluşturan ksenomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin %25 ila %40 nu kapsar.

Klorit: Biyotitle beraber bulunan, yer yer biyotit lamellerinin bir kısmını meydana getiren kristallerinden oluşmuştur. Hacim miktarı en çok kayacın %8 ine ulaşmaktadır.

Sfen, apatit 3 mm ye ulaşan boyutlu subtomorf kristaller halindedir; opak mineraller azdır.

Amfibollü Şistler

1) Makroskopik Özellikler

Amfibollü şistler kirlili yeşil, koyu gri, morumsu renklidir. Yapraklanma kahnhığı 14 cm ye ulaşır. Yapraklanma yüzeyi ondülelidir. Taze yüzeyinde koyu yeşil, ince amfibollü kısımlarla, biraz daha kalın açık renkli kuvarsfeldispatik kısımlar düzgün ardalanmalıdır. Şist yapılıdır.

2) Mikroskopik Özellikler (Şek. 33)

Doku: Granoblastik

Yapı mineralleri:

Kuvars: Çapı en fazla 1 mm ye varan köşeli, dalgalı sönmeli ksenomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin en fazla %10 unu oluşturur.

Feldispat: Boyutları 0,2 ila 0,6 mm x 0,6 ila 2 mm arasında değişen dalgalı sönmeli ksenomorf kristallerden meydana gelmiştir. Büyük kristallerin bir kısmı posilitiktir ve subtomorf şekiller gösterir. İkizlenme genellikle bu büyük boyutlu kristallerde iyi gelişmiştir. Küçük kristallerde ikizlenme net değildir. (010) Yüzeyine dik kesitler metoduyla (Roubault, 1963) yapılan ölçmeler %8 An. (albit) vermektedir. Kayaç hacminin %32 ila %38 ini meydana getirir.

Amfibol: Eni boyunun 10 katına ulaşan, 0,1 ila 0,3 mm x 1 ila 3 mm boyutlara sahip, adi ışıktaki açık yeşil ve koyu yeşil-mavi pleokroizma gösteren, hafif bükülmüş otomorf veya subtomorf kristallerden oluşmuştur. Çift kırılma değeri 0,018, maksimum sönmeye açısı 22, 70° ila 85° arasında 2V açısıyla yeşil hornblend-ferroaktinot özelliklerini taşımaktadır (Roubault, 1963). Amfiboller düzensiz fakat devamlı ve kıvrımlanmış yatakcıklar meydana getirirler ve kayaç hacminin %45 ila %55 ini oluştururlar.

Klorit: Amfibol yatakcıklarıyla yakın ilişkilili, sınırları belirsiz leke veya adacıklar meydana getirir. Miktarı kayaç



Sekil 33: Amfibollü Şistlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 224, P.I.; X8). Koyu renkli yatakcıklar amfibol, açık reaktiller genellikle albitten oluşmuştur.

Figure 33: Photomicrograph of amphibole schists. (Sample No: 224; Pol. light, X8). The dark colored folias are made of amphibole and the light ones are generally of albite.

hacminin %10 una ulaşan kloritlerin optik özellikleri pennine karşılık gelmektedir.

Epidot: Çapı 1,5 mm ye ulaşan ksonomorf-subtomorf pistaşit kristallerinden oluşmuştur. Amfibol ve kloritle beraber bulunur. Kayaç hacminin %8 ini kapsamaktadır.

Kayaç, opak mineral, az sfen ve apatit bulundurmaktadır.

Granatlı Şistler

1) Makroskopik Özellikler

Granatlı şistler koyu kahve renklidir. Çapı 3 cm ye varabilen granat porfiroblastları yapraklanma yüzeyinde kabarıklık meydana getirir. Yapraklanma kalınlığı 20 cm'ye ulaşır. Çabuk ufalanır. Şist yapılıdır.

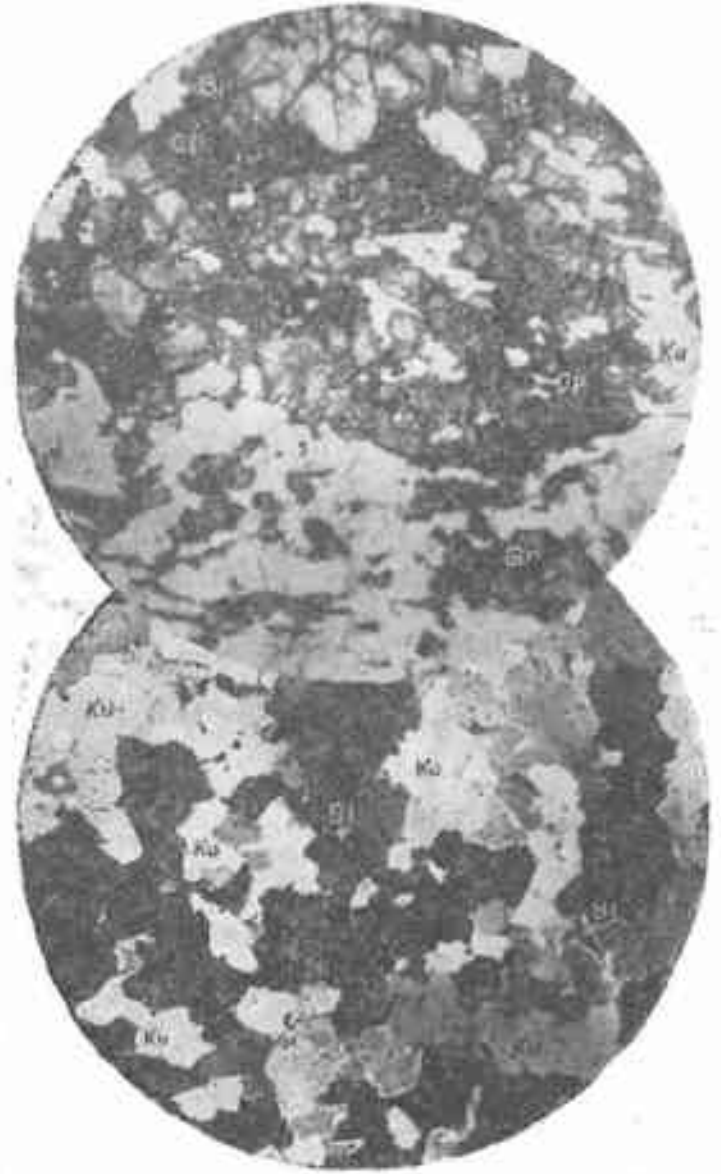
2) Mikroskopik Özellikler

Doku: Porfiroblastik

Yapı mineralleri:

Kuvars: Çok köşeli, kıvrımlanmış hatlar boyunca uzamış, boyutları 0,1 x 0,3 mm ile 0,3 x 1,5 mm arasında değişen, dalgalı sönmeli ksenomorf kristaller halindedir. Kıvrımlanmış kuvars yatakcıkları granat porfiroblastları içinde de devam etmektedir (Şek. 34A). Kayaç hacminin %20 ile %30 una oluşurur.

Feldispatlar: Ender, ksenomorf oligoklaz kristallerinden oluşmuştur.



Sekil 34A: Granatlı şistlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 326; N.I.; X20) Gr: Granat, St: Damuritlemiş staurolit, Bi: Biyotit, Op: Opak mineraller.

Figure 34A: Photomicrograph of garnet schists. (Sample No: 326; Plane light, X20) Gr: Garnet, St: Damuritized Staurolite; Bi: Biotite, Op: Opaque minerals.

Sekil 34B: Kuvarsitlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 325; P.I.; X9) Ku: Kuvars, Bi: Biyotit.

Figure 34B: Photomicrograph of quartzites (Sample No: 325; Pol. light, X9) Ku: Quartz, Bi: Biotite.

Biyotit: Daha çok granatların içinde ve çevresinde yer alan, polarize ışıkta rengi koyu kahverengi-kızıl, en fazla 2 mm uzunluğunda subtomorf kristaller halindedir. Yer yer kloritleşmiştir. Miktarı bir kayaçtan diğerine %10 ile %30 gibi önemli değişiklik gösterir.

Muskovit: Boyutları birkaç mikrondan 1 mm ye kadar değişen yer yer adacıklar meydana getiren subtomorf kristallerden oluşmuştur. Kayaç hacminin %7 ile 15 ini kapsar.

Granat: Çapı 1,5 cm yi bulan, yuvarlaklaşmış porfiroblastlar halindedir. İçinde kuvars ve mika inklüzyonları bulunur. Inklüzyonlar, granat kristali dışındaki kıvrımlanma

hatlarının devamı boyunca sıralanmışlardır (Şek. 34A). Kayaç hacminin %20 ila %30 unu oluşturur.

Stavrolit (storotid): Boyutları 2x3 mm ye ulaşan, büyük bir kısmıyla darnuriteleşmiş porfiroblastlar halindedir. Kayaç hacminin en fazla %5 ini oluşturur.

Opak mineraller, piemontit, apatit oldukça boldur.

Kuarsitler

1) Makroskopik Özellikler

Kuarsitler, açık bej, sarımsı renkli, kırılması güç, yapraklanma kahınlığı 3 ila 12 cm arasında, yapraklanma yüzeyi öndüleli olup şist yapılıdır.

2) Mikroskopik Özellikler (Şek. 34B)

Doku: Granolepidoblastik

Yapı mineralleri:

Kuars: Kayaç hacminin %90 ını oluşturur. Kenarları tırtıllı, içiçe geçmiş ortalama 0,3 mm x 1,5 mm boyutlu dalgalı sönmeli ksenomorf kristallerden oluşmuştur.

Muskovit: Kuvars kristalleri arasında birkaç mikron büyüklüğünde subtomorf kristallerin oluşturduğu sınırları belirgin lekeler ve yine kuvars kristalleri arasında sıkışmış 0,5 mm uzunluğuna ulaşan, belirli doğrultuda yönelmiş subtomorf kristaller halindedir.

Biyotit: Ender ksenomorf kristallerden oluşmuştur.

Mermerler

1) Makroskopik Özellikler

Genellikle beyazdır, yer yer mavi veya pembe renkli bant şeklinde kısımlar kapsar. Açık mezokivrimlidir (Şek. 9). Mikali olanlardan muskovit gözle görülebilir kristaller halindedir. Yer yer şist, yer yer şeker yapılıdır.

2) Mikroskopik Özellikler

Doku: Granoblastik

Yapı mineralleri:

Kalsit: Belirli yönde az uzama gösteren, ortalama 1 mm x 1,5 mm boyutlu, kenarları tırtıllı, içiçe geçmiş ksenomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin çok kez %100, mikah olanlarda %97 sini oluşturur (Şek. 35).

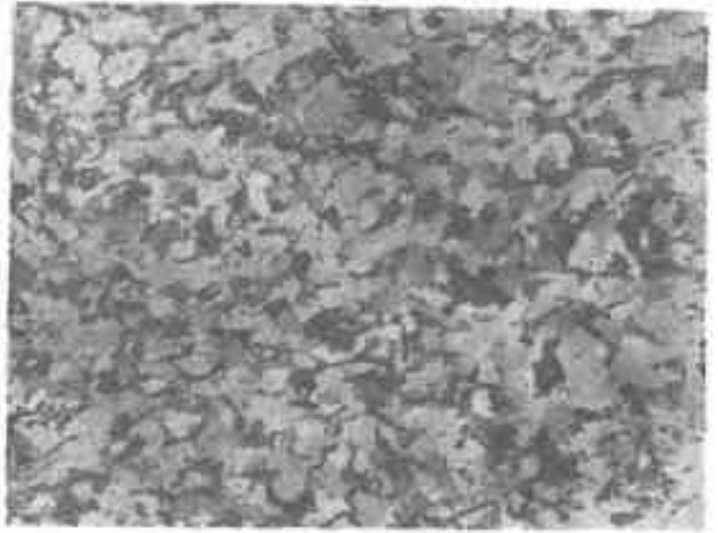
Muskovit: Boyutları 0,11 x 0,9 mm olan, kalsit kristallerinin uzama doğrultusunda sıralanmış, hafif bükülmüş subtomorf kristallerden oluşmuştur (Şek. 35).

Muratdağı Melanjı İçindeki Metamorfik Kütlelerin Petrografik İnceleme Sonuçları

Muratdağı melanjı içindeki metamorfik kütlelerin silikoaüminli kısmı farklı parajenezler kapsamaktadır.

Petrografik olarak açık bir metasomatizma etkisi görülmediğinden bu parajenezler, metamorfizma öncesi kayacın farklı kimyasal mineralojik yapısına bağlı bulunmalıdır. Nitekim Tablo 11 de bu kayaçların birbirlerinden farklı kimyasal bileşimlerde olduğu açıkça izlenebilmektedir. İksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları ve kimyasal bileşimleri dikkate alınarak sedimentler veya volkanosedimenter bir köken düşünüldüğünde (Faure ve Hurley, 1963; Peterman ve diğerleri, 1967), muskovitli, biyotitli, granatlı, kloritli şistlerin kökeni, killi kumtaşlarına; amfibollü şistler ise karbonatlı kumtaşlarına veya andezitik veya bazaltik tüflere karşılık gelmektedir.

Mermerler genellikle saf kalsitten oluşmuştur. Ender düzeyleri silikat olarak az miktarda muskovit taşımaktadır. Bu



Şekil 35: Mermerlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 298; P.I.; X9). Ka: Kalsit, Mu: Muskovit.

Figure 35: Photomicrograph of marbles. (Sample No: 298; Pol. light, X9) Ka: Calcite, Mu: Muscovite.

nedenle mermerlerin eski biyokimyasal karbonat çökellerine karşılık geldiği düşünülebilir.

Muskovitli, kloritli şistlerdeki kuvars-albit-muskovit-klorit; biyotitli, kloritli şistlerdeki kuvars-albit-biyotit-klorit; mermerlerdeki kalsit-muskovit; amfibollü şistlerdeki kuvars-albit-(hornblend, ferroaktinot)-klorit-epidot parajenezleri Abukuma, tipi metamorfizmanın "kuvars-albit-biyotit-klorit subfasiesinde, Barrow tipi metamorfizmanın" "kuvars-albit muskovit-klorit", "kuvars-albit-epidot-biyotit" ve "kuvars-albit-epidot-almandin" subfasieslerinde oluşabilirler (Winkler, 1967).

Bu durumda melanj içindeki metamorfik kütlelerin hangi tip metamorfizma geçirdiğini söyleyebilmek olanaksızdır. Yalnız, granatlı şistlerin, kuvars biyotit-muskovit-oligoklaz-granat-stavrolit parajenezi Barrow tipi metamorfizmada almandin-amfibolit fasiesinin, stavrolit-almandin subfasiesini karakterize eden bir parajenezdir (Winkler, 1967). Böylece melanj içindeki metamorfik kütlelerin Barrow tipi yeşil şist fasiesinden, almandin-amfibollü fasiesinin başlangıcı olan stavrolit-almandin subfasiesine kadar artan bir metamorfizma geçirdiği belirgin olarak çıkmaktadır. Winkler'e (1974) göre Muratdağı melanjı içindeki bu kütlelerin içerdiği mineral fasiesleri "düşük derece ile orta derece" arasında metamorfitlere karşılık gelmektedir. Metamorfizma derecesi kuzeybatıdan güneydoğuya doğru artmaktadır.

Muratdağı Melanjı İçindeki Metamorfik Kütlelerin Silikoaüminli Kısmının Petrokimyası

Analiz Sayısı, İncelemede Güdülen Amaç

Muratdağı melanjı içindeki silikoaüminli metamorfiklerden alınan numunelerden 17 sinin majör element analizi incelenmiştir. Kimyasal analizler Tablo 11 de, numune yerleri Ek 2 de verilmiştir. 6, 7 ve 30 numaralı analizlerde oksid toplamaları %100 den, analiz hatalarından dolayı önemli düşük değerler verdiğinden değerlendirilmelere alınmamıştır.

Muratdağı içindeki silikoaüminli metamorfiklerin jeokimyasal özelliklerini tanımlamak, hatalı petrografik determinasyonu önlemek, gelecekte yapılacak petrokimyasal araştırmalara karşılaştırma veya derleme verileri hazırlamak, Yargedik

Numune No.	Lab. No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe oksitleri Fe ₂ O ₃ FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	Ateşte kayıp Lf.	Toplam Total
6	13894	65.00	17.00	6.15	0.15	Eser	0.45	0.10	3.76	0.80	0.14	-	3.58	97.84
7	13895	68.00	14.40	6.00	0.06	"	0.50	2.50	1.60	0.90	0.14	-	2.75	96.85
8	13896	71.00	14.20	6.00	0.11	"	0.60	3.00	1.90	0.90	0.12	-	2.50	100.33
9	13897	66.00	17.70	5.35	0.08	"	0.55	0.10	3.62	0.90	0.18	-	4.00	98.48
10	13898	64.00	9.80	4.25	0.15	6.20	1.00	Eser	2.06	0.40	0.12	9.44	10.60	98.58
29	13931	62.00	7.50	2.70	0.11	3.00	12.00	0.15	1.25	0.25	0.08	9.25	11.80	100.84
30	13932	63.00	13.50	5.50	0.08	2.10	2.55	0.20	2.95	0.70	0.09	1.74	5.69	96.39
206	16579	63.75	18.00	5.75	Eser	"	0.25	1.70	3.95	0.95	0.20	-	4.10	98.65
209	16581	71.00	12.10	5.05	"	0.70	1.95	0.07	2.78	0.47	0.02	1.43	5.01	99.15
219	16583	67.70	9.55	3.00	"	3.40	6.62	0.04	1.72	0.37	0.02	5.11	7.92	100.34
224	16578	50.70	13.00	11.35	0.03	8.00	4.85	4.20	0.26	1.35	0.14	0.33	4.05	97.93
238	16580	60.70	10.00	4.75	"	4.25	8.20	0.07	2.60	0.40	0.08	6.50	9.20	100.25
253	16557	68.35	14.50	7.45	0.04	Eser	0.30	0.07	3.34	0.82	0.20	-	4.89	99.96
272	16567	55.75	13.50	7.85	Eser	8.10	1.60	0.07	1.66	0.78	0.14	4.14	9.25	98.70
300	17120	80.50	8.90	4.65	0.17	1.05	0.50	0.38	0.70	1.08	0.19	Eser	2.32	100.44
307	17121	67.50	16.00	4.50	0.11	3.40	0.75	0.12	Eser	0.32	0.15	5.97	7.12	99.97
307C	17117	67.00	13.60	6.40	0.12	2.85	1.10	1.43	2.53	0.73	0.16	0.09	3.45	99.37
322	17119	65.50	13.95	5.90	0.17	4.40	1.40	2.10	3.10	0.74	0.23	Eser	2.42	99.91

Çizelge 11a: Muratdağı melanjı içindeki silikolüminli epimetamorfik kayaların kimyasal analizleri

Table 11a: Chemical analyses of epimetamorphic silica-alumina rocks in the Muratdağı melange

tepe üyesinin petrokimyasıyla karşılaştırma yaparak ayırtlayıcı veriler bulmak incelemede güdülen amaçların en belirginleridir.

Genel Kimyasal Özellikler

Muratdağı melanjı içindeki silikolüminli metamorfitlemin mineral yapısı kısa aralıklarda tür ve miktar olarak büyük farklılık göstermesine karşılık, majör element miktarları aynı büyüklükte değişmemektedir. Kayaçlar çoğunlukla kimyasal özellikleri aşağıda belirtilen bir kayaç topluluğunu oluşturmaktadır.

224 ve 272 numaralı numunelerde dışında SiO₂ tenörü %62 ila %71 değerleri arasında değişmektedir. Bu fark SiO₂ için az sayılabilir; nitekim, SiO₂ nin ortalama değerinden sapması SiO₂ miktarının büyüklüğüne oranla %5,172 gibi küçük değerdedir. Al₂O₃ tenörü %18 gibi yüksek değerlere ulaşmakta, genellikle %10 ila %14 arasında yoğunlaşmaktadır. Al₂O₃ ün ortalama değerden sapması da nispeten küçük (%2,892) sayılabilir. Kayaçların mineralojik bileşimi Alüminyumun büyük bir kısmının muskovit yapısına girdiğini göstermektedir. Bu durum bir yandan alüminyum ve magnezyum tenörlerinin nispeten ters orantılı değişimiyse, demirin büyük bir kısmının opak minerallerden, kalsiyumun kalsitten gelmesiyle ve andaluzit, disten, sillimanit gibi alüminyumlu silikatların bulunmasıyla doğrulanmaktadır.

Kayaçların çoğunda magnezyum ve sodyumun az bulunması veya yokluğu önemli bir özellik olarak ortaya çıkmakta, magnezyum varlığı kayaç mineralojisinde biyotit ve amfibol (Numune No: 10, 29, 205) varlığına karşılık gelmektedir. Kalsiyum tenörü fazla olan kayaçlar genellikle ikincil kalsit taşımaktadır. Sodyum ve potasyum tenörleri ters orantılı olarak değişmekte, (Na₂O+K₂O) toplamı kabaca %3,5 ila %4,5

değerleri arasında kalmaktadır. TiO₂ değeri yer kabuğunun ortalama değerinden oldukça yüksektir.

224 ve 272 numaralı numunelerde S₂O₁ tenörü %50 gibi düşük değerlidir. Bu kayaçlarda MgO tenörü %8, 10 a ulaşmakta; MgO, MnO Na₂O ve K₂O tenörleri bir kayaçtan diğerine karşılaştırılamayacak derecede değişiklik göstermekte; TiO₂, %1,35 gibi yüksek değer almaktadır. Bu numuneler muskovitli gıstlerle ara katkılı amfiböllü gıstlere karşılık gelmektedir.

Aşağıda, melanj içindeki silikolüminli metamorfitlemin, 6, 7 ve 30 numaralı numuneler dışında 14 kimyasal analiz ortalaması olarak sunulmuştur.

Oksitler	Ortalama tenör %	Ortalamadan standart sapma
SiO ₂	63,95	5,62
Al ₂ O ₃	13,01	3,00
Toplam demir oksid Fe ₂ O ₃ olarak	5,96	2,22
MnO	0,06	0,06
MgO	3,35	2,96
CaO	2,92	3,64
Na ₂ O	1,05	1,34
K ₂ O	2,32	1,00
TiO ₂	0,71	0,29
P ₂ O ₅	0,13	0,06
CO ₂	2,28	3,59
A. Kayıp	6,01	3,11

Ortalamadan en önemli sapma gösteren oksitler: toplam demir oksid (Fe₂O₃ olarak), MnO, MgO, CaO (büyük bir kısmı ikincil kalsite bağlı), Na₂O dur. CO₂ ortalama değerinden sapmanın büyük oluğu da ikincil kalsite bağlı olmalıdır.

İkili doğrusal regresyon analizine giren parametreler		İşleme giren numune sayısı	X Ortalaması	Y Ortalaması	Y = A + Bx		Korrelasyon katsayısı (r)	Regresyon katsayısının standart hatası Sr = $\frac{s}{n}$	Korrelasyonun önemi	
					A	B			th > tt Önemli	th < tt Önemsiz
SiO ₂	Al ₂ O ₃	14	63,95	13,01	9,1616	0,0653	0,117	0,1433	—	önemsiz(+)
SiO ₂	Fe ₂ O ₃	14	"	5,96	19,6111	-0,2125	-0,547	0,0838	önemli(-)	
SiO ₂	MnO	14	"	0,06	-0,1152	0,0028	0,236	0,0029		önemsiz(+)
SiO ₂	MgO	14	"	3,35	30,6724	-0,4329	-0,774	0,0913	önemli(-)	
SiO ₂	CaO	14	"	2,92	15,8670	-0,2064	-0,317	0,1592		önemsiz(-)
SiO ₂	Na ₂ O	14	"	1,05	4,7764	-0,0584	-0,231	0,0633		önemsiz(-)
SiO ₂	K ₂ O	14	"	2,32	-3,5176	0,0922	0,477	0,0438	önemli(+)	
SiO ₂	TiO ₂	14	"	0,71	1,8298	-0,0172	-0,325	0,0129		önemsiz(-)
SiO ₂	P ₂ O ₅	14	"	0,13	0,1877	0,0009	-0,083	0,0029		önemsiz(-)
SiO ₂	CO ₂	14	"	2,29	10,9836	-0,1362	-0,209	0,1638		önemsiz(-)
SiO	Ateşta kayıp	14	"	6,01	17,7384	-0,1881	-0,329	0,1394		önemsiz(-)

th: Hesaplanan hata

tt: Tabloda okunan hata (Kutsal ve Mutluk, 1972)

- ① Parameters included in double linear regression analyses
 ② Number of samples involved in calculation
 ③ Mean of X
 ④ Mean of Y
 ⑤ Correlation coefficient
 ⑥ Standard error of correlation coefficient
 ⑦ Importance of correlation
- ⑧ Important
 ⑨ Unimportant

Tablo 11b: Muratdağı melanjindeki silikoaalimimli epimetamorfik kayalarda çeşitli oksit yüzdelerinin SiO₂ ye göre ikili doğrusal regresyon analizi

Table 11b: Double linear regression analysis of various oxide percentages with SiO₂ of silica-alumina epimetamorphic rocks in the Muratdağı melangé

Çeşitli Petrokimyasal İlişkiler

Çeşitli oksit yüzdelerinin SiO₂ ye göre değişimi Muratdağı melanjı içindeki silikoaalimimli epimetamorfik kayalarda çeşitli oksit yüzdelerinin SiO₂ ye göre ikili doğrusal regresyon analiz değerleri Tablo 11b'de, SiO₂=f(diğer oksitler) doğruları ise Şekil 36 da belirtilmiştir. Al₂O₃ miktarı SiO₂ artımıyla çok düzensiz dağılımlı bir artış göstermektedir (korrelasyon katsayısı = 0,1433). Aynı şekilde CaO, Na₂O ve TiO₂ miktarları SiO₂ artımıyla düzensiz olarak azalmaktadır (korrelasyon katsayıları sırayla -0,317, -0,231 ve -0,325). SiO₂ çoğalmasıyla K₂O miktarı düzenli çoğalmakta (korrelasyon katsayısı=0,477); toplam demir oksid Fe₂O₃ olarak ve MgO miktarları düzenli bir şekilde azalmaktadır (korrelasyon katsayıları sırayla -0,547 ve -0,774).

CO₂ - CaO Değişimi

Her ne kadar kimyasal analizlerde, karbonatların tümünün kalsit olduğu önyargısıyla, karbonatlara giren CO₂ miktarı doğrudan doğruya izlenebiliyorsa da, kayaların karbonatlara bağlı olmayan Kalsiyumlu mineraller içerdiği gözönünde tutularak, CO₂ - CaO arasındaki korrelasyon hesap edilmiştir.

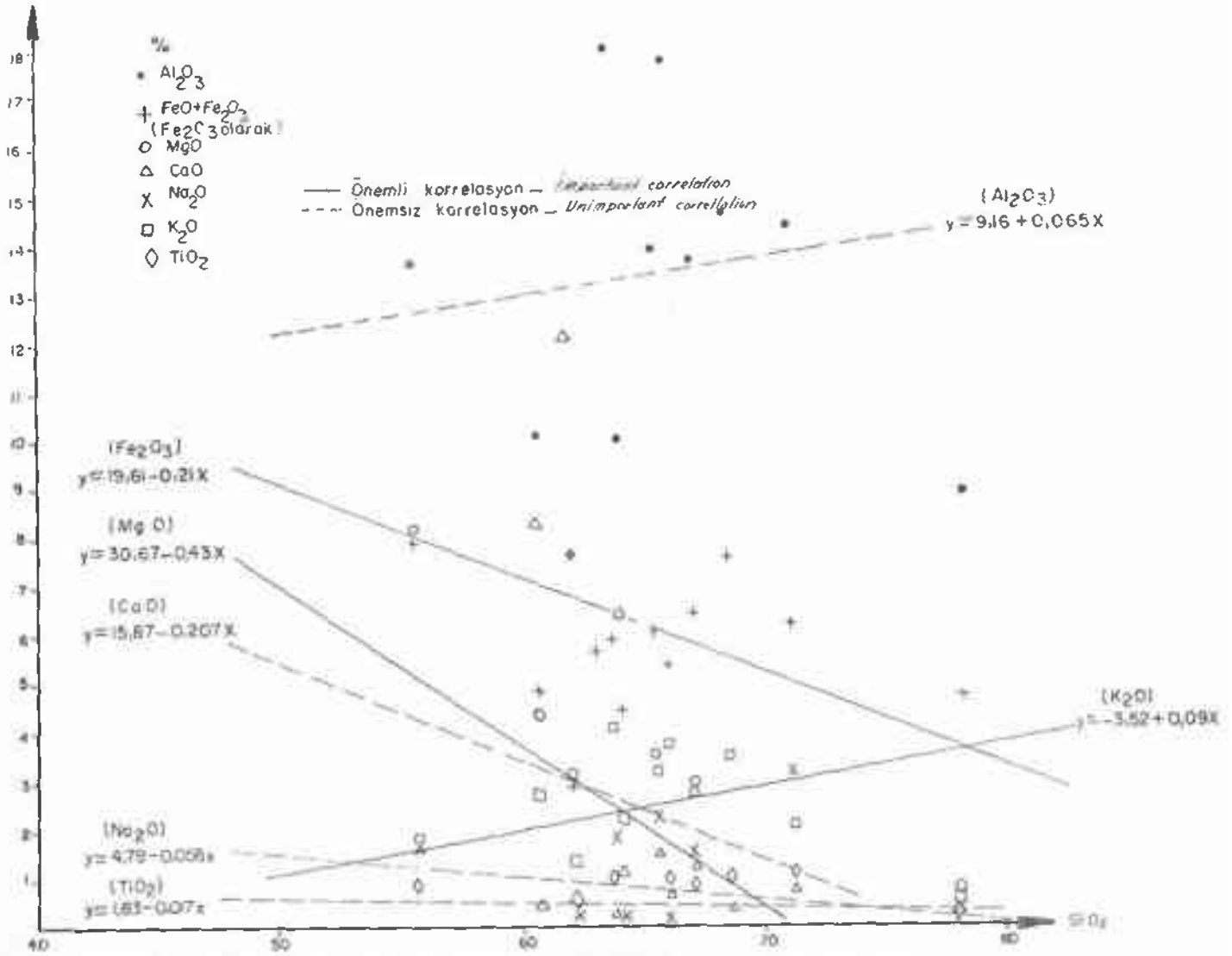
İki oksid arasındaki korrelasyon katsayısı 0,69 korrelasyon katsayısının standart hatası 0,17 dir. CO₂ miktarı arttıkça CaO miktarı y=1,07+0,68x doğrusuna göre artmaktadır. Bu durum aynı zamanda karbonatların çoğunlukla kalsit olduğunu da kanıtlamaktadır. Oksidlerin milimolekül değerleri arasında yapılan hesaplamalarda korrelasyon katsayısı yine 0,69 dur.

CO₂ - MgO Değişimi

Karbonatların bir kısmının dolomit olabileceği düşünceyle CO₂ - MgO arasındaki korrelasyon hesap edilmiştir. Korrelasyon katsayısı 0,03 olup, standart hatası 0,21 dir. Bu durum, MgO artışının karbonatlarla ilgili olmadığını göstermekte, aynı zamanda karbonatların kalsit olacağı sonucunu desteklemektedir.

(MgO+CaO—CO₂) ile Diğer Oksidlerin Değişimi

Karbonatlara girmeyen (MgO+CaO) miktarının, bir diğer deyişle silikatlara bağlı (MgO+CaO) miktarının diğer oksitlerle ilişkisini saptamak için bu değerler arasında korrelasyonlar araştırılmıştır. Oksitlerin karşılığı milimolekül değerleri üzerinden yapılan hesaplamaların sonuçları aşağıda sunulmuştur.



Sekil 36: Melanj içindeki metamorfik kayalarda çeşitli oksit yüzeylerinin SiO_2 yüzdesine göre değişimi.

- Önemli korrelasyon
- - - Önemli korrelasyon
- - - Önemli korrelasyon
- - - Önemli korrelasyon

Figure 36: The variation of various oxide percentages versus SiO_2 of metamorphic rocks in the melange.

- Important correlation
- - - Unimportant correlation
- - - Unimportant correlation
- - - Unimportant correlation

Korrelasyon aranan değerler	Korrelasyon katsayısı	Katsayının standart hatası
(MgO + CaO - CO ₂) - SiO ₂	0,75	0,19
" - Al ₂ O ₃	0,32	0,09
" - MgO	+0,93	0,08
" - CaO	+0,31	0,20
" - Na ₂ O	+0,44	0,06
" - K ₂ O	-0,63	0,03
" - Ti ₂ O	+0,27	0,01

Silikatlara bağlı CaO + MgO ile SiO_2 ve K_2O arasında önemli negatif MgO arasında önemli pozitif korrelasyon mevcuttur; diğer oksitler ile ilişkiler önemli görünmemektedir.

Melanj İçindeki Silikoalüminli Metamorfitlerin Petrokimyasal İnceleme Sonuçları

Muratdağı melanj içindeki metamorfitlerin silikoalüminli kısmı, genellikle çok homojen olmayan kimyasal bileşim göstermektedir. Oksid ortalama tenörlerin standart sapmaları oldukça büyüktür.

Oksid yüzdelерinden, toplam demir oksid Fe_2O_3 olarak ve MgO; SiO_2 miktarının artışıyla düzenli azalmakta, K_2O ise düzenli artmaktadır. Yine SiO_2 artışıyla CaO, Na₂O, TiO₂ miktarları düzensiz azalmakta Al₂O₃ miktarı ise düzensiz artmaktadır.

CO₂ miktarının artmasıyla MgO nun düzensiz (korrelasyon katsayısı 0,03 standart hatası 0,21) artmaktaysa da, CO₂ ile CaO arasındaki önemli pozitif korrelasyon (korrelasyon katsayısı 0,69, standart hatası 0,17) mevcut karbonatların kalitesi olduğunu kanıtlamaktadır.

Silikatlara bağlı (MgO+CaO) ile MgO, CaO, Na₂O ve TiO₂ arasında pozitif SiO₂, Al₂O₃ ve K₂O arasında negatif bir korrelasyon vardır.

Kimyasal bileşim, nispeten düşük ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranı bu kayaların volkano-sedimanter kökenli olduklarına işaret etmektedir (Hedge ve Wathall, 1963; Faure ve Hurley, 1963).

Yargedik Tepe Üyesinin Petrolojisi

Yargedik Tepe Üyesinin Petrografisi

Kaba taneli metakumtaşları (Şek. 10)

1) Makroskopik özellikler

Bej, gri, beyaz-sarı renkli, kaba ila orta kaba taneli kuvars kristalleri gözle görülebilir, yer yer belirgin lineasyon taşıyan, 7 ila 30 cm kalınlığında, genellikle kıvrımlı yapraklanmalıdır. Yapraklanma yüzeyleri sık sık ondüledir. Yapı yönelmiş taneli ile şist yapısı arasında değişmektedir.

2) Mikroskopik özellikler (Şek. 37)

Doku: Karbonat bakımından zengin olanlarda taneli veya granoblastik, kuvars ve mikaca zengin olanlarda granoblastik veya lepidoblastiktir.

Yapı mineralleri:

Kuvars: Boyutları 0,1 mm ila 2 mm arasında değişen çok köşeli kenarları tırtıllı, dalgalı sönmeli, genellikle kırılmış ksenomorf kristaller halindedir. Küçük boyutlu kristaller dışı diş geçmiş durumda, aralarındaki sınırlara kesin olmayan

mozaik şeklinde adacıklar oluştururlar. Bu adacıklar ve büyük boyutlu kristaller, bir çeşit çimento meydana getiren mika türünden (klorit, muskovit, profillit, kil) minerallerle çevrelenmiş olup, onlarla kenar reaksiyonu göstermektedirler. Kenar reaksiyonunun zaman zaman büyük kristallerin çevresinde saçak gibi sıralanmış, kuvars kristalleriyle sınırı belirgin olmayan mika türünden minerallerin varlığıyla görülmektedir. Kristallerin taşınmış özelliği çoğu kez silinmemiştir.

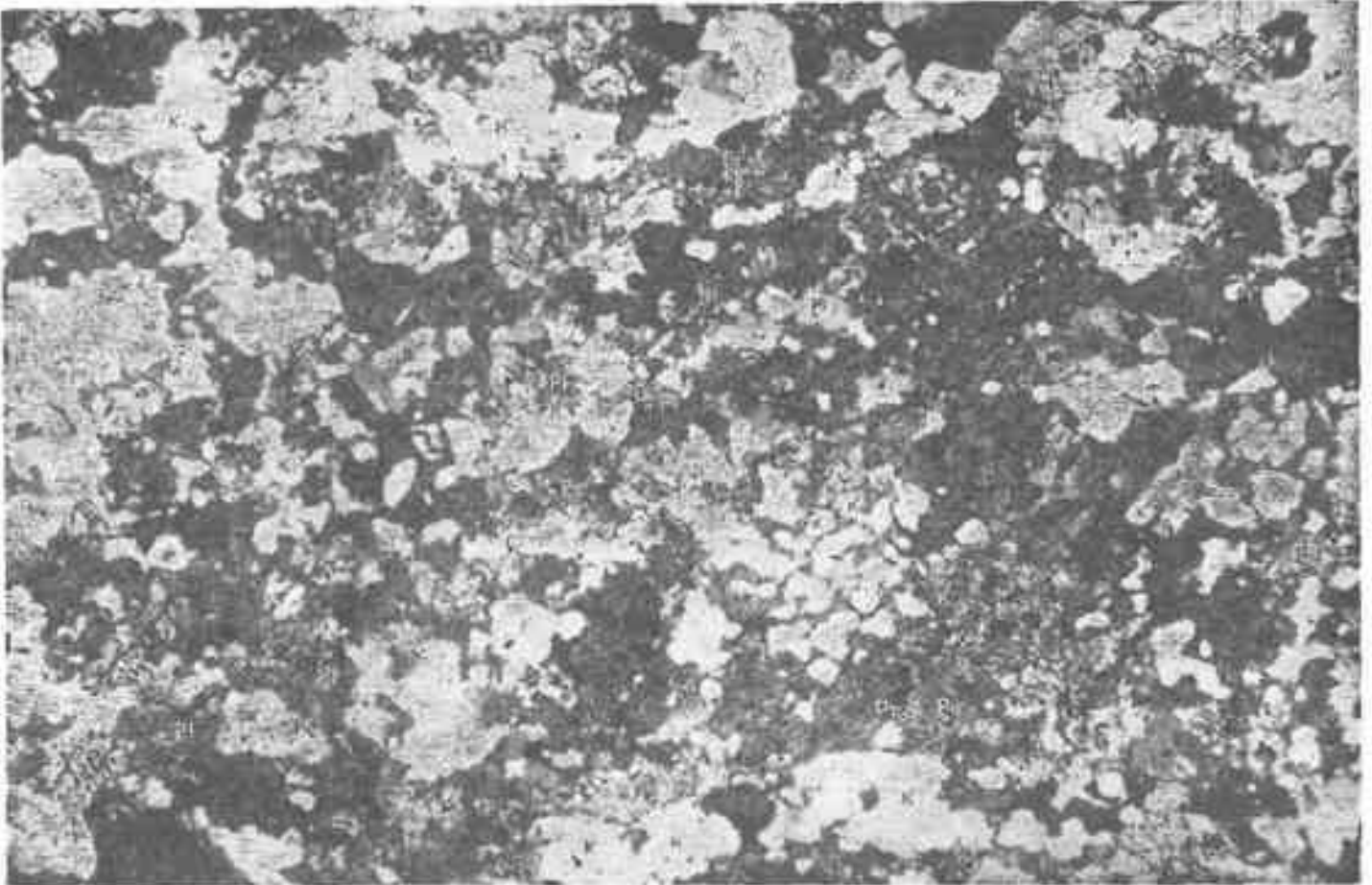
Kuvars, kayaç hacminin %60 ila %80 ini kapsamaktadır. Bu oran karbonatca zengin olanlardan çok azalmaktadır.

Feldispatlar: Kenarları ince bir zon halinde albitlemiş çok ender ksenomorf oligoklaz-andezin kristallerinden oluşmuştur.

Muskovit: Kuvars tanelerini veya kuvars tanelerinden oluşmuş adacıkları çevreleyen 0,05 mm x 0,5 mm boyutlarında ve iğnemsiz kristaller halinde yer yer boğumlar gösteren, devansız, düzensiz, ondüleli düzeyler boyunca sınırlanmış, en fazla 0,2 mm x 2 mm boyutla kristaller halindedir.

Bu düzeylerin kenarları yer yer hematit ve opak minerallerce zenginleşmiştir. Muskovit miktarı kayaç hacminin %15 ila %35 ini oluşturmaktadır.

Pirofillit: Muskovit boyut ve görünümünde, ondan kesinlikle ayırtılması güç kristaller halindedir. Miktarı tam saptanamamıştır. 313 numaralı numune üzerinde yapılan X ışın-



Şekil 37: Aşağı Belova formasyonunda metagrelerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 313a; P. I. X10) K: Kuvars; Mu: Muskovit; Kl: Klorit.

Figure 37: Microscopic view of metasandstones of Aşağı Belova formation. K: Quartz; Mu: Muscovite; Kl: Chlorite.

Numur No Sıra No	Lab. No Lab. No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃		MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	Ateşte Kayıp %	Toplam
31	13904	75.00	10.00	3.40	0.09	2.25	0.50	Eser	2.10	0.35	0.03	—	2.29	96.01
32	13905	77.50	12.00	4.25	0.08	0.40	0.40	..	2.70	0.47	0.09	—	2.98	100.87
33	13906	81.65	10.20	2.60	0.08	Eser	0.30	..	2.05	0.32	0.08	—	2.47	99.75
34	13907	83.00	10.00	3.30	0.80	..	0.30	..	1.60	0.38	0.08	—	2.30	101.76
35	13908	82.00	10.00	3.75	0.09	..	0.35	..	1.80	0.37	0.08	—	2.46	100.90
36	13909	83.00	9.00	3.70	0.10	..	0.35	1.03	1.40	0.32	0.06	—	1.77	100.73
37	13910	73.60	14.20	5.40	0.09	..	0.40	1.22	2.40	0.62	0.08	—	2.75	100.76
38	13911	80.00	9.80	3.85	0.10	0.40	1.30	0.44	1.60	0.38	0.04	0.73	3.22	101.13
39	13912	81.10	8.80	3.70	0.12	Eser	0.40	0.31	1.75	0.30	0.04	—	2.13	98.65
40	13913	78.00	10.50	4.40	0.08	..	0.35	..	1.75	0.46	0.07	—	2.77	98.38
41	13914	82.00	7.00	3.25	0.11	1.00	2.30	0.13	0.80	0.55	0.08	1.79	3.26	100.48
42	13915	75.50	12.50	5.50	0.15	Eser	0.40	0.37	1.90	1.05	0.10	—	2.51	99.98
43	13916	73.00	14.00	6.50	0.11	..	0.50	0.44	2.10	1.05	0.08	—	2.71	100.49
44	13917	77.00	10.50	4.35	0.13	..	6.30	0.60	1.20	1.28	0.07	—	2.09	97.52
203	16577	76.85	7.50	5.50	0.03	1.30	2.82	0.07	1.02	0.74	0.04	2.09	4.37	100.24
205	16571	61.80	14.80	8.00	Eser	6.00	0.50	1.70	1.75	0.86	0.10	—	5.00	100.51
207	16574	64.40	15.00	5.50	..	4.00	0.35	1.43	3.85	0.80	0.17	—	3.86	99.36
208	16568	79.00	8.75	4.00	..	0.75	1.60	0.17	1.50	0.30	0.06	1.10	3.15	99.28
310	17126	67.50	10.00	5.75	0.18	2.10	4.85	0.86	1.05	0.93	0.25	5.03	6.48	99.95
311	17127	52.75	23.00	10.00	0.09	3.50	0.55	1.10	3.62	0.80	0.12	Eser	4.83	100.36
312	17128	51.00	20.30	8.55	0.14	2.80	4.16	0.90	3.08	0.88	0.30	2.88	7.03	99.14
313	17123	79.80	5.65	10.50	0.10	0.80	0.50	0.32	0.55	0.34	0.15	Eser	1.40	100.11

Tablo 12a: Yargedik tepe üyesi kayaçlarının (az metamorfik) kimyasal analizleri

Table 12a: Chemical analyses of very low grade metamorphics of Yargedik tepe member

ları difraksiyonu "şüpheli ve az" kaydıyla pirofillit varlığını göstermiştir.

Klorit: Çok az miktardadır, diğer mika mineralleriyle beraber bulunur.

Dolomit: Özellikle güneydeki metakumtaşları ile Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşlarına geçiş zonu düzeyleri dolomit bakımından zengindir. Dolomit, silikat bakımından zengin metakumtaşlarında (geçiş zonu) boyutları 0,1 mm - 1,5 mm arasında ksenomorf kristallerin oluşturduğu, ortalama 1 mm x 4 mm büyüklüğünde mercerler meydana getirir. Güneydeki metakumtaşlarının bazı düzeylerinde dolomit miktarı kayaç hacminin %70 ini kapsamaktadır. Bu tür kayaçlarda dolomit kristallerinin boyutları çok çeşitlidir ve en fazla 0,5 mm x 2 mm ye ulaşmaktadır.

Subtomorf kristaller halinde az miktarda turmalin ve epidot ile yer yer bol miktarda opak mineraller metakumtaşlarının diğer yapı minerallerini oluşturmaktadır.

Metasilttaşları

1) Makroskopik özellikler

Çok ince taneli ve tabakalı, yer yer kalem şeklinde ayırılan, kirli yeşil gri renkli, gıst yapılıdır.

2) Mikroskopik özellikler

Doku: Lepidoblastik

Yapı mineralleri:

Kaba taneli metakumtaşlarıyla aynı mineralojik bileşimi göstermesine karşılık, kristal tanelerinin boyutları 0,004 mm ile 0,06 mm arasında değişmektedir. Muskovit miktarı belirgin olarak daha çok, kuvars miktarı daha azdır (Num. 311 ve 312).

Yargedik tepe üyesinin petrografik inceleme sonuçları

Yargedik tepe üyesi genellikle kaba taneli metakumtaşları ile az miktarda metasilttaşlarından oluşmuştur. Bu kayaçlar içindeki karbonat miktarı Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşlarına geçiş zonunda giderek çoğalmaktadır. Aynı tür kayaçlardaki mineralojik homojenlik, Tablo 12 de görülen bağıl kimyasal homojenliğe karşılık gelmektedir. Mineralojik ve kimyasal bileşim, yukardaki kayaçların zaman zaman karbonatça zenginleşmiş genellikle kuvars ve kil karışımından oluşmuş detritik kökenli olduklarına işaret etmekte, bu durum ilksel yüksek ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranlarıyla da doğrulanmaktadır.

Yargedik tepe üyesini oluşturan kayaçların kuvars-albit-muskovit-pirofillit-az klorit-az epidot-kalsit metamorfizma parajenezi, Barrow tipi metamorfizmada yeşil gıst fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-klorit" subfasiyesine karşılık gelmektedir (Winkler, 1967). Biotitin bulunmaması, Yargedik tepe üyesinin yukarda belirtilen parajenezi, bu kayaçların Barrow tipi metamorfizmada, yeşil gıst fasiyesinin "kuvars-albit-epidot-biotit" subfasiyesine kadar inmediğini ve Abukuma tipi metamorfizmada yeşil gıst fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biotit-klorit" subfasiyesinde metamorfizma geçirmedigine işaret etmektedir. (Winkler, 1967). Bu son durum negatif veri olması nedeniyle kesinlik kazanmamıştır. Kloritoyid, stilpnomelan gibi ayırtlayıcı minerallerin bulunması soruna kesin açıklık getirecektir. Winkler (1974) göre, Yargedik tepe üyesi kayaçları "düşük derece" metamorfizma parajenezi içermektedir.

(1) X ışınları difraksiyonu Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Bölümünde, G. Ataman tarafından yapılmıştır.

Yargedik Tepe Üyesinin Petrokimyası

Analiz sayısı, incelede güdülen amaç

Yargedik tepe üyesinden alınan numunelerden 23 ünün majör element analizi incelenmiştir. Kimyasal analizler Tablo 12 de, numune yerleri Şekil 44'de verilmiştir.

İncelemede güdülen amaç, Yargedik tepe üyesinin petrokimyasal özelliklerini tanımlamak, hatalı petrografik determinasyonları önlemek, ileride yapılacak bu tür araştırmalara karşılaştırma veya derleme verileri hazırlamak, arazi ilişkileri her zaman açık görülmeyen melanj içindeki silikoalüminli metamorfik kütlelerin petrokimyasıyla karşılaştırma yaparak ayırtlayıcı veriler bulmaktır.

31 numaralı numunenin analizinde oksid toplamı %100 den çok farklı bulunduğundan değerlendirmelere alınmamıştır.

Genel kimyasal özellikler

Yargedik tepe üyesi kayaçlarının kimyasal bileşimleri özellikle SiO_2 bakımından iki topluluk oluşturacak şekilde farklılık göstermektedir. Birinci topluluk daha yaygın olan nispeten kaba taneli metakumtaşlarına (Numune No: 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 203, 208, 300, 313) ikincisi ise metasilttaşlarına (Numune No: 207, 307, 310, 311, 312) karşılık gelmektedir. Kökeni detritik olan Yargedik tepe üyesi kayaçlarının birbirinden farklı iki grup meydana getirmeleri ve bu gruplar içinde bulunanların da kendi aralarında düzensizlik göstermeleri doğaldır.

İki grubun bileşimindeki değişimler şu şekildedir.

Oxide	Variation in Composition (Meta sandstone) Bileşimindeki değişim (%) (Metakumtaşları)	Variation in Composition (Metasiltstone) Bileşimindeki değişim (%) (Metasilttaşları)
Oksitler		
SiO_2	73 ila 83	51 ila 67,50
Al_2O_3	5,65 ila 14,20	10 ila 23
Toplam demir oksid (Fe_2O_3 olarak)	2,60 ila 10,50	4,50 ila 10
MnO	0,03 ila 0,80	0,10 ila 0,18
MgO	Eser ila 1,30	0,75 ila 4
CaO	0,30 ila 6,30	0,35 ila 4,85
Na_2O	Eser ila 1,22	0,12 ila 1,43
K_2O	0,55 ila 2,70	Eser ila 3,85
TiO_2	0,30 ila 1,08	0,32 ila 0,93
P_2O_5	0,04 ila 0,19	0,12 ila 0,30
CO_2	0 ila 2,09	0 ila 5,97

SiO_2 bakımından büyük farklılık gösteren bu iki grubun, diğer kimyasal bileşimlerinin değer dağılımları birbirlerini kısmen örtmektedir. Bir diğer deyişle meta kumtaşlarının ve meta silttaşlarının SiO_2 dışında diğer oksid yüzdeleri birbirleriyle karşılaştırılabilir. Buna rağmen metasilttaşları Al_2O_3 , MgO ve TiO_2 bakımından metakumtaşlarından zengin görünmektedir. Durum aşağıda belirtildiği gibi diğer yollardan da denetlenmiştir.

Yargedik tepe üyesinin metakumtaşları ve metasilttaşları kimyasal analiz ortalamaları ve bu ortalamalardan sapma değerleri şunlardır.

Oxides	Metasandstone mean (17 numune) Metakum taşları ortalama	Standard deviation standart sapma	Metasiltstone mean (5 numune) Metasilttaşları ortalama	Standard deviation standart sapma
Oksitler				
SiO_2	78,99	3,18	60,63	8,12
Al_2O_3	9,96	2,28	16,86	5,02
Toplam demir oksid (Fe_2O_3 olarak)	4,66	1,80	6,86	2,31
MnO	0,14	0,17	0,10	0,07
MgO	0,34	0,46	3,16	0,73
CaO	1,12	1,54	2,13	2,18
Na_2O	0,32	0,35	0,88	0,48
K_2O	1,64	0,55	2,32	1,70
TiO_2	0,58	0,32	0,75	0,24
P_2O_5	0,08	0,04	0,20	0,07
CO_2	0,34	0,67	2,77	2,77
A. Kayıp	2,63	0,67	5,86	1,45

İzleneceği üzere her iki tür kayacın ortalamaları ve ortalamalarındaki standart sapma büyük farklılıklar göstermektedir. Nitekim minimum %95 olasılıkla yapılan ortalamalar arası farkın önem denetimi, bu durumu kısmen desteklemektedir. Aşağıda bu denetimin sonuçları sunulmuştur.

Ortalamalar arasındaki farkın önemi

Oxides Oksitler	Important Önemli	Unimportant Önemsiz
SiO_2	P 0,001	
Al_2O_3	P 0,001	
Toplam demir oksid		
Fe_2O_3 olarak	P 0,05	
MnO		P 0,05
MgO	P 0,001	
CaO		P 0,05
Na_2O		P 0,05
K_2O		P 0,05
TiO_2		P 0,05
P_2O_5	P 0,001	
CO_2	P 0,01	
A. Kayıp	P 0,01	

Yargediktepe üyesinin metakumtaşları ve metasilttaşları arasında, yalnızca MnO, CaO, Na_2O , K_2O , TiO_2 ortalamaları önemli bir farklılık göstermemektedir. Buna karşılık iki kayacın SiO_2 , Al_2O_3 , toplam demir oksid Fe_2O_3 olarak, MgO, P_2O_5 , CO_2 ve ateşte kayıp ortalamaları arasındaki fark çok önemlidir.

Bu kesimi farklara karşın metakumtaşlarıyla arakatlı bulunan metasilttaşları beraberce bir ana birim meydana getirdiklerinden bir bütün olarak düşünülmüştür. Aşağıda, Yargedik tepe üyesi kayaçlarının (31) numaralı numune dışında 22 kimyasal analiz ortalaması ve aritmetik ortalamaya göre standart sapma değerleri karşılaştırma verisi olarak sunulmuştur.

İkili doğrusal regresyon analizine giren parametreler		İklamlar giren numune sayısı	X Ortalaması	Y Ortalaması	Y = A + Bx		Korrelasyon katsayısı (r)	Regresyon katsayısının standart hatası Sr =	Korrelasyonun önemi	
					A	B			th > tt	th < tt
									Önemli	Önemli
SiO ₂	Al ₂ O ₃	22	74,85	11,52	41,3374	-0,4002	-0,887	0,1005	önemli(-)	
SiO ₂	Fe ₂ O ₃	22	"	5,15	15,8048	-1,4365	-0,630	0,169	önemli(-)	
SiO ₂	MnO	22	"	0,12	-0,0845	0,0028	0,168	0,0036		önemsiz(+)
SiO ₂	MgO	22	"	0,97	9,7168	-0,116015	-0,782	0,0201	önemli(-)	
SiO ₂	CaO	22	"	1,34	4,2270	-0,0470	-0,256	0,210		önemsiz(-)
SiO ₂	Na ₂ O	22	"	0,44	2,5985	-0,0287	-0,582	0,0087	önemli(-)	
SiO ₂	K ₂ O	22	"	1,74	6,1234	-0,0582	-0,549	0,0193	önemli(-)	
SiO ₂	TiO ₂	22	"	0,61	1,5355	-0,0123	-0,363	0,2033		önemsiz(-)
SiO ₂	P ₂ O ₅	22	"	0,11	0,4690	-0,0048	-0,647	0,116	önemli(-)	
SiO ₂	CO ₂	22	"	0,89	6,2432	-0,0720	-0,380	0,0382		önemsiz(-)
SiO ₂	Aleste kayıp	22	"	3,36	13,8273	-0,1408	-0,794	0,0234	önemli(-)	

th: Hesaplanan hata

tt: Tabloda okunan hata (Kutsal ve Muluk, 1972)

- ① Parameters included in double linear regression analyses
 ② Number of samples involved in calculation
 ③ Mean of X
 ④ Mean of Y
 ⑤ Correlation coefficient
 ⑥ Standard error of correlation coefficient
 ⑦ Importance of correlation
- ⑧ Important
 ⑨ Unimportant

Tablo 12b: Yargedik tepe üyesi kayalarınca çeşitli oksit yüzdelerrinin SiO₂ ye göre ikili doğrusal regresyon analizi

Table 12b: Double linear regression analysis of various oxide percentages versus SiO₂ in rocks of Yargedik tepe member

Oxides	Mean tenor	Standard deviation
Oksitler	Ortalama tenör (%)	Ortalamadan standart sapma
SiO ₂	74,84	9,06
Al ₂ O ₃	11,52	4,10
Toplam demir oksid		
Fe ₂ O ₃ olarak	5,15	2,08
MnO	0,13	0,15
MgO	0,97	1,32
CaO	1,35	1,70
Na ₂ O	0,46	0,44
K ₂ O	1,75	0,96
TiO ₂	0,62	0,31
P ₂ O ₅	0,14	0,16
CO ₂	0,89	1,71
A. Kayıp	3,36	1,64

Çeşitli petrokimyasal ilişkiler

1) Çeşitli oksit yüzdelerrinin SiO₂ ye göre değışimi

Yargedik tepesi üyesinin kayalarınca çeşitli oksit yüzdelerrinin SiO₂ ye göre ikili doğrusal regresyon analiz değeri

leri Tablo 12b'de; SiO₂ = f (diğer oksitler) doğruları ise Şekil 38'de gösterilmiştir.

Yargedik tepesi üyesi kayalarınca (metakumtaşı ve metasilttaşı) bir tüm olarak ele alındığında, SiO₂ artışıyla Al₂O₃, toplam demir oksid Fe₂O₃ olarak, MgO, K₂O, Na₂O miktarları düzenli olarak azalmaktadır CaO ve TiO₂ miktarları ise düzensiz olarak azalmaktadır. Her ne kadar toplamı (100) olan çeşitli değışkenlerden, özellikle en yüksek değerde olan artmasıyla diğerlerinin azalması olağan ise de (Ataman, 1972b), Yargedik tepesi üyesi kayalarınca SiO₂ artması ile diğer oksitlerin çoğunluğunun düzenli bir şekilde azalması, bu kayalarınca detritik karakterleri de gözönüne alındığında, önemli bir özellik olarak görünmektedir.

2) CO₂-CaO değışimi

Kayalarınca içinde bulunan karbonatların tümünün kalsit olup olmadığının kanıtlamak için, milimoleküll miktarları üzerinden CO₂-CaO korrelasyonu hesaplanmıştır. Korrelasyon katsayısı 0,70, korrelasyon katsayısının standart hatası 0,09 dur. Bu ilişkiye göre kayalarınca karbonatları çoğunlukla kalsit olmalıdır; fakat, CO₂-MgO arasındaki ilişki böyle bir sonuca az da olsa şüphe getirmektedir.

3) CO₂-MgO değışimi

Oksid yüzdelerrinden itibaren yapılan hesaplamalarda korrelasyon katsayısı 0,50, katsayının standart hatası 0,14

olarak bulunmuştur. CO₂ artışıyla MgO artışı, karbonatların bir kısmının da dolomit olabileceğini kanıtlamaktadır.

4) (MgO+CaO—CO₂) ile diğer oksitlerin değişimi

Silikatlara bağlı (MgO+CaO) miktarının diğer oksitlerle bağıntısını bulmak için, milimolekül değerleri üzerinden yapılan hesaplamalar aşağıda sunulmuştur.

Korrelasyonu aranan değerler	Korrelasyon Katsayısı	Katsayısı standart hatası
(MgO+CaO—CO ₂)—SiO ₂	0,80	0,65
"	+0,62	0,23
" —MgO	+0,96	0,05
" —CaO	+0,21	0,16
" —Na ₂ O	+0,52	0,04
" —K ₂ O	+0,63	0,05
" TiO ₂	+0,22	0,02

Silikatlar bağlı CaO+MgO ile SiO₂ arasında önemli negatif Al₂O₃, MgO, Na₂O ve K₂O arasında önemli pozitif korrelasyon vardır; CaO ve TiO₂ ile arasındaki korrelasyon önemli değildir.

Yargedik Tepe Üyesinin Petrokimyasal İnceleme Sonuçları

Yargedik tepe üyesi birbirleriyle kimyasal farklılık ve benzerlik gösteren metakumtaşı ve metasilttaşından oluşmuştur. Meta kumtaşlarının ortalama olarak %79 SiO₂, %9,96 Al₂O₃, %0,34 MgO ve %34 CO₂ içerikliğine karşın, bu oksid yüzde ortalamaları metasilttaşlarında sırayla %60,63, %16,86, %3,16 ve %2,77 dir. Diğer oksid ortalamaları her iki kayaçta ya benzer veya az farklıdır.

Çeşitli oksid yüzdeleri SiO₂ artışına göre genellikle düzenli olarak azalmaktadır.

Her ne kadar CO₂ artışıyla MgO miktarı artmaktaysa da (korrelasyon katsayısı 0,50, standart hatası 0,14), CO₂ artışıyla çok daha düzenli olarak artan CaO miktarı (korrelasyon katsayısı 0,70, standart hatası 0,09), kayaçlardaki karbonatların daha çok kalsit olduğunu kanıtlamaktadır.

Silikatlara bağlı (MgO+CaO) ile Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O ve TiO₂ arasında pozitif; SiO₂ arasında negatif bir korrelasyon vardır.

Kimyasal bileşim ve ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranı bu kayaçların stalik kökenli olduklarını göstermektedir (Faure ve Hurley, 1963; Hedge ve Wathall, 1963).

Yargedik Tepe Üyesi Kayaçlarıyla, Muratdağı Melanjı İçindeki Silüsilaminli Metamorfitlelerin Petrolojik Karşılaştırılması

Petrografik karşılaştırma

Yargedik tepe üyesi stratigrafik olarak, kondağı tektonik de olsa, Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlelerin altında bulunmaktadır. Petrografik incelemeler, altta bulunan Yargedik tepe üyesinin Barrow tipi "kuvars-albit-muskovit-klorit" subfasiyesi parajenezi içermekte olduğunu üstte bulunan melanj içindeki metamorfik kütlelerin ise Barrow tipi yeşil şist fasiyesinden, epidot-amfibolit fasiyesinin stavorlit-almadin" subfasiyesine kadar artan bir metamorfizmayı belirten parajenezler sunduğunu göstermiştir. Bu petrografik veri aynı zamanda iki kayaç arasında arazide saptanan tektonik kondağın varlığını da desteklemektedir.

Petrokimyasal karşılaştırma

Muratdağı melanjı içindeki metamorfitleler genellikle çok homojen olmayan kimyasal bileşim sunmaktadır. Oksid ortalamalarının standart sapmaları oldukça büyüktür. Yargedik tepe üyesi kayaçları ise birbirleri ile kimyasal farklılık ve benzerlik gösteren iki kayaç grubundan oluşmuştur. Bunlar, tüm olarak veya kendi içlerinde, kimyasal bakımdan melanj içindeki metamorfitlelerden daha homojendir.

Melanj içindeki metamorfitlelerle Yargedik tepe üyesi tüm kayaçlarının kimyasal bileşimleri ortalamaları arası farkın önem denetimi sonucu aşağıda sunulmuştur.

Oxides Oksitler	Important Önemli	Unimportant Önemsiz
SiO ₂	P 0,001	
Al ₂ O ₃		P 0,05
Toplam demir oksid		
Fe ₂ O ₃ olarak		P 0,05
MnO		P 0,05
MgO	P 0,01	
CaO		P 0,05
Na ₂ O		P 0,05
K ₂ O		P 0,05
TiO ₂		P 0,05
P ₂ O ₅		P 0,05
CO ₂		P 0,05
A. Kayıp	P 0,01	

Görüleceği üzere Yargedik tepe üyesinin bütün kayaçlarının kimyasal bileşim ortalamaları SiO₂, MgO ve ateşte kayıp dışında, Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlelerinin kimyasal bileşim ortalamalarına %95 olasılıkla benzer bulunmaktadır.

Yargedik tepe üyesinin yalnızca metasilttaşları kimyasal analizleri dikkate alındığında bütün oksidler yine %95 olasılıkla Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlelerin kimyasal bileşim ortalamalarıyla aynı olmaktadır (Al₂O₃ ve P₂O₅ ortalamalar farklı p=0,05 sınırındadır).

Buna karşın Yargedik tepe üyesinin metakumtaşları oksid ortalamaları Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlelerin oksid ortalamaları ile karşılaştırıldığında, ortalamalar arası farkın önem denetimi aşağıda sunulan sonucu vermektedir.

Oxides Oksitler	Important Önemli	Unimportant Önemsiz
SiO ₂	P 0,001	
Al ₂ O ₃	P 0,01	
Toplam demir oksid		
Fe ₂ O ₃ olarak		P 0,05
MnO		P 0,05
MgO	P 0,001	
CaO		P 0,05
Na ₂ O	P 0,05	
K ₂ O	P 0,05	
TiO ₂		P 0,05
P ₂ O ₅	P 0,05	
CO ₂	P 0,05	
A. Kayıp	P 0,001	

Yargedik tepe üyesinin metakumtaşıları oksid ortalamaları toplam demir Fe_2O_3 olarak, MnO , CaO TiO_2 dışında Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlelerin oksid ortalamalarıyla %95 olasılık oranında hiçbir benzerlik göstermemektedir.

Bu durumda oksid yüzdeleri ortalaması bakımından her iki kayag grubunun en önemli ayırtlayıcı kimyasal bileşeni SiO_2 , Al_2O_3 ve MgO olmaktadır.

Yargedik tepe üyesinin bütün oksid yüzdeleri SiO_2 artışına göre genellikle düzenli olarak azalmasına karşın (Şek. 36) Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlelerin ancak toplam demir oksid Fe_2O_3 olarak ve MgO miktarı düzenli olarak azalmaktadır. CaO , Na_2O ve TiO_2 nin azalması düzensizdir. En önemli farklardan biride melanj içindeki metamorfik kayalarda SiO_2 ile K_2O ; SiO_2 ile Al_2O_3 arasında önemli pozitif korrelasyonun oluşudur (Şek. 36 ve 38).

Her iki kayag grubunda karbonatlar genellikle kalsittir.

Yargedik tepe üyesinde silikatlara bağlı ($MgO+CaO$) Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O ve TiO_2 arasında pozitif, SiO_2 arasında negatif korrelasyon mevcut olduğu halde; melanj içindeki metamorfitlelerin silikatlara bağlı ($MgO+CaO$) ile MgO , CaO , Na_2O ve TiO_2 arasında pozitif SiO_2 ; Al_2O_3 ve K_2O arasında negatif korrelasyon vardır.

Yargedik tepe üyesi kayaları melanj içindeki metamorfitlelerden Rb ve Sr bakımından (özellikle Sr bakımından) daha zengindir.

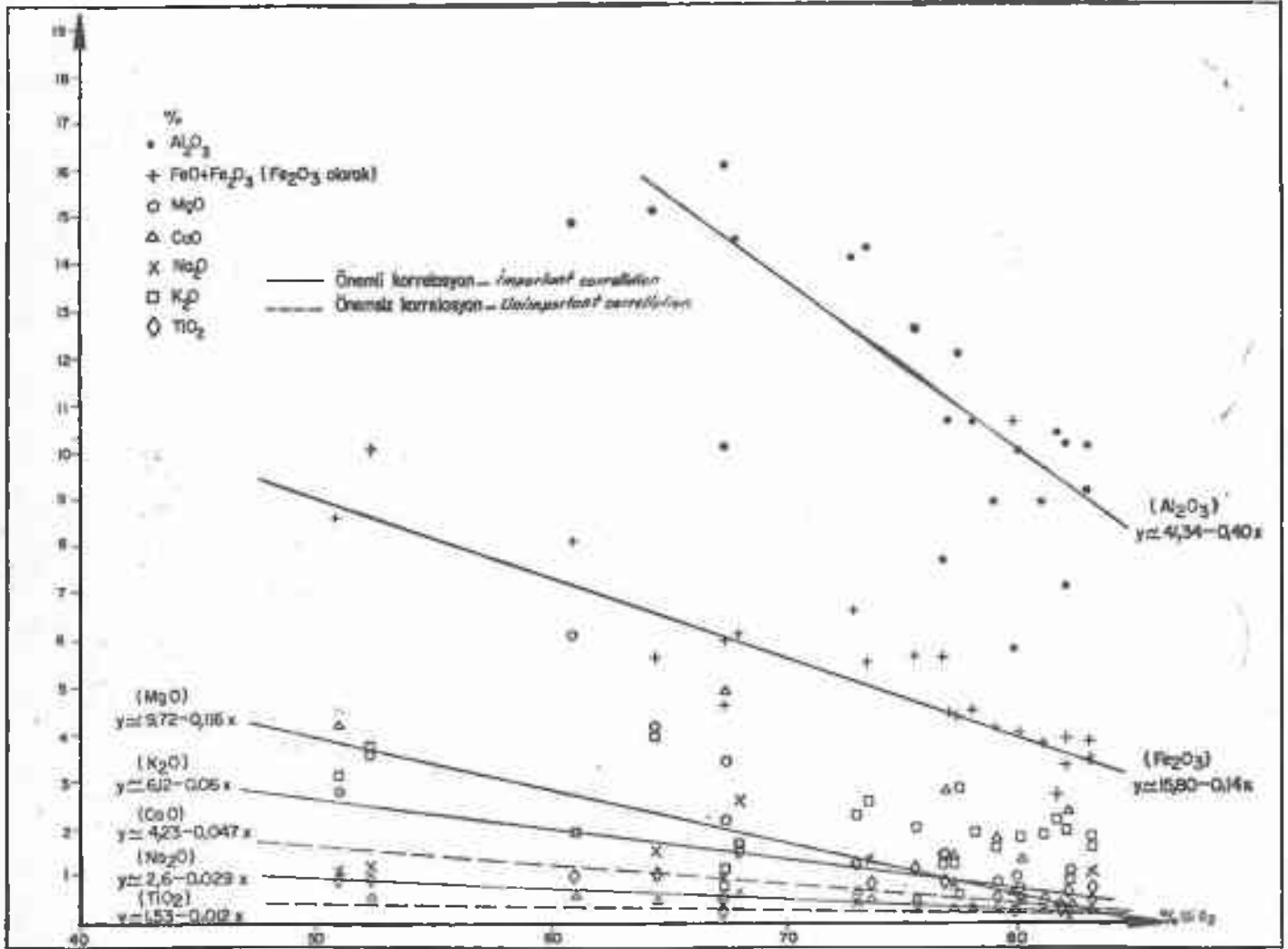
$^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları, Yargedik tepe üyesi için sialık; melanj içindeki metamorfitleler için volkanosedimanter bir kökeni kanıtlamaktadır.

Sonuç olarak bazı benzerliklerle beraber iki kayag grubu farklı kimyasal bileşimli görünmektedir.

Kontakt Metamorfizması Kayaları ve Silleşmiş Kayalar Kontakt Metamorfizma Kayaları

Granit-Muratdağı melanjı kantağından alınan (Numune no: 319, 331, 332, 333) kontakt metamorfizma kayaları makroskopik olarak açık gri-esmer renklidir. Genellikle demirli, mineraller taşır. Yer yer otomorf manyetit kristalleri izlenir. Sert, sıkı ve ağırdır. Kalsit kristalleri taşıyanlar kaba tanelidir. Sistolite yoktur. Mikroskopik olarak çok heterojen, yer yer granoblastik dokuludur. Bir kayaktan diğerine karşılaştırılmayacak oranda değişik kuvars, kalsit, diyopsid, ışnsal amfibol (tremolit), manyetit ve diğer opak mineraller yapı minerallerinin çoğunluğunu oluşturmaktadır.

Granit-Çiçekli kaya üyesi kantağından alınan (Numune no: 315, 316, 317, 325 ve 326) kontakt metamorfizma kayaları



Şekil 38: Yargediktepe üyesi (az metamorfik) kayalarında çeşitli yüzeylerinin SiO_2 yüzdesine göre değişimi

— Önemli korrelasyon

- - - Önemsiz korrelasyon

Figure 38: Variation of SiO_2 Percentage versus various oxide percentages in very low grade metamorphic rocks of Yargedik Tepe member.



Şekil 39: Silisleşmiş kayaların mikroskofta görünüşü (Num. No: 273a; F.I. X6). Ks: Kriptokristall silis; Ka: Kromit; Sin: Zinober.
Figure 39: Microscopic view of silicified rocks. (Sample No: 273a; Pol. light, X6) Ks: Cryptocrystalline silica; Ka: Quartz; Er: Chromite; Sin: Cinnabar.

makroskopik olarak koyu kahverenkli, yer yer çeşitli büyüklükte malakit lekeleri taşır. Masif görünüşlü ve ağırdır. Mikroskopik olarak heterojendir. Bol kalsit, kuvars, hematit ve diğer opak mineraller içerirler.

Kontakt metamorfizma kayaçlarının petrokimyası sistematik olarak incelenmemiştir. Çiçeklikaya dolomitik kireçtaşı'nın kontakt metamorfizmasıyla ne ölçüde etkilendiğini görebilmek amacıyla, yalnızca 1 analiz yapılmıştır. Bu analiz, özellikle Baklan granitinin meydana getirdiği kontakt metamorfizmasını konu alan araştırmalarda kullanılmak üzere aşağıda sunulmuştur.

Oksitler	Numune No: 316
SiO ₂	28,50
Al ₂ O ₃	7,60
Toplam demir oksid (Fe ₂ O ₃ olarak)	30,45
MnO	0,36
MgO	3,10
CaO	22,10
Na ₂ O	0,12
K ₂ O	Eser
TiO ₂	0,32
P ₂ O ₅	0,15
CO ₂	5,97
A. Kayıp	7,12
Toplam	99,79

(1) Hacettepe Üniversitesi Yer Bilimleri Bölümünde, G. Ataman tarafından yapılmıştır.

(2) Saldıray İleri'den (H.Ü.) sözlü bilgi.

Silisleşmiş Kayaçlar

Silisleşmiş kayaçlar Muratdağı'nda oldukça yaygındır. Bölgede işletilen civa madenleri genellikle bu kayaçlar içinde yer almaktadır. Arazide dolomitik kireçtaşları (Çiçeklikaya üyesi), volkanikler (Karacahisar volkanitleri) ve ultramafik kayaçlarla (Muratdağı melanji) ilişkili görünmektedir.

Makroskopik olarak koyu gri renkli, yer yer breşik yer yer camsı görünüşlü, kırılması güç, sert ve sığıdır.

Dokuları bir kayaçtan diğerine farklı olduğu gibi, aynı kayaç içinde de kriptokristallil ile taneli doku arasında değişmektedir (Şek. 39).

Yapı minerallerinin büyük çoğunluğunu silis mineralleri oluşturur. Silis kristallerinin boyutları genellikle ölçülemeyecek kadar küçüktür (kristokristalin). 1 mm çapına kadar büyüklükte olanlara çok ender rastlanır. Bir çeşit hamur meydana getiren silis, nispeten biraz daha büyük silis kristalleriyle dolmuş ağ şeklindeki çatlak ve filoncuklarla kesilmiştir (Şek. 39). (X) ışınları difraksiyonu² analizi silis için kuvars ve -kristobalit vermiştir.

Silisten başka az miktarda zinober bulunmaktadır. Zinober kristalleri ile silisin sınırları kesin değildir (Şek. 39).

Ender opak minerallerin optik özellikleri kromite karşılık geldiklerini kanıtlamaktadır. Kromit kristallerinin kenarları silis tarafından yemmiştir.

Silisleşmiş kayaçların hangi litolojinin değişiminden meydana geldiği, silisleşmenin hangi jeolojik olaya (granit intrüzyonu, volkanizma, faylanma) bağlı bulunduğu konusunda kesin bir yargıya varılamamıştır. Şöyle ki; arazide silisleşmiş kayanın yakın komşu kayaçlarla ilişkisi açık olarak görülememekte; genellikle tuf, dolomit veya listvanitlerle makroskopik benzerlikleri ayırtılamamaktadır.

İnce kesitte bulunan ender kromit kristalleri ultramafik kayaçların silisleşme dışında kalan kısımları olarak yorumlanmaya elverişli iseler de, tüfler içine sedimanter veya mekanik yollarla girmiş ultramafik kayaç parçacıklarının veya yalnızca kromit kristallerinin daha sonradan tüflerle birlikte silisleşmesine bağlanabilir. Bu son olasılık zayıf görünse bile, Mariko'nun (1970) çalışma sahası dışında işaret ettiği silisleşmiş kaba detritiklerle ilgili civa yataklarının varlığı ile dolaylı olarak desteklenmektedir.

Silisleşmenin Tersiyer yaşlı detritikleri ile etkilendiği (Mariko, 1970) düşünüldüğünde, silisleşme yaşının genç olması, büyük bir olasılıkla Karacahisar volkanitlerine bağlı bulunması gerekmektedir. Yalnız, bölgedeki kabaca D-B doğrultulu faylar boyunca (Simav doğusu) hâlen oluşma aşamasındaki antimon ve civa yatakları, silisleşme olaylarının günümüzdeki devamlığını belirtmektedir. Ayrıca bölgenin Miyosen volkanizması doğrultusu KKD-GGB'dir.

—Kristobalit varlığı, düşük sıcaklığı göstermektedir. —Kristobalit, Ramdohr ve Strunz'a göre (1967) en fazla 270°C; Deer, Howie ve Zussmann'a göre (1966), 275°C ye kadar dengede kalabilir ve daha çok asit volkanik kayaçlarda ve sıcaklık metamorfizmasına uğramış kumtaşlarında veya bazik kayaçlar içindeki kumtaşı ksenolitlerinde rastlanır. Muratdağı silisleşmiş kayaçlarında —kristobalit varlığı, yalnızca silisleşmenin düşük sıcaklıkta düştüğünü göstermektedir.

Silileşmiş kayaların ilksel litolojisi ve silileşmenin kökeni konusunda tartışma getiren bir veri de, riyolitik tüfler içindeki silileşmiş kayaların parçacıklarıdır. Bu son veri silileşmiş kayaların tüf oluşumundan önceki varlığını kanıtlamaktadır.

Paleosen ve Paleosen'den sonra özellikle düşey hareketler etkisi altında bulunmuş, magmatik aktivitenin yoğun olduğu Muratdağı bölgesindeki silileşme, muhtemelen granit intrüzyonuna, faydalanmalara ve volkanizmaya bağlı olmalıdır. Eldeki veriler kesin bir sonuca götürmeye henüz yeterli değildir.

JEOKRONOLOJİ

Karacahisar volkanitlerinden alınan 3 numune K-Ar; Aşağı Belova formasyonunun Yargedik tepe üyesinden alınan 4, melanaj içindeki metamorfik kütleden alınan 3 numune Rb/Sr metoduyla jeokronoloji incelemeleri yapılmıştır.

Elde edilen neticelerin hassasiyetini belirtmek ve sunulan dokümanları açıklayabilmek için yukarıda belirtilen metodlardan ve bu metodların araştırmamızdaki uygulanmasından kısaca bahsetmek yararlı olacaktır.

K-Ar ve Rb/Sr Metodlarının Prensipleri ve Araştırmadaki Uygulamaları

K-Ar Metodunun Prensipleri

Potasyumun 40 numaralı izotopu (γ) yayını (β) kaptırır ve Argon 40 verir. Numunenin yaşı $40\text{Ar}/40\text{K}$ oranını, parçalamaya (dezintegrasyon) denkleminde uygulayarak elde edilir:

$$t \text{ (yaş)} = \frac{1}{\lambda\gamma + \lambda\beta} \log_e \left(1 + \frac{40 \text{ Ar}}{40 \text{ K}} \cdot \frac{\lambda\gamma + \beta\lambda}{\lambda\beta} \right)$$

($\lambda\gamma$) ve ($\lambda\beta$) radyojenik potasyumun (γ) ve (β) parçalanma sabitesidir. $\lambda\gamma = 0,585 \cdot 10^{-10}$ sene $^{-1}$; $\lambda\beta = 4,72 \cdot 10^{-10}$ sene $^{-1}$ dir (Hurley, 1963; Bingöl, 1971).

Uygulama

Numunelerdeki potasyum yüzdesi alev fotometresiyle, Argon miktarı ise doğrudan doğruya kütle spektrometresinde izotopik seyreltme (dilüsyon) yoluyla ölçülmüştür. Argon, elektrikli fırında birkaç saat süreyle 250°C de tutularak diğer gazlardan arınmış olan numunenin boşlukta akkor haline gelinceye kadar ısıtılmasıyla elde edilmiştir.

Rb/Sr Metodunun Prensipleri

Rubidyumun 87 numaralı izotopu (β) yayını ile Stronsyumun 87 numaralı izotopunu verir ve bu Rubidyumdan türeyen Stronsyum 87 hesap yoluyla elde edilir. Tek bir numunenin yaşı:

$$t = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}} \text{ veya } t = \frac{^{87}\text{Sr}}{\lambda} \cdot \frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}} \text{ (Aktüel) } \cdot \frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}} \text{ (İlksel)}$$

formülleriyle hesap edilir.

Rubidyum 87 nin parçalanma sabitesi $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11}$ sene $^{-1}$

Rubidyum 87 nin periyodu $T = 4,710 \cdot 10^{10}$ senedir.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı, $^{86}\text{Sr}/_{88} = 0,1194$ değeri ile normalize edilmiştir.

Ölçme sonuçları, sonuçların analitik hatalarını da kapsayan (York Metodu) Nikolaysen grafiği ile bulunmuştur.

Uygulama

Rubidyum ve stronsyumun dozajı numuneden Rb ve Sr un çıkarılıp konsantr edilmesinden sonra kütle spektrometresinde izotopik seyreltme (dilüsyon) yoluyla elde edilmiştir (Aldrich ve diğerleri 1953). Kütle spektrometresinin verdiği grafiklerin ölçüleri, analitik hataları da kapsayan Nikolaysen (1962) metoduna göre hazırlanmış program yardımıyla bilgisayar merkezinde değerlendirilmiştir. Bulunan değerler 14, 15 ve 16 numaralı tablolarda gösterilmiştir.

Karacahisar Volkanitlerinin Jeokronolojisi

Karacahisar volkanitlerinin radyometrik yaş tayini Küçük Oturak Köyünden alınan bir (Numune No: 345 a), Karacahisar kuzeyinden alınan iki numune (Numune No: 267 ve 271) üzerinde tüm kayalar K-Ar metoduyla yapılmıştır (Ek 2).

Ölçme sonuçları Tablo 13 de verilmiştir. Yapılan hesaplar, numune yaşlarının $16,9 \pm 0,2$ ile $20,9 \pm 0,5$ milyon sene arasında değişmekte olduğunu göstermektedir. Bulunan yaş Orta Miyosene karşılık gelmektedir. Bu durum bölgedeki stratigrafik ve paleontolojik verilerle de doğrulanmaktadır. Ayrıca, Borsi ve diğerleri (1972), tarafından Batı Anadolu'daki kalkalkalil volkanizma için bulunan radyojenik yaşlarla uyumluluk göstermektedir.

Numune No:	K. yüzdesi	40 Ar(at/g)	Yaş (Milyon yıl)
267	4.42	8.607.1013	18.3+0.5
271	2.83	5.096.1013	16.9+0.2
345a	2.95	6.5825.1013	20.9+0.5

Tablo 13: Karacahisar Volkanitlerinde K-Ar Metoduyla Radyometrik Yaş Değerleri

Table 13: Radiometric dating data with K-Ar method of Karacahisar volcanics

Baklan Granitinin Jeokronolojisi

Baklan granitinin radyometrik yaş tayini Tepedelen deresi batısından alınan iki (Numune No: 241 ve 243), Baklan Tepesi batısından alınan bir (Numune No: 323) üzerinde tüm kayalar K-Ar metoduyla yapılmıştır (Ek 2).

Ölçme sonuçları (Ek 3) ve Tablo 14 de, sonuçların analitik hatalarını da kapsayan (York metodu) Nikolaysen grafiği Şek. 40 ta verilmiştir.

Hesaplanan yaş 52 ± 7 milyon yıldır ve Paleosen-Eosen arasına karşılık gelmektedir.

İncelenen bölgenin dışında kuzey ve kuzeybatıda granitik kütleler üzerinde aynı metotla yapılan radyojenik yaş tayinleri yaklaşık rakamlar vermişlerdir. Bu etüdler aşağıda belirtilmiştir:

- (1) Jeokronolojik ölçmeler Nancy Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique Laboratuvarında Mr. Sonnet (Rb/Sr) ve Mr. Zimmernann'ın (K/Ar) kontrolü altında, yazar tarafından yapılmıştır.
- (2) Numunelerdeki (K) yüzdesinin analizi Nancy C.R.P.G. Jeokronoloji Laboratuvarının Kimya kısmında yapılmıştır.

Yazar	Granodiyoritik kütle	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb/Sr	Yaş (M.S.)
Vachette ve diğerleri (1968)	Orhaneli			61
Ataman (1972, 1974 ve 1975)	"	0,7065	0,16	51 (Biyotit ve tüm kayaç)
Ataman (1973, 1974 ve 1975)	Gürgenyayla	0,7063	0,17	45 (Biyotit ve tüm kayaç)
Ataman (1975)	Ilıca-Şamlı	0,7068	0,17	24 (Biyotit ve tüm kayaç)
Ataman (1974 ve 1975)	Kozak	0,7084	0,34	13 İla 23 (Biyotit ve tüm kayaç)
Öztunalı (1973)	Uludağ			245 (Tüm kayaç) 235 (Ortoz) 30 (Biyotit)
Öztunalı (1973)	Eğrigöz			167 (Tüm kayaç) 31 (Ortoz) 29 (Biyotit)

Orhaneli-Harmancık arasında, Uludağ güneyindeki Topuk granodiyoritinde ve Domanlıç kuzeyinde yapmış olduğumuz gözlemlerde, bu granodiyoritlerin Üst Kretase yaşlı melanjda kontakt metamorfizması meydana getirdiği, Üst Kretase yaşlı melanjdan bazı kısımları içine aldığı izlenmiştir. Aynı şekilde Eğrigöz masifi kuzeyindeki gözlemlerde Eğrigöz granodiyoritinin fosilli Mesozoyik yaşlı kayaçlarda kontakt metamorfizması yaptığı saptanmıştır.

Bu durum her ne kadar bazı yazarların Holzer (1954); Okay (1948); arazi izlenimlerine uygunluk göstermekteyse de, granodiyoritlerin yaşlarını Paleozoyik olarak düşünen diğerleriyle Weingart (1954); Kaaden, (1959); Kalafatcıoğlu (1964); Dubertret ve Kalafatcıoğlu, (1973), çatışmaktadır.

Öztunalı'nın (1973) Eğrigöz ve Uludağ masiflerinde yaptığı jeokronolojik ölçme değerleri her numune için, izokron yapılmadan verildiğinde tam bir karşılaştırma olanağı bulunmamıştır.

İzokron doğrultusunun (Şek. 40) ordinat eksenini kestiği yere karşılık gelen ve Baklan granitinin 52-7 milyon yıl önceki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranını belirten değer $0,7112 \pm 0,00014$ tür. Bu oran sial için Faure ve Hurley'in (1963) bulunduğu ortalama değerden düşüktür. Bu nedenle Baklan granitinin çok eski bir granitin gençleşmesinden meydana gelmesi olanaksız görülmektedir. Durum Ataman (1973 ve 1975) tarafından da açıkça belirtilmiştir.

Baklan granitinde izlenen jeolojik veriler (Üst Kretase yaşlı melanjda ve Jura yaşlı kayaçlarda kontakt metamorfizması ile petrografik veriler (yapı minerallerinin altere olmaması, fazla sekonder ezilme göstermeyişi v.b.) bulunan radyojenik yaşı doğrulamakta ve bu yaşın granitin soğuma (kristalleşme) yaşına karşılık geldiğini göstermektedir.

Batı Anadolu granodiyoritlerinde yukarıda konu edilen diğer yaş tayinleri ile bazı arazi gözlemleri elde edilen sonuç sağlam destekler olarak nitelenebilir. Ilıca-Şamlı ve Kozak granodiyoriti dışında (Ataman, 1975) aradaki küçük yaş farkları, analitik hataların eşit olduğu varsayımıyla, granit kütlelerinin çeşitli hızlarda soğumasına bağlanabilir.

Tablo 14'deki değerler arasında ikili doğrusal regresyon analizi yapıldığında $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{Rb}/\text{Sr})$ arasında hiçbir ilişki görülmemektedir (Korrelasyon katsayısı (0) civarında). Rb/Sr oranı farklılaşma endisi olarak kabul edildiğinde, bu endisin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranını pek etkilemediği söylenebilir. Bu sonuç Baklan granitinde farklılaşmanın olmadığı veya farklı-

laşmanın az bir zamandan beri (örneğin Tersiyerden beri) meydana geldiği şeklinde yorumlanabilir. Batı Anadolu granodiyoritleri için aynı sonuç Ataman (1975) tarafından bulunmuştur.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{Rb})$ için korrelasyon katsayısı $r = 0,4983$ (önemsiz korrelasyon); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{Sr})$ için korrelasyon katsayısı $r = 0,491$ (önemsiz korrelasyon) dir. Örnek sayısı az olduğundan değer grupları arasında korrelasyon bulmak güç olmakla beraber, elde edilen korrelasyon katsayılarıyla Baklan granitinde Sr ve Rb un ortak tarihçesi veya stronsiyumun evrimi konusunda bir sonuç çıkmamaktadır. Oysa, Ataman (1975). Batı Anadolu'daki granodiyoritleri için, Rb ve Sr arasında, bulunan radyometrik yaş öncesi, uzun zaman süren ortak tarihçenin varlığını kanıtlamıştır.

Baklan granitinde Rb/Sr oranları Tablo 14'deki sıraya göre 1.6278, 0.8140, 1.2008 ve 0.9405'dir. Bu oranların ortalaması 1,146'dır. Dört numunenin (toplam Rb/toplam Sr) oranı ise daha küçük (0,106) bir rakam vermektedir. Baklan granitinin Rb/Sr oranı bu durumda Batı Anadolu'daki granodiyoritlerin $\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}}$ 0,16 oranından (Ataman, 1975) daha küçüktür.

Baklan granitinin ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7112$ oranı ise yine Batı Anadolu'daki granodiyoritlerinkinden (Ataman, 1975) nispeten büyüktür. Bu farklılıklara rağmen, Baklan granitinde ölçülen değerler, Ataman'ın (1975) verilerine paralel olarak, Baklan graniti magmasının a) ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı 0,700 olan eski bir granodiyoritik materyelden tek bir aşamada türemiş olamayacağını, b) izotopik homojenleşmeyle gençleşmiş eski bir granodiyoritten itibaren oluşamayacağını; c) bazaltik ve granitik bir magma karışımından gelebileceğini göstermektedir. Buna karşın Ataman'ın (1975) belirttiği şekilde, yukarıda verilen değerler dikkate alındığında, Baklan granitinin magması da, Batı Anadolu'daki diğer bazı granodiyoritlerin magması gibi bazaltik bir magmadan veya grovak tipli sedimentlerden itibaren türeyebilir.

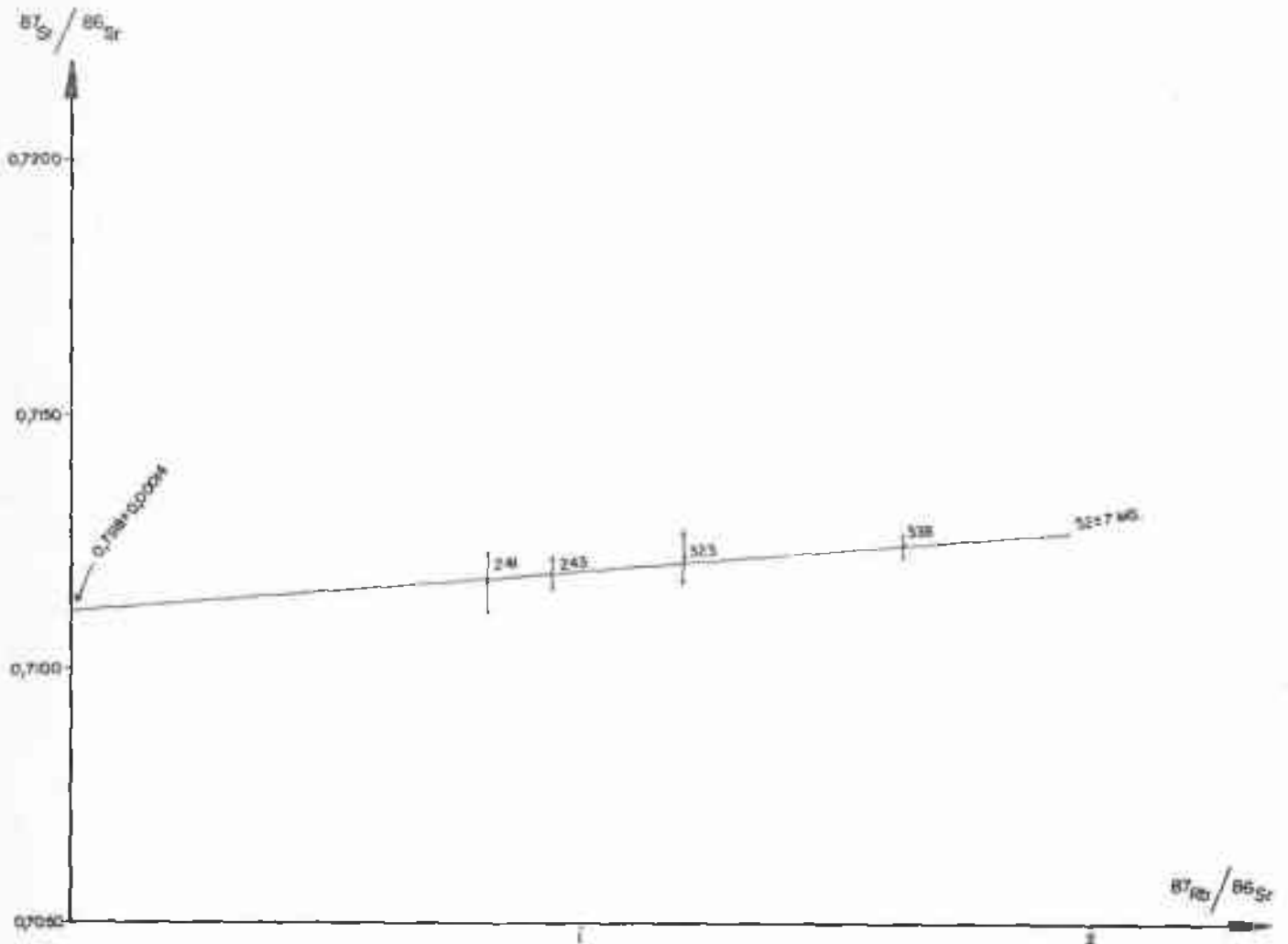
Melanj İçindeki Metamorfik Kütlelerin Jeokronolojisi

Melanj içindeki metamorfik kütlelerin radyojenik yaş tayini Sarıççek mevki ve Gölyeri arasında alınan bir (Numune No: 224), Kartaltepe Güneydoğusuyla Kuzugözü mevki kuzeyi arasında 1760 m. eğrisinin geçtiği yerden alınan bir (Numune No: 205) ve Söbealanı kuzeyinden alınan bir numune (Numune No: 219) üzerinde tüm kayaç olarak Rb/Sr metoduyla yapılmıştır (Şekil: 44).

Numune No:	Numune Cinsi	^{87}Rb (ppm)	Toplam Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
338	Tüm kayaç	38.5540 \pm 0.01	242.1685 \pm 2	1.6278	0.7124 \pm 0.0002
241	"	32.4850 \pm 0.04	408.048 \pm	0.8140	0.711 \pm 0.0006
323	"	38.2644 \pm 0.6	325.8215 \pm 4	1.2008	0.7122 \pm 0.0005
243	"	35.2713 \pm 0.13	383.4505 \pm 4	0.9405	0.7119 \pm 0.0003

Tablo 14: Baklan Granitinde Rb/Sr metoduyla Radyometrik Yaş Ölçümüne Esas Olan Değerler

Table 14: Basic values for radiometric dating of Baklan Granite with Rb/Sr method



Şekil 40: Baklan granitinde analitik hataları da kapsayan (York metodu) Nicolaysen grafiği.

Figure 40: Nicolaysen graph (York Method) That includes analytic errors, of Baklan Granite.

Numune No:	Numune Cinsi	⁸⁷ Rb (ppm)	Toplam Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
224	Tüm kayaç	3.9519±0,1	54.7008±0,3	0.7387	0.7082±0,0005
205	"	19.8400±0,05	27.6422±0,5	7.3387	0.7157±0,0010
219	"	20.1925±0,1	16.5384±0,2	12.8469	0.7203±0,006

Tablo 15: Muratdağı Melanjı İçindeki Metamorfizlerde Rb/Sr Metoduyla Radyometrik Yaş Ölçümüne Esas Olan Değerler
Table 15: Basic values for radiometric dating, with Rb/Sr method, of metamorphics in the Muratdağı Melange.

Ölçme neticeleri Tablo 15 de, sonuçların analitik hataları da kapsayan Nikolaysen grafiği Şek. 40 da verilmiştir.

Hesaplanan yaş 70,4 milyon yıldır ve Maestrichtiyen'e karşılık gelmektedir.

Metamorfik kütle Üst Kretase yaşlı melanj içinde, dolayısıyla kendinden daha yaşlı birimler (Jura) üzerinde bulunmaktadır. Elde edilen radyojenik yaş bir rakam olarak melanj içindeki metamorfizlerle, alttaki Aşağı Belova formasyonu (Yargedik tepe üyesi ve Çiçeklikaya dolomitik kireçtaşı üyesi) ile arasında, aşağıdan yukarıya doğru bir gençleşmeyi göstermektedir. Melanj içindeki metamorfik kütle, altında bulunan kendisinden daha yaşlı birimlerden daha fazla metamorfizmaya uğramıştır. Diğer arazi verileri ve yukarıda işaret edilen terslikten dolayı Maestrichtiyen yaşı bu metamorfik kütlede bugünkü bulunduğu yerde gelişmiş bir metamorfizma yaşı olarak kabul edilemez.

Ayrıca melanj içindeki metamorfik kütle petrokimyalarının farklılığı nedeniyle Yargedik tepe üyesinden türemiş olarak düşünülmez.

70,4±3 milyon senelik yaş, bugünkü bulunduğu yer dışında veya daha önce metamorfizmaya uğramış olan bu kütlelerin, melanj içine girdikten sonra melanj içinde geçirdiği tektonik ve ona bağlı olaylar sonucunda meydana gelmiş Rb ve Sr difüzyonunu durduğu tarihe karşılık gelmektedir.

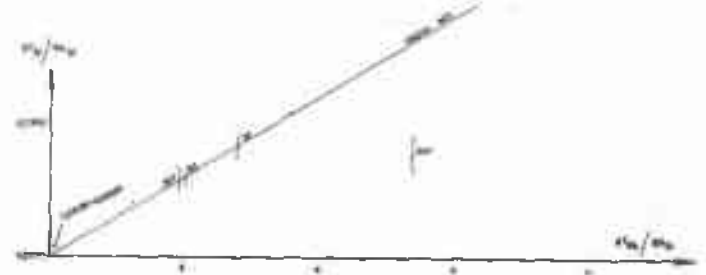
Metamorfik kütlelerin 70,4±3 milyon yıl önceki ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranı 0,70748±0,00034 tür (Şek. 42).

İlksel ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranları dikkate alındığında, Muratdağı melanjı içindeki metamorfik kütlelerin kökeni ve volkanosedimanter olmalıdır (Faure ve Hurley, 1963, Peterman ve diğerleri, 1967).

Yargedik Tepe Üyesinin Jeokronolojisi

Yargedik tepe üyesinin jeokronolojik yaş tayini Aşağı Belova kuzeyinden alınan 2 numune (Numune No: 311 ve 312) Karlık mevkii kuzeyinden alınan 1 numune (Numune No: 307) aynı yerin kuzeydoğusundan alınan 1 numune (Numune No: 207) üzerinde tüm kayaç olarak Rb/Sr metoduyla yapılmıştır (Şekil: 44). 207 numaralı numunenin analiz neticeleri (Numune fay zonuna yakın bulunduğu için, fazla ezilmiş durumdadır) diğerleriyle fazla uyumsuzluk göstermiş ve program gereğince bilgisayar, izokron hesaplamasına alınmıştır.

Ölçme neticeleri Tablo 16 da, sonuçların analitik hataları da kapsayan Nikolaysen grafiği Şekil 41'de verilmiştir.



Şekil 41: Yargedik tepe üyesi (As metamorfik) kayaçlarında, analitik hataları da kapsayan (York metodu) Nicolaysen grafiği.

Figure 41: Nicolaysen graph (York method) of low grade metamorphic rocks of Yargedik Tepe member.

Hesaplanan yaş 126,5±11 milyon yıldır. Üst Jura - En Alt Kretaseye karşılık gelmektedir.

Bu radyojenik yaşı, Yargedik tepe üyesinin diyajenez veya metamorfizma-kıvrımlanma yaşlarından hangisine karşılık geldiği aşağıdaki yorumla açıklanmaya çalışılmıştır.

Yargedik tepe üyesi az metamorfik olup şiddetli kıvrımlanmayla etkilenmiştir. Bu üye listede doğru Çiçeklikaya dolomitik kireçtaşları üyesine geçicidir. Çiçeklikaya dolomitik kireçtaşları üyesinin kapsadığı ender fosiller Üst Jura yaşı vermektedir. Stratigrafik olarak altta bulunan Yargedik tepe üyesi biraz daha yaşlı olmalıdır.

Yargedik tepe üyesini meydana getiren kayaçları eski denizel çökeller olarak kabul ettiğimizde, ilkel ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranının 0,712 olması gerekirdi (Aldrich ve diğerleri, 1953; Hedge ve Walthall, 1963). Halbuki Şek. 41 de görüldüğü gibi elde edilen ilksel ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranı (=0.72032±0,00055) açık bir şekilde yüksek değerlidir.

Yukarıda belirtilen nedenlerden 126,5±11 milyon yıllık yaş, Yargedik tepe üyesinin diyajenez yaşını vermemektedir. Bu durumda Üst Jura-En Alt Kretase yaşı, Yargedik tepe üyesinin ve dolayısıyla Aşağı Belova formasyonunun kıvrımlanma-metamorfizma yaşına karşı gelmektedir.

Jeokronolojik Etüdlerin Sonuçları

Karacahisar volkanitlerinin yaşı 16,9±0,2 ila 20,9±0,5 milyon yıl olarak orta Miyosendir.

Numune No:	Numune Cinsi	⁸⁷ Rb (ppm)	Toplam Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
307	Tüm kayaç	20.0519±0,04	72.0164±0,12	2.8469	0.7258±0,0009
312	"	32.7811±0,1	110.823±0,1	3.0244	0.7259±0,0005
311	"	43.3948±0,35	106.6775±0,6	4.1593	0.7281±0,0006
207	"	39.18003±0,2	49.7958±0,7	8.0450	0.72769±0,0003

Tablo 16: Yargedik Tepe Üyesi Kayaçlarında Rb/Sr Metoduyla Radyometrik Yaş Ölçümüne Esas Olan Değerler
Table 16: Basic values for radiometric dating, with Rb/Sr method, of rocks of Yargedik Tepe Member.

GENEL SONUÇLAR

Jeolojik Sonuçlar

İnceleme sahasının en eski otokton birimi Aşağı Belova formasyonudur. Bu formasyon genellikle KD-GB doğrultulu az metamorfik kumtaşı ve silttaşlarından (Yargedik tepe üyesi) ve bunlarla tedrici geçişli dolomitik kireçtaşlarından (Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşı üyesi) meydana gelmiştir. Yargedik tepe üyesinde Rb/Sr metoduyla saptanan $126,5 \pm 11$ milyon yıllık yaş (Üst Jura-En Alt Kretase). Yargedik tepe üyesinin kıvrımlanma-Metamorfizma yaşına karşılık gelmektedir. Durum, Yargedik tepe üyesiyle geçişli Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşlarında bulunan Orta-Üst Jura fosilleriyle de doğrulanmaktadır.

Bu formasyon, içinde birkaç desimetreden kilometreye kadar değişen boyutlarda çörtlü kireçtaşları, radyolarit, çeşitli ultramafik kayaç türleri, amfibolit, spilit, tüf, gıst-mermer kütleleri taşıyan Üst Kretase yaşlı melanjla tektonik olarak örtülmektedir. Melanjın yerine konuş yaşı (Üst Kretase) bir yandan inceleme sahası dışında aynı melanj içindeki çörtlü kireçtaşlarında bulunan Senomaniyen yaşlı fosillerle, diğer taraftan yine melanj içinde bulunan metamorfik kütlelerin Rb/Sr metoduyla saptanan ve bu kütledeki Rb/Sr difüzyonunun durduğu tarihe karşılık gelen $70,4 \pm 3$ milyon yıllık yaşla (Maestrichtiyen) kanıtlanmaktadır.

Melanj ve Jura yaşlı birimler, kristalleşme yaşı 52 ± 7 milyon yıl olan (Paleosen-Eosen) Baklar graniti tarafından yer yer kontakt metamorfizmasına uğratılmıştır.

Baklan granitinin kristalleşme yaşı 52 ± 7 milyon sene olarak Paleosen-Eosen arasındadır. Bu granitin ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı düşük değerdedir, fakat Batı Anadolu'daki granitlerinkinden nispeten büyüktür. İzotopik değerler dikkate alındığında Baklan graniti magması, bazaltik bir magmadan veya grovak tipi sedimentlerden türemiş olmalıdır.

Melanj içindeki metamorfik kütlelerin, tektonik olarak Rb/Sr bakımından homojenleşme yaşı $70,4 \pm 3$ milyon sene ile Maestrichtiyene karşılık gelmektedir.

Yargedik tepe üyesinde bulunan $126,5 \pm 11$ milyon yıllık yaş (Üst Jura-En Alt Kretase), bu üyenin, dolayısıyla Aşağı Belova formasyonunun kıvrımlanma-metamorfizma yaşlarıdır.

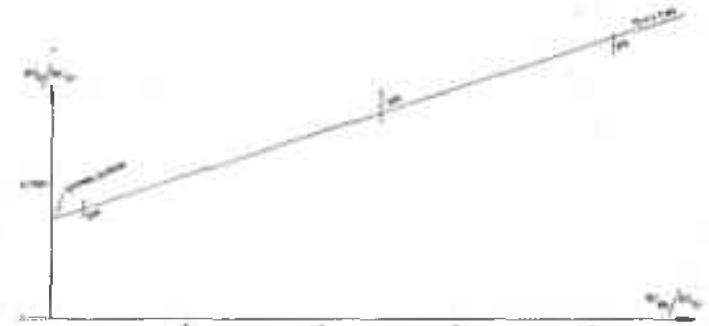
Tersiyer yaşlı litolojiler genellikle kaba klastiklerden oluşmuştur ve taban üzerine aşılal uyumsuzlukla otururlar. Paleojen yaşlı litolojiler, yalnızca ultramafik kayaç çakılları taşıyan iyi çimentolanmış tek kökenli konglomerayla (Küllüce tepe üyesi) başlamakta bordo renkli, az yuvarlanmış, kaba taneli, çok kökenli konglomeralarla (Çöldere üyesi) devam etmektedir. Miyosen yaşlı (fosille saptanmıştır) kaba taneli konglomeralara, kumtaşı, kıllı kireçtaşı (Kıranlar'a formasyonu) Paleojen yaşlı klastikler üzerine hafif aşılal diskordansla gelmektedir. Kristalleşme yaşı $16,9 \pm 0,2$ ila $20,9 \pm 0,5$ milyon yıl arasında bulunan (Orta Miyosen) riyolit, riyodasit ve tüfler genellikle KKD-GGB doğrultusunda gelişmişlerdir ve Kıranlarla formasyonu üst kısımlarında yer almaktadırlar. Pliyosen yaşlı, az yuvarlanmış, yarı çimentolanmış, iri çakıllı çok kökenli konglomeralar (Burhaniye formasyonu) Miyosen üzerinde hafif aşılal diskordansla oturmaktadır.

Muratdağı, Jura süresince, hatta büyük bir olasılıkla Üst Kretasede de deniz altında kalmış olmalıdır. Üst Kretasede melanjın gelişimine ve melanjla örtülmeye sebep jeolojik olaylara paralel olarak granit intrüzyonu ve bölgesel yüksel-

meler gelişmiştir. Bölgesel yükselme Tersiyer süresince devam etmiş, yükselmenin sebep olduğu tansiyon kuvvetleriyle KD/GB doğrultusunda grabenler kaba klastik ve volkanik malzemelerle doldurulmuştur. Pliyosende ve günümüzde grabenler KB-GD doğrultusunda aktif olarak gelişmelerini sürdürmektedir.

Muratdağında Tersiyer yaşlı litolojiler bölgede çalışmış yazarların genellikle "Neojen" adı altında topladıkları sedimanter litostratigrafik birimlerle büyük benzerlik göstermektedir.

Bölgedeki Mesozoyik ve daha eski sedimanter kayaçların, melanjın ve mağmatizma-metamorfizma faaliyetlerinin yaşları konusunda, yazarların fikirlerinde açık ayrılıklar görülmektedir. Bu konuda, burada ileri sürülen yaşlar, inceleme alanında veya civarında çalışmış yazarlardan Tokay ve Bayramgil (1941) Ketin (1947), Baykal (1954), Weingart (1954), Colin (1955), Kaaden (1959), Kalafatcıoğlu (1962 ve 1964), Brinkmann (1972), Dubertret ve Kalafatcıoğlu (1973), Öztunalı (1973), Ayan (1973) ve Kaya'nın (1972 ve 1975) fikirleriyle kısmen veya tamamen çatışmakta; Okay (1948), Ketin (1960), Akkuş (1962), Sağiroğlu ve Bürküt (1966), Bürküt (1966), Vachette, Blanc ve Dubertret (1968), Özkoçak (1969), Mariko (1970), Lisenbee (1972) Borsl ve diğerleri (1972), Ataman (1972a) (1973 ve 1975) ve İzdar'ın (1975) fikirleriyle kısmen veya tamamen uyumluluk göstermektedir.



Sekil 42: Melanj içindeki metamorfik kütlede analitik hataları da kapsayan (York metodu) Nicolaysen grafiği.

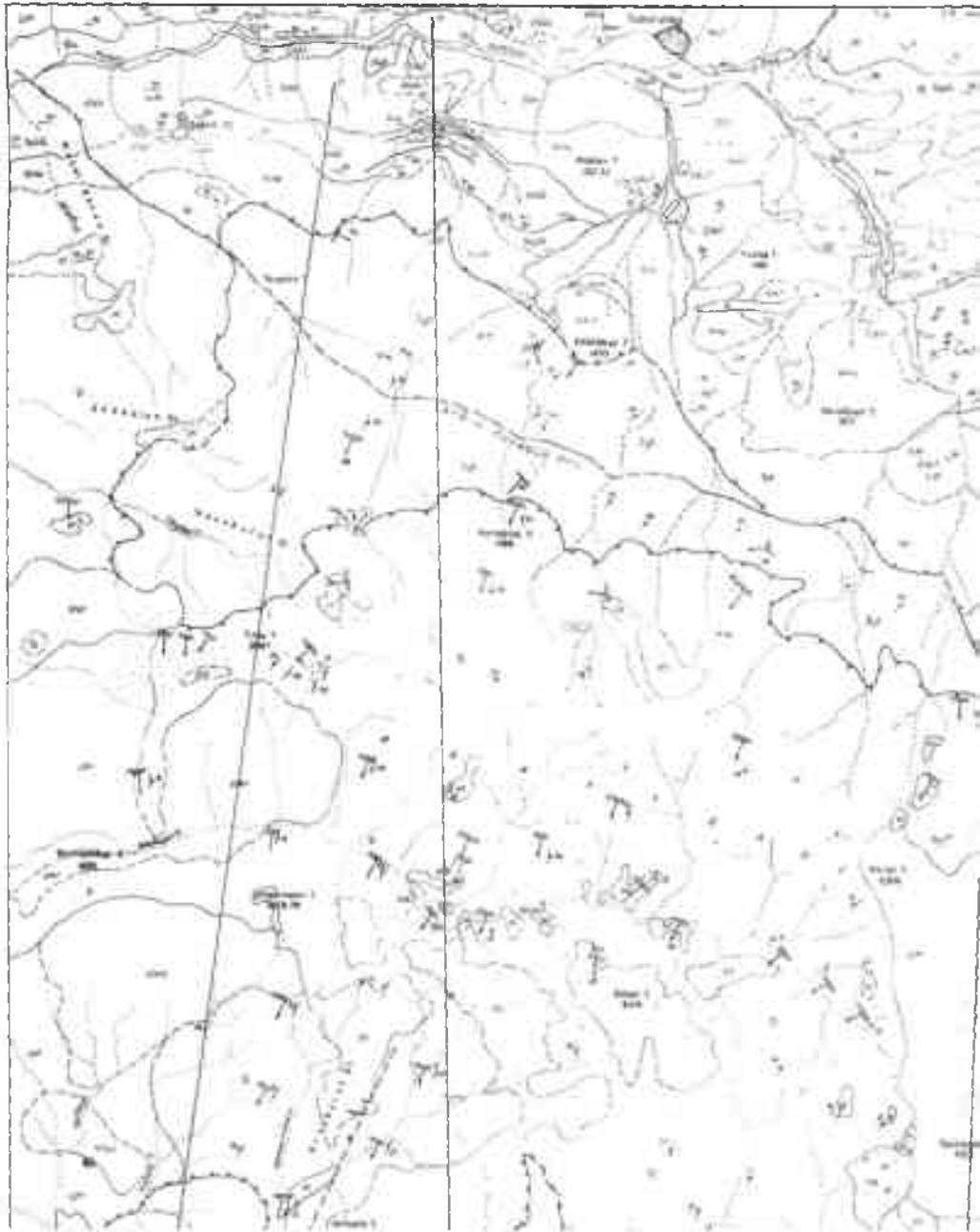
Figure 42: Nicolaysen graph, (York Method) that includes analytical errors, of metamorphic masses in the melange.

Muratdağı melanjının oluşumu ve inceleme alanına gelişim mekanizması halen bir sorun olarak kalmakla beraber, bu konuda bazı fikirler ileri sürülebilir.

Muratdağı melanjındaki blokların birkaç desimetreden birkaç kilometreye değişen boyutları ve birbirleriyle ilişkileri, melanjın ancak çok büyük boyutlu bloklardan oluştuğunu ileri süren Hsü'nün (1968) düşünceleriyle çatışmaktadır.

Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli kayaçlar litolojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleriyle bazı yazarların (Thayer, 1960, 1969 ve 1972); (Jackson ve Thayer, 1972; Bingöl 1968 ve 1972) belirttiği alpin tipi peridotitlerdir.

Engebesiz Pasifik sırtının bazaltlarla örtülü bulunduğu (Coleman, 1971); şiddetli faylanmalar sonucu engebeli bir topografya gösteren Atlantik ortasındaki vadinin alt bölümle-





ÖLÇEK
SCALE



ACIKLAMALAR (EXPLANATION)



M. KEYELAN - M. 1. sınıfı

UYUMSUZLUK (INCONFORMITY)



BÜYÜKLE FORMASYONU (Büyük ve küçük, orta ve küçük sınıfları)

Büyük ve küçük sınıfları (Büyük ve küçük sınıfları, orta ve küçük sınıfları)

UYUMSUZLUK (INCONFORMITY)



SİLİŞİBİNG KAYALAR

SİLİŞİBİNG KAYALAR



KÜÇÜKLE FORMASYONU (Küçük ve orta, orta ve küçük sınıfları)

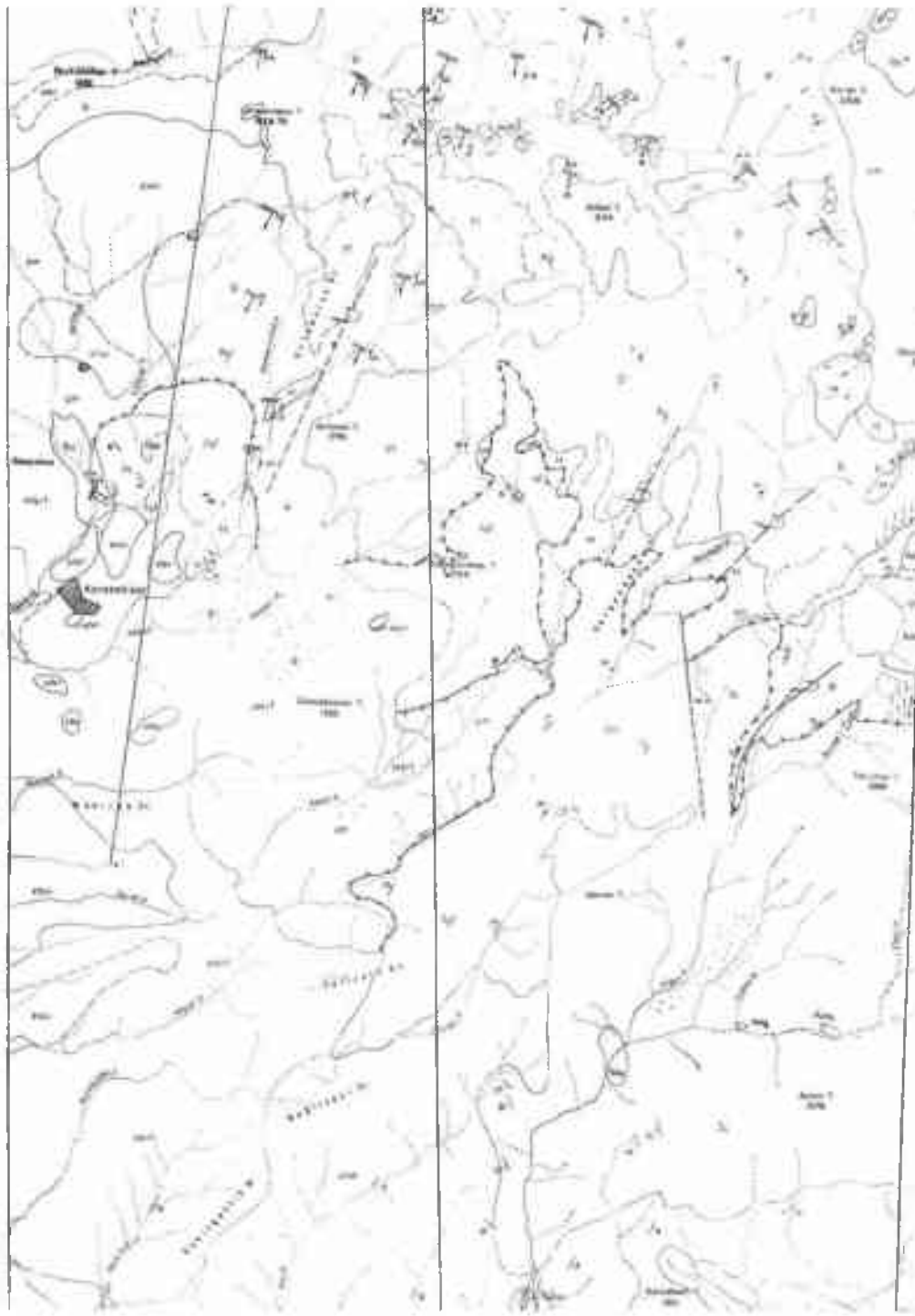
Küçük ve orta sınıfları (Küçük ve orta sınıfları, orta ve küçük sınıfları)

UYUMSUZLUK (INCONFORMITY)



ÖLÇÜM ÜZÜM (Ölçüm ve orta sınıfları)

Ölçüm ve orta sınıfları (Ölçüm ve orta sınıfları, orta ve küçük sınıfları)



AÇIKLAMALAR (EXPLANATION)

Ne
Ou

MS: MEYELAN - M. Limestone
ALÜVİYON: Qu. Alluvium

UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)

Plak

BURHANTE FORMASYONU (Sarı, kırmızı, or brownish, lake terrace, colluvium)

UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)

MS: RİYOLİTİK TUF
M: RİYOLİT VE RİYODASİT
M: RİYOLİTİK TUF

SİLİSİLENE KAYALAR
SILICIFIED ROCKS

KRANTILILA FORMASYONU (Sarı, kırmızı, or brownish, lake terrace, colluvium)

UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)

KÜLLÜCE ÜYESİ (Sarı, kırmızı, or brownish, lake terrace, colluvium)

UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)

KÜLLÜCE TEPE ÜYESİ (Sarı, kırmızı, or brownish, lake terrace, colluvium)

UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)

BARLAN GRANİTİ (Barlan Granite)

KONTAKT METAMORFİZMASI
CONTACT METAMORPHISM

Barlan GRANİTİ (Barlan Granite)

UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)

MS	M	MS	M	MS	M	MS	M	MS	M
MS: MEYELAN - M. Limestone	M: RİYOLİT VE RİYODASİT	MS: MEYELAN - M. Limestone	M: RİYOLİT VE RİYODASİT	MS: MEYELAN - M. Limestone	M: RİYOLİT VE RİYODASİT	MS: MEYELAN - M. Limestone	M: RİYOLİT VE RİYODASİT	MS: MEYELAN - M. Limestone	M: RİYOLİT VE RİYODASİT

UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)

Plak

K. CİĞER: KAYA OĞULUĞU İNJEKSİYONU

Jc: ÇÖLÜK KAYA DOĞRULTU KIRIĞI (Sarı, kırmızı, or brownish, lake terrace, colluvium)

Jy: YARGIÇ TEPE ÜYESİ (S) SİYERİ, MİSTİSİT, MİTİLİT, MİTİLİT

Jy: YARGIÇ TEPE ÜYESİ (S) SİYERİ, MİSTİSİT, MİTİLİT, MİTİLİT

KONTAKT KESİLİ OLANI YA DA YAKLAŞIK
CONTACT (DASHED OR APPROXIMATE)

TABAKA DOĞRULTU VE EĞİM
STRIKE AND DIP OF BEDDING

DEVİR TABAKA DOĞRULTU VE EĞİM
STRIKE AND DIP OF INVERTED BEDDING

YAPILANMA DOĞRULTU VE EĞİM
STRIKE AND DIP OF FACIATION

FALJ
FAULT

DÜŞÜK AÇI TEPE FALJ (BARLAN)
LOW ANGLE REVERSE FAULT (BARLAN)

SEYRİMLİ
SYNCLINE



Sekil 43: a — Muratdağ: merkezi kısmının jeolojî haritası.

Figure 43: a — Geologic map of central part of Muratdağ.



Normal
SYNCLINE



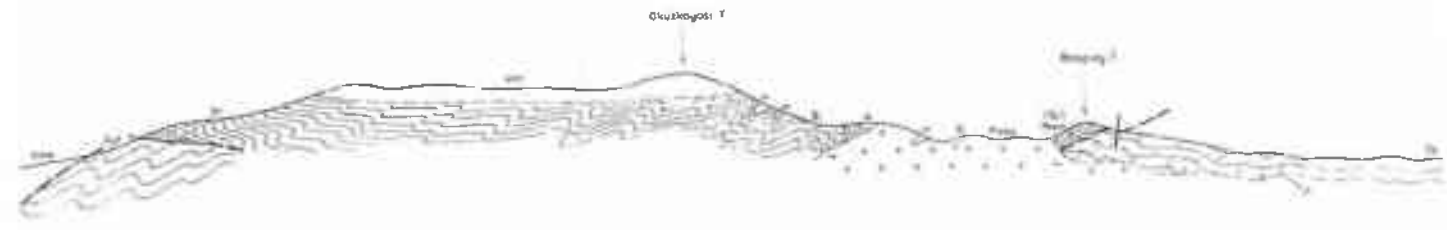
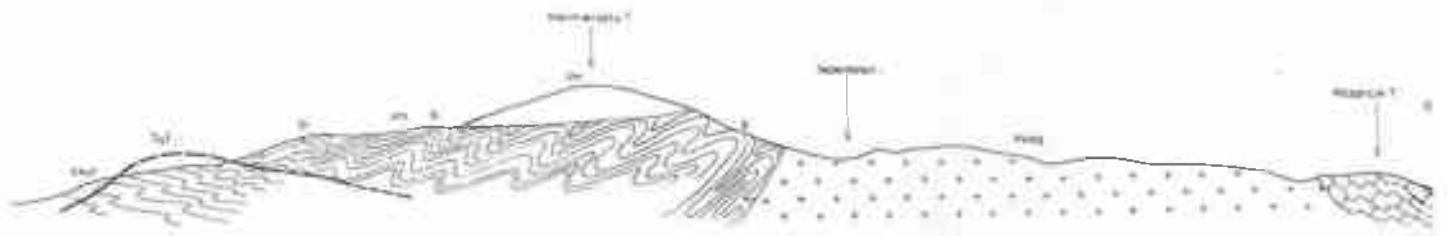
ANTIFORM
SYNCLINE



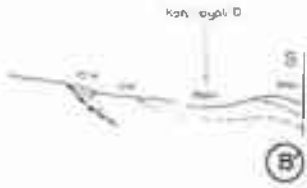
REVERSE ANTFORM (SEE OTHER SYMBOL AT OR OVERLAPPING)
OVERTURNED ANTICLINE/SWAVE AND IS ON THE ARROW OF THE OVERTURNED



SHARP AXIS STRIKE AND PLUNGE OF MINOR FOLDS



(E)





ACIKLAMALAR (PLANATION)

1. ÜNİVERSİTE FORMASYONU (BEZAZ RENKLİ, TUTUKULU, KABA TANERLİ ÇAKILTAŞI)
UNIVERSITY FORMATION (BEZAZ COLOURED, STICKY, COARSE GRAINED SANDSTONE)

2. KÜREK TUFU (SİYAHİ VE KIRMIZI)
2. KÜREK TUFU (SİYAHİ VE KIRMIZI)  ŞİŞİLEŞMİŞ KAYALAR
2. KÜREK TUFU (SİYAHİ VE KIRMIZI)  SHISLESIMIS KAYALAR

3. ABLA FORMASYONU (SARI RENK) (YEREL KALSİYUMLU ÇAKILTAŞI VE KUMTAŞI)
3. ABLA FORMATION (YELLOW COLOURED, LOCAL CALCIUM RICH SANDSTONE AND CONGLOMERATE)

4. 2. ÜNİVERSİTE (BORDO RENKLİ KABA TANERLİ ÇAKILTAŞI)
4. 2. ÜNİVERSİTE (BORDO RENKLİ KABA TANERLİ ÇAKILTAŞI)  ŞİŞİLEŞMİŞ KAYALAR
4. 2. ÜNİVERSİTE (BORDO RENKLİ KABA TANERLİ ÇAKILTAŞI)  SHISLESIMIS KAYALAR

5. 1. ÜNİVERSİTE (HEMEN TAMAMEN YEREL KALSİYUMLU ÜNİVERSİTE ÇAKILTARINDAN OLUŞAN ÇAKILTAŞI)
5. 1. ÜNİVERSİTE (HEMEN TAMAMEN YEREL KALSİYUMLU ÜNİVERSİTE ÇAKILTARINDAN OLUŞAN ÇAKILTAŞI)  ŞİŞİLEŞMİŞ KAYALAR
5. 1. ÜNİVERSİTE (HEMEN TAMAMEN YEREL KALSİYUMLU ÜNİVERSİTE ÇAKILTARINDAN OLUŞAN ÇAKILTAŞI)  SHISLESIMIS KAYALAR

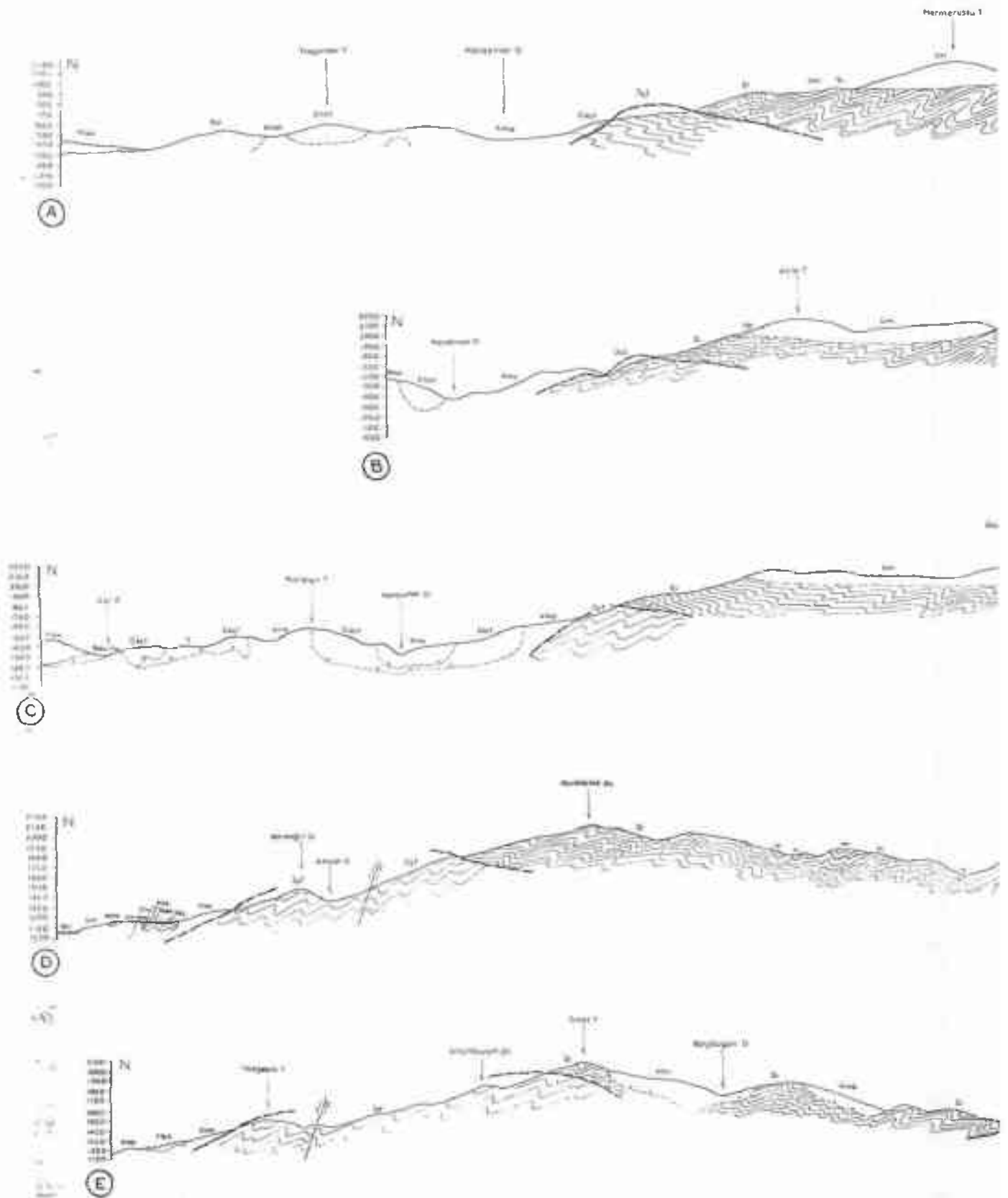
6. GRANİT (MANZOGRANİT V. GRANOFİR)  KONTAK METAMORFİZMASI GEÇİRMİŞ KAYALAR
6. GRANİT (MANZOGRANİT V. GRANOFİR)  CONTACT METAMORPHISM AFFECTED ROCKS



Kmc	GENELİKLE MAGMATİK KÖKENLİ AYRILMIŞ MELANİT
Lm	ULTRAMAFİTLER
Sp	SİLİT
T	TUF
R	RAOVLARİT
Ckci	ÇORTLU KİBİRTAŞI
Şi	SİST. KUVARSİT
M	MERMER

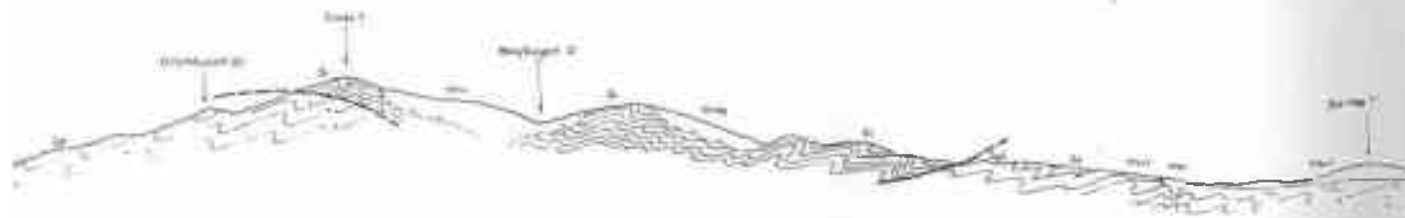
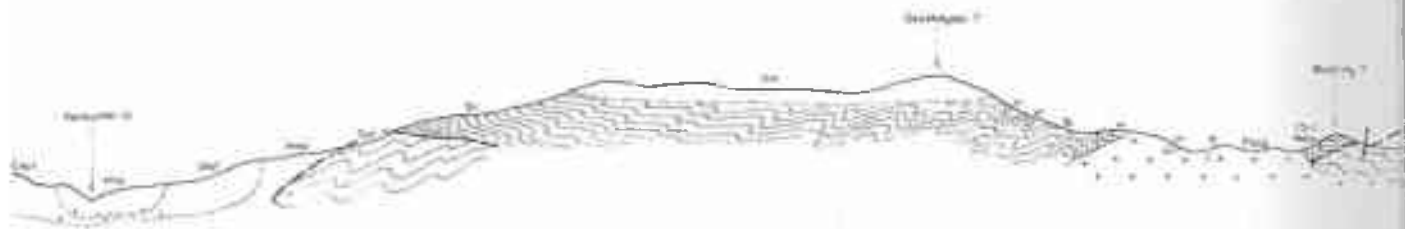
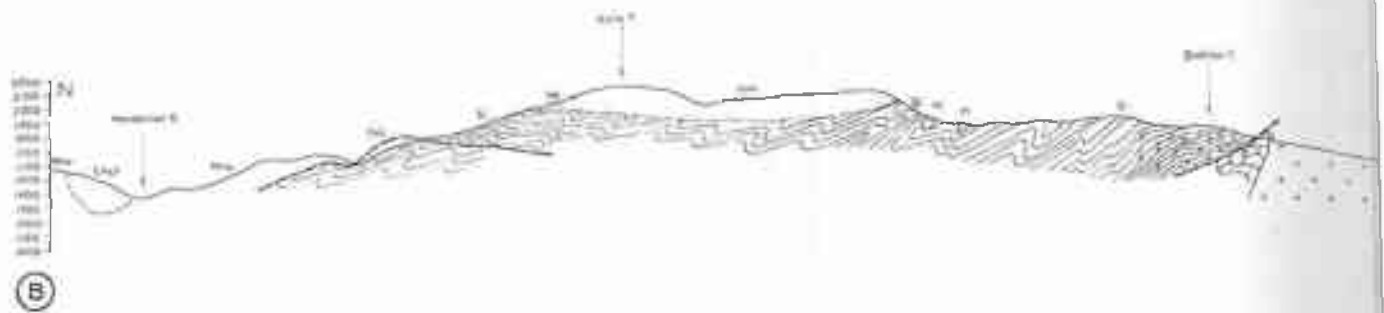
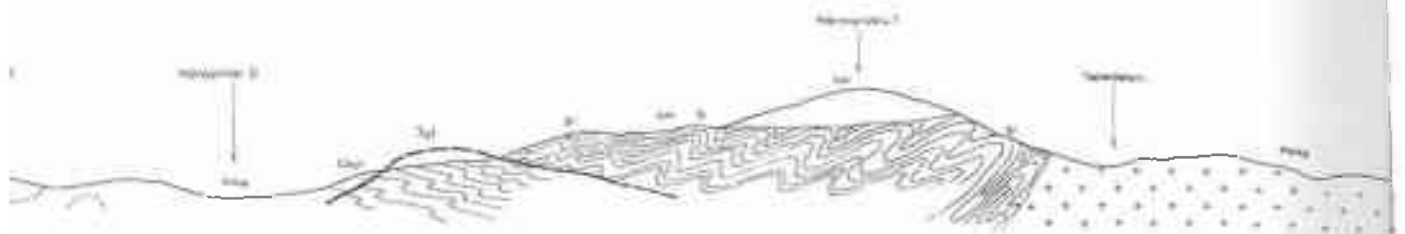
Je: ÇİÇEKLİ KAYA OOLİTİK KİBİRTAŞI (SARI RENK) (SİYAHİ VE KIRMIZI) SEVİYESİZ TABAKALI
Jy: YARGEDİK TEPE ÜYESİ (SİYAHİ KİBİRTAŞI, METAKUVARSİT, METASİLTİT)

GLCEK SCALE



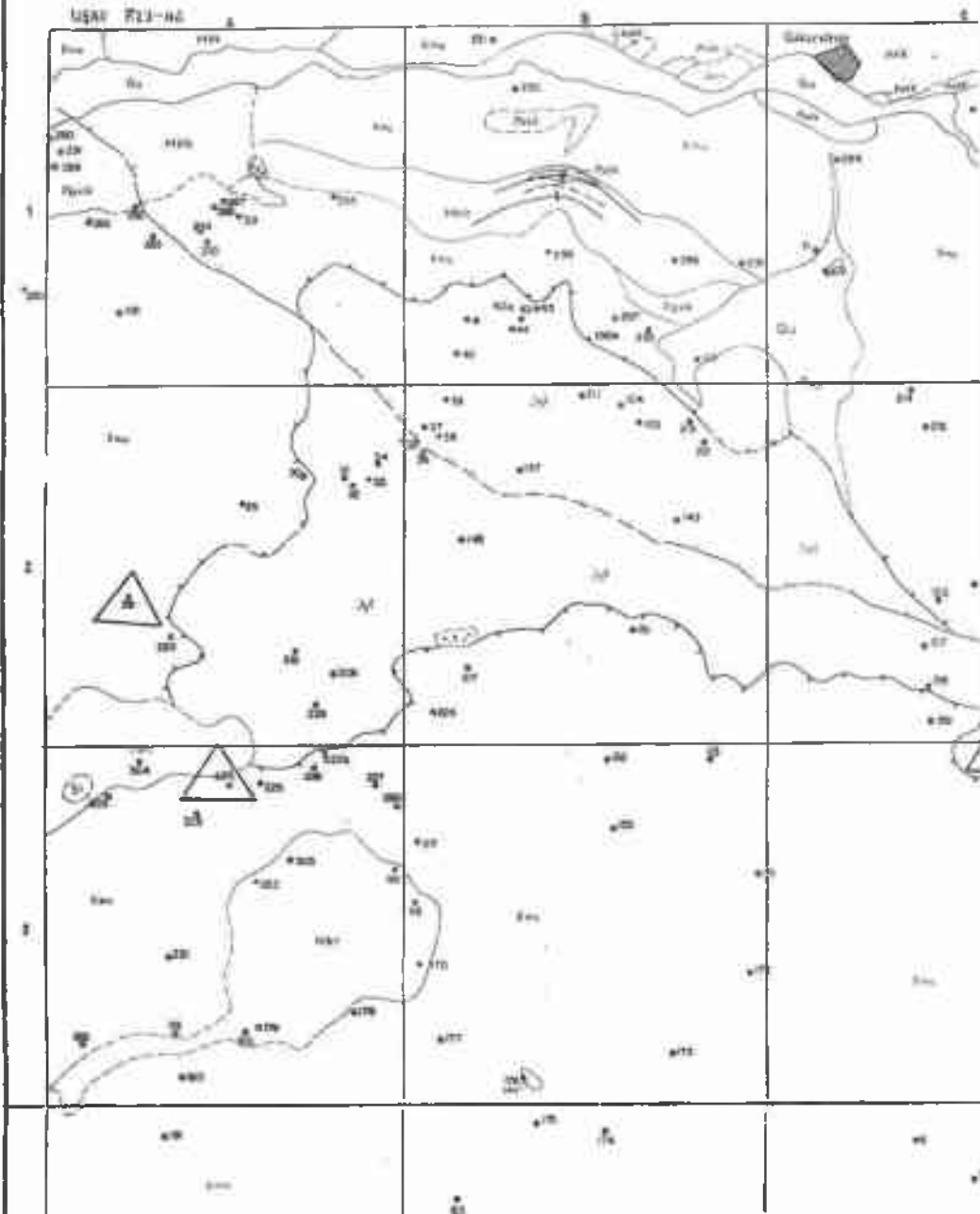
Şekil 43: b — Muratdağı merkezi kesiminin jeolojik kesitleri.

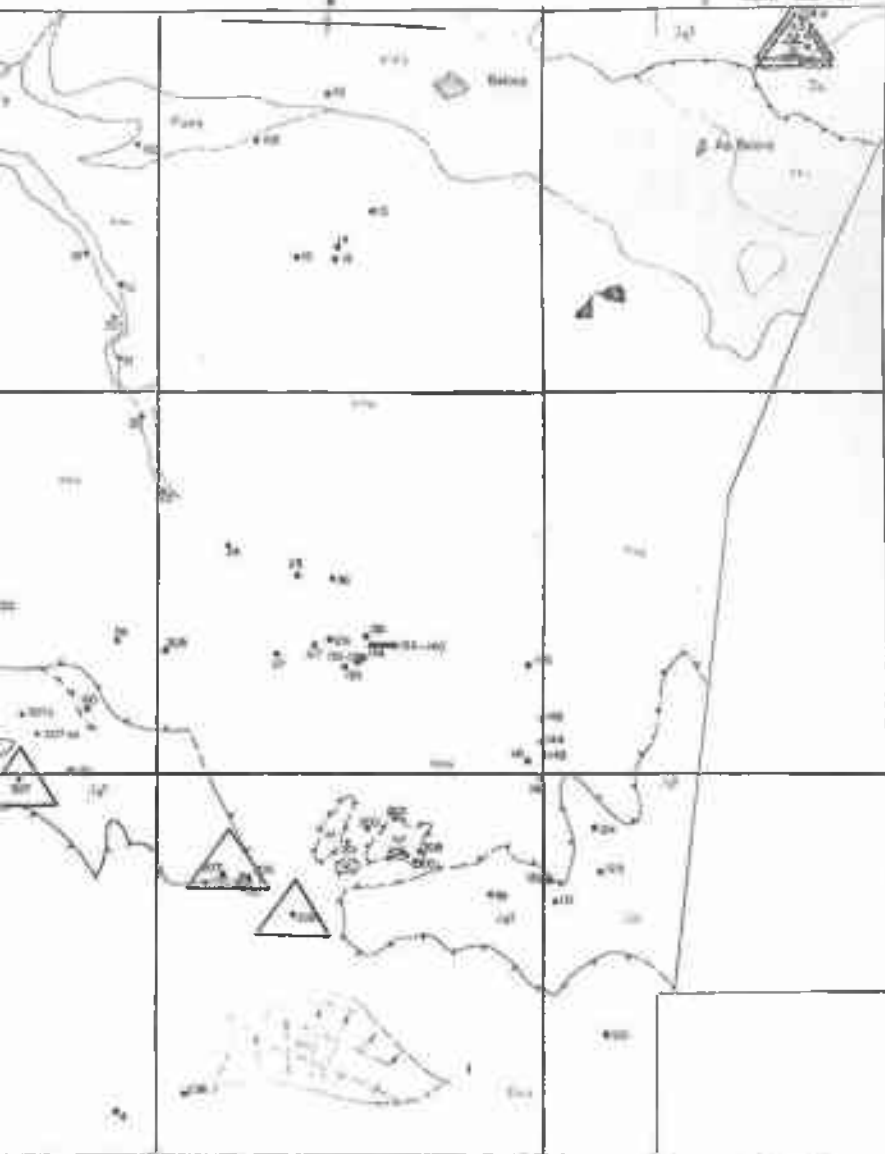
Figure 43: b — Geologic sections of central Muratdağı.

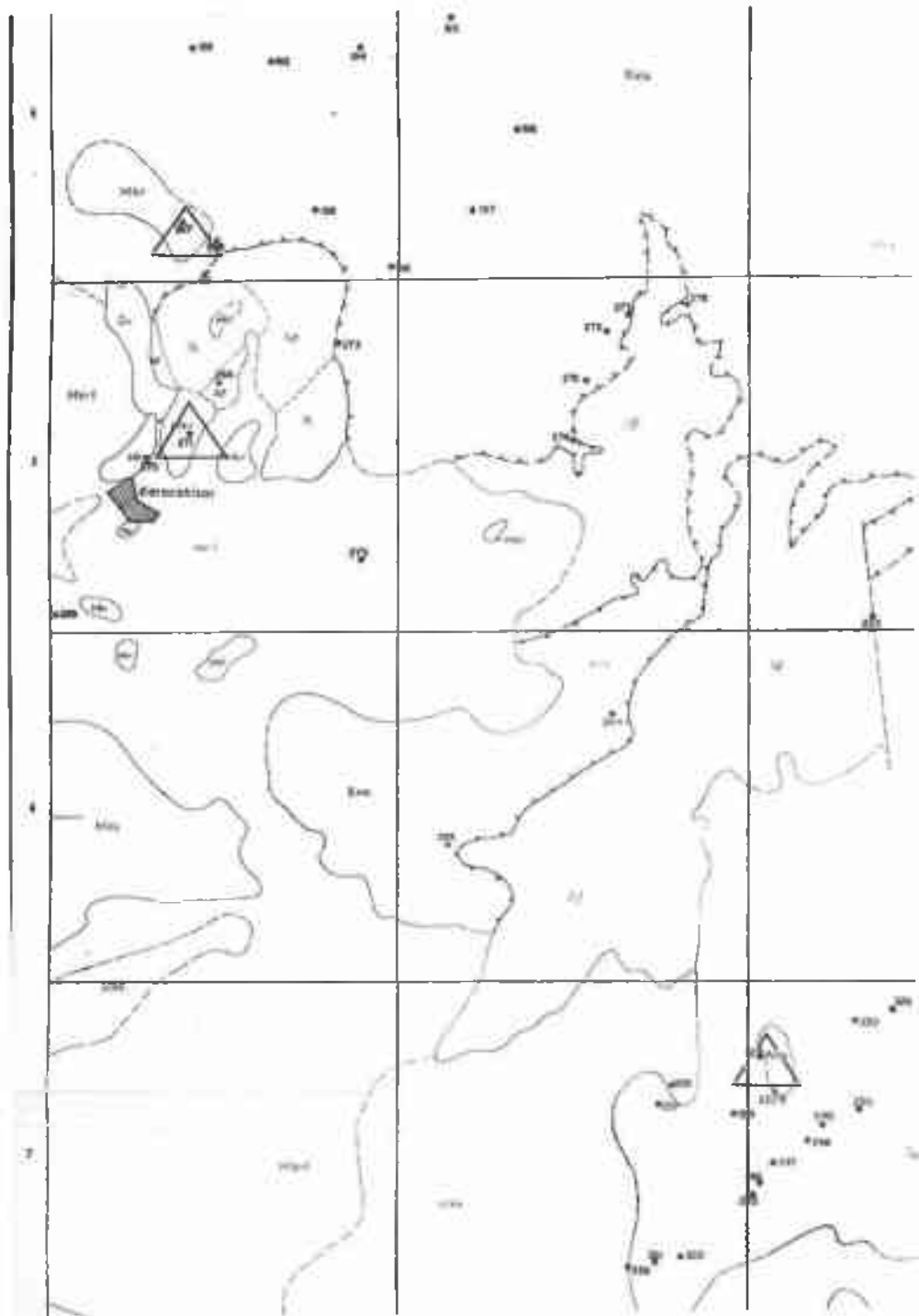


Q1 kealtlet. Figure 45: b — Geologic sections of central Muraidagi.

USGS 753-90









Ö L Ç E K
SCALE

0 1 km

ACIKLAMALAR
EXPLANATION



Endometriik yos tayin
yapilan numuneler
Samples with radiometric
dating

● Petrografiik ve petrolojiik
etudu yapilan numuneler
Samples with petrographic
and petrochemical analysis



Haydan
formation



Alüvyon
Alluvium



Ertanliye formasyonu
Ertanliye formation



Rhyolit Tuf
Rhyolite tuff
Rhyolit - Rhyodazit
Rhyolite - Rhyodacite



Kuruncuk formasyonu
Kuruncuk formation



Çöl dere üyesi
Çöl river member



Külüce tepe üyesi
Külüce tepe member



Balcan Graniti
Balcan Granite



Genelleik magmatik küme
Unkapanlı magmatik küme
Generalized magmatic group



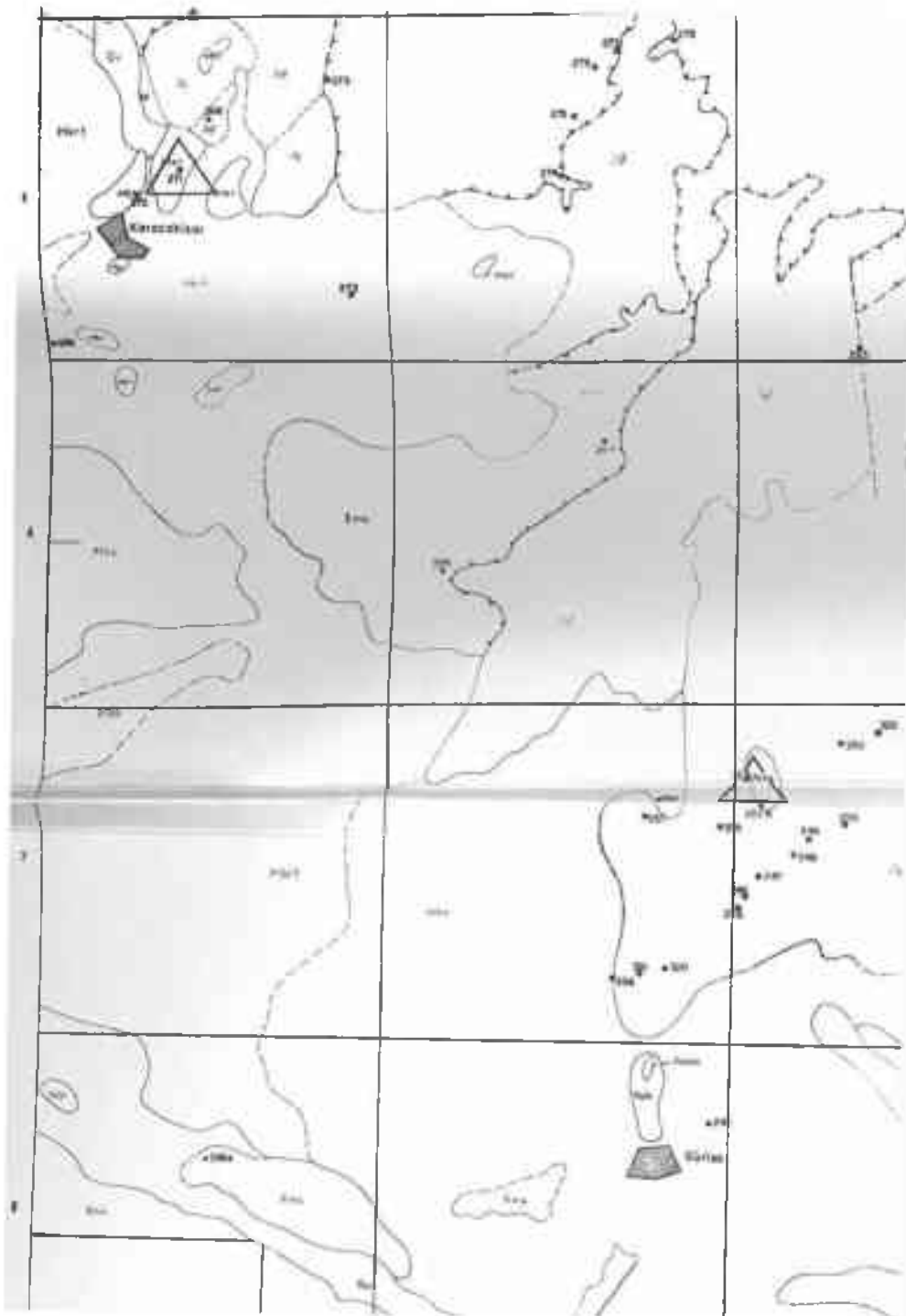
Çiçekli kaya Dabancık Kp. Üyesi
Çiçekli Yargacık tepe üyesi
Çiçekliye Dabancık lineasyonu
Çiçekli tepe member

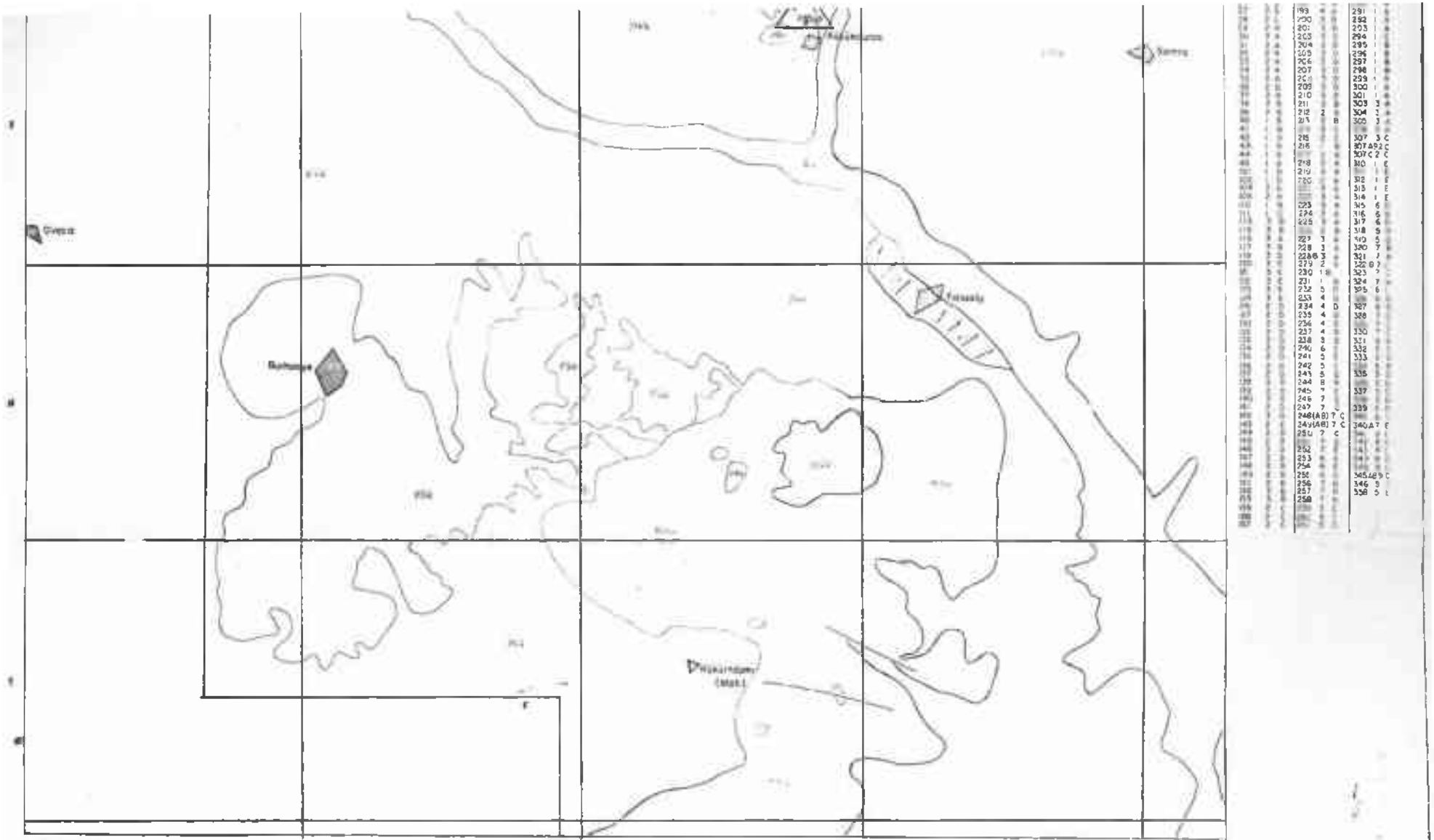


Foy
Fault



Ters foy (Sarıyer)
Thrust fault (Sarıyer)





UŞAK - K23 - a3

rinde ve enine kırık zonlarında mostra veren, genellikle serpantinler içinde inklüzyonlar halinde bulunan metabazalt (spilit) ve gabroların, kırık zonları boyunca serpantinlerin katı intrüzyonlarıyla belirli derinliklerden koparılıp yüzeye çıkarıldığı fikri Miyashiro (1973) tarafından savunulmuştur. Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli bloklar okyanus tabanı ile üst manto parçalarına karşılık gelen bu tür ve ilişkili kayaçları kapsamaktadır.

Spilitler, tüfler, radyolaritler ve ultramafitlerle sıkı ilişkili ve beraber bulunan çörtülü kireçtaşları, terrijen olabilecek malzeme kapsamamakta, buna karşılık düzenli olmayan ince tüf, spilit bantları taşımaktadır. Çörtülü kısımlar, tanımlanması güç fakat radyolaryaya olması çok muhtemel organizmalar bulundurmaktadır. Çört ve kireçtaşlarının arakatlı oluşları, pelajik mikroorganizma ve spilitik malzeme varlığı bu kireçtaşlarının kutadan uzak veya kutasal kökenli malzemelerin gelişimini engelleyen yerlerde çökeldiğine işaret etmektedir. Moores, (1970) ve Chipping, (1971), pelajik çörtülü kireçtaşlarının okyanus sırtında, okyanus tabanını meydana getiren volkanizmadan sonra çökelen ilk sedimentitler olduğunu; çörtülü kireçtaşı-volkanit-manto parçası ultramafitlerin, alta dalma (subduction) zonunda, henüz mekanizması tam açıklığa kavuşmamış tektonik hareketlerle mostra verecek kadar yükselmiş bulunduğunu; bu nedenlerle çörtlerin yaşının alta dalma zonuna giren ve mantoda sindirilen malzemenin yaşını verdiğini savunmaktadır. Yukarıda belirtilen yazarların fikirlerine uyulduğunda, bu yaş Muratdağı bölgesi için Üst Kre-tasedir.

Muratdağı melanjında pelajik litolojilerin yaygın ve kalın olması, klastiklerin bulunması, Chipping'e göre (1971), okyanus tabanının büyük ve alta dalma zonunun kına kenarından uzak olmasını gerektirmektedir.

Menderes masifi kuzeyinde yapılacak ayrıntılı jeolojik ve petrolojik araştırmalar sorunu aydınlatacaktır.
Petrolojik Sonuçlar

Karacahisar volkanitleri riyolit, riyodasit ve riyolitik tüflerden meydana gelmiştir. Baklan granitinin biyotit ve amfibollü kısmı monzogranit petrografik bileşimindedir. Genellikle homojen yapı olmasına rağmen çok az granofirik fasiyes de içermektedir.

Karacahisar volkanitleri ve Baklan graniti oldukça homojen kimyasal bileşim sunmaktadır. Her iki kayacın majör element oksid yüzdelerinin ortalamaları arası önem denetimi, yalnızca Al_2O_3 , CaO , Na_2O ve Ateşte kayıp miktarı ortalamaları arasında farkın önemli olduğunu göstermektedir. Bu durum Rittmann diyagramında, granit volkanitleri oluşturan magmaların kalkoalkalili seriye ait ve volkanitlerin granite nazaran bir yandan daha alkalili, diğer yandan daha kalkoalkalili olması şeklinde yansımaktadır.

Diğer kimyasal ilişkiler de Karacahisar volkanitleriyle Baklan granitinin CaO , Na_2O ve kısmen Al_2O_3 dışında oksitlerin miktar ve ilişkileri bakımından çok büyük benzerliğini kanıtlamaktadır.

Baklan granitinin $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranı 0,7112 gibi küçük değerli olmasına rağmen bölge civarındaki asid intrüfif kütlelerinkinden daha büyüktür. Bu ve diğer kimyasal veriler Baklan granitinin eski bir asit kütleinin gençleşmesinden; bazaltik bir magmanın granitik bir magma ile karışımından; Yargedik tepe üyesinden veya melanj içindeki metamorfik kütleden ana-

teksi ile türemediğini göstermektedir. Buna karşın, Baklan graniti bazaltik bir magmadan veya grovak tipi sedimentitlerden itibaren meydana gelmiş olabilir.

Arazide benzer makroskopik özellikleri nedeniyle yer yer ayrılanması güç olan Yargedik tepe üyesi ile melanj içindeki silikaloalüminli metamorfikler petrografik ve petrokimyasal önemli farklılıklar sunmaktadır.

Melanj içindeki metamorfikler muskovitli, kloritli; biyotitli, kloritli; amfibollü; granatlı şistler ile kuvarsit ve mermelerden; Yargedik tepe üyesi ise kaba taneli metakumtaşları ve metasilttaşlarından oluşmuştur. İki birimin metamorfizma mineral parajenezleri çok farklıdır. Melanj içindeki metamorfiklerin metamorfizması Barrow tipi olup metamorfizma, almandin-amfibolit fasiyesinin "stavrolit-almandin" subfasiyesine kadar inmektedir. Yargedik tepe üyesinin metamorfizması muhtemelen Barrow tipindedir ve metamorfizma derecesi ancak yeşil şist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-klorit" subfasiyesine erişebilmektedir.

Yargedik tepe üyesi kayaçları birbirleriyle kimyasal farklılık benzerlik gösteren iki kayaç grubundan oluşmuştur (meta kumtaşları ve meta silttaşları). Muratdağı içindeki metamorfikler genellikle çok homojen olmayan kimyasal bileşimler sunmaktadır. Melanj içindeki metamorfiklerin majör element oksid yüzde ortalamaları Yargedik tepe üyesinin meta silttaşlarıyla çok benzer; meta kumtaşlarıyla aykırıdır. Yargedik tepe üyesi kayaçları bir tüm olarak ele alındığında; melanj içindeki metamorfiklerle özellikle SiO_2 , Al_2O_3 ve MgO oksid yüzdeleri ortalamaları bakımından önemli farklılık göstermektedir. Her iki tür kayaç için, $SiO_2 = f$ (diğer oksitler) değişimlerinde en önemli fark, melanj içindeki metamorfik kayaçlarda SiO_2 ile K_2O arasında önemli pozitif ve Al_2O_3 arasında önemsiz pozitif korrelasyonun varlığıdır (Yargedik tepe üyesi kayaçlarında bu korrelasyon ve iki fonksiyon için önemli negatiftir). Yargedik tepe üyesinde, silikatlara bağlı ($MgO + CaO$) ile Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O ve TiO_2 arasında pozitif SiO_2 arasında negatif korrelasyon bulunduğu halde; melanj içindeki metamorfiklerin silikatlara bağlı ($MgO + CaO$) ile MgO , CaO , Na_2O ve TiO_2 arasında pozitif; SiO_2 , Al_2O_3 ve K_2O arasında negatif korrelasyon mevcuttur. Yargedik tepe üyesi kayaçları melanj içindeki metamorfiklerden Rb ve Sr bakımından daha zengindir. $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları Yargedik tepesi için 0,7203, melanj içindeki metamorfik kütlesi için 0,7075 değerindedir ve bu oranlara göre kayaçlar sırayla sialik ve volkanosedimanter kökenli olmalıdırlar (Faure ve Hurley, 1963; Hedge ve Walthall, 1963; Petermann ve diğerleri, 1967).

Muratdağı melanj içindeki magmatik kökenli kayaçlar çoğunlukla dünit, lertzolt, harzburgit, serpantin, listvanit ve daha az bulunan spilit, tüf ve amfibolitleri kapsamaktadır. Genellikle taneli dokulu olanlar kataklastik yapıdır.

Bu kayaçların kimyasal bileşimlerinden itibaren yapılan diyagramlar, ultramafitlerle spilit-tüf topluluğunun kökenlerinin çok farklı olduğunu göstermiştir.

Serpantinlerin kayaç veya mineral çatlaklarında gelişmiş olması serpantinleşmenin kristalleşme sonrası meydana geldiğine işaret etmektedir. Hemen tüm serpantinleşmiş olivin ve piroksen kristallerinde serpantinleşmeden kurtulmuş parçacıkların kristalografik doğrultularının birbirlerine paralel kalmaları, serpantinleşmenin hacim artışına sebep olmadığı-

nı göstermektedir. Bu durumu, kayaçların kimyasal analizlerinde ateşte kayıp miktarının artışıyla ters orantılı olarak azalan (önemli negatif korrelasyon) MgO tenörleri; ateşte kayıp ile silis arasında önemsiz de olsa negatif korrelasyon doğrulanmaktadır.

Volkanik dokuları hiç bozulmamış spilitler, SiO₂ ve CaO bakımından farklı kimyasal bileşimi görünmektedir. İkincil karbonat düzeltmesi yapıldığında spilitler arasında bu farklılık daha az belirginleşmektedir. Petrografik ve jeokimyasal veriler, spilitleşmenin, karbonatlar dışında, kayaçlar kristalleşmeden önce meydana geldiği düşüncesini desteklemektedir.

Artık ofitik dokulu amfibolitler gabro kimyasal bileşimindedir ve gabroların değişiminden meydana gelmiş izlenimi vermektedir.

KATKI BELİRTME

Konu olan araştırmanın süren uzun yıllarında büyük sabır örneği veren, her türlü yardımı görev edinen eşim ve meslekdaşımı saygıyla anıyorum.

Araştırmayı maddi ve manevi yönden destekleyen M.T.A. Enstitüsü Genel Direktörü Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a şükranlarımı ifade etmek isterim.

Bölgenin Jeolojisi konusunda çeşitli fırsatlarda fikirlerinden yararlandığım, destek gördüğüm Prof. Dr. M. Akartuna'ya, Prof. Dr. S. Artus'e, Prof. Dr. A. Gümüş'e, Prof. Dr. E. İzdar'a, Prof. Dr. İ. Ketin'e, Prof. Dr. G. Sağiroğlu'na, Prof. Dr. M. Tokay'a, Petrokimyasal ve Jeokronolojik yorumlar üzerinde çok faydalı tartışmalarda bulunduğum ve bir çok X ışını difraktogramını cömertce yapıp sonuçlayan Prof. Dr. G. Ataman'a teşekkürlerimi belirtmeyi borç bilirim.

Bütün kimyasal analizlerimin yapılmasını sağlayan M.T.A. Enstitüsü Laboratuvarlar Dairesi Başkanı Dr. N. Ogan ve E. Orhun'a kimyager S. Tuncer, T. Akyüz, T. Saltoğlu ve E. Alpaslan'a şükranlarımı arz ederim.

Fransa'da Nancy Üniversitesi Petroloji ve Nancy C.R.P.G. Jeokronoloji laboratuvarından yararlanmama olanak sağlayan kürsü başkanı Prof. Dr. R. Rocci'ye, C.R.P.G. Müdürü Dr. H. de la Roche'a, Jeokronolojik ölçme işlemleri yaparken büyük yardımları dokunan laboratuvar Şefi Mr. Sonnet ve Dr. Zimmermann'a teşekkür ederim.

Paleontoloji tanımlarıyla araştırmaya katkıda bulunan M. Serdaroğlu'na, Mr. Lys'e ve R. Çetin'e teşekkürlerimi sunarım.

Kimyasal Parametrelerin regresyon katsayılarının Bilgi İşlem Merkezinde hesaplanması için program yapmama büyük katkıda bulunan B. Çetinel'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkus, F. M., (1962). Kütahya - Gediz arasındaki sahanın jeolojisi. MTA Derg., sayı 58, pp. 21-30.
- Aldrich, L. T., Herzog, L. F., Doak J. P. ve Davis G. L., (1963). Variation Strontium isotopic abundances in minerals. Trans. Amer. Geoph. Union., vol. 34, no: 3, pp. 457-470.
- Aslaner, M., (1965). Etude géologique et pétrographique de la région d'Edremit - Havran (Turquie). MTA, Yay., no: 119, 98 p.
- Ataman, G., (1972a), Orhaneli granodiyoritik kütlelerinin radyometrik yaşı. TJK Bül., cilt XV, sayı 2, pp. 123-130.
- (1972b), Les relations vraies et apparentes obtenues à partir des résultats numériques dans les sciences de la terre. Hacettepe Bull. Nat. Sc. and Engineering, v. 1, pp. 123-128.
- (1973), Gürgenyayla (Domanic) granodiyoritik kütlelerinin radyometrik yaşı. TJK Bül., cilt XVI, sayı 1 pp. 22-26.

- (1974), Revue géochronologique des massifs plutoniques et métamorphiques de l'Anatolie. Hacettepe Bull. Nat. Sc. and Engineering, v. 3, pp. 75-87.
- (1975), Plutonisme calco - alcalin d'âge alpin en Anatolie du Nord - Ouest. C. R. Acad. Sc. Paris. t. 280, Série D, pp. 2065-2068.
- Ayan, M., (1973), Gördes migmatitleri. MTA, Derg., no: 81, pp. 132-155.
- Bailey, E., Blare, M. C. Jr. ve Jones D. L. (1970), Onland Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. no: pp. C70-C81.
- Baykal, F., (1964) Alaşehir - Uşak muntikasının jeolojisi hakkında rapor. MTA rap. no: 2296 (Yayınlanmamış)
- Bingöl, E., (1968), Contribution à l'étude géologique de la partie centrale et Sud - Est du massif de Kazdağ (Turquie). Doktora tezi, Mancy Üniversitesi 190 p.
- (1971), Fiziksel yaş tayini metodlarını sınıflama denemesi ve Rb - Sr ve K - A metodlarının Kazdağ'da bir uygulaması. TJK Bül., cilt XIV, sayı 1, pp. 1-16.
- (1972), Ultramafit - spilit sorunu ve jeolojisi MTA yayını Eğitim Serisi no: 11, 29 p.
- (1974), 1/2.500.000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerinde tartışmalar MTA, Derg., sayı 83, pp. 178-184.
- Bingöl, E., (1975), Batı Anadolu'nun Jeotektonik evrimi, Ege Ülkeleri Jeolojisi V. Kollojyumu. 1-3. Şubat 1975, Orsay.
- Bingöl, E., Akyüz, B. ve Korkmaz, B., (1973), Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri. 50. Yıl Yerbilimleri Kong. Tebliğler Kitabı pp. 70-76.
- Borsi, G., Ferrara, F. S., Innocenti, F. S. ve Mazzouli, Z. (1972), Geochronology and Petrology of recent volcanics of Eastern Aegean sea. Z. Deutsch. Geol. Ges., Hannover, 123, p. 521.
- Brinkmann, R., (1972), Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, no: 3, pp. 819-826.
- Bürküt, Y., (1966), Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli genetik etüdü. İTÜ Maden Fak. yayını. 272 p.
- Chipping, D. H., (1971), Paleoenvironmental significance of Chert in the Franciscan formation of Western California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 82, pp. 1707-1712.
- Coleman, R. G., (1971), Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges: Journ. Geophys. Res. vol. 76, no: 5, pp. 1212-1222.
- Deer, W. A., Howie, R. A. ve Zussman, J., (1966), An introduction to the rock - forming minerals. Longmans, Green and Co. Ltd., London, pp. 340-355.
- Collin, H., (1965), Afyonkarahisar 72/2 ve 72/4 paftaları izahnamesi MTA rap. 2244 (yayınlanmamış).
- Deneayer, E. M., (1951), Tableaux de pétrographie. Edit. Lamarre. Paris, pp. 53-54.
- Dictionary of Geological Terms (1974). Prepared under the direction of the Amer. Geol. Institute, Anchor Books Editim. V.S.A., p. 33, 190-191.
- Dubertret, L. ve Kalafatçıoğlu, A., (1973), 1/500.000 ölçekli İzmir paftası açıklama notu. MTA yayınları, 107 p.
- Faure, G. ve Hurley, P. M., (1963), Isotopic composition of Strontium in oceanic and continental basalt. Application to the origin of igneous rocks. Journ. Petrology, vol. 4, pp. 31 - 50.
- Gümiş, A., (1964), Contribution à l'étude géologique du secteur septentrional de Kalabak Köy - Eymir Köy (région d'Edremit) Turquie. MTA. Yayın., no: 117, 109 p.
- Hedge, C. E. ve Walthall, F. G., (1963), Radiogenic Strontium - 87 as index to geologic processes. Science, no: 140, pp. 1214-1217.
- Holzer, H. (1954), Beyce 54/4 ve Simav T1/1 paftalarının jeolojik özetleri raporu. MTA. rap. no: 2386 (yayınlanmamış).
- Hsu, K. J., (1968), Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan - Knoxville Paradox. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 79, pp. 1063-1074.
- İzdar, E. (1968), Kozak intrüzif masifi petrolojisi ve Paleozoik çevre kayaçları ile jeolojik bağlantıları. TJK. Bül., cilt XI, Sayı: 1-2, pp. 140-179.
- , Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişimi ve Ege Denizi çevresine ait üniteleriyle karşılaştırılması, Ege Üniv. Müh. Bilimleri Fak. Yayınları, No. 8, 59 p.
- Jackson, D. E., ve Thayer, T. P. (1972), Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite - gabbro complexes. 24th IGC - section 2, pp. 289-296.
- Johannsen, A., (1941), A descriptive petrography of the igneous rocks. vol. III, pp. 195-354.

- (1949). A descriptive petrography of the igneous rocks. vol. 1, part II, pp. 424-440.
- Jung, J., ve Brousse, R. (1962). Les provinces volcaniques neogenes et quaternaires de la France. Geol. France, no: 267 - tome LVIII, 44 p.
- Juteau-Th. ve Rocci, G., (1974). Vers une meilleure connaissance du probleme des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilite - keratophyrique hercynotype. Spilites and Spilitic Rocks Edit G.C. Amstutz. pp. 253-329 Springer - Verlag Berlin - Heidelberg - New York.
- Kaaden, G.v.d. (1969). Anadolu'nun Kuzeybatısında yer alan metamorfik olaylarla magmatik faaliyetler arasındaki yaş münasebetleri. MTA Derg., sayı 52 pp. 15-33.
- Kalafatçıoğlu, A. (1962). Tavşanlı - Dagedi arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantin ile kalkerlerin yaşı hakkında not. MTA Derg., sayı 58 pp. 38-46.
- (1964). Balıkesir - Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi. TJK Bült., cilt IX, sayı 1-2, pp. 46-62.
- Kaya, O. (1972). Tavşanlı yöresi ofiolit sorununun ana çizgileri TJK Bült., cilt XV, sayı 1, pp. 26-108.
- (1975). The geologic outlines of the Northwest Anatolia. Ege Ülkeleri Jeolojisi V nci Kollojyumu 1-3 Şubat 1975. Orsay.
- Ketin, İ. (1947). Uludağ masifinin tektoniği hakkında. TJK Bült., cilt I, sayı 1, pp. 61-88.
- (1960). 1/2.500.000 ölçekli Türkiye Tektonik Haritası hakkında açıklama. MTA Derg., sayı 54, pp. 1-6.
- Ketin, İ. (1961). Türkiye'de magmatik faaliyet. TJK Bült., cilt VII, sayı 2, pp. 1-16.
- ve Canitez, N., (1972). Yapısal Jeoloji İ.T.Ü. Kütüphanesi, sayı: 369, p. 274 ve 277.
- Kutsal, A. ve Muluk, Z. (1972). Uygulamalı temel istatistik. H.Ü. Yayın., A2, ek. 5.
- Leake, B. E., (1964). The chemical distinction between ortho and para amphibolites. Journ. of Petrology, pp. 233-254.
- Lisenbee, L. A., (1972). Structural setting of the Orhanelli ultramafic massif near Bursa, northwestern Turkey. Doktora tezi, Pennsylvania Üniversitesi 157 p.
- Mariko, T., (1970). Muratdağı bölgesindeki, Banaz - Uşak, civa çevresi yatakları ve jeolojisi. MTA rap. no: 4572 (yayınlanmamış).
- Miyashiro, A., (1973). Metamorphism and metamorphic belts. Georges Allen and Unwin Ltd., London, 402 p.
- Moore, E. M., (1970). Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap no: 118, 74 p.
- Nebert, T., (1962). Serpantin killeri arasında sıkışmış bir Neojen blokuna misal olmak üzere Alabarda (Tavşanlı) linyit bölgesi. MTA Derg., sayı 58, pp. 31-37.
- Nicolas, A., (1966). Etude pétrochimique des roc hes vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Nantes (These), 2 T., 279 p.
- Nicolaysen, L. V., (1962). Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks. Acad. Sc. New York; Acad. Sc., vol. 1, pp. 451-511.
- Okay, A. C., (1948). Orhanelli bölgesi, Mustafa Kemalpaşa bölgesi, Çataldağ bölgesine ait izahname 54/2, 54/1, 53/2, paftaları MTA rap. no: 2215 (yayınlanmamış).
- Özkoçak, O., (1969). Etude géologique sur un massif ultrabasique d'Orhanelli et de sa proche bordure (Bursa - Turquie). Doktora tezi Paris Üniversitesi (yayınlanmamış).
- Öztunalı, Ö., (1973). Uludağ (Kuzeybatı Anadolu) ve Eğrigöz (Batı Anadolu) masiflerinin petrolojileri ve jeokronolojileri. I.U.F.U. Monog., sayı 23. 115 p.
- Peterman, Z. E., Hedge, C. E., Coleman, R. G., ve Snavely, P. D., (1967). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in zone eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts. Earth and Planet. Sci. Lett., vol. 2, pp. 433-439.
- Ramdohr, P. ve Strunz, H., (1967). Lehrbuch der Mineralogie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, pp. 509-510.
- Rittmann, A., (1953). Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. Bull. Volcan. Ser. II, T. XIV, Napoli.
- Roubault, M., (1963). Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Edif. Lamarre - Poinat, Paris, 366 p.
- Sağırçioğlu, G. ve Bürküt, Y., (1966). Sur l'âge et la pétrographie du massif d'Uludağ (Turquie). C. Rend. Soc. de Phys. et His. Nat. Geneve, vol. I, fasc. 1, pp 21-32.
- Savaşçın, Y., (1974). Batı Anadolu "Andezit" ve "Bazalt" Jenezi sorununa katkılar. TJK. Bult, cilt XVII, sayı 1, pp. 87-172.
- Streckeisen, A., (1974). Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Geol. Rundschau, Band 63, Heft. 2, pp. 773-785.
- Thayer, T. P., (1960). Some critical differences between alpinetype and stratiform peridotit - gabbro complexes. XXI. Int. Geol. Congr. Cop., Rap. 13, pp. 247-259.
- (1969). Peridotite - gabbro complexes as keys to petrology of mid - oceanic ridges Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 80, pp. 1515-1522.
- (1972). Gabbro and epidiorite versus granulite and amphibolite: a problem of the ophiolite assemblage. VI. Conf. Geol. Garibe memor - Margarita, Venezuela, pp. 315-320.
- Tokay, M. ve Bayramgil, O., (1947). Uşak kuzeyinde bir kristalen sist kütesli kütlesinde. TJK Bült., cilt I, sayı 1, pp. 134-141.
- Turner, F. J. ve Verhoogen, J., (1960). Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw - Hill Book Co. New York, Toronto, London pp. 110-116, 121-129.
- ve Weiss L. E. (1963). Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw - Hill Book Co. New York, 545 p.
- Vachette, M., Blanc, P., Dubertret, L., (1968). Détermination de l'âge d'une granodiorite d'Orhanelli, au sud de Bursa (Anatolia); sa signification regionale. C. Rend. Ac. Sc., 267, serie D. pp. 927-930.
- Weingart, W., (1964). 56/2, 56/4 (Sivrihisar) ve 57/1, 57/3 (Ankara) paftalarının jeolojik haritası hakkında rapor. MTA rap. (yayınlanmamış).
- Wijkerslooth, P., (1941). Garbi ve merkezi Anadolu sahaları dahilinde genç Paleozoikteki magmatik faaliyet hakkında mülahazalar. MTA mecmuası, sayı 4/25, pp. 536-549.
- Williams, M., Turner, J. F., ve Gilbert, C. M., (1954). Petrography. W. H. Freeman and Co., San Francisco, pp. 149-157.
- Winkler, H.G.F., (1967). Petrogenesis of metamorphic rocks Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 237 p.
- (1974). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 320 p.
- Wyllie, P. J. (1967). Ultramafic and related rocks. Edit. P. J. Wyllie, John Wiley and Sons, Inc. New York, London, Sidney pp. 403-417.

EK AÇIKLAMA: 1

Kayaçların kimyasal analizlerinde Fe_2O_3 ve FeO ayrı ayrı verilmiş, buna karşılık kayaçtaki toplam demir oksid, Fe_2O_3 ağırlık yüzdesi olarak ifade edilmiştir. Kimyasal analizlerimizde verilmiş Fe_2O_3 ağırlık yüzdesi (m), kayaçta bulunan dolaşısıyla (m)'in içerdiği hakiki FeO ağırlık yüzdesine (a), Fe_2O_3 ağırlık yüzdesine de (b) denirse, 2 ve 3 değerli demirin milimolekül sayıları toplamı:

$$(1000 a/72 + 1000 b/160) \text{ olmalıdır.}$$

Demir milimolekül sayısını (100 m/160) olarak alınması halinde petrokimyasal parametreler yanlış hesaplanmış olur.

1000 m/160 m, $(1000a/72 + 1000b/160)$ değerine eşit veya çok yaklaşık olabilmesi için 100 m/160 m herhangi bir (n) kat-sayı ile çarpılması gerekir. (a) ve (b) miktarlarının istatistikli değerler olarak araştırılmasından sonra (n) değeri istatistikli bir değer olarak çıkar:

Riyolitler için: Johannsen'den (1941. V.II.p.273, Tablo 137) alınan 36 analiz ortalamasında

$$\text{FeO} = 0,70 = a$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,35 = b \text{ değeri verilmiştir.}$$

Bu değerler ayrı ayrı milimoleküle çevrilirse toplam milimolekül sayısı: $700/72 + 1350/160 = 18,15$ bulunur. Şayet FeO ağırlık yüzdesi de Fe_2O_3 olarak verilseydi Fe_2O_3 değeri (0,70x 1,1) + 1,35 = 2,12 olacaktı ve bu durumda milimolekül sayısını bulunmak istendiğinde $2120/160 = 13,25$ rakkamı elde edilecekti. Görüleceği üzere 13,25 rakkamı 18,15 ten çok farklı olacaktı. 13,25 rakkamın 18,15'e ulaştırabilmek için 13,25'i 18,15/13,25 = 1,45 = n katsayısıyla çarpılmak gerekecekti.

Granodiyoritler için: Johannsen'den (1949, V. 11, p. 344, tablo 176) alınan 80 analiz ortalamasında:

$$\text{FeO}=2,70=a$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3=1,62=b \text{ değerleri verilmiştir.}$$

Bu değerler ayrı ayrı milimoleküle çevrilip toplanırsa:

$$2700/72+1620/160=37,50+10,13=47,63 \text{ bulunur.}$$

FeO yüzdesi de Fe_2O_3 olarak verilseydi, bu değer milimolekül olarak:

$$(2,70 \times 1,1) + 1,62 = 4,59; 4590/160 = 28,68 \text{ olarak bulunacaktı.}$$

Burada (n) katsayısının $47,63/28,68=1,66$ olması gerekecekti.

Tröger'den (1969, p. 60) alınan 8 analiz ortalamasında

$$2,75+4,49+6,04+3,19-0,86+5,30+4,70+6,27=3,20=a$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = \frac{8}{1,91+0,96+1,14+3,74+2,87+0,05+5,20+3,25=2,64=b}$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = \frac{8}{8}$$

değerleri bulunmuştur.

Bu değerler ayrı ayrı milimoleküle çevrilip toplanırsa

$$3,200/72+2640/160=44,40+16,50=60,90 \text{ bulunur.}$$

FeO yüzdesi Fe_2O_3 olarak verilseydi, bu değer milimolekül olarak:

$$(3,20 \times 1,1) + 2,64 = 6,16; 6160/160 = 38,50 \text{ olarak bulunacaktı. Burada (n) katsayısı } 60,90/38,5 = 1,58 \text{ olması gerekecekti.}$$

Granodiyoritler için bulunan bu iki katsayının nisbi orta-

$$(1,66 \times 80) + (1,58 \times 8)$$

$$\text{laması alındığında: } \frac{88}{88} = 1,65 \text{ katsayısı elde edilir.}$$

Harzburgitler için: Juteau'dan (1974, p. 489 ve 492) alınan 32 harzburgit için FeO ve Fe_2O_3 analizi değerleri ve ortalaması (değerler H_2O ve CO_2 miktarını diğer oksit yüzdeslerine nisbi ilavesi ile bulunmuştur.) aşağıda sunulmuştur.

	FeO	Fe_2O_3
5 analiz ortalaması	3,24	4,91
5 " "	0,52	8,57
2 " "	0,12	9,27
6 " "	3,87	4,04
3 " "	3,95	3,15
	3,92	4,35
	2,67	5,66
	2,02	6,21
	5,79	3,92
	3,81	4,45
	0,88	7,77
	0,56	8,68
	0,64	8,75
	0,53	8,36
	0,11	9,15
	0,13	9,39

ortalama $\text{FeO}:2,25=a$; $\text{Fe}_2\text{O}_3:6,19=b$ dir.

Bu değerler ayrı ayrı milimoleküle çevrilirse toplam milimolekül sayısı $2200/72+6190/160=31,25+38,70=69,95$ bulunur. Şayet FeO ağırlık yüzdesi de Fe_2O_3 olarak verilseydi, Fe_2O_3 değeri: $(2,20 \times 1,1) + 6,19 = 8,61$ olacaktı ve bu değer milimolekül olarak: $8610/160=53,81$ bulunacaktı.

Burada (n) katsayısı $69,95/53,81=1,32$ olması gerekecekti.

Tröger'den (1969, p. 296) alınan 9 peridotit için FeO ve Fe_2O_3 analizi değerleri ve ortalaması aşağıda sunulmuştur.

FeO	Fe_2O_3
4,90	3,04
35,55	2,90
46,36	3,01
35,12	12,72
5,91	1,87
29,85	7,88
4,50	2,85
4,48	4,42
7,11	1,07

ortalama $\text{FeO}:19,31=a$; ortalama $\text{Fe}_2\text{O}_3:4,42=b$

Bu değerler ayrı ayrı milimoleküle çevrilirse toplam milimolekül sayısı: $19310/72+4420/160=268,19+27,69=295,82$ bulunur. Şayet FeO ağırlık yüzdesi de Fe_2O_3 olarak verilseydi Fe_2O_3 değeri $(19,31 \times 1,1) + 4,42 = 25,65$ olacaktı ve bu değer milimolekül olarak $25650/160=160,31$ bulunacaktı.

Burada (n) katsayısının $295,82/160,31=1,84$ olması gerekecekti.

Johannsen'den (1949, V.IV, p. 406) alınan 2 dunit için FeO ve Fe_2O_3 analizi ve değerleri ve ortalaması aşağıda sunulmuştur.

FeO	Fe_2O_3
4,90	3,04
4,92	2,03

ortalama $\text{FeO}:4,91=a$; ortalama $\text{Fe}_2\text{O}_3:2,53=b$

Bu değerler ayrı ayrı milimoleküle çevrilirse toplam milimolekül sayısı $4,910/72+2530/160=68,19+15,81=84,00$ bulunur. Şayet FeO ağırlık yüzdesi de Fe_2O_3 olarak verilseydi Fe_2O_3 değeri:

$$(4,91 \times 1,1) + 2,53 = 7,93 \text{ olacaktı ve bu değer milimolekül olarak: } 7930/160 = 49,56 \text{ bulunacaktı.}$$

Burada (n) katsayısı $84,00/49,59=1,69$ olması gerekecekti.

Ultramafitler için hesaplanan üç katsayısının nisbi ortalaması alınırsa (n) katsayısı:

$$(1,32 \times 32) + (1,84 \times 9) + (1,69 \times 2)$$

$$= 43$$

$= 1,45$ bulunur.

Sonuç olarak, incelemeye konu olan kayaç türlerinde Niggli parametreleri kayalarındaki toplam demiri Fe_2O_3 ağırlık yüzdesi olarak veren kimyasal analizlerde, bu yüzde, ortalama değer olan 1,5 katsayısı ile çarpılıp Fe_2O_3 ün molekül ağırlığına (160) bölündüğünde, hesaplamalara FeO nun molekül sayısı da, istatistik olarak katılmış bulunur.

Muhakkak ki istatistik değeri azlığı ve bütün kayaç türlerinde yapılmamış olması nedeniyle 1,5 katsayısı tam geçerli bir rakkam olmamaktadır. Fakat böyle bir katsayı ile çarpılmadan yapılan hesaplamalar daha fazla hata oranı getireceğinden, ilgili parametre hesaplarında 1,5 katsayısı gözönüne alınmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Johannsen, A., (1941): A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. II, P. 273.
- , (1949): A descriptive petrography of the igneous rocks. vol. II, p. 344; vol. IV, p. 406.
- Juteau, Th. (1947): Les ophiolites des nappes d'Antalya. Petrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique tethysienne, Doktora tezi. Nancy I. Univ, 2V., pp. 445-652.
- Tröger, W. E., (1969): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine ein Nomenklatur Kompendium. Deutsche Mineralogische Gesellschaft, Bonn, p. 60 ve p. 296.

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 20, 67-78, Ağustos 1977

Bulletin of the Geological Society of Turkey, v. 20, 67-78, August 1977

K o b e l i t v e G u s t a v i t M i n e r a l l e r i n i n

E l e k t r o n M i k r o p r o b A n a l i z l e r i

Electron Microprobe Analysis of Kobellite and Gustavite

EŞREF AYDIN *Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZ: Avustralya'nın Tasmaniya-Zeehan, Queen Hill mineralizasyon bölgesinden alınan karot örneklerinden hazırlanan parlak kesitlerin mikroproba analizleri sonucunda değişik oranlarda Sb ve Ag içeren iki ayrı Pb,Ri sulfotuz minerali saptanmıştır

Gustavit: $Pb_3Bi_2Ag_2Sb S_{13}$

Kobelit: $Pb_9Bi_8Ag Sb_2S_{24}$

Mikrosertlik, yansıtma ve birefleksiyonları birbirine çok yakın olan bu iki mineralin optik özelliklerinde karakteristik denilebilecek bir farklılık yoktur. 589 mm de, hava ortamında yansıtma ölçümleri gustavit için % 41,5-46,0 kobelit için ise %42,5-45,0 olarak saptanmıştır. Bu iki mineral birbiriyle devamlı iç içe büyüme gösterip; genellikle pirit, stanit, galenit ve bizmutin gibi maden mineralleriyle, birlikte bulunurlar. Dokularının incelenmesinden bu minerallerin beraber büyüme-lerinin katı ayrılımla yakından ilgili olduğu gözlenmiştir. En son kristalize olan fazlar oluşları nedeniyle bu minerallerde daha önce oluşan mineralleri ornattıklarına ait belirtiler izlenmiştir.

ABSTRACT: This work is concerned with the quantitative electron microprobe analysis of Pb-Bi sulfosalts, their identification and relation to other sulfosalts, and examination of their optical properties. The specimens are from the Queen Hill area of Zeehan, Tasmania.

Electron microprobe analysis has confirmed the presence of two sulfosalts: a Bi-rich phase $Pb_3Bi_5Ag_2Sb_{13}$ and a Bi-poor phase $(Pb_9Bi_8Ag_{12}Sb_{24})$ corresponding to gustavite and kobellite respectively.

There are no characteristic differences in the optical properties of the two Pb-Bi phases. They are constantly intergrown with each other and frequently associated with pyrite, stannite, galena and bismuthinite. Texturally the sulfosalts form complex intergrowths with each other which are believed to be due to exsolution. They show replacement features of older minerals thus, paragenetically, are among the last phases to have crystallised.

Analyses of some selected minerals are also carried out, namely galena, stannite, bismuthinite, tetrahedrite and a sulfoantimonide mineral which thought to be related to freieslebenite.

Examination of the minor element content of galena indicates that the ore field around Zeehan is of unusually high temperature, which is consistent with the field's anomalous geochemical properties.

GİRİŞ

Bu çalışma 1974 yılında Lonrda Üniversitesi, University College London, Jeoloji bölümünde M. Phil. (Master of Philosophy) araştırma projesi olarak gerçekleştirilmiştir.

Çalışmada incelenen örnekler sondaj karotları şeklinde Avustralyanın güneyinde bulunan Tasmanyanın Zeehan, Queen Hill bölgesinde, Gippsland Minerals N.L. maden şirketi tarafından alınmıştır. Esas çalışma konusunu karotların içerdiği maden minerallerinden olan Pb-Bi sülfür minerallerinin elektron mikroproba kantitatif analizleri ve optik özelliklerinin tayini oluşturmaktadır.

Sahanın Jeolojisi:

Karotlar K 25°B doğrultulu ve 55°-65° eğimli, hidrotermal kökenli; epigenetik olarak fay zonları boyunca meydana gelen Clarke ve Taylor zuhurlarından alınmıştır.

Zeehan mineralizasyon bölgesi, Devoniyen yaşlı Heemskirk graniti etrafında oluşmuş olup bölgenin tipik hidrotermal mineral zonlaşması gösterdiği bazı yazarlar tarafından belirtilmiştir (Edwards, 1953; Both Williams, 1968). Şekil (1) de görüldüğü gibi bu zonlar batıdan doğuya doğru pirit zonu, ara zon (=siderit-pirit zonu) ve siderit zonu olarak tanımlanmıştır. Ayrıca granitin hemen etrafında kasiterit zonu dördüncü zon olarak kabul edilmiştir (Stanton, 1972).

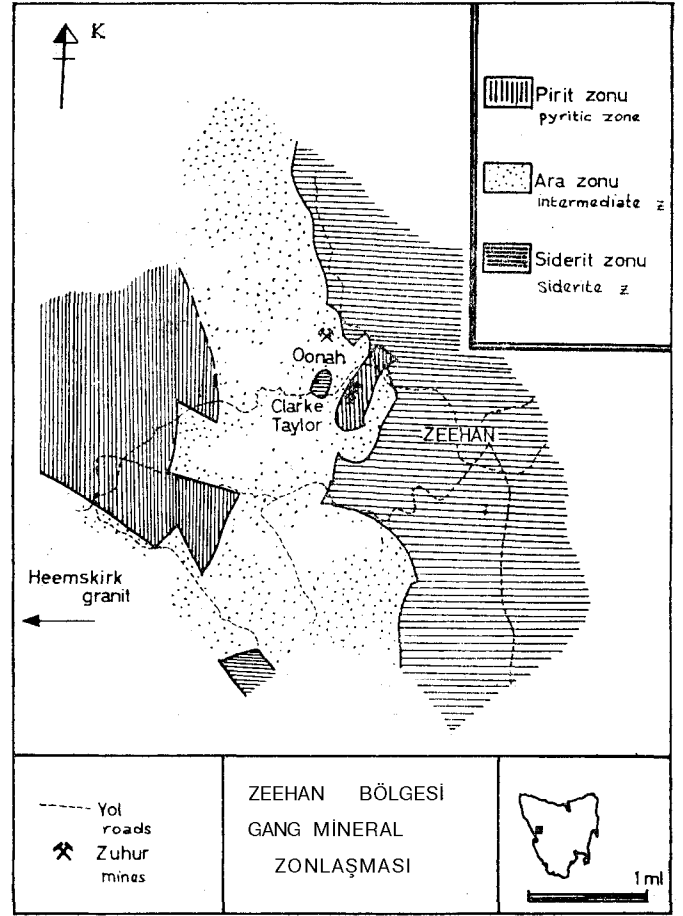
İnceleme konusu olan Clarke ve Taylor zuhurları pirit zonu içinde yer alırlar. Bölgenin zonlaşması gözönünde tutulduğunda normal olarak bu zuhurların ara zonda olması beklenirdi. Bu durum bölgeye özgü bir anomali kabul edilmektedir. Cevher zuhurlarına ait bu anomali büyük olasılıkla daha derinde bulunan bir granit sokulumuyla yakından ilgilidir. Bu yönde bazı jeofiziksel veriler elde edilmiştir (Both, 1974, kişisel görüşme). Queen Hill bölgesinde anomali gösteren diğer önemli noktalar kısaca şöyle sıralanabilir:

- 1) Siderit yatakları piritli yataklarla kesin sınırlı geçişler meydana getirirler,
- 2) Sferit mineralinin içerdiği FeS miktarında ani bir çoğalma görülür. Halbuki normal olarak sferitlerin içerdiği FeS miktarı batıdan doğuya doğru azalmaktadır,
- 3) Sferitlerdeki MnS miktarında fazla bir değişme olmayıp, normal olarak batıdan doğuya doğru azalır,
- 4) Stanit ve kasiterit mineralleri Zeehan bölgesinde belirgin bir şekilde yalnız Oonah-Queen Hill de ortaya çıkarlar.

KOBELİT VE GUSTAVİT MİNERALLERİN ELEKTRON MİKROPROB ANALİZLERİ

Karot örneklerinden yapılan parlak kesitlerin maden mikroskobu ile incelenmesi sonucunda bazı Pb-Bi mineralleri saptanmıştır.

Bilindiği gibi Pb-Bi grubundaki sulfotuz minerallerinin tanımlanmaları optik yöntemlerle güç olmakta, kesin tayinleri ancak mikroproba analizi ve X-ışını kırınım çalışmalarıyla mümkündür (Uytenbogaardt ve Burke, 1971). Bu nedenle inceleme konusu olan mineraller üzerinde öncelikle



Şekil 1: Örneklerin alındığı zuhurlar ve Zeehan mineralizasyon bölgesi (Both ve Williams, 1968) den değiştirilerek alınmıştır.
Figure 1: Zoning of gang mineralogy around Zeehan. (Redraun from, Both and Williams, 1968).

KOBELİT VE GUSTAVİT MİNERALLERİNİN ELEKTRON MİKROPROB ANALİZLERİ

Mika spektrometre (Mica crystal)				Kuars spektrometre (Quartz crystal)			
Element	Standart	Spktral çizgi	Bragg açısı	Element	Standart	Spektral çizgi	Bragg açısı
Element	Standard	Line	Bragg angle	Element	Standard	Line	Bragg angle
S	PbS FeSa	S K α	15° 39'	Pe	FeSa	Fe Ka	16° 50'
Ag	Ag saf	Ag L α	24° 39'	Cu	Cu saf	Cu Ka	13° 20'
				Zn	Zn "	Zn Ka	12° 25'
				As	As "	As K α	10° 07'
				Sn	Sn "	Sn La	32° 35'
				Sb	Sb "	Sb La	30° 57'
				Bi	Bi "	Bi La	9° 51'
				Pb	PbS	Pb L β	8° 27'

Çizelge 1: Analitik koşullar.

Table 1: Onditions of analysis.

mikroprop analizleri, daha sonra X-Işını kırınım çalışmaları ve bunu takibinde mikroskopik incelemeler gerçekleştirilmiştir.

Bu araştırma projesinde yapılan analizler Londra Üniversitesi, University College, Jeoloji bölümünde bulunan ve 15° lik bir yansıma açısı (take-off angle) olan CAMECA MS 85 elektron mikroprobandan yararlanılarak gerçekleştirilmiştir. Mikroprobandan sağlanan veriler IBM 360 bilgisayarında IC-BM-NPL programı kullanılarak hesaplanmıştır. Adı geçen programla Ölü zaman aralığı, soğurma, atom numarası ve floresans gibi düzeltmeler yapılmaktadır.

Analiz şartları:

CAMECA elektron mikroprobonun kuars ve mika kristalleri içeren iki spektrometresi vardır. Atom numarası ağır olan elementlerin analizi kuars spektrometresinde yapılmıştır. Her ne kadar kuars kristalinin gerektirdiği düşük Bragg açıları ve cihazın, düşük yansıma açısının oluşu, geri fonun yüksek olmasına neden olacağı ileri sürülmeğe de (Keil, 1967), örneklerdeki Pb ve Bi oranlarının oldukça yüksek olması bu etkiyi minimum seviyede tutmaya yetmiştir. Uygulanan analitik koşullar Çizelge (1) de verilmiştir.

Pb La ile As Ka spektral çizgilerinin açısal yönleri aynı olduğundan (10°.07') olası bir engellemeye neden olunması için Pb analizi yapılırken Pb La yerine Pb Lp çizgisi kullanılmıştır. Tüm analizlerde 20 KV lik çalışma voltajı (elektron hızlandırma voltajı) kullanılmıştır.

Analizlerde kullanılan standartların bir kısmı saf metal diğerleri ise doğal minerallerdir (Çizelge 1). Pb analizi için doğal galenit (PbS), Bi için saf metalik Bi kullanılmıştır. Başlangıçta Bi analizi için doğal bizmutin (Bi₂S₃) minarilinin standart olarak seçilmesinin uygun olacağı düşünülmüşse de, temin edilen böyle birkaç örneğin mikropropla yapılan analizleri sonucunda yeteri kadar homojen olmadıkları görülmüştür. Standart örnek seçiminde genellikle standartm, incelenen örnekle yaklaşık olarak aynı or-

talama atom numarasına sahip olmasına dikkat edilir (Mead, 1969; Makovsky ve Maclean, 1972; Hail ve Czamanske, 1972; Desborough ve diğerleri, 1971).

Diğer taraftan S analizi için standart örnek olarak pirit yerine galenit seçilmiştir. Pb-Bi minerallerinde aynı noktalarda yapılan S analizleri için galenit ve pirit standartları kullanılmış, elde edilen sonuçlardan bu minerallerin kimyasal formülleri hesaplanmıştır. Ancak piritin standart olarak kullandığı analizlerde Suh oldukça düşük değerler verdiği görülmüştür (Çizelge 2). Aynı sorunun daha az bir hatayla galenit için de geçerli olduğu söylenebilir. Diğer taraftan bozuk ('defect') yapı gösteren sulfotuzlarda S'ün eksik olması normaldir (Ross, 1957; Nowacki, 1971). Kükürt analizi sonuçlarımdaki bu farklılığın, analizi yapılan minerallerin ve standart örneklerin matriksi ile yakından ilgili olup; galenitin kullanılmasıyla uygulanan matriks soğurma düzeltmesi piritte göre daha az olduğundan, galenit kükürt analizi için standart olarak seçilmiştir.

Analitik yöntem:

Örnekler öncelikle kalitatif olarak incelenip içerdikleri elementler saptanmıştır. Bunun için örnekler elektron demeti altında spektrometrelerle kademeli olarak taranmıştır. Kalitatif inceleme sonucunda farklı iki Pb-Bi fazının tespit edildiği ve bunların değişik oranlarda Pb, Bi, Sb, Ag, Fe, Cu, Zn, Sn ve S içerdikleri ortaya çıkarılmıştır. Sulf otuzların Bi, Sb gibi elementler yanında As nin de bulunma olasılığı da dikkate alınarak (Palache ve diğerleri, 1946; Berry, 1965; Nowacki, 1969/71), As için de kalitatif araştırma yapılmış, ancak örneklerde bu elemente rastlanmamıştır. Yukarıda saptanan elementlerden Cu, Fe, Sn ve Zn gibi elementlerin toplamalarının bu minerallerde çok az olmaları ; bu elementlerin adı geçen minerallerde var olan çok küçük kalkopirit ve stanit taneciklerinden ileri geldiğini göstermektedir. Bu nedenle incelenen Pb-Bi fazlarında geri kalan Pb, Bi, Sb, Ag ve S elementleri ana elementler ola-

rak kabul edilmiş ve kantitatif analizler bu elementler için gerçekleştirilmiştir. Ana elementlerle ilgili spektral çizgiler kullanılarak (Çizelge 1) her element için ayrı ayrı X-ışını tarama görüntüleri elde edilmiştir (Levha, I; Şekil 1, 2, 3, 4, 5). Cihazın ayırma gücü belirgin olarak yalnız Pb ve Bi için derişim farklılıklarının olduğunu göstermiştir. Bu fotoğraflardan saptanan, iki Pb Bi fazlarından birinin daha fazla Bi, dolayısıyla daha az Pb içerdiği saptanmıştır (Mineral—A=Bi—zengin). Diğer faz ise daha az Bi (Mineral—B=Bi—fakir) ve fazla Pb içermektedir.

Saptanan iki fazın sistematik olarak çok sayıda kantitatif elektron mikroprob analizleri yapılmış; sonuç olarak mineral-A için toplam 62, mineral-B için toplam 25 analiz elde edilmiştir (Aydm, 1974). Bu analizlerde ana elementlerin ortalama değerleri ve sonuçlar üzerinde yapılan istatistiksel hesaplamalar Çizelge 3'de verilmiştir. Analiz değişim sınırının (range) geniş olmasına karşın, sonuçların standart değişim sınırlarının (standard deviation) oldukça düşük oluşu, analiz sonuçlarının doğruluk derecesini kamtlar. %95 güvenilirlik sınırları (confidence limits) her element için ve analitik toplamalar için verilmiş; bu elementlerin gerçek derişimlerinin %95 olasılıkla bu sınırlar içine düşeceği kanıtlanmıştır (Çizelge 3). Bu değişmelerin minerallerin bileşim ve derişim farklılığı göstermesinden (Şekil 2) veya sub-mikroskopik taneciklerin var olabileceğinden ileri geldiği sanılmaktadır.

Analitik sonuçlar ve Pb-Bi fazlarının formülleri:

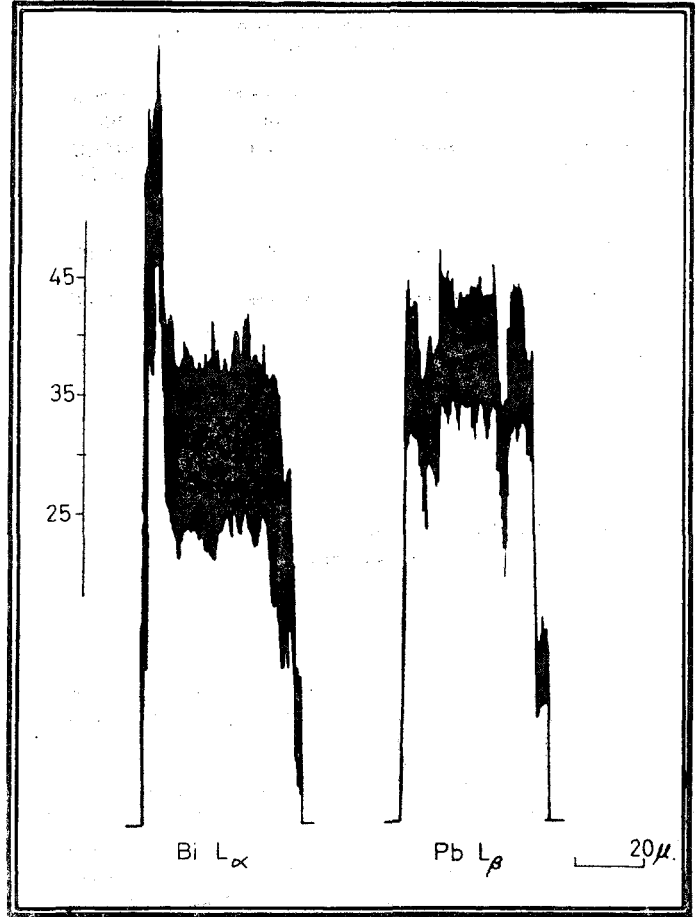
Minerallerin kantitatif elektron mikroprob analiz sonuçları dağılım diyagramları ve üçgen diyagramları şeklinde gösterilmiştir. Dağılım diyagramları analiz sonuçlarının iki ayrı bölgede toplandığını göstermektedir (Şekil 3; a, b, c, d). Üçgen diyagramlarında aralarında izomorf değişimi olanaklı olan elementler aynı köşelere konmuştur (Şekil 4; a, b, c). Pb-f Ag ve Bi-j-Sb toplamlarındaki elementler sulfotuzlarda aynı kristalografik pozisyonları doldururlar (Craig ve diğerleri, 1973; Karup-Moller, 1973; Povarennykh, 1971). Bu nedenle adı geçen elementlerin toplamları ele alınmıştır. Diyagramlardan da görüleceği gibi analiz sonuçları, dağılım diyagramlarında olduğu gibi iki ayrı bölgede toplanmaktadır.

Kantitatif sonuçların değişim sınırlarının oldukça farklı olduğu; mineral-A için %96.70 - 105.00, mineral-B için

Element;	Galenit standart				Pirit standart			
Element;	Galena standard				Pyrite standard			
	1	2	3	4	1	%	S	4
Pb	20.50	20.50	19.51	35.77	20.40	20.33	19.41	35.67
Bi	52.58	50.23	54.29	38.44	53.27	49.82	54.01	38.34
Sb	3.85	3.59	4.10	6.57	3.84	3.57	4.08	6.66
Ag	8.55	9.60	8.04	2.07	8.51	9.54	8.01	2.07
S	17.03	17.52	16.86	16.23	15.95	15.96	15.89	15.75
Toplamı								
Total	102.51	101.44	102.80	99.08	101.97	99.22	101.40	98.49

Çizelge 2: Pb-Bi minerallerinde aynı noktaların S analizi için pirit ve galenit standartlarının kullanılmasıyla farklı S değerleri elde edilmiştir.

Table 2: Analyses of the same points in the Pb-Mi minerals using pyrite and galena as standards for sulphur.

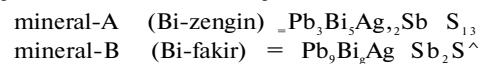


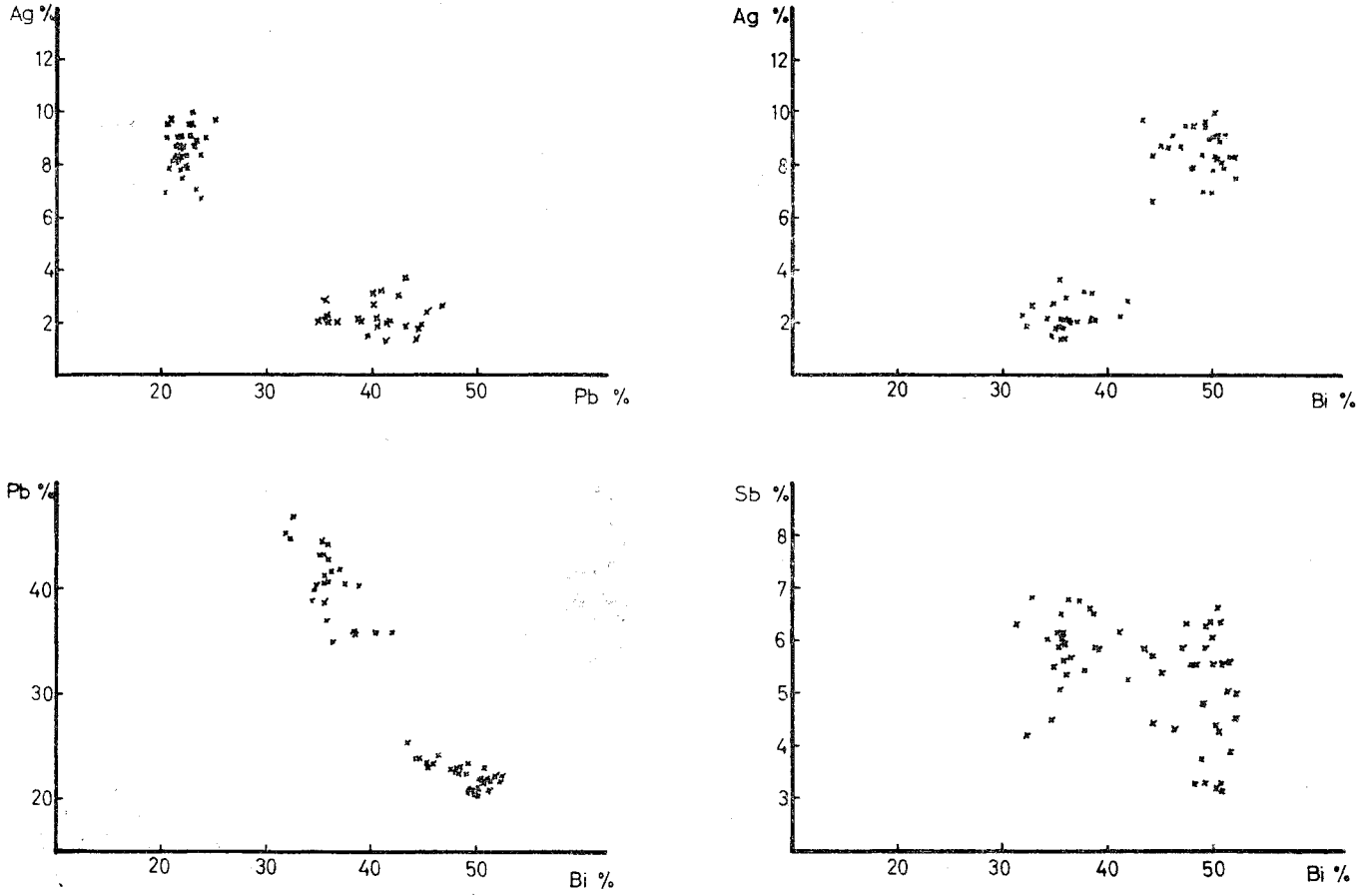
Şekil 2: Derişim farklılığı gösteren kobellit ve gustavit minerallerinin çizgisel tarama analizleri.

Figure 2: Line scanning of kobellit and gustavit showing variations in concentration.

%95.60 - 104.03 bu fazlara ait ortalama değerlerin birincisi için 102.16, ikincisi için ise 101.23 olduğu Çizelge 3 de görülmektedir. Bunun nedenlerinin, atom numarası $Z > 80$ olan elementler için düzeltme faktörlerinin kesinlikle bilinmeyişi (Kirianenko ve diğerleri, 1963; Mäckovik ve Maclean, 1972) ve standart olarak kullanılan saf Bi ile incelenen Pb-Bi fazlarının farklı parlatılma özelliklerine sahip olmalarından ileri geldiği sanılmaktadır. İkinci faktörü araştırmak için doğal bir Bi örneğinin analizi iki şekilde ve aynı saf Bi standardı ile yapılmıştır, önce elde edilen örneklerden doğal Bi ayrıştırılmış, parlatma şeklinde hazırlanıp sonra analizi yapılmıştır. İkinci şekilde ise doğal Bi örneğinin beraberinde bulunduğu diğer minerallerle parlatılması hazırlanıp; analizi yapılmış ve sonuç olarak ikinci tip analizlerde elde edilen Bi derişiminin yaklaşık olarak %6 yüksek olduğu görülmüştür. Bu nedenle incelenen Pb-Bi minerallerindeki Bi yüzdeleri dikkate alınarak mineral-A için %3, mineral-B için %2 lik ampirik bir düzeltme öngörülmüş ve bu şekilde düzeltilen sonuçlar Çizelge 4 de verilmiştir.

Çizelge 4 deki sonuçların kullanılmasıyla yapılan hesaplamalar sonucunda inceleme konusu olan iki Pb-Bi minerali için şu formüller elde edilmiştir:





Şekil 3: Kobelit ve gustavit minerallerinde Pb, Bi, Ag, Sb elementlerinin dağılım diyagramları.

Figure 3: Scatter diagrams of Pb, Bi, Ag, Sb in kobellite and gustavite.

Bu formüller elementlerin molekülleri cinsinden şu şekilde yazılabilir:



Bu minerallerin atomik ve moleküler olarak verilen formüllerinin incelenmesiyle mineral-B nin S bakımından eksik olduğu görülür. Bu da sulfotuzların özelliklerinden birisidir (Ross, 1957; Nowacki, 1971).

MİNERAL-A VE MİNERAL-B ÜZERİNDEKİ KRİSTALOGRAFİK ÇALIŞMALAR

Örnekler üzerinde yapılan kristalografik çalışmalar British Museum Mineraloji bölümünde gerçekleştirilmiştir. 6 cm çapında UNICOM toz kamerasının Cu K α radyasyonu ve 2.5 saatlik çekim süresi kullanılarak yapılmıştır. Standart karşılaştırma yöntemiyle mineral-B nin Debye-Scherrer röntgen filmi (BM film No: 17768) kobelitle aynı olduğu saptanmıştır (Şekil: 5). Mineral-A için elde edilen röntgen filmi her ne kadar jamesonite benzer bir yapı göstermekteyse de (BM film No: 17746) karakteristik yansımaları submikroskopik seviyede mevcut olan kobelit ve galeniten dolayı gizlendiği için olumsuz olarak sonuçlanmıştır.

Mineral-A nin tayini:

Söz edildiği gibi bu mineral için yapılan toz kamerası çalışmaları olumsuz sonuçlanmıştır. Bu nedenle mineral-A nin tayini için Pb-Bi grubunda bilinen sulfotuz minerallerinin kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması yöntemi seçilmiş ve bu mineralin gustavit olabileceği ortaya çıkarılmış (Çizelge 5). Gustavit mineralinin elektron mikroprob analizleri Karup-Möller (1970, 1972) ve Nedachi ve diğerleri (1973) tarafından verilmiştir.

Çizelge 5 de gösterilen diğer benzer mineraller resbanyit, beriyit, Bi-jamesonit ve galenobizmutin'dir. Resbanyit ve Bi-jamesonitin değişik analizleri oldukça fazla miktarda Sb içermekte, ancak buna karşın Ag içermemektedir. Ayrıca Bi miktarlarında da çok farklılık görülür (Padera ve diğerleri, 1955; Sakharova, 1956/58; Kupcik ve diğerleri, 1969). Mineral-A nin galenobizmutin olamayacağı mevcut elementler arasındaki Bi Sb ve Pb-Ag izomorf değişimleri büyük oranlarda gerçekleşmediğinden olanaksız görülmektedir (İl'in ve diğerleri, 1972). Mineral-A nin beriyite benzerliği, beriyitin belirgin oranda Cu içermesi nedeniyle sınırlı olmaktadır (Karup-Möller, 1966).

Element	Gustavite (Mineral-A) Gustavit (Mineral-A)				Kobelit (Mineral-B) Kobellite (Mineral-B)			
	Ortalama	Değişim limiti	Standart sapma (σ)	%95 güvenilirlik sınırı	Ortalama	Değişim limiti	Standart sapma (σ)	%95 güvenilirlik sınırı
Element	Average weight	ilauçe	Standard deviation	confidence limits	Average weight	Range	Standard deviatlon	confidence limits
Pb	21.69	19.41- 25.28	1.2	21.13- 22.25	40.51	34.97- 46.79	3.3	39.11- 41.91
Bi	49.59	43.44- 54.29	3.0	48.23- 50.95	36.23	31.86- 42.00	2.6	34.99- 37.47
Ag	8.63	5.50- 9.99	0.9	8.17- 9.09	2.26	1.31- 3.68	0.6	1.85- 2.67
Sb	4.97	2.41- 8.21	0.9	4.51- 5.43	5.88	4.18- 6.80	0.7	5.47- 6.29
S	17.28	15.89- 20.65	1.1	16.80- 17.76	16.35	14.24- 18.29	1.1	15.95- 17.03
Toplam								
Total	102.16	96.70-105.00	1.4	101.31-102.34	101.23	95.60-104.03	2.4	100.20-102.26

Çizelge 3: Gustavit (Mineral-A) ve kobelit (Mineral-B) minerallerinin elektron mikroprob analizleri ve sonuçlar üzerinde yapılan istatistiksel hesaplamalar.

Table 3: Average chemical compositions of gustavite (Mineral-A) and kobellite (Mineral-B) with range of variations, standard deviations and 95% confidence limits.

Nedachi ve diğerleri (1973) gustaviti izomorf bir serinin üyesi olarak tanımlamaktadır. Şekil 6'da bu çalışmada saptanan kobelit ve gustavitin adı geçen yazarlar tarafından hazırlanan diyagramdaki pozisyonları görülmektedir. Görüldüğü gibi mineral-A gustavitin izomorf değişim alanına çok yakındır.

Karup-Moller (1970) in gustavit üzerinde yaptığı yansıtma ölçümleri, 546 nm de %42-46, mineral-A için aynı dalga boyunda yapılan ölçümler %41.5-46.0 değerlerini vermiştir. Böylece mineral-A nm yukarıda sözü edilen nedenlerle gustavite yakın bir mineral olduğu sonucunu varılmıştır.

MADEN MİKROSKOPİSİ ÇALIŞMALARI, KOBELİT VE GUSTAVİT MİNERALLERİNİN OPTİK ÖZELLİKLERİ

Karotlardan yapılan parlak kesitlerin maden mikroskopunda incelenmesiyle Pb-Bi mineralleri (kobelit ve gustavit), aynı örneklerde izlenen diğer maden mineralleri ile karşılaştırıldığında fazla bir alan oluşturmadıkları görülmüştür. Kobelit ve gustavit sürekli olarak pirit, stanit, galenit ve bizmutin ile birlikte görülmektedir (Levha II, Şekil 1, 2, 3, 4).

Kobelit ve gustavit çoğunlukla öz biçimsiz (ksenomorf), kısmen de yarı öz biçimli olarak azami 0.5 mm büyüklüğünde tane boyutlarına sahiptirler. Dokularının incelenmesinden, bu iki mineralin devamlı iç içe büyüdüğü ve mevcut diğer minerallerden sonra oluştuğu tespit edilmiş; sürekli olarak diğer maden mineralleri arasında bağlayıcı madde olarak ve bazen de çatlak dolgusu olarak buldukları görülmüştür (Levha II, Şekil 4).

Parlak kesitlerde saptanan diğer mineraller ve Pb-Bi mineralleri dağılımlarına göre sırasıyla pirit, galenit, stanit, sfalerit, arsenopirit, kalkopirit, Pb-Bi mineralleri, kasiterit, markasit, freibergit, pirotin ve freieslebenit olarak saptanmıştır.

Bir sulfoantimonit olan freieslebenitin tespiti elektron mikroprob analizi ile gerçekleştirilmiştir (>%41.41 Pb, %17.11 Sb %20.18 Ag ve % 18.82 S). Bu mineral kapammlar halinde galenit ile Pb-Bi mineralleri arasında bulunur (Levha II, Şekil 1, 3).

Kobelit ve gustavit minerallerinin optik özelliklerinin hemen hemen aynı oluşları nedeniyle birlikte incelenmeleri faydalı görülmüştür.

Element	Gustavit (Mineral-A) Gustavite (Mineral-A)		Kobelit (Mineral-B) Kobellite (Mineral-B)	
	Ölçülen % Measured %	Düzeltilmiş % Adjusted%	Ölçülen % Measured	Düzeltilmiş % Adjusted
Pb	21.69	21.69	40.51	40.51
Bi	49.59	46.59	36.23	84.23
Ag	8.63	8.63	2.26	2.26
Sb	4.97	4.97	5.88	5.88
S	17.28	17.28	16.35	16.35
Toplam				
Total	102.16	99.16	101.23	99.23

Çizelge 4: Gustavit ve kobelit minerallerinin elektron mikroprob analiz sonuçlarına yapılan ampirik düzeltmeler.

Table 4: Results of electron microprobe analyses of gustavite and kobellite adjusted empiricaUy.

Mineral-A		Resbanyit		Resbanyit ?		Gustavit		Beriyit		Bi-jamesonit		Galenobismutin			
Mineral-A		Resbanyite		Resbanyite ?		Gustavite		Berr-yite		Bî-jamesonite		Galenobismuthite			
Element															
Element	Bu çalışma This work	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Pb	21.69	22.80	20.6	36.22	34.16	35.40	23.0	22.7	18.3	25.3	22.82	22.00	21.6	31.0	27.50
Bi	46.59	55.40	51.8	24.71	38.73	34.11	51.0	53.4	53.1	50.0	51.15	51.71	49.2	32.3	55.47
Sb	4.97	4.56	—	18.49	7.74	10.54	—	—	3.1	1.8	—	—	—	17.6	—
Ag	8.63	—	—	—	—	0.23	8.4	8.9	9.2	7.5	7.39	7.37	4.9	—	—
S	17.28	16.30	18.0	17.77	17.19	17.82	16.5	17.2	17.5	17.1	17.13	17.27	17.2	19.2	17.03
Cu	—	—	7.6	2.70	1.79	0.99	0.1	0.1	0.4	0.4	—	—	7.1	—	—
Fe	—	0.55	1.5	0.07	0.39	1.01	—	0.1	—	—	—	—	—	1.7	—
Toplam															
Total	99.16	100.21	99.5	99.96	100.00	100.10	99.0	102.5	101.6	102.1	98.49	98.35	100.0	100.1	100.0

1,13: Sakharova (1956/58)

8,9: Karup-Möller (1972)

2: Padera ve diğerleri (1955)

10,11: Karup-Möller (1970)

3,4,5: Kupcik ve diğerleri (1969)

12: Karup-Möller (1966)

6,7: Nedachi ve diğerleri (1973)

14: Uytendogaardt ve Burke (1971)

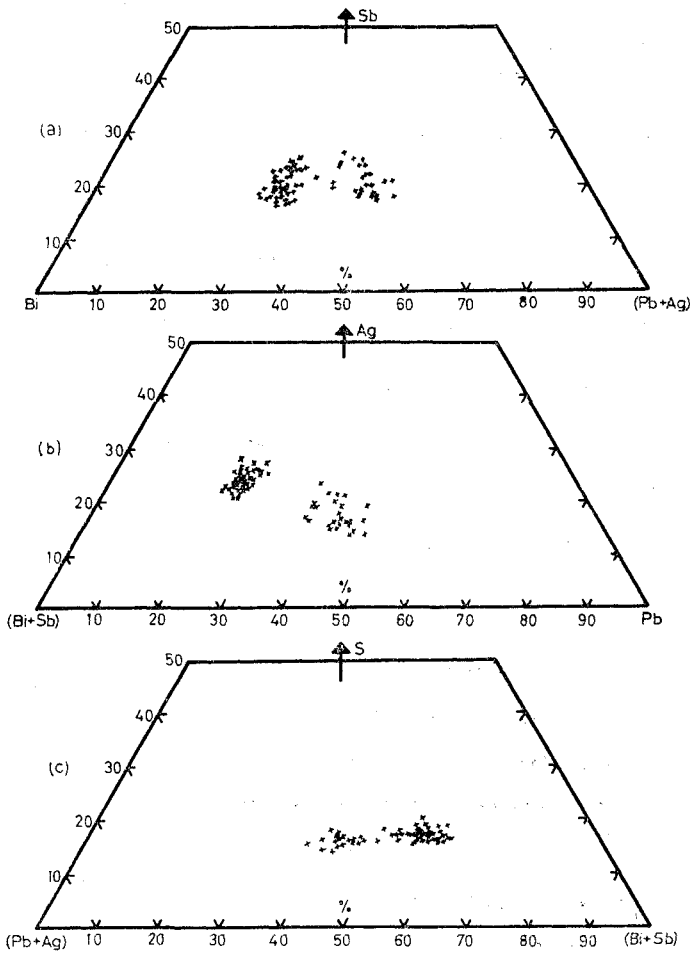
Çizelge 5: Mineral-A ve benzer Pb-Bi sulfotuz minerallerinin kimyasal kompozisyonları.

Table 5: Mineral-A and other chemically similar Pb-Bi sulphosalt minerals.

Dalga boyu (nm)		456	474	541	551	581	591	651
Wavelength (nm)		456	474	541	551	581	591	651
Kobelit	R_g	48.96	48.74	46.23	45.68	45.19	44.75	44.12
	R_p	46.12	45.95	43.55	43.29	42.67	42.46	42.03
	R_g/R_p	1.06	1.06	1.06	1.06	1.06	1.05	1.05
Gustavit	R_g	49.23	48.10	46.33	46.09	45.82	46.12	44.99
	R_p	45.41	45.22	42.26	42.23	41.88	41.55	40.46
	R_g/R_p	1.08	1.06	1.10	1.09	1.09	1.11	1.11

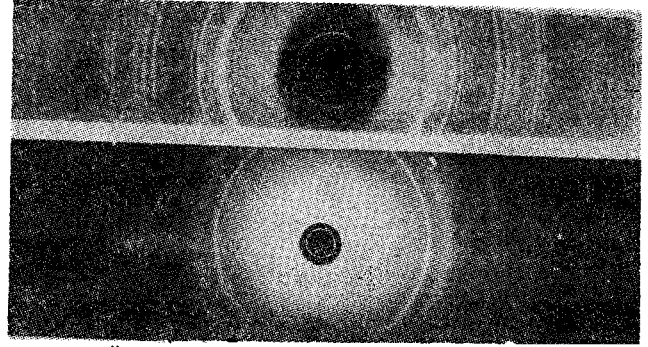
Çizelge 6: Kobelit ve gustavit minerallerinin yansıtma değerleri.

Table 6: Reflectivity measurements of kobellite and gustavite.



Şekil 4: Kobelit ve gustavit minerallerinde izomorf değişim gösteren elementlerin üçgen diyagramları.

Figure 4: Triangular plots of elements which show isomorphism in the minerals kobellite and gustavite.

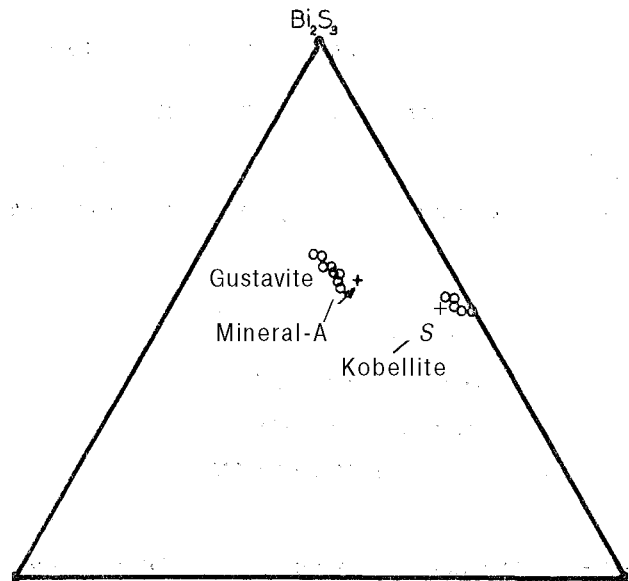


Şekil 5: Örneklerde tespit edilen kobelit mineralinin Debye-Scherrer röntgen «İlmi (üstte) ve standart kobelit (altta).
Figure 5: Powder pattern of kobellite identified in the samples (above) and standard kobellite.

Her iki mineralin rengi pembemsi gri-beyaz olup galenitin rengini andırır. Mikroskopla galenitten ayrılmalari ancak bu minerallerin kuvvetli anizotropileri sayesinde mümkündür. Bu mineraller dilinim veya ikizlenme göstermezler. Mineralerin mikrosertlikleri Parnamaa (1963) ve Bowie (1967) nin anlattıkları yöntemle Vickers mikrosertlik mikroskopunda ölçülmüştür. Kobelit için $VHN=182 \text{ kg/mm}^2$ ve gustavit için $VHN=43 \text{ kg/mm}^2$ olarak tespit edilmiştir.

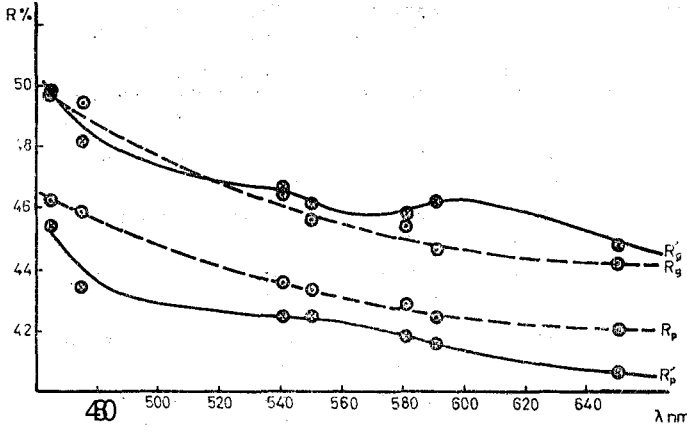
Bu minerallerin yansıtmaları Vickers reflektometresi ile SiC standardı kullanılarak elde edilmiştir. Kullanılan yöntem, standart ölçü yöntemi olarak Bowie ve Henry (1964), Gallopin ve Henry (1972) tarafından detaylı olarak verilmiştir.

Yansıtma ölçüleri 7 ayrı noktada, hava ortamında 460 - 650 nm dalga boyları arasında yapılmıştır (Çizelge, 6). Elde edilen veriler grafik halinde çizilmiştir (Şekil, 7). Bu grafikten de görüldüğü gibi iki mineralin yansıtma şiddetleri birbirine çok yakındır. Gözün ayırma gücü eğriler arasındaki bu küçük farkı ortaya çıkarmaya yeterli değildir. Kobelit için



Şekil 6: Kobelit ve gustavitin Nedachi ve diğerleri (1973) nin hazırladıkları üçgen diyagramdaki yerleri. Mineral-A nin gustavit izomorf serisine çok yakın olduğu görülmektedir.

Figure 6: Diagram showing results of electron microprobe analyses of mineral-A and kobellite. White circles are from Nedachi et al. (1973).



Şekil 7: Kobelit (kesik eğri) ve gustavit minerallerinin yansıtma eğrileri.

Figure 7: Reflectivity curves of kobeilit (dashed line) and gustavite.

iki eğri arasındaki mesafenin yaklaşık olarak aynı olması, bu mineralin birefleksiyonunun çok az veya sabit olduğunu göstermekte, buna karşın gustavit için eğriler arasındaki mesafe farklılık göstermektedir. Bu nedenle gustavitin anizotropi ve birefleksiyonunun daha fazla olduğu söylenebilir. Bu açıklama R_g/R_p oranının dalga boyuna göre çizilmesiyle daha açıkça görülür (Şekil, 8).

SONUÇLAR:

Avustralya'nın Tasmaniya-Zeehan, Queen Hill mineralizasyon bölgesinde bulunan Clarke ve Taylor zuhurlarından alınan karot örneklerinin elektron mikropropla analizleri sonucunda değişik oranlarda Sb ve Ag içeren iki ayrı Pb-Bi sulfotuz minerali saptanmıştır:

Gustavit (mineral-A); $Pb_3Bi_5Ag_2Sb S_{13}$

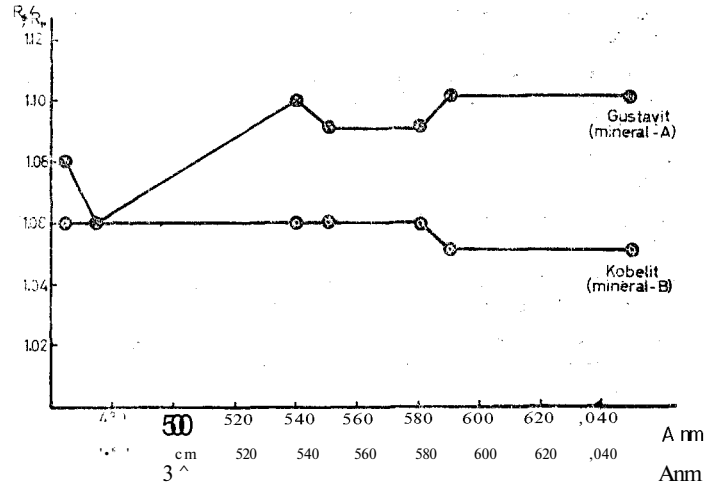
Kobelit (mineral-B); $Pb_9Bi_8Ag Sb_2S_{24}$

Bu iki mineralde de Pb-Bi sulfotuz grubunda olduğu gibi, Bi ve Pb yerine sırasıyla bir miktar Sb ve Ag girebileceği görülmüştür. Kobelitin dahil olduğu kristalografik $Pnmm$ uzay grubunda izomorf değişim gösteren elementlerin (Bi^{+3} ve Pb^{+2}) atomik formüldeki toplamalarının bir çift sayı olması gerektiği bilinmektedir (Nechelyustov ve Myrmin, 1968). İncelenen kobelitin formülü buna uygundur.

Yazar mineral-A'nın kristalografik incelenmesinin olumsuz sonuçlanmasına rağmen, söz konusu mineralin elektron mikroproba analiz sonuçlarının gustavite çok benzerlik gösterdiği kanısındadır.

Örneklerdeki Pb-Bi mineralleriyle yakından ilgisi bulunan freieslebenit mineralinin ancak yüksek sıcaklıklarda oluşabileceği deneysel çalışmalarla tespit edilmiştir (Wernek, 1960). Bu da söz konusu mineralizasyonun yüksek sıcaklıkta oluşabileceğini kanıtlar.

Pb-Bi minerallerinin haricinde çalışmaya ışık tutacakları gagesiyile çeşitli minerallerin (galenit, stanit, bizmutin ve freibergit) elektron mikroproba analizleri yapılmıştır (Aydın, 1974). Galenitin kristal strüktüründe Bi, Sb ve Ag gibi elementleri içermesi ancak yüksek ısılarla oluşmasıyla ilgili görülmektedir (Malakhov, 1969). İncelenen örneklerdeki galenitler bu elementleri farklı oranlarda kapsayan iki ayrı tip halinde bulunmaktadır. Bunlardan Bi:Sb oranı yüksek olanının daha önce oluşabileceği düşünülmektedir (Panfilov, 1972).



Şekil 8: R_g/R_p oranı kullanılarak kobelit ve gustavitin anizotropi ve birefleksiyon bağlarının belirlenmesi.

Figure 8: An approximate relationship of anisotropy ratio (R_g/R_p) and bireflection of kobeilit and gustavite.

Zeehan mineralizasyon bölgesinde pirajirit, proustit, pirostilpnit, tetrahedrit, bournonit ve bulanjerit gibi sulfotuzlar Both ve Williams (1968) tarafından tespit edilmiştir. Daha önce sahada Bi-minerali olarak sadece bizmutin izlenmiştir (Both, 1974, kişisel görüşme). Bu nedenle bu çalışmada saptanan Pb-Bi minerallerinin çalışma sahasında ilk defa tespit edildikleri söylenebilir. Bu bulgu da çalışmanın başlangıcında belirtilen anomali listesine ek bir madde olarak verilebilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın yürütülmesinde yardımlarını esirgemeyen başta proje yöneticisi Dr. R. M. F. Preston'a ve Dr. M. K. Wells ile Dr. R. Mason'a, elektron mikroproba analiz yapma yöntemlerinde bana yardımcı olan Dr. J. F. W. Bowles'a ve ayrıca, bu çalışmaya destekleyen M.T.A. Enstitüsü Genel Direktörü Sayın Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a teşekkürü borç bilirim.

DEĞİNİLEN BELGELER.. ; - .

- Aydın, E., 1974, A study of Pb-Bi sulphosalts from Zeehan, Tasmania. Unpublished M. Phil. thesis, University of London.
- Berry, L. G., 1965, Recent advances in sulfide mineralogy. Amer. Miner., 50, 301-313.
- Both, R. A., and Williams, K. L., 1968, Mineralogical zoning in the lead-zinc ores of the Zeehan field, Part II: Paragenetic and zonal relationships. J. Geol. Soc. Aust., 15, 217-243.
- Bowie, S. H. U., 1967, Reflected light microscopy. J. Zussmann (Ed.) Physical Methods in Determinative Mineralogy. Academy Press.
- Bowie, S. H. U., and Henry, N. F. M., 1963/1964, Quantitative measurements with the reflecting light polarising microscope. Trans. Inst. Mining and Metallurgy, 73, 467-478.
- Craig, J. R., Chang, L. L. Y., and Lees, W. R., 1973, Investigations in the Pb-Sb-S system. Can. Miner., 12, 199-206.
- Desborough, G. A., Heidel, R. H., and Czamanske, G. K., 1971, Improved quantitative electron microprobe analysis at low operating voltage: II. Sulphur. Amer. Miner. 56, 2136-2141.
- Edwards, A. B., 1953, The Heemskirk-Zeehan mineral field. 5th Emp. Min. Metall. Congr., 1, 1166-1178.
- Galopin, R., and Heriry, N. F. M., 1972, Microscopic Study of Opaquó Minerals... Heffer, Cambridge.

- Hail, W. E., and Czamanske, G. K., 1972. Mineralogy and trace element content of the Wood Fiver lead-silver deposits. *Econ. Geol.*, 63, 35.
- Il'in, N. P., Coboleva, and Loseva, L. E., 1972. Composition and structure of natural Pb-Bi sulfides. *Geochem. International* 9, 892-899.
- Karup-Moller, S., 1966. Berryite from Greenland. *Can. Miner.*, 8, 414-423.
- Karup-Moller, S., 1970. A new mineral from Greenland, Gustavite. *Can. Miner.*, 10, 176-190.
- Karup-Moller, S., 1972. New data on pavonite, gustavite and some related sulfosalts minerals. *N. Jb. Miner. Abh.*, 117, 19-38.
- Karup-Moller, S., 1973. A giessenite-cosalite-galena bearing mineral suite from Bjorkasen sulphide deposit at Ofoten in N. Norway. *Norsk. Geologisk Tids.*, 53, 41-64.
- Keil, K., 1967. The electron microprobe X-ray analyser and its application in mineralogy. *Fortschr. Miner.*, 44, 4-66.
- Kirianenko, A. F., Callais, M. D., and Adda, Y., 1963. Analysis of heavy elements (Z 80) with the Castaing microprobe: Application to the analysis of binary systems containing uranium. *X-Ray Optics and X-Ray Microanalysis*. (Ed.) H. H. Pattee, V. E. Cosslett, A. Engstrom. Academic Press.
- Kupcik, V. V., Schneider, A., and Varcek, C., 1969. Chemismus von einigen Bi-sulfosalzen aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge (CSSR). *Neues Jahrb. Miner. Monatsh.*, 445-453.
- Malakhov, A. A., 1969. Bismuth and antimony in galenas as indicators of conditions of ore formation. *Geokhimiya* No: 11, 1283-1296.
- Makviky, E. and Maclean, W. H., 1972. Electron microprobe analysis of hodrushite. *Can. Miner.*, 11, 504-513.
- Mead, C. W., 1969. Electron microprobe analysis in mineralogy. (Ed.) A. J. Tousimis, L. Marton. Academic Press.
- Nechelyustov, G. M., and Mymrin, V. A., 1968. Kobelit found for the first time in the USSR. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 181, 128-131.
- Nedachi, M., Takeuchi, T., Yamaoka, K., and Taniguchi, M., 1973. Bi-Ag-Pb-S minerals from Agenosawa Mine, Akita prefecture, NE Japan. *Science Reports. Tohoku Univ. third series*, 12, 69-80.
- Nowacki, W., 1969. Zur Klassifikation und Kristallchemie der Sulfosalz. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 49, 109-156.
- Nowacki, W., 1971. Classification of sulfides and sulfosalts. *Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue*, 2, 3-9.
- Padera, K., Brousek, V., and Pelikan, J., 1955. Resbanyit aus Dobsina in der Ostslowakei. *Chem. Erde*, 17, 329-340.
- Palache, C., Berman, H., and Frondel, C., 1946. Dana's System of Mineralogy. Vol. I, 7th Edn. Wiley and Sons.
- Panfilov, R. V., 1972. Bi/Sb ratio in galenas from east Transbaykal ya sulfide deposits. *Geochem. International*, 9, 545-551.
- Parnamaa, E., 1963. On the use of Vickers microhardness (VH) in the microscopic identification of ore minerals, especially sulfides of Pb, Bi, Sb. *Lunds Universitets Arsskrift, N. F. Avd. 2, Bd. 59. Nr. 3.*
- Povarennykh, A. S., 1971. Crystallochemistry of complex sulfides of As, Sb and Bi. *Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue*, 2, 36-42.
- Ross, V., 1957. Geochemistry, crystal structure and mineralogy of sulfide minerals. *Econ. Geol.*, 52, 755-773.
- Sakharovai, M. S., 1956/58. On Bi sulfosalts of Ustaraasisk. *Miner. Abstr.*, 13, 164.
- Stanton, R. L., 1972. *Ore Petrology*. McGraw Hill.
- Uytenbogaardt, W., and Burke E. A. J., 1971. *Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals*. 2nd Edn. Elsevier.
- Wernick, J. H., 1960. Constitution of the $AgSb_2S_2$ - PbS , $AgBiS_2$ - PbS and $AgBiS_2$ - $AgBiSe_2$ systems. *Amer. Miner.*, 45, 591-598.

LEVHA I

Şekil 1: Kobelit ve gustavit minerallerinde Pb L_{α} X-ışını görüntü sil.

Şekil 2: Kobelit ve gustavit minerallerinde Bi- L_{α} X-ışını görünüşü.

Şekil 3: Kobelit ve gustavit minerallerinde Sb La X-ışını görünüşü.

Şekil 4: Kobelit ve gustavit minerallerinde Ag L X-ışını görünüşü.

Şekil 5: Kobelit ve gustavit minerallerinin $S_{K\alpha}$ X-ışını görünüşü.

Şekil 6: Fotomikrograf içindeki kare taranan alanı göstermektedir.

PLATE I

- Figure 1: Pb L_{α} x-ray image of kobellite and gustavite.
- Figure 2: Bi L_{α} x-ray image of kobellite and gustavite.
- Figure 3: Sb La x-ray image of kobellite and gustavite.
- Figure 4: Ag L_{α} x-ray image of kobellite and gustavite.
- Figure 5: S $K\alpha$ x-ray image of kobellite and gustavite.
- Figure 6: The square in the photomicrograph is the area scanned.

LEVHA H

Şekil 1: 125x yağ imersiyon; galenit (Ga) ve Pb-Bi mineralleri (Pb -Bi). Koyu gri renkli mineral freieslebenit (Fr).

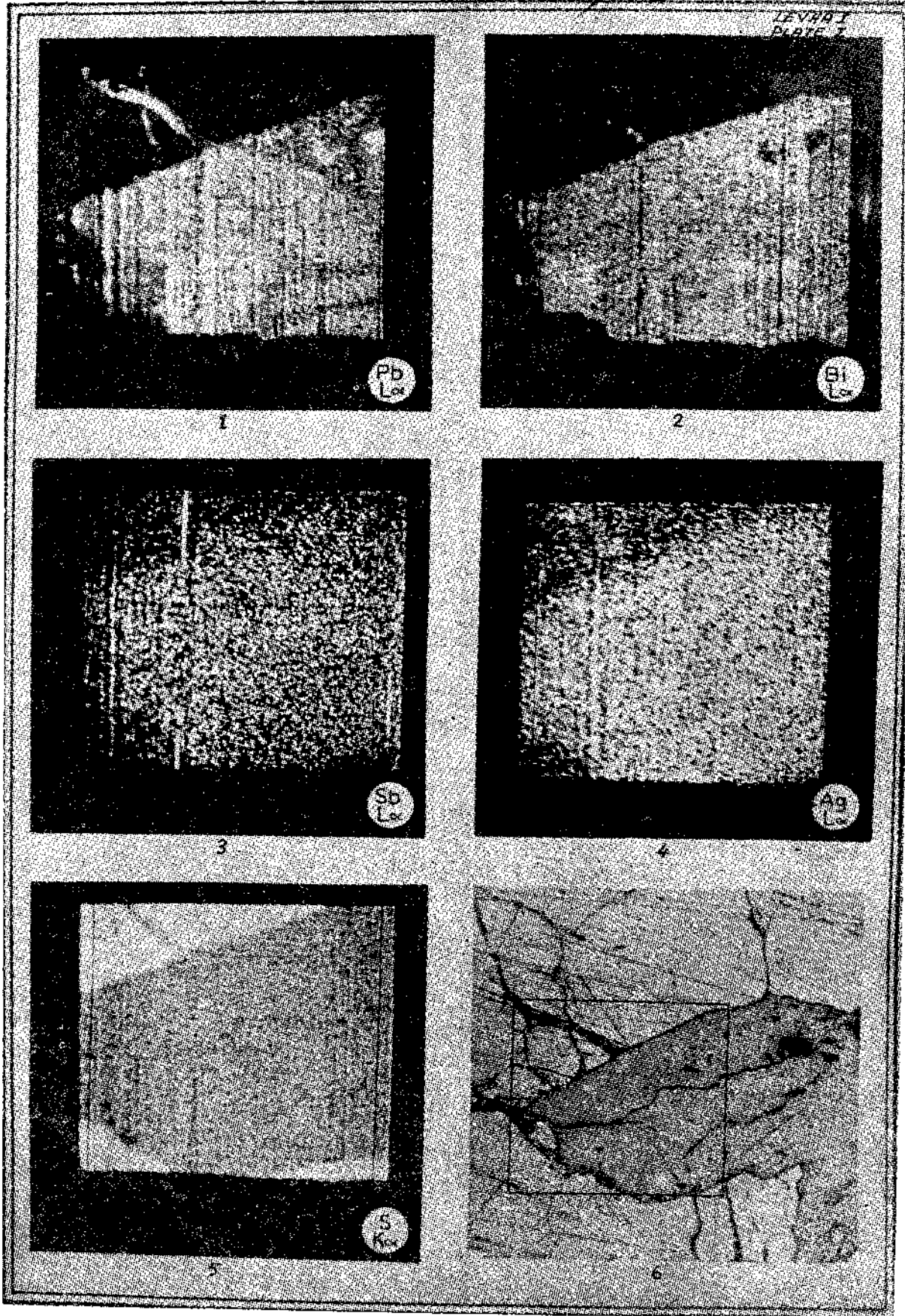
Şekil 2: Pirit (Pi) içindeki boşluklarda Pb-Bi fazları ile bizmutin (Bis) beraber büyüme göstermektedir.

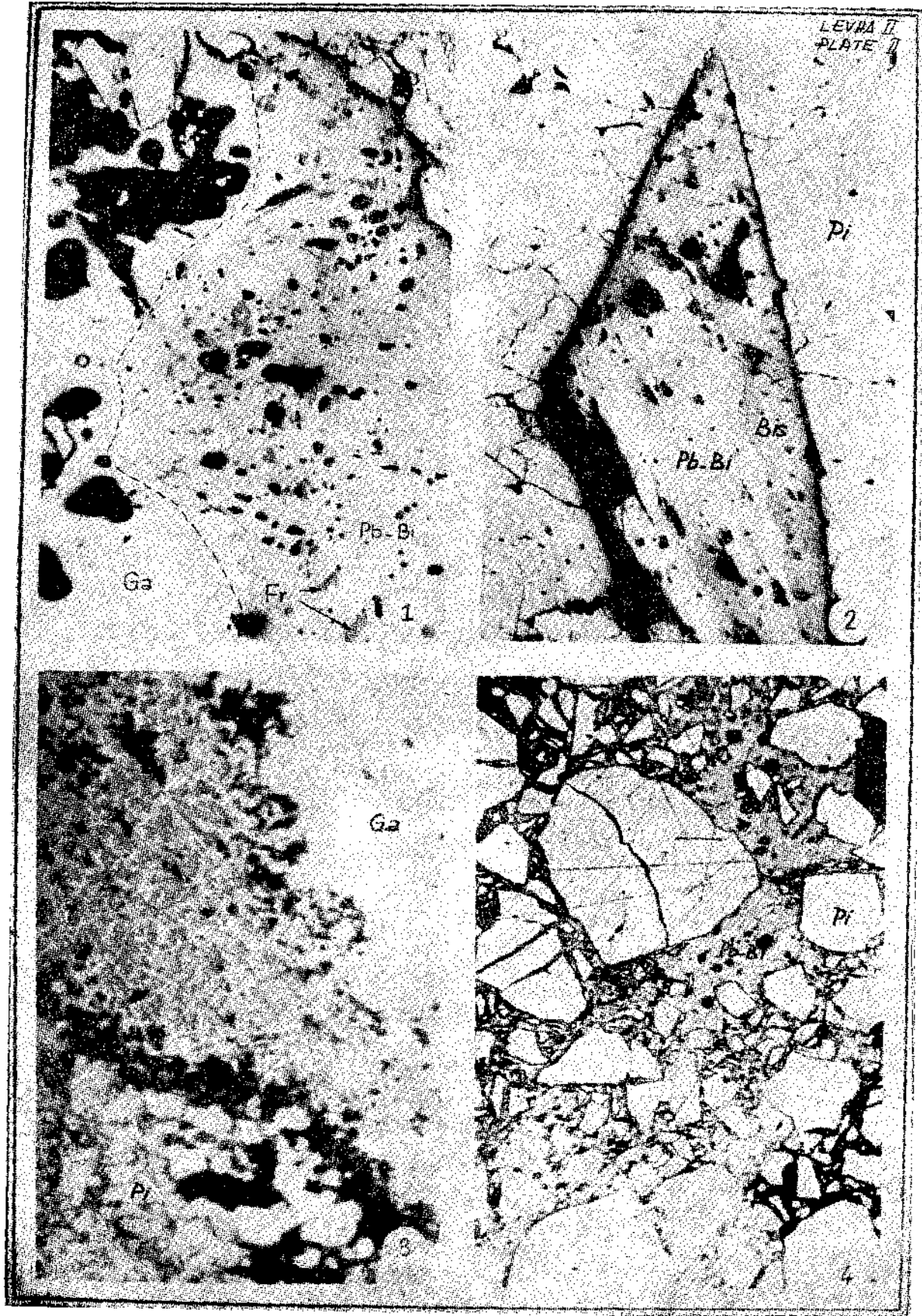
Şekil 3: Eksolüsyon halindeki freieslebenit Pb-Bi fazlarında.

Şekil 4: Pb-Bi fazları diğer minerallere çimento vazifesini görür.

PLATE II

- Figure 1: 125x oil immersion; galena (Ga) and the Pb-Bi minerals (Pb-Bi). Dark grey mineral is freieslebenite (Fr.)
- Figure 2: The Pb-Bi phases and bismuthinite (Bis) are grown in fractures in pyrite (Pi).
- Figure 3: Freieslebenite as exsolutions in the Pb-Bi phases.
- Figure 4: Pb-Bi phases forming a cementing medium to other ore minerals.





Van Gölü ile İran Sınırı arasındaki bölgede yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuçları Hakkında Kısa Bir Açıklama

İHSAN KETİN *İT.ÜMaden Fakültesi, İstanbul*

ÖZ: Van Gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemleri sonunda: Bu bölgede doğu-batı doğrultusunda 4 fay zonunun bulunduğu saptanmış ve bunlardan birisinin, özellikle kuzeydeki I-numaralı olanın Kuzey Anadolu Fay zonunun bir uzantısı sayılabileceği kanısına varılmıştır.

24 Kasım 1976 Çaldıran depremine neden olan "Çaldıran Fayı" ise, Kuzey Anadolu fay sistemi içinde, ana faya paralel ve onun gibi doğrultu atımlı-sağ yönlü yeni bir kırık zonunu belirlemektedir, II ve III numaralı zonlar da benzer özellikte olabilirler.

Gözlem bölgesinde geniş alanlar kaplıyan ofiyolitik karmaşık, aslında pek "karmaşık" olmayıp oldukça düzenli-tabakalı-bir yapı göstermektedir. Esas itibarıyla serpantin radyolarit, denizaltı lav ve tüfleri ile kırmızı kalker ve marnlardan ve alacalı şeyillerden oluşan bu karmaşık seri (melanj) içinde yer-yer metamorfik kayaç kütlelerinden ve Permiyen kalkerlerinden oluşan değişik hacimlerde bloklar da, yer almaktadır. Başka bir deyimle, metamorfik kayaç kütleleri ile Permiyen kalkerleri de karmaşık seriye ait unsurlardır; bunların hepsi aynı bir dalma-batma zonunda (subduction zone'da) gelişmiş bir "dalma-batma melanjı" meydana getirmişlerdir.

ABSTRACT: Four separate fault zones have been distinguished on the basis of author's recent observations made in the region between Lake Van and Iranian border, and it is also deduced that one of those, in particular, no. I in the north could be an extension of the North Anatolian Fault Zone.

Çaldıran Fault which caused Çaldıran Earthquake of 24 th November 1976, indicates a new dislocation parallel to the principal fault (North Anatolian Fault having similar strikeslip and right-lateral motion).

Wide spread ophiolite complex of the area investigated is not, in fact, so complex as has been so far noted. it exhibits rather regularly - layered structure. This complex sequence (melange) which is, composed primarily, of serpentinites, radiolarites, submarine volcanics and their related tuffs, red coloured limestones and marls and variegated shales, place to place, it contains blocks of metamorphics and Permian limestones of various sizes. in other words the metamorphic rocks and the Permian limestones are also the elements of this complex. All of these rocks have constituted a "subduction melange" in the same subduction zone.

GİRİŞ

19 Ağustos 1966 Varto depreminden sonra, doğuda Karaağıl-Bulanık'a kadar gözlenen Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (Ketin, 1969) İran sınırına kadar devam edip - etmediğini incelemek amacı ile, 25 Haziran - 5 Temmuz ve 9-23 Ağustos 1976 tarihleri arasında, Van gölünün kuzey ve doğu bölgelerinde jeoloji gözlemleri yapılmış; bu sırada Van gölü doğu bölgesinde yaygın bir formasyon olan ofiyolitik karmaşığın ve bu karmaşık içinde yer alan metamorfik kayaç kütlelerinin durumları, bunların karşılıklı ilişkileri de, birkaç noktada ayrıntılı olarak incelenmiştir.

FAY ZONLARI

İncelenen bölgede, yaklaşık olarak doğu-batı (K 75° - 85° B) doğrultusunda, dört fay zonu ayırt edilmiş ve bunlar, Şe-kil 1 de görüldüğü gibi, I, II, III ve IV Romen Rakamları ile belirtilmiştir.

Fay zonları genellikle morfolojik görünümüne göre saptanmış, fakat yer-yer jeolojik olarak da kontrolleri yapılmıştır. Ayrıca hava fotoğraflarından da yararlanılmıştır. Yi-

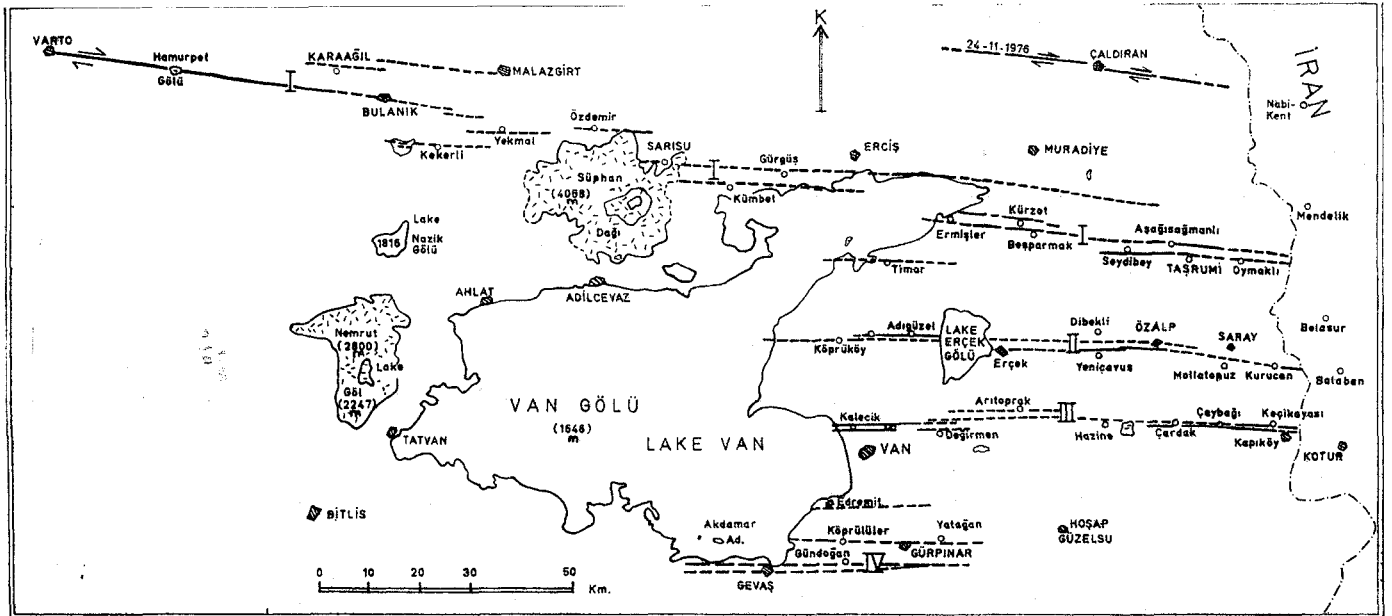
ne de bu fay zonlarını tümü ile kesin olarak değil, şimdilik "olasılı" olarak tanımlamak daha doğru, daha gerçekçi olacaktır.

1 inci Fay Zonu

Şekil 1 de görüldüğü gibi, bu zon başlıca iki kesimden oluşmuştur. Kesimlerden ilki Varto ile Van Gölünün kuzey-doğu ucu arasında, diğeri ise Van Gölü ile İran sınırı arasında yer almaktadır.

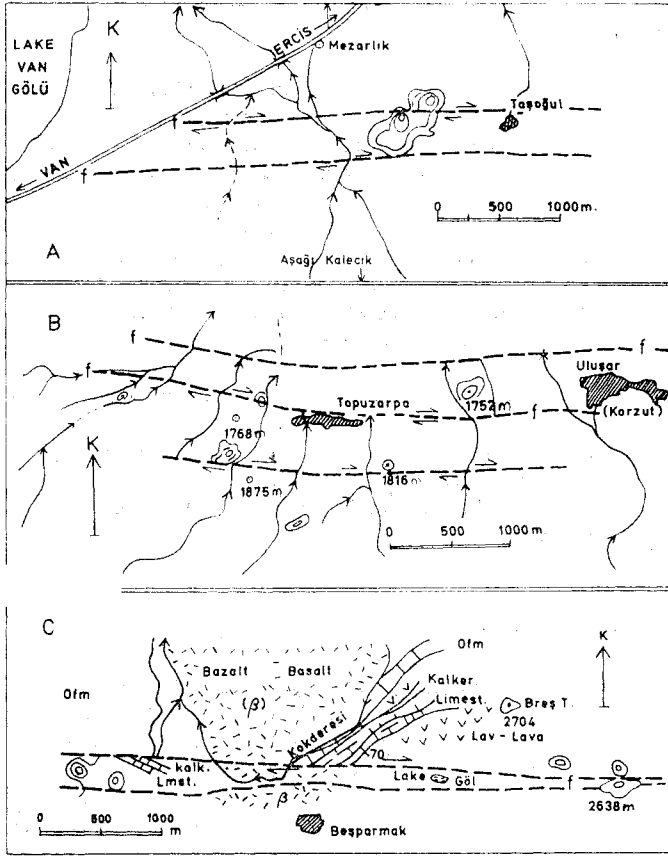
İlk kesimin Varto ile Bulanık (Karaağıl) arasındaki parçası 1966 Varto depreminden sonra gözlenmiş (Ketin, 1969), Bulanık ile Van Gölü arasındaki parçaları ise bu kez, ancak olasılı olarak belirtilebilmiştir (Şekil 1). Süphandağı volkanı ve onun geniş alanlara yayılmış olan lavları, bu kesimde fay zonunun izlenmesini büyük ölçüde engellemektedir.

Birinci fay zonu'nun ikinci kesimi Van Gölünün kuzey-doğu ucundan başlamakta, Ermişler, Kürzot, Beşparmak, Seydibey, Aşağısağmanlı, Oymaklı köylerinin içinden veya yakınından geçerek İran sınırına doğru uzanmaktadır (Şekil 1). Van Gölü yakınında, Aşağı Kalecik ile Taşoğul köyleri arasındaki dere yatağının (Şekil 2/A) ve Topuzarpa köyü yakınındaki küçük dere yataklarının (Şekil 2/B) sağ yönlü ola-



Şekil 1: Van Gölü kuzey ve doğu bölgesinin başlıca fay zonları (I-IV) ve 24.11.1976 Çaldıran depremini oluşturan diri fay.

Figure 1: Principal fault zones of the eastern and northern parts of the region of Lake Van (I-IV) and the active fault which caused the Çaldıran Earthquake of November 24, 1976.



Şekil 2: I numaralı zona ait fay parçalarının doğrultu atımlı-sağ yönlü olduklarını belirleyen dere yataklarının (A, B) ve tabaka serilerinin (C) ötelenmeleri. Ofm-Ofiyolitik karmaşık, Kalk-Kireçtaşı.

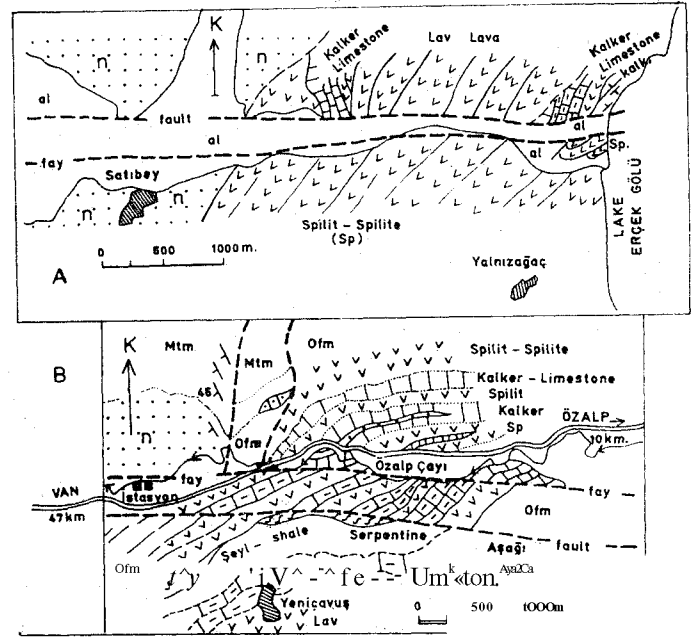
Figure 2: Displacements of the river-valleys (A, B) and strata (C) indicating the right-lateral, strike-slip nature of the fault segments within the Fault Zone I. Ofm-Ophiolite complex, Kalk-Limestone.

rak ötelenmiş, olmaları, I numaralı Zonu oluşturan fayların doğrultu atımlı ve sağ yönlü olduklarını kısmen olsun kanıtlamaktadırlar. Ayrıca, Beşparmak köyü yakın kuzeyinden geçen fay parçasının da sağ yönlü-doğrultu atımlı olduğuna tahmin edilmektedir (Şekil 2/C).

II nci Fay Zonu

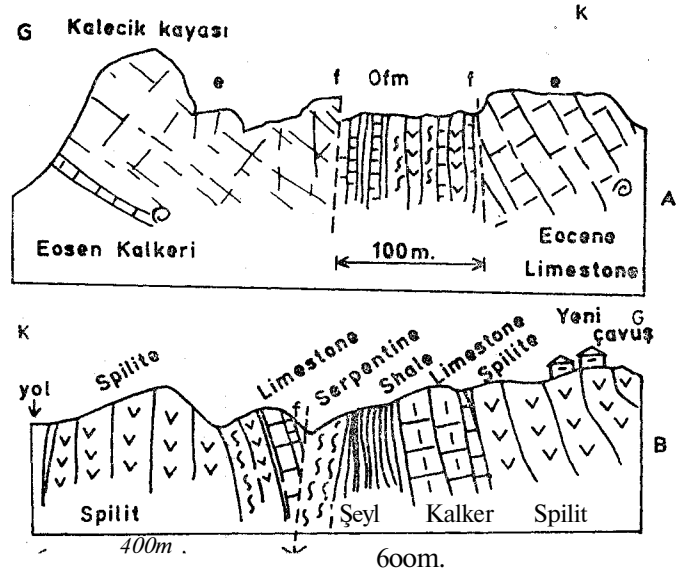
Bu zon Van Gölü kıyısından bağliarak Erçek Gölünden ve Özalp'tan geçmekte, Kurucan yakınında İran sınırına ulaşmaktadır (Şekil 1). Fay Zonunun Erçek Gölü ile Satıbey köyü arasındaki (Şekil 3/A) ve Yeniçavuş yakınındaki parçası (Şekil 3/B) ile Tepedam Tekmala kesimindeki durumu jeolojik olarak incelenmiştir.

Ayrıca, 1/1.000.000 ölçekli NASA'nın ERT S-fotoğrafi üzerinde (1122-07173-501) Erçek Gölü ile Özalp arasında ve İran'ın sınır bölgesinde (44° - 45° Doğu, 38°, 30-38°, 45 Kuzey), doğrultu atımlı ve sağ yönlü faylanma hareketini belirleyen bazı kanıtlar da gözlenebilmektedir.



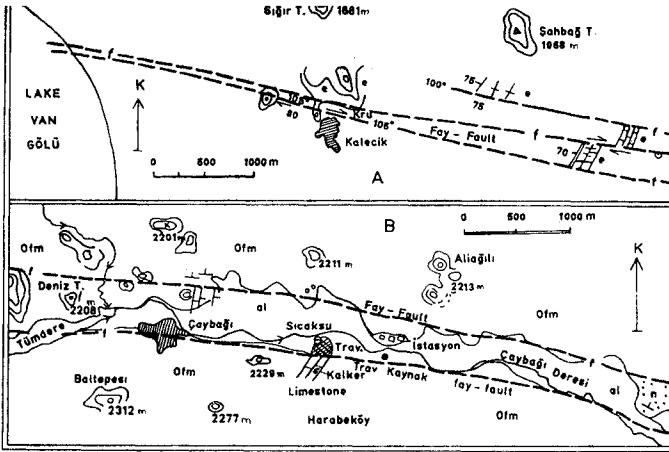
Şekil 3: II numaralı fay zonuna ait Erçek Gölü-Satıbey köyü arası (A) ile Yeniçavuş köyü çevresinin (B) ayrıntılı jeolojik durumları, al-alüvyon, n-Neojen, Mtm-Metamorfik kayalar, Ofm-Ofiyolitik karmaşık, sp-Spilit.

Figure 3: Detailed geology of the Fault zone II in the area between Lake Ersek and Satıbey village, and around Yeniçavuş village. al-luvium, n-Neogene, Mtm-Metamorphic rocks, Ofm-Ophiolite complex, sp-Spilitite.



Şekil 4/A: III numaralı fay zonunun Kalecik köyünde, Kalecik kayası kuzey kenarındaki görünümü; 4/B: II numaralı fay zonunun Yeniçavuş köyü yakınındaki görünümü. f-Fay düzlemi, e-Eosen, Ofm-Ofiyolitik karmaşık.

Figure 4/A: View of the Fault Zone III at Kalecik village, at the Zone II near Yeniçavuş village. f-Fault plane, e-Eocene, Ofm-Ophiolite complex.



Şekil 5: III numaralı Fay zonunun batıda, Kalecik köyü yakınında (A) ve doğuda Çaybağı deresindeki (B) durumu. e-Eosen kal-keri, Ofm-Ofiyolitik karmaşık, f-Fay, al-Allüvyon, n-Neojen, Trav-Traverten.

Figure 5: Position of the Fault Zone III near Kalecik village (A) in the West and at the Çaybağı river (B), in the East. e-Eocene limestone, Ofm-Ophiolite complex, f-Fault, al-Alluvium, n-Neogene, trav-Travertine.

III üncü Fay Zonu

Bu son Van şehri yakın kuzeyinde Kalecik köyünden başlar, Bostaniçi gölünden, Değirmen - Arıtoprak - Hazine yakınlarından ve Çardak - Çaybağı - Keçikayası köyleri içinden

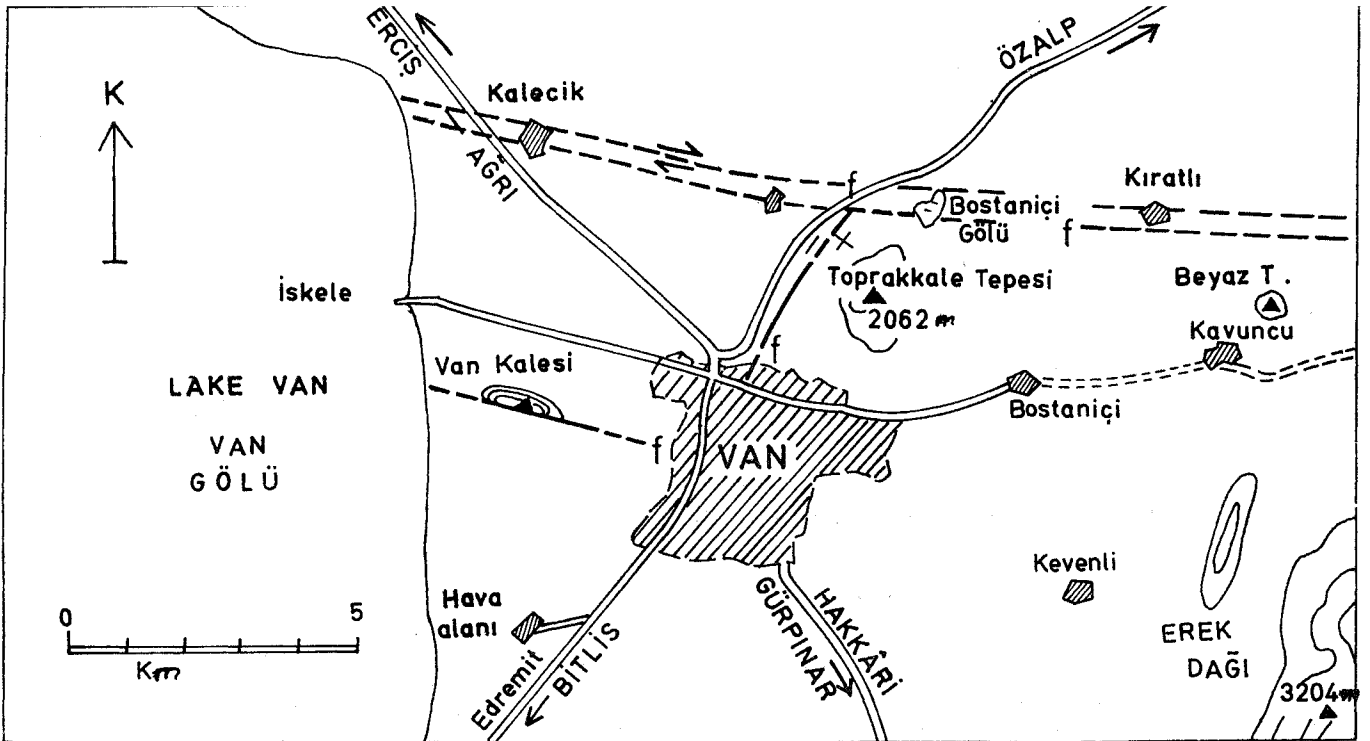
geçerek Kapıköy yakın doğusunda İran sınırına ulaşır (Şekil 1).

Bu fay zonunun başlangıç kısmının doğrultu atımlı ve sağ yönlü olduğu, Kalecik köyünde, Kalecik kayasının (Eosen kireçtaşı) kuzey kenarını oluşturan fay düzlemi (doğrultusu 105° , eğimi 80° güneye) üzerindeki N 80° W (K 80° B) doğrultulu kayma çiziklerinden; iki Eosen kalker arasında sıkışmış alacalı Üstcretase marnlarından (Şekil 4/A) ve Kalecik köyü yakın doğusundaki Eosen kalker bantlarının sağ yönlü atımlarından anlaşılmaktadır (Şekil 5/A). Burada tabakaların doğrultusu K $20 - 25^\circ$ D, eğimi 70° ile batıyadır, fayın doğrultusu ise 105° dir (Şekil 5/A).

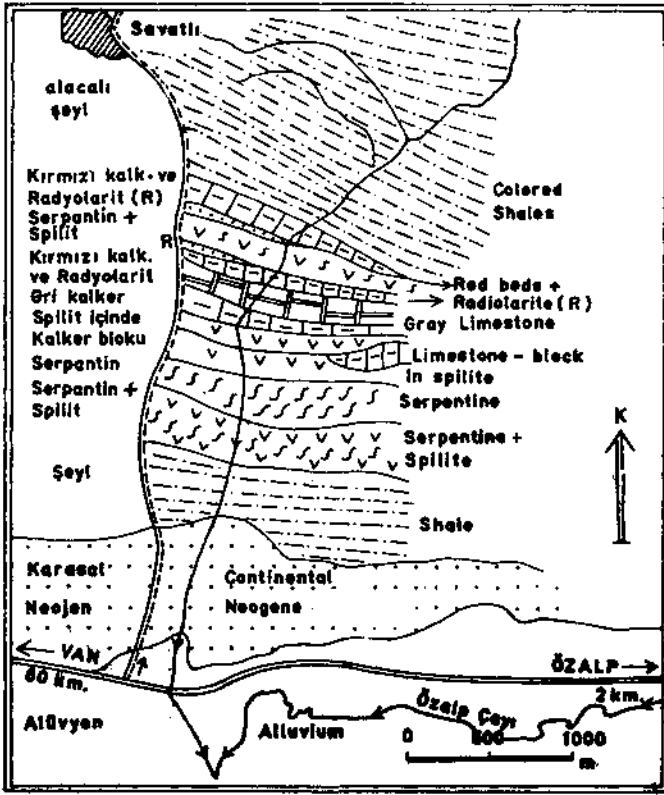
Bu zonun çaybağı ile Kapı istasyonu arasındaki doğu kesimi ise, Çaybağı deresi (Kotur Çayı) vadisi boyunca gelişmiş tipik bir fay zonu morfolojisi gösterir. Ayrıca Çaybağı köyü yakın doğusunda, vadi kenarlarında gözlenen traverten oluşukları ve sıcak su kaynakları (Şekil 5/B) faylanma olayını açıkça belirtirler.

IV'üncü Fay Zonu

Gevaş ile Gürpınar arasında yeralan dördüncü fay zonu (Şekil 1) na ait doğu-batı doğrultusundaki faylardan kuzeyde olanı Köprülüler - Gürpınar ve Yatağandan geçmektedir (Şekil 1). Bu fay boyunca büyük ölçüde traverten oluşukları gelişmiştir. Gevaş içinden geçen çift faylar ise, Atalan - Aladüz ve Gündoğan köyleri üzerinden doğuya doğru uzanmaktadır (Şekil 1).

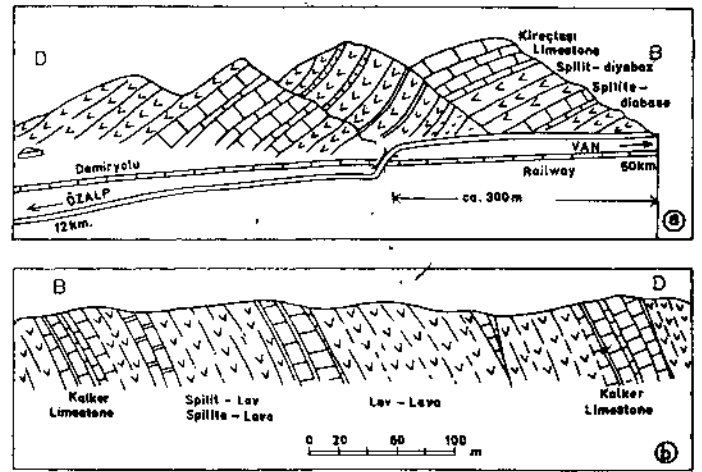


Şekil 6: Van yakın çevresindeki faylar (f).
Figure 6: Faults (f) in the near surrounding of Van.



Sekil 7: Üzalp yakın batısında ofiyolitik karmaşığın muntazam ta bakalı, ayrıntılı durumu.

Figure 7: Details of well-bedded ophiolite complex to the near West of Üzalp.

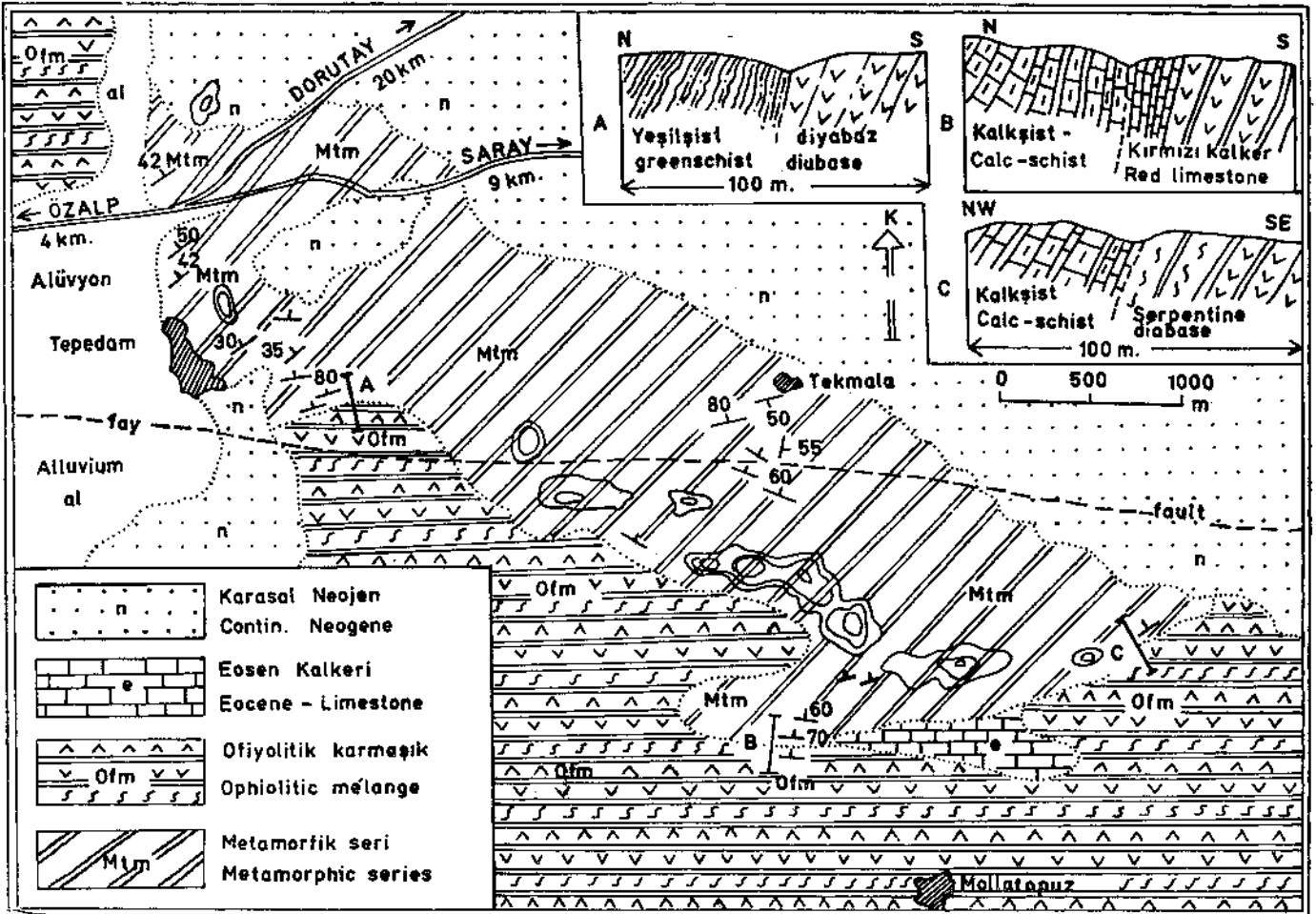


Sekil 8: Ofiyolitik karmaşığın muntazam-tabakalı durumunu gösterir kesitler. Üzalp'nin 12 km. batısı, Üzalp çayı boğazının güney (a) ve kuzey (b) yamaçları.

Figure 8: Cross-sections showing the well-bedded nature of the ophiolite complex, 12 km to the west of Üzalp, northern (b) and southern (a) flanks of Üzalp river.

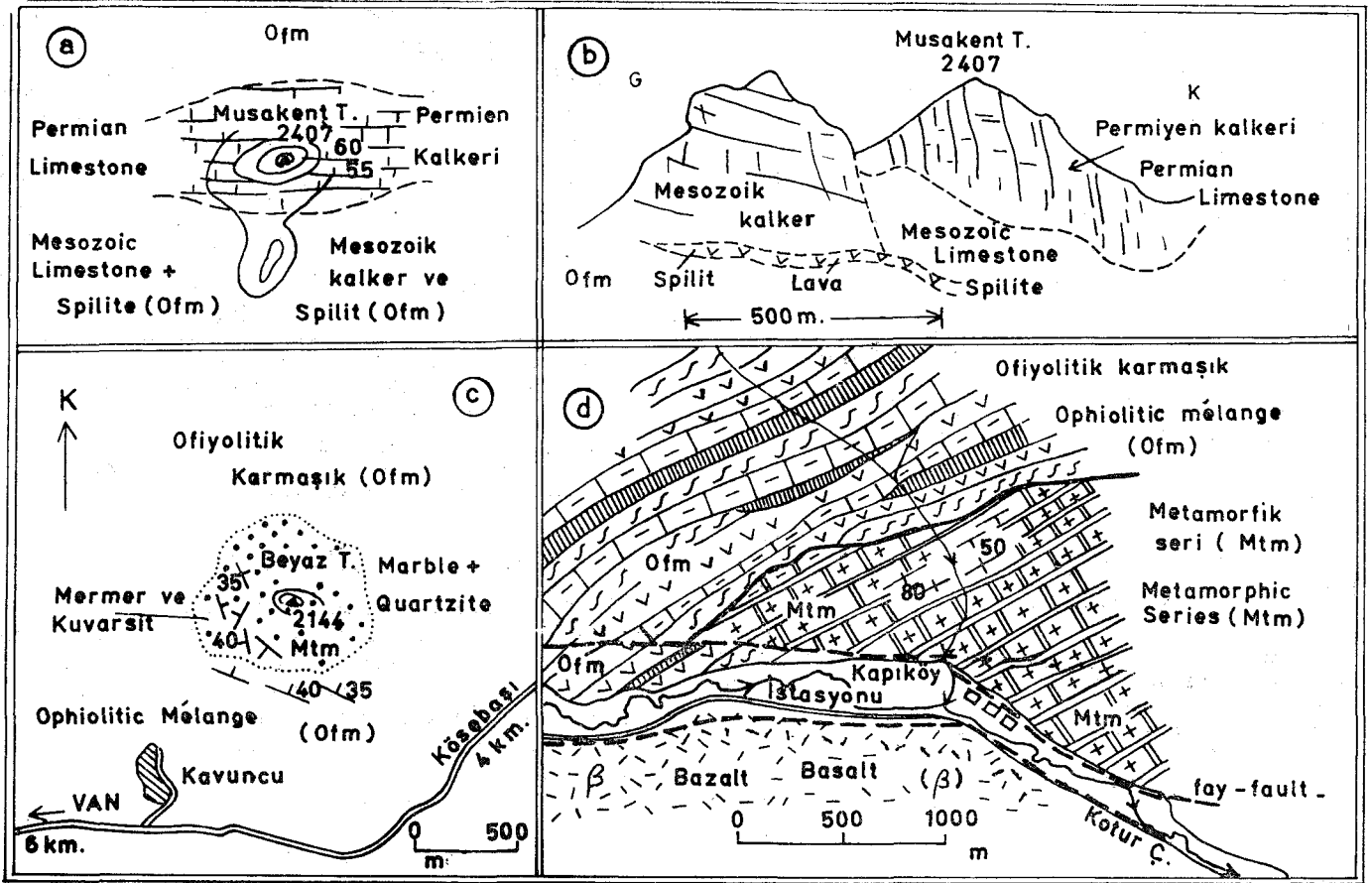
Van Şehri İçinde ve Yakın Çevresindeki Faylar

Üzerinde Van Kalesinin bulunduğu Eosen yaşlı Kireçtaşlarından oluşan tepenin Kuzey 75° batı (105°) doğrultusundaki güney kenarı ve şehrin kuzeyinde yer alan Topraktaale tepesinin (Rakım: 2062) kuzeydoğu-güneybatı doğrultusundaki batı yamaç (kenarı), 90° 'ye yakın dikliği olan fay düzlemleri ile sınırlıdır (Şekil 6). Şehrin 7 km. kuzeybatısın-



Sekil 9: Tepedam-Tekmala metamorfik masifinin (Mtm) ofiyolitik karmaşık (ofm) ile olan ilişkisini gösterir jeolojik harita ve kesitler (A, B, C).

Figure 9: Geological map and cross-sections (A, B, C) showing the relation between the Tepedam-Tekmala Metamorphic Massif (Mtm) and Ophiolite Complex (ofm).



Şekil 10: Permiyen kalkerleri ile ofiyolitik karmaşığın (a, b) ve metamorfik serilerle ofiyolitik karmaşığın (c, d) ilişkilerini gösterir şematik haritalar ve kesit (b). a ve b Van'ın 11 km. kuzeydoğusu, Kavuncu ile Köşebaşı köyleri arası; d-Kapıköy Tren istasyonu çevresi, İran sınırı yakını.

Figure 10: Sketch maps and section showing the relations between Permian limestone-ophiolite complex (a, b) and Metamorphic sequences-Ophiolite complex (c, d), a and b 11 km northeast of Van, between Kavuncu and Köşebaşı villages; d -Surrounding of the Kapıköy railway station, near of Iranian Border.

daki Kalecikten ve 15 km. güneybatısındaki Edremit'ten (Gümüsdere) geçen faylar da göz önüne alınırsa (Şekil 1), Van şehri ve yakın çevresinin bir sıra faylarla kırılıp parçalanmış olduğu görülür (Şekil 6). Kalecikten geçen fay, daha önce değişik biçimde, E. Lalin (1945) tarafından, Kale fayı ise E. Altınlı tarafından (1961) belirtilmiştir. Van ve çevresinde zaman-zaman vukua gelen ve bir kısmı yıkıcı olan depremler (1646/48, 1701, 1791, 1881 ve 1945; Pınar-Lahn, 1952), bu faylardan bazılarının aktif (diri) olabileceğini kanıtlar.

Çaldıran Fayı

24 Kasım 1976 Çaldıran depremine neden olan Çaldıran Fayı ise, Kuzey Anadolu fay sistemi içinde, ana faya paralel ve onun gibi doğrultu atımlı-sağ yönlü bir kırık zonu oluşturmaktadır (Şekil 1).

II ve III. numaralı zonların da Çaldıran fayına benzer özellikte oldukları düşünülebilir.

OFİYOLİTİK KARMAŞIK VE METAMORFİK KÜTLELER

İncelenen bölgede geniş alanlar kaplayan ofiyolitik karmaşık (melanj) oldukça düzenli-tabakalı bir yapı göstermek-

tedir. Bazı bileşimli denizaltı lavlarından (çoğunlukla spilitlerden) serpentin ve diyabazlardan, radyolarit-kalker-alacalı şey ve marnlardan oluşan bu "karmaşık" serinin ayrıntılı iç düzeni Şekil 7, 8 ve 3/B de görülmektedir.

Bölgede yer-yer mostra veren metamorfik kayalar kütlelerinin ofiyolitik karmaşık ile olan ilişkileri de ilginçtir. İrili-ufaklı bloklar (kütleler) şeklinde görünen ve genellikle yeşil-şist-kalkışist ve kuvarsitlerden oluşan bu metamorfik kayalar da ofiyolitik melanj içinde yer almışlardır. Başka bir deyimle, metamorfik kayalar kütleleri de ofiyolitik karmaşığa aittirler. Benzer durumda, Permiyen kalkerleri "yabancı bloklar" halinde ofiyolitik karmaşığın yapısına katılmışlardır (Şekil 10/a, b).

Birkaç yerde, özellikle Tepedam-Tekmala metamorfik masifi çevresinde (Şekil 9), Kapıköy istasyonu yakınında (Şekil 10/d) ve Van yakın doğusunda- Beyaz tepe ve çevresinde (Şekil 10/c) -saptanan ofiyolitik karmaşık/metamorfik kütle sınırları, bu iki oluşuk arasındaki bağıntıyı (ilişkiyi) açıkça ortaya koyacak niteliktedir.

Böylece, bölgedeki ofiyolitik karmaşık, metamorfik kütleler ve Permiyen kalkerleri - hepsi birden - bir dalma-batma

zonunda (subduction zone'da) oluşmuş ve gelişmiş bir "dalma-batma melanji" durumundadırlar.

KATKI BELİRTME

Arazi çalışmalarımız, M.T.A. Enstitüsü Van Bölge Müdürlüğünün tahsis ettiği bir taşıt ile ve oradaki meslektaşlarımızın yakın ilgileri ve yardımları ile mümkün olabilmektedir. Burada kendilerine, başta bölge Müdürü sayın Mustafa SAYDAMER olmak üzere, diğer jeolog arkadaşları ve tüm bölge mensublarına içtenlikle teşekkür etmeği bir borç sayarız.

DEĞİNİLEN BELGELER

Altınlı, İ. E., 1961, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritası açıklaması (Van); M.T.A. Enstitüsü yayını.

Ketin, İ., 1969, Kuzey Anadolu Fayı hakkında. M.T.A. Derg. no. 72., s. 18.

Lahn, E., 1945, Van mıntıkasındaki yersarsıntıları hakkında not. M.T.A. Derg. no. 1/35.

Pınar, N. ve Lahn, E., 1952, Türkiye depremleri izahlı katalogu, Bayındırlık Bakanlığı yayını, 6/36.

