

552.32 (563021)
T 165e

1996-1846

TÜRKİYE BİLİMSEL VE TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU
Matematik Fizik ve Biyolojik
Bilimler Araştırma Grubu

Proje No : 646

TBAG

EDİGE ULTRAMAFİK KÜTLEŞİ

Proje Yürütücüsü : Y.Doç.Dr.Aylâ Tankut
ODTÜ, Jeoloji Müh.Bölümü

Bu Proje Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma
Kurumunun Desteği ile ODTÜ Mühendislik Fakültesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Yapılmıştır.

Ağustos 1985, ANKARA

TÜRKİYE
BİLİMSEL VE TEKNİK
ARAŞTIRMA KURUMU
KÜTÜPHANESİ

552,32(563.21)

T 165 e

TÜRKİYE BİLİMSEL VE TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU

Matematik Fizik ve Biyolojik

Bilimler Araştırma Grubu

Proje No : 646

VEDİGE ULTRAMAFİK KÜTLESİ

Proje Yürütücüsü : Y.Doç.Dr.Aylâ Tankut

ODTÜ, Jeoloji Müh.Bölümü

Bu Proje Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumunun Desteği ile ODTÜ Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Yapılmıştır.

Ağustos 1985, ANKARA

TÜRKİYE
BİLİMSEL VE TEKNİK
ARAŞTIRMA KURUMU
KÜTÜPHANESİ

15184

Ö N S Ö Z

Bu raporda Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumunca desteklenen TBAG-646 sayılı araştırma projesinin sonuçları sunulmaktadır.

Petrografik ve bazı jeokimyasal çalışmalar Orta Doğu Teknik Üniversitesi laboratuvarlarında, kayaçların kimyasal analizleri Çimento Müstahsilleri Derneği Laboratuvarlarında, kromitlerin kimyasal analizleri de Maden Tetkik Arama Enstitüsü Laboratuvarlarında yapılmıştır.

Araştırma projesini destekleyen Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu ile birlikte yukarıda adı geçen kurumlara teşekkür ederim.

İ Ç İ N D E K İ L E R

	<u>Sayfa</u>
ÖNSÖZ.....	i
ÖZ.....	vii
ABSTRACT (İngilizce).....	viii
BÖLÜM 1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. GİRİŞ VE AMAÇ.....	1
1.2. LİTERATÜR ÖZETİ.....	1
BÖLÜM 2. MATERYAL VE METOD.....	3
2.1. GENEL JEOLOJİ.....	3
2.1.1. Stratigrafi.....	4
2.1.2. Yapısal Jeoloji.....	5
a) Kıvrımlar.....	5
b) Faylar.....	5
c) Eklemler.....	6
d) Bantlanma.....	6
e) Dayklar.....	7
2.2. EDİGE ULTRAMAFİK KÜTLESİ.....	10
2.2.1. Genel Jeolojik Özellikler.....	10
2.2.2. Kayaçların dağılımı ve arazi özellikleri...	10
a) Ultrabazik zon.....	12
b) Mafik zon.....	14
c) Doleritik dayk kayaçları.....	17
2.2.3. Kayaçların petrografisi.....	17
2.2.3.1. Harzburjit.....	18
2.2.3.2. Dünit.....	21
2.2.3.3. Piroksenit.....	22
2.2.3.4. Gabro.....	23
2.2.3.5. Doleritik dayk kayaçları.....	24
2.2.4. Kayaçların Kimyası.....	28
2.2.4.1. Ultrabazik kayaçlar.....	28
2.2.4.2. Dayk kayaçları	29

	<u>Sayfa</u>
2.3. EKONOMİK CEVHER MİNERALLERİ.....	30
2.3.1. Kromitler.....	30
2.3.1.1. Kromititlerin yapısal özellikleri.....	31
2.3.1.2. Kromititlerin petrografisi.....	31
2.3.1.3. Kromitlerin kimyasal özellikleri.....	32
2.3.2. Diğer ekonomik mineraller.....	33
BÖLÜM 3. BULGULAR VE TARTIŞMA.....	34
3.1. Edige ultramafik kütlelerinin oluşumu.....	34
3.2. Edige ultramafik kütlelerinin yerleşimi.....	35
BÖLÜM 4. SONUÇLAR.....	37

Ç İ Z E L G E L E R

		<u>Sayfa</u>
Çizelge 1	Serpantinitlerin kimyasal bileşimi	29
Çizelge 2	Doleritik kayaların kimyasal bileşimi	30
Çizelge 3	Kromitlerin kimyasal bileşimi	32

Ş E K İ L L E R

	<u>Sayfa</u>
Şekil 1. Çalışma alanı ve Ankara melanjına ait kuşaklar (Boccaletti ve diğerleri, 1966). Çalışma alanı çerçeve içindedir.	3
Şekil 2. Eklemlerin stereonet analizi. a) Kontur diyagramı b) Stereografik izdüşüm.	8
Şekil 3. Dayklarda stereonet analizi. a) Kontur diyagramı .) Stereografik izdüşüm.	9
Şekil 4. Edige ultramafik kütlede kayaçların dağılımı. (Harzburjiti Dunit Piroksenit Gabro.	11
Şekil 5. Harzburjiti içinde dunit bantları (Hz-harzburjiti, Dn-dunit)	12
Şekil 6. Dunit ve harzburjiti arasında geçişli dokanak.	13
Şekil 7. Harzburjiti içinde piroksenit daykısı.	13
Şekil 8. Mafik zonda pegmatitik gabro bantı.	14
Şekil 9. Ultrabazik ve mafik zonlar arasında geçişli dokanak ilişkisi. (Hz-harzburjiti, Gb-gabro).	15
Şekil 10. Ultrabazik ve mafik zonlar arasında keskin dokanak ilişkisi.	16
Şekil 11. Gabroda feldispat ve renkli mineral bantları.	16
Şekil 12. Ultrabazik kayaçların sınıflandırılması (Streckeisen, 1973)	17
Şekil 13. Harzburjiti içinde kromit tanelerinin mikroskopta görünümü, Çift nikol, X40. Kr-kromit, Op-ortorombik piroksen, Ol-olivini.	19
Şekil 14. Antigoritin elektron mikroskop fotoğrafı a) Harzburjiti içinde, b) Dunit içinde.	20
Şekil 15. Dunit içinde kromit tanelerinin mikroskopta görünümü, Çift nikol, X10.	21

	<u>Sayfa</u>
Şekil 16. Gabroda kümlat dokunun mikroskopta görünümü, çift nikol, X10. Pl-plajiyoklaz, Kp-Klinopiroksen, Op-ortorombik piroksen.	23
Şekil 17. Mikrodiyoritte feldispatın tanelenmesi ve yeniden kristalleşmesi, çift nikol, X40. Mi-milonitleşmiş feldispat, Di-deformasyon ikizli feldispat, K-kalıntı feldispat.	25
Şekil 18. Dolerit içinde ilmenit ve lökoksen, çift nikol, X100. Siyah opak mineral-ilmenit, l-lökoksen.	26
Şekil 19. Mikrodiyoritte yapraklanma, mikroskopta görünüş, çift nikol, X40. Ho-hornblend, p-plajiyoklaz.	26
Şekil 20. Dolerit ve mikrodiyoritlerin alkali silis içerikleri, Ayırım çizgisi MacDonal ve Katsura (1964)e göre (Kuru örnek, 100 bazına göre hesaplama).	27
Şekil 21. Dolerit ve mikrodiyoritte $FeO/MgO-SiO_2$ değişimi. Ayırma Çizgisi Miyashiro (1975)e göre.(Kuru örnek, 100 bazına göre hesaplama).	27
Şekil 22. Dolerit ve mikrodiyoritte $FeO_T/MgO-FeO_T$ değişimi. Ayırım Miyashiro (1975)e göre (Kuru örnek, 100 bazına göre hesaplama).	27
Şekil 23. Dolerit ve mikrodiyoritte $FeO_T/MgO-TiO_2$ değişimi. Miyashiro (1975)e göre (Kuru örnek 100 bazına göre hesaplama).	27

Ö Z

Edige ultramafik kütlesi, Elmadağ dolaylarında, Ankara melanjı içinde, kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanan merccek şekilli bir bloktur. Kütlenin 20 km² lik büyük bir bölümü çalışma sırasında incelenmiştir. Komşu kayaç formasyonları ile olan ilişkiler kütlenin Ankara melanjının ofiyolitli melanj kuşağı içinde yerleşmiş olduğunu göstermektedir.

Edige ultramafik kütlesi başlıca iki zondan oluşmaktadır: i) ultrabazik zon, tektonik dokulu harzburjit, dünit az oranda piroksenit ve podiform kromit içerir; ii) mafik zon, kümülat dokulu dünit, piroksenit ve gabro içerir. Her iki zonu düşük K'lu toleyitik bazalt bileşimindeki doleritik dayk kümeleri kesmektedir.

Kayaçların petrografik ve kimyasal özellikleri Alpin tip ofiyolitik peridotit-gabro'larınkine benzemektedir. Kütlede bulunan ultrabazik zon ofiyolitik bir dizilimin tektonik-metamorfik alt bölümü, mafik zon da geçiş ve kümülat bölümü ile eşdeğerdir. Tam bir ofiyolit dizilimin üst bölümünde görülen yastık lavlar ve tortul örtü bulunmadığı için kütle, eksik dizi bir ofiyolittir.

Kütlenin yapısal ve dokusal özellikleri birden fazla deформasyon evresinin etkilerini göstermektedir. Melanjın Tetis okyanusu evrimi ile ilişkili olduğu düşünüldüğünde Edige ultramafik kütlesi iyi korunmuş bir Tetis Okyanus litosteri olarak tanımlanabilir.

A B S T R A C T

An ultramafic body occurs in the Ankara melange around Elmadağ. A large portion, of about 20 km², of the body is included in the present study. It is a NE trending lens shaped mass. The contact relations with the surrounding rock Formations reveal that the body has emplaced within the ophiolitic melange belt of the Ankara melange.

The rocks are distributed within two main zones; i) Ultrabasic zone, consists mainly of harzburgite, dunite which display tectonite fabric, subordinate pyroxenite and podiform chromite occurrences; ii) mafic zone, characterized by the cumulate texture of the rocks and consists of dunite, pyroxenite and gabbro. The rocks of both of the zones are cut by the doleritic dykes, in low K-tholeiite composition. The petrographic and geochemical properties of the rocks are correlated with those of the Alpine type peridotite-gabbros. The ultramafic zone represents tectonite-metamorphic base and the mafic zone comprise the transition and cumulate zones of an ophiolite sequence. Since the uppermost layers, as pillow basalts and sediments, of a complete ophiolite sequence are missing in the body, it is regarded as a dismembered slice.

The structural and textural features of the Edige ultramafic body carries evidences of several periods of deformational events. Considering the Ankara melange as a part of the Tethyan realm, the Edige body represents a well preserved Tethyan oceanic lithosphere.

BÖLÜM 1 GENEL BİLGİLER

1.1. GİRİŞ VE AMAÇ

Edige ultramafik kütlesi Ankara melanji içinde, Elmadağ dolaylarında yer almaktadır. Melanji oluşturan değişik litolojilerin oldukça ayrıntılı incelenmesine karşın Edige kütlesi ile ilgili çok az bilgi bulunmaktadır. İleri derecede serpantinleşmiş yapısı ile bir çok çalışmada gözden kaçmış, kütlenin kayaçları melanj parçaları olarak görülmüştür. Çalışmanın amacı başlıca ultrabazik kayaçlar ve daha az gabrodan oluşan bu kütlenin, devamlılığının ve ayrıntılı jeolojik özelliklerinin belirlenmesidir. Bu amaçla kütlenin yaklaşık 1/17.000 lik jeolojik haritası yapılmış çevre kayaçlarla ilişkisini izleyebilmek için yakın bölgenin stratigrafisi çalışılmış çeşitli örnekler alınarak kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Bu verilerin ışığında kütlenin Ankara melanji içindeki durumu ve oluşumu tartışılmıştır.

1.2. LİTERATÜR ÖZETİ

Ankara melanjinin yapısı ve özellikleri uzun yıllardır araştırmacıların ilgisini çekmiş ve bölgede melanjla ilgili ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır.

Bailey ve Mc Callien (1950) ilk olarak karmaşık yapıyı fark etmişler ve daha sonra pek çok araştırmacı melanjin paralel zonlardan oluşan yapısını tanımlamışlardır (Erol, 1956; Boccaletti ve diğerleri, 1966; Çalgın ve diğerleri, 1973; Norman, 1975).

Edige kütlesinin ilk tanımı Yıldırım (1974) tarafından yapılmıştır. Yıldırım Edige dolaylarının 1/25.000 lik haritasında Edige ultramafik kütlesinin bir bölümünü de göstererek kütleyi "Edige formasyonu" olarak adlandırmıştır.

Akyürek ve diğerleri (1979) Ankara melanjinin ofiyolit zonunda, Çankırı dolayında, bir ofiyolitik kütle tanımlamışlardır. Eldivanlı ofiyolitik kompleks olarak adlandırılan ve eksiksiz bir ofiyolitik dizilim olan bu kompleks Edige ultramafik kütlesine çok benzemektedir.

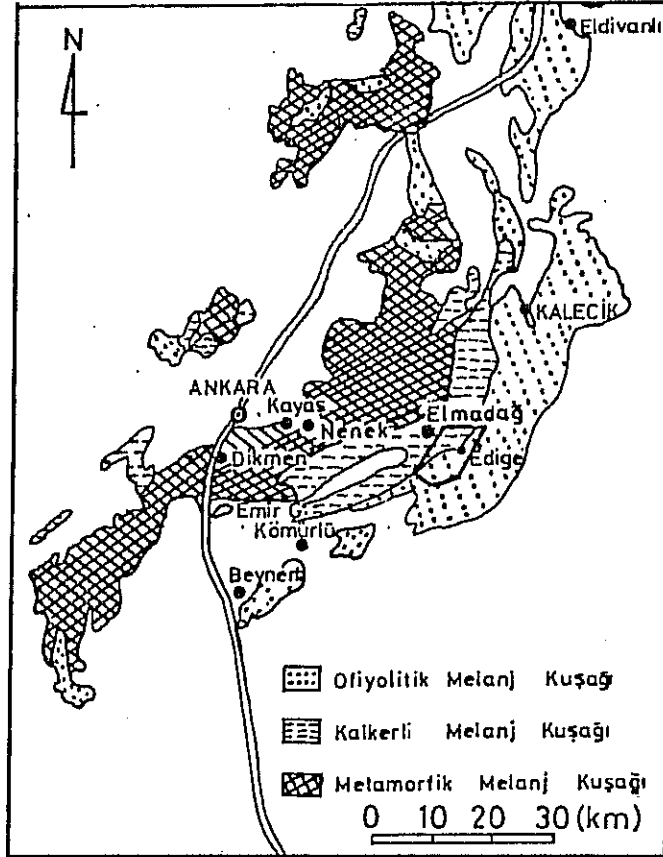
Melanj içindeki kayaçların jeokimyasal özellikleri ile ilgili yeterli çalışma yoktur. Tankut (1985) melanj içindeki bazı bazik ve ultrabazik kayaçların jeokimyasal özelliklerini çalışmıştır.

BÖLÜM 2. MATERYAL VE METOD

2.1. GENEL JEOLJİ

Çalışma alanı Ankara'nın Elmadağı ilçesinin güney doğusunda Edige köyü dolaylarında olup 1/25.000 ölçekli I 30 a₂,a₃,b₁,b₄ topoğrafik haritaları içinde yer almaktadır. Bölgeye Samsun-Ankara kara ve demir yolları ile ulaşılmakta ve pek çok toprak yol ile çalışma alanı yakın köylere bağlanmaktadır.

Edige ultramafik kütlesi batıda Triyas yaşlı olarak tanımlanan kireç taşı bloklu melanj ve doğuda Kretas yaşlı ofiyolit melanjla çevrelenmiştir (Şekil 1). Ankara melanjı içinde yer alan bir birim olarak jeolojik konumu melanjin diğer birimleri ile yakın ilişkidir.



Şekil 1. Çalışma alanı ve Ankara melanjına ait kuşaklar (Boccaletti ve diğerleri,1966). Çalışma alanı çerçeve içindedir.

Bu nedenle çalışma sırasında melanja ait komşu kayaç formasyonları ve daha genç yaşlı tortul kayaç örtüleri de incelenmiştir.

2.1.1. Stratigrafi

Bölgede Edige ultramafik kütleline komşu olan Ankara melanjına ait kalker bloklu melanj ve ofiyolitik melanj kuşaklarının (Norman 1972) yanında Tersiyer yaşlı formasyonlar da vardır (Levha 1). Kalker bloklu melanj kuşağı kütleline batısında tektonik dokanak yaparak uzanır ve çeşitli büyüklüklerde bulunan başlıca kireçtaşı ve daha az oranda konglomera, radyolarit-çört, spilit bloklarından oluşmuştur. Kireçtaşı bloklarının boyutları bir kaç yüz metreye ulaşmaktadır. Bloklar çoğunlukla kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzamış olarak dağılırlar. Zorlukla ayırılan matriks killi arenit olarak saptanabilmiştir. Kireçtaşı blokları içinde daha önceki çalışmalarda, Permo-Karbonifer ve Triyas yaşlı (Chaput, 1936; Erol, 1956; Bilgütay, 1960; Batman, 1977; Ünal, 1981; Akyürek ve diğerleri, 1982) fosiller bulunmuştur.

Ofiyolitik melanj kuşağı, Edige ultramafik kütleline güney doğusunda ve batıda bir kaç yerde (kalker bloklu melanj kuşağı ile Edige kütleline arasında) yüzlekler vermektedir. Edige kütleline ile dokanak, faylı olan bir yer dışında, normaldir. Parçaların çoğunluğunu daha çok ofiyolit tipi kayaçlar içeren çakıllar (64-256 mm) ve bloklar (256 mm den büyük) oluşturur. Bu parçalar serpantin, radyolarit-çört, şeyl-kumtaşı, spilit ve kireçtaşı içermektedir. Matriks kumtaşı ve kiltası olarak saptanmıştır. Bu kuşağın Üst Kretase yerleşme yaşında olduğu ileri sürülmektedir. (Norman 1973, Batman 1977, Erol 1981, Çapan 1981, Akyürek 1981, Ünal 1981).

Miskincidere formasyonunun Edige ultramafik kütleline ile dokanağı yoktur. Genel stratigrafik ilişkiler açısından önemli olduğu için çalışılmıştır. Miskincidere formasyonu ultramafik kütleline güneyinde ofiyolitik melanj kuşağını uyumsuzlukla üzerlenmektedir. Çalışma alanında üst sınırı görülmemiştir. Formasyonun adını Akyürek ve diğerleri(1982) Miskincideredeki tip kesitine vermişler ve Kavaklı formasyonu tarafından uyumsuzlukla üzerlendiğini göstermişlerdir. Formasyon konglomera marl kumtaşı ve jips ardalanmasından meydana gelmiştir. Konglomera-kumtaşı kırıntıları, çoğunlukla kireçtaşı radyolarit-çört, kuvars, ve volkanik kayaçlardan oluşmaktadır.

Jips tabakaları Çamsivrisi tepenin kuzey ve doğu yamaçlarında ve Çuvalkaya dere dolayında görülürler. Bu jips yatakları uzun zamandan beri işletilmektedir. Bir çok araştırmacı formasyonun yaşını stratigrafik ilişkilere dayanarak Oligosen olarak tanımlamıştır (Erol 1956, Çalgın ve diğerleri 1973).

Kavaklı formasyonu Edige ultramafik kütlelerini doğu sınırında uyumsuzlukla üzerlemektedir. Ayrıca, ikisi arasında ters faylı dokanak da bulunmaktadır. Formasyonun adı Akyürek ve diğerleri (1982) tarafından Kavaklı köyü dolayındaki tip kesitine verilmiştir. Formasyon, marl, çamurtaşı killi kireçtaşı, kumtaşı, konglomera ve taşlaşmamış çakıl ve kum ardalanmalarından oluşmuştur. Akyürek ve diğerleri (1982) formasyonun yaşı olarak Üst Miyosen-Pliyosen'in öne sürerler. Formasyonun üst bölümlerinde küçük jips tanecikleri dağılmıştır. Alt bölümlerde bulunan çakılların bazıları radyolaritli-çört, dolerit, peridotit, spilit gibi ofiyolitik malzeme içerirler.

2.1.2. Yapısal Jeoloji

Edige ultramafik kütlelerinde çeşitli deformasyonlara neden olan tektonik etkenlerin anlaşılması amacı ile kütlelerin yapısal jeoloji özellikleri tanımlanmış ve bazı komşu formasyonlarda da deformasyonların yaşı ve nedenlerinin yorumlanmasında yardımcı olabilecek belirgin yapısal özellikler incelenmiştir.

a) Kıvrımlar

Edige ultramafik kütlelerinde haritalanamayacak kadar küçük ölçekte kıvrımlar görülmüştür. Kıvrımlar en iyi yatay katmanlanma veren Kavaklı formasyonunda ayırtılabilebilmiştir. Gözlenen kıvrımların eksenlerinin genel doğrultusu kuzeydoğu-güneybatıdır. Bu doğrultu büyük bir olasılıkla kuzeybatı-güneydoğu yönlü bir sıkışmayı göstermektedir.

b) Faylar

Edige ultramafik kütlelerinin komşu kayalarla olan dokanaklarında faylar bulunmaktadır. Bunlar aşağıda sıralanmıştır.

Kütlelerin batı sınırının önemli bir bölümünü oluşturan bindirme fayı Kalker bloklu melanj kuşağını ofiyolitik melanj kuşağı üzerine getirmektedir (Levha 1). Uzunluğu yaklaşık 11 km olarak izlenen bu fayın gidışı kuzeydoğu-güneybatı ve eğimi 28° - 42° kuzeybatıdır.

Kuzeydoğu doğrultulu başka bir bindirme fay Miskincidere formasyonu ile ofiyolitik melanj kuşağı arasında yer almakta, dokanak bittikten sonra, ofiyolitik melanj kuşağı içinde devam etmektedir. Bu gözlem ikinci fayın Oligosen yaşlı Miskincidere formasyonu tortullarının çökmesinden sonra oluştuğu kanısı vermektedir.

Kalker bloklu ve ofiyolitik melanj kuşakları dokanağında ve bu kuşakların Edige kütlesi ile olan dokanaklarında ters faylar izlenmiştir. (Levhal). Bunların genel doğrultusu kuzeydoğu-güneybatıdır ve kuzeybatı-güneydoğu yönlü sıkışma tektoniğine işaret edebilir.

Edige kütlesi içinde ve komşu birimlerde çok sayıda normal fay izlenmiştir. Ancak pek azı haritalanabilir büyüklüktedir. Edige kütlesi içinde genel doğrultu kuzey-güneydir. Ayrıca hem bu kütle içinde hem de Miskincidere formasyonunda kuzeydoğu doğrultulu olanlara da rastlanmıştır.

c) Eklemler

Edige ultramafik kütlesi içinde 115 eklem ölçülmüş ve stereonet ile değerlendirme sonucunda kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı-güneydoğu genel doğrultuları (Şekil 2) elde edilmiştir. Bunlar kuzey-güney yönlü bir sıkışma tektoniğinin sonucunda oluşan makaslama çatlakları olarak yorumlanabilirler.

d) Bantlanma

Bantlanma Edige ultramafik kütlesi içinde görülen bir iç yapısal özelliktir. İleri derecede serpantinleşme ve deformasyonlar yüzünden zorlukla farkedilen bantlar çok düzensiz ve devamsızdır. Harzburjit içinde dünit ve piroksenit bantları, dünit içinde piroksenit ve kromitit bantları bulunmaktadır.

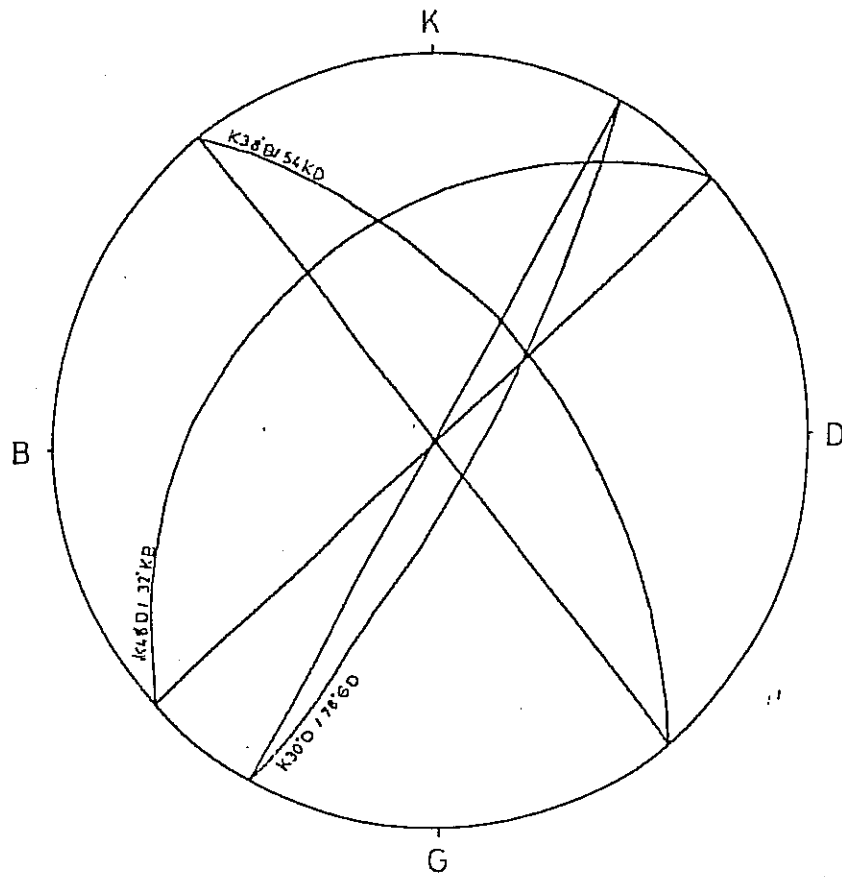
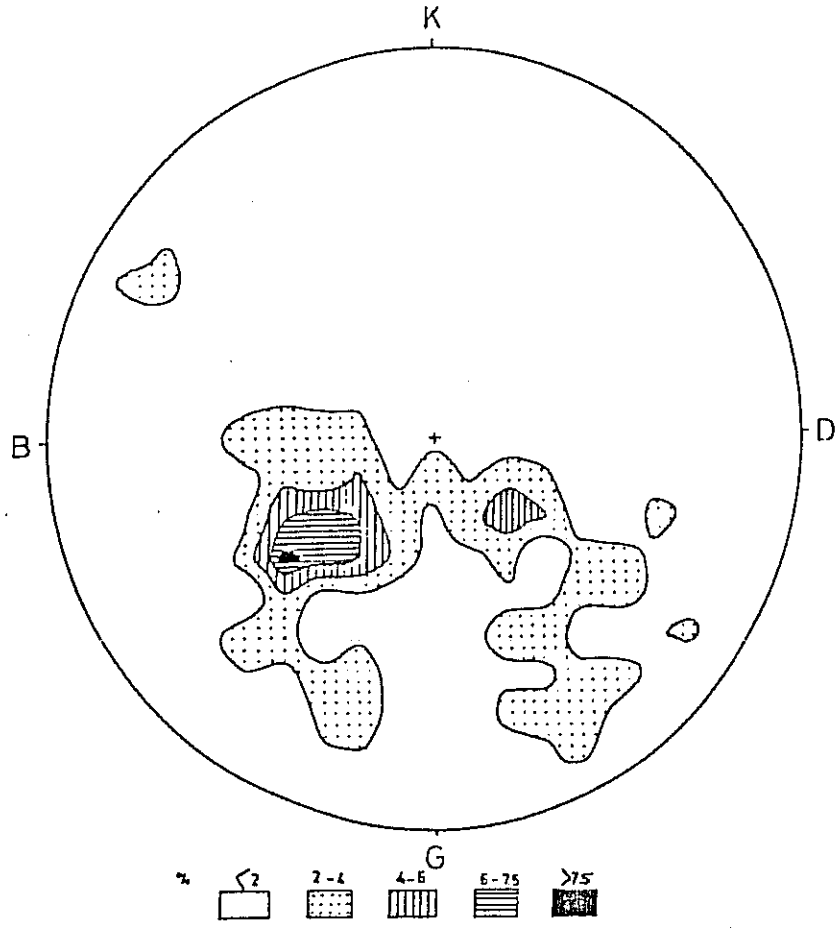
Piroksenit bantları daha çok mafik kayaların egemen olduğu kümülat zonunda görülmektedir. Bir kaç santimetre ile bir kaç metre kalınlığındaki bantların çoğunun doğrultusu harzburjit içindeki dünitlerinkine paraleldir.

2-20 cm kalınlıkta olan kromitit bantları harzburjit içindeki masif ve bantlı dünitler içinde bulunurlar. Bir-iki tane kalınlığında olan bantlar kromiti bol ve olivini bol ara bantlardan oluşmuştur.

e) Dayklar

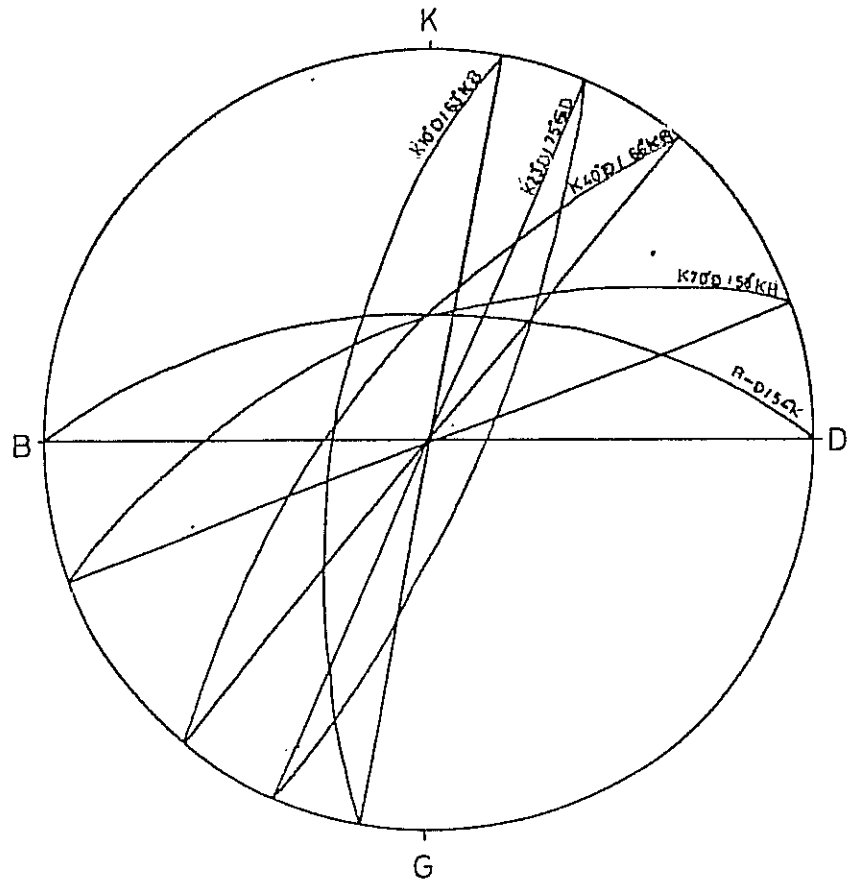
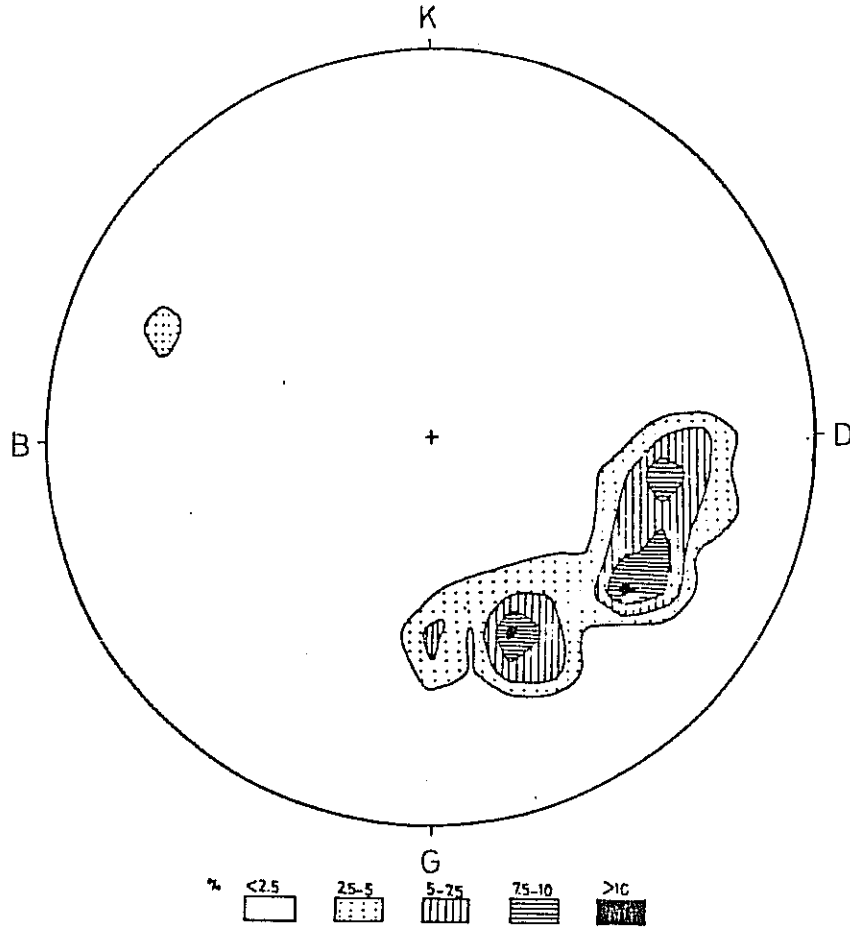
Edige ultramafik kütlesi içinde pek çok doleritik dayk bulunmaktadır. Bunlar kütlenin doğu sınırı boyunca toplanarak dayk kümesi görünümünü vermektedirler. 20 cm ile 20 m kalınlığında ve 1 ile 100 m boyunda olan dayklarda yapılan 85 ölçmenin (Şekil 3) stereografik analizi sonucunda egemen doğrultu kuzey 40-69 doğu olarak bulunmuştur. Bu bulgu daykların hepsinin aynı gerilme tektoniği sonucunda olduklarına işaret etmektedir.

Kütlenin tümünde bir kaç santimetreden bir kaç metreye kadar değişen kalınlıkta piroksenit daykları vardır. Bu dayklar dunit bantlarına paralel oldukları gibi dik doğrultularda da bulunmaktadır.



Şekil 2. Eklemlerin stereonet analizi

a) Kontur diyagramı b) Stereografik izdüşüm



Şekil 3. Dayklarda stereonet analizi
 a) Kontur diyagramı b) Stereografik izdüşüm

2.2. EDİGE ULTRAMAFİK KÜTLESİ

2.2.1. Genel Jeolojik Özellikler

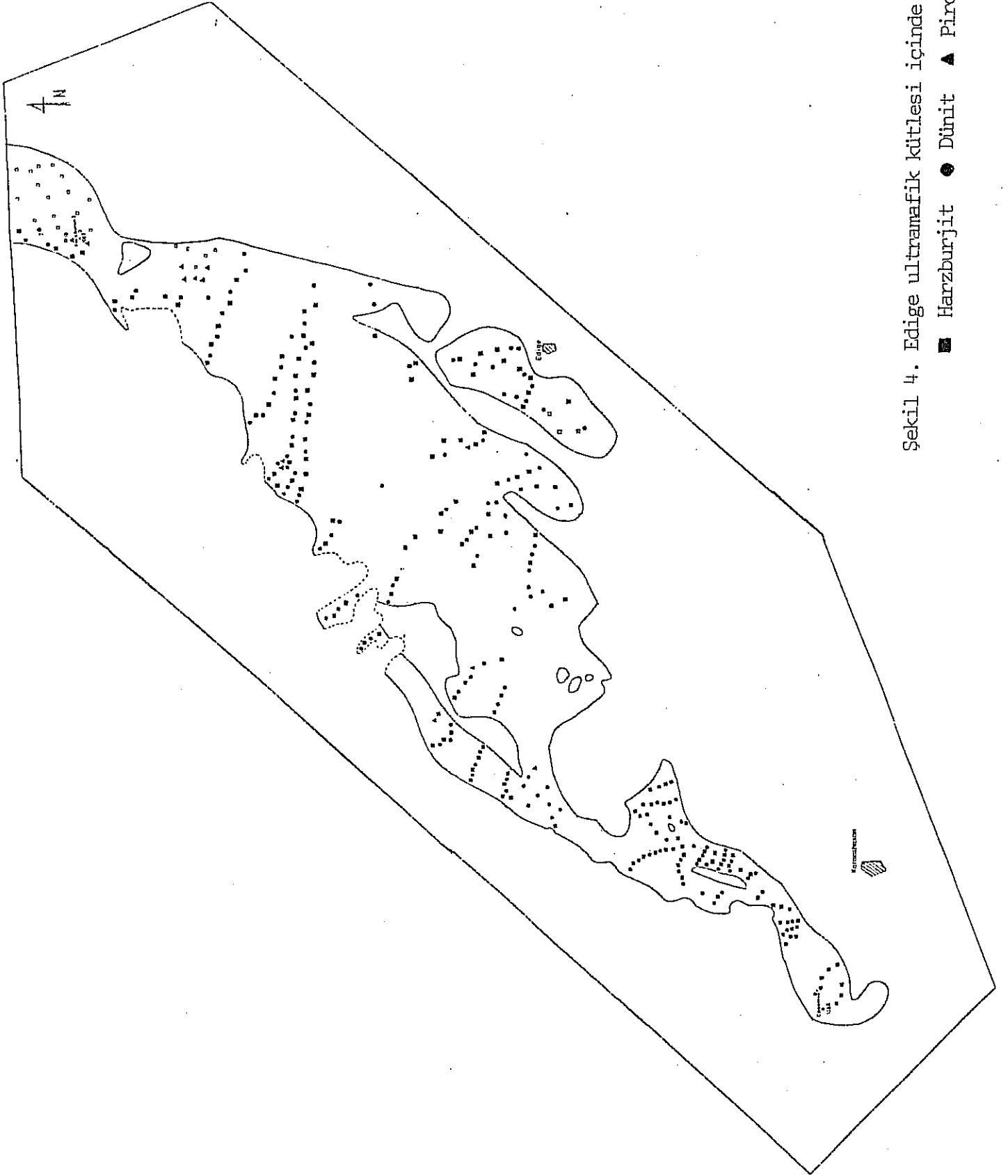
Edige ultramafik kütlesi her iki melanj kuşağı arasında kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanan mercekk şekilli büyük bir bloktur. Hava fotoğraflarında, belirgin olmamakla birlikte, çalışma alanının kuzeyinde incelenerek bir kaç km daha devam ediyor gibi görülmektedir. Kütle için çalışma alanı içinde kalan bölümü 250 m⁴ km arasında değişen genişliği ve 16 km uzunluğu ile, yaklaşık 20 km² lik bir alan kaplamaktadır (Lévha 1). En iyi yüzlekler Edige köyü dolayında görüldüğü için Edige ultramafik kütlesi olarak adlandırılmıştır. Kütle için tek bir birim olduğunu kanıtlamak için doğu ve batı sınırları arasında uzunluğuna dik transverslerde sistematik örnekler alınmıştır (Şekil 4).

Kütle batı sınırının büyük bir bölümünde Kalkır bloklu melanj kuşağı tarafından üzerlenmektedir, ayrıca bu sınırda yer yer normal dokanaklarla Irmak formasyonundan ayrılmaktadır. Doğu sınırında öfiyolitik melanj ve Kavaklı formasyonları ile komşudur. Bu sınırda her iki formasyon ile olan dokanaklar hem faylı (ters fay) hem de normal ilişkidir. Kütle için güney doğu sınırı çalışma sırasında belirlenebilmiştir fakat, kuzey doğu sınırına ulaşamamıştır. Norman (1985) Ankara melanjının birimlerini belirten genel haritada kütle için incelenmiş kuzey doğu ucunu kama şeklinde sonlandırmış ve aynı doğrultuda bir kaç km sonra başka bir kütle için kama şeklindeki başlangıcını göstermiştir.

2.2.2. Kayaçların dağılımı ve arazi özellikleri

Kayaçların % 85 ini ultramafikler geri kalanını gabrolar oluşturmaktadır (Şekil 5). Bu kayaçlar belirgin iki zon içinde dağılmışlardır: i) ultrabazik zon kütle için çok büyük bir bölümünü kapsar. Başlıca serpantinleşmiş harzburjit ve dünit az miktarda piroksenit ve kromititten oluşmuştur. ii) mafik zon, kütle için kuzeydoğu ucunda (çalışma alanı içinde) 1.5-2 km² lik bir alanda yer almaktadır. Serpantinleşmiş dünit, piroksenit ve gabbrodan oluşmuştur.

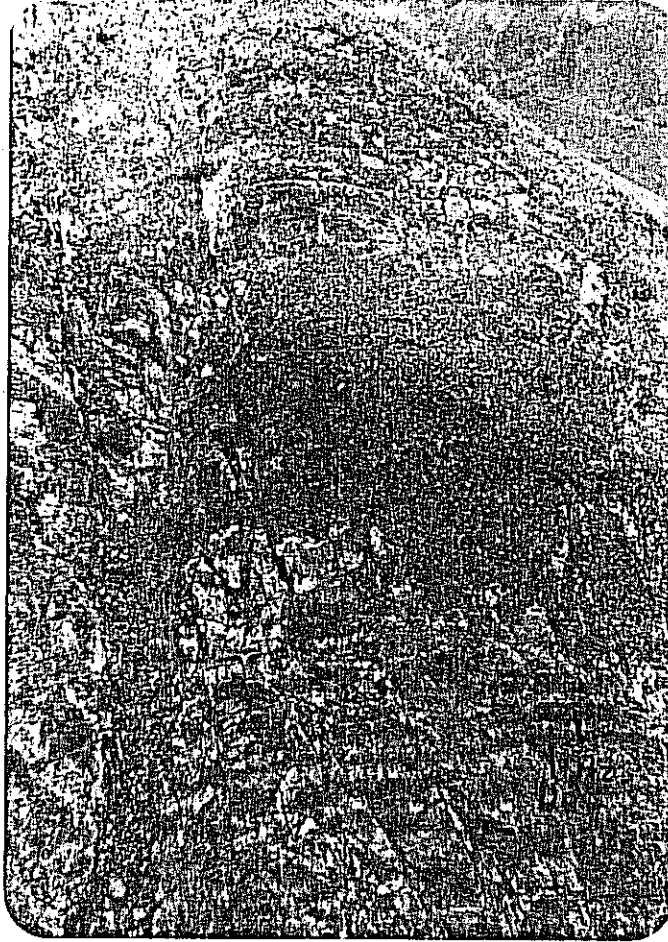
Kütle içinde hem ultrabazik hem de mafik zon kayaçlarını kesen ve kütle için uzun eksenine paralel doğrultulu doleritik dayklar bulunmaktadır. Bunlar doğu sınırında yoğunlaşarak bir dayk kümesi yaparlar.



Sekil 4. Edige ultramafik kütleleri içinde kayaların dağılımı
■ Harzburgit ● Dünit ▲ Piroksenit ○ Gabro.

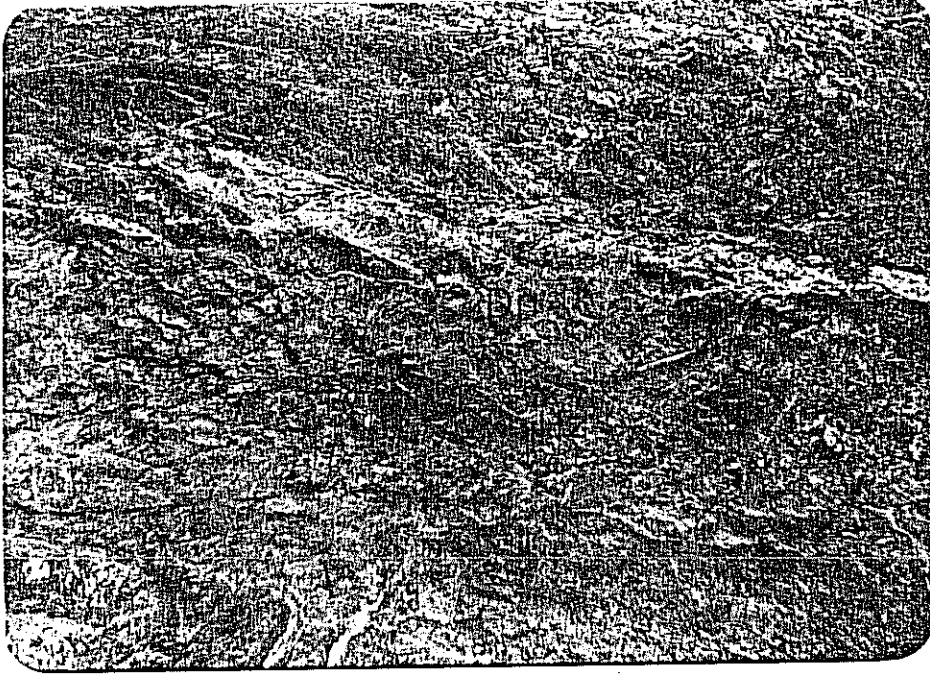
a) Ultrabazik zon

Ultrabazik zondaki bütün kayalar ileri derecede serpantinleşmiştir. Bu zonun ana kayacı koyu kahverengi harzburjit olup arazi de piroksenlerin varlığı ile dünitden ayırdedilir. Sarımsı açık kahverenklerde görülen dünitler harzburjit içinde ya masif mercekimsi şekillerde, ki çapları 200 m ye çıkmaktadır, veya 1 cm - 10 cm kalınlıkta düzensiz bantlar (Şekil 5) halinde bulunurlar.

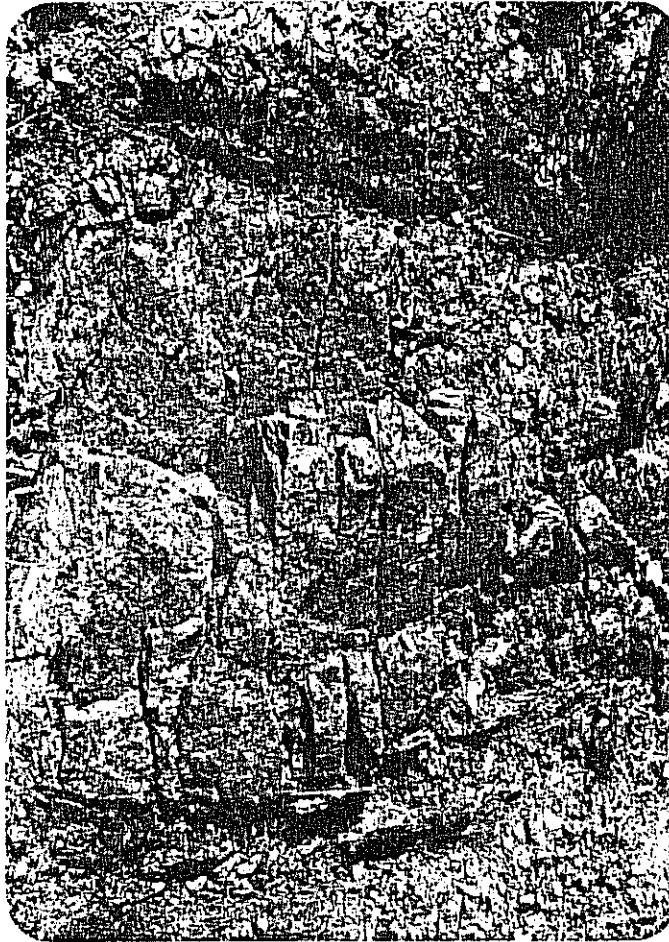


Şekil 5. Harzburjit içinde dünit bantları. (Hz-harzburjit, Dn-dünit)

Bu bantlar, kütlenin genel doğrultusu olan KD-GB doğrultusunda uzanmaktadır. Serpantinleşme ve deformasyon yüzünden harzburjit-dünit dokanakları genellikle izlenememiştir. Bir kaç yerde geçişli dokanak görülmüştür. Şekil 6 da kayaların iç içe geçmesi ile oluşan geçişli dokanak görülmektedir. Keskin dokanaklar pek azdır. Harzburjit ve dünitler içinde bir kaç santimetre ile birkaç metre kalınlıkta piroksenit bant ve daykları da (Şekil 7) bulunmaktadır.



Şekil 6. Dünit ve harzburjit arasında geçişli dokanak
(Hz-harzburjit; Dn-dünit).

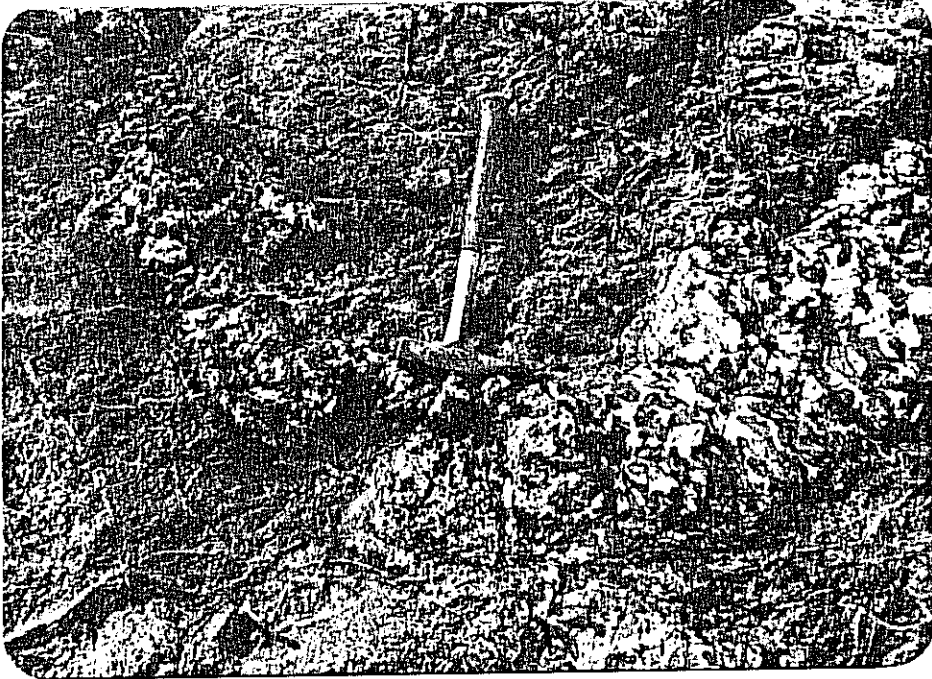


Şekil 7. Harzburjit içinde piroksenit daykđ.

Kromititler masif patates . (pod) şekilli kütleler halinde cevher kromit'i oluştururlar. Bunlar çok az sayıda olup daha önce işletilmiş ve bugün bırakılmış durumdadırlar. Bir kaç yerde çok ince, tane kalınlığında, düzensiz ve en çok birkaç metre uzunluğunda kromitit bantları ve bunların bazılarında küçük ölçekte kıvrımlar görülmüştür.

b) Mafik zon

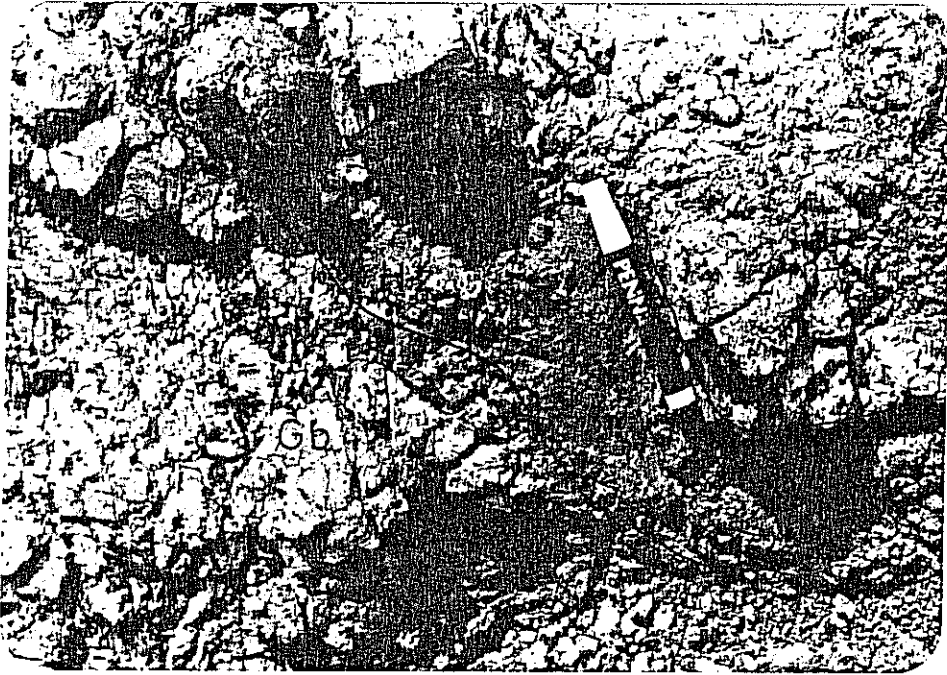
Bu zon piroksenitlerin bolluğu ve gabroları yapan feldispatın yeni bir mineral fazı olarak ortaya çıkması ile ultrabazik zondan ayırđedilir. Serpantinleşmiş dünit, piroksenit ve gabro ana kayalar-
dır. Piroksenit, düzensiz mercek, bant ve dayk şeklinde bulunur. Merceklerin büyüklüğü birkaç metre ile 100 metre arasında, bant ve daykların kalınlığı bir kaç santimetreden bir kaç metreye kadar de-
ğişmektedir. Piroksenit bant ve daykları doğrultuları boyunca ancak bir kaç metre kadar izlenebilirler ve çoğu pegmatitik boyutlarda mi-
neraller içerir. Piroksenit genellikle yeşil renkli ve bronz parlak-
lığındadır. Gabro çoğunluğunda pegmatit olarak, bir kaç santimetreden bir kaç on metre kalınlığa kadar değışen düzensiz bantlar (Şekil 8)
dayklar veya mercekler oluşturur.



Şekil 8. Mafik zonda pegmatitik gabro bantı.

Dayk ve bantlar doğrultuları boyunca en çok 10 m uzunluğa ulaşmaktadır. Hem gabrolarda hem de pirokсенitlerde değişik doğrultularda uzanan daykların birleşerek düzensiz mercikleri oluşturduğu sıklıkla izlenmiştir. Dünit ultrabazik zondaki gibi, ileri derecede serpantinleşmiştir.

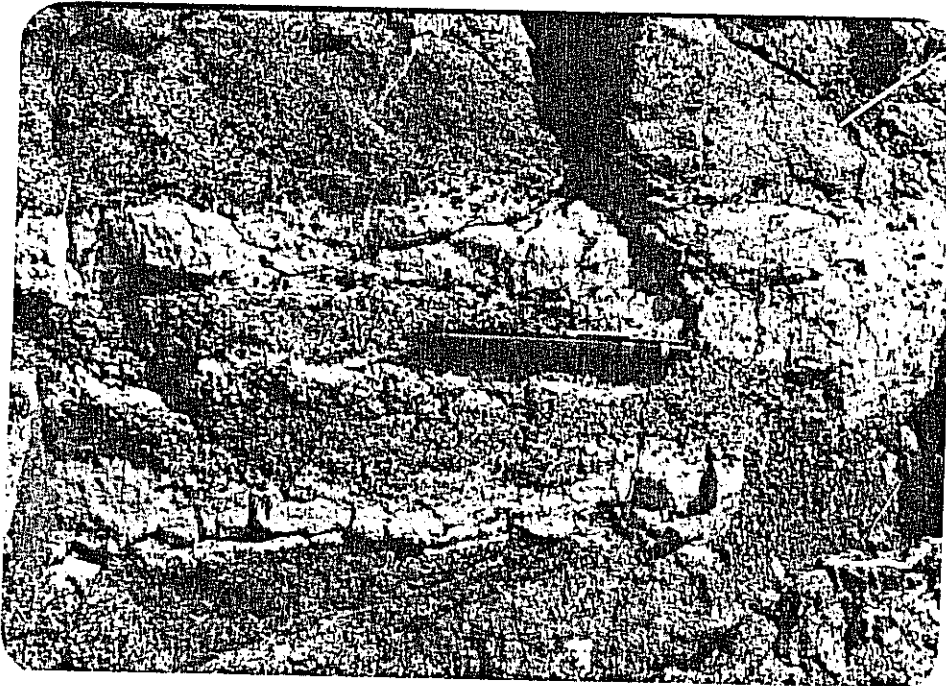
Ultrabazik ve mafik zonlar arasındaki dokanak deformasyonlar ve küçük ölçekte oluşan faylar yüzünden zorlukla seçilebilmektedir. Görülebilen yerlerde geçişli (Şekil 9) ve keskin (Şekil 10) dokanakların her ikisine de rastlanmıştır. Kuzey doğuya doğru, serpantin (dünit) ve klinopiroksenit oranı gittikçe azalır ve Karaburun tepe dolayları tamamen gabrolar tarafından kaplanır. Bu gabrolar feldispatça zengin ve renkli mineralce zengin, bir kaç milimetre ile bir kaç santimetre kalınlığındaki (Şekil 11) bantlarının ardalanmasından oluşmaktadır. Ayrıca, tane boyutu değişmesi ile oluşan bantlar da vardır. Çalışma alanının en kuzeydoğu ucunda bantlı gabroların yerini masif gabrolar alır. Örnek alma güçlükleri yüzünden bunlarla ayrıntılı çalışma yapılamamıştır.



Şekil 9. Ultrabazik ve mafik zonlar arasında geçişli dokanak ilişkisi. (Hz-harzburjite, Gb-gabro)



Şekil 10. Ultrabazik ve mafik zonlar arasında keskin dokanak ilişkisi.



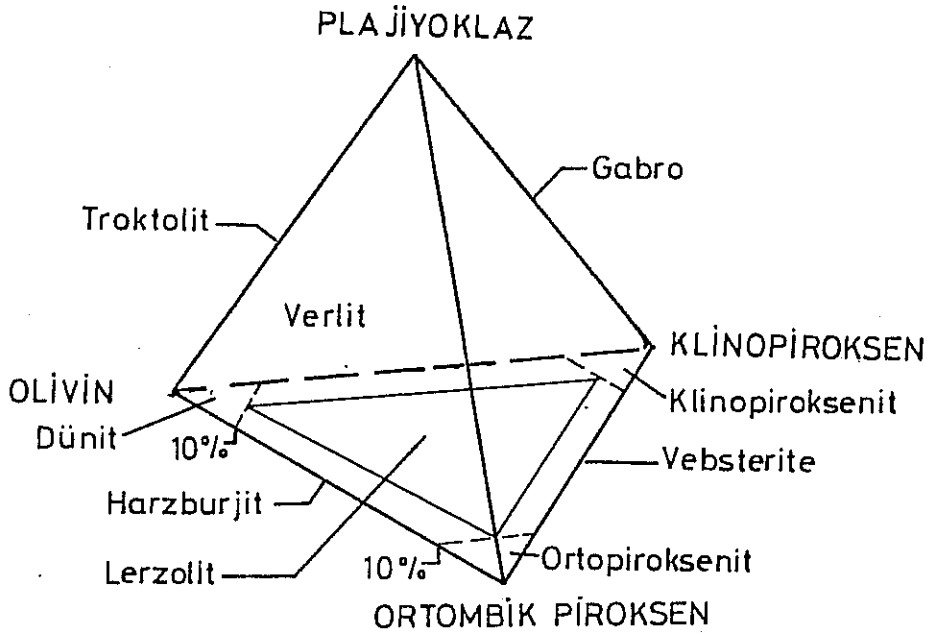
Şekil 11. Gabroda feldispat ve renkli mineral bantları

c) Doleritik dayk kayaları

Koyu gri ile yeşilimsi gri renklidirler, yan kayaları keskin dokanakla keserler. Kalınlıkları 20 cm - 20 m arasında, uzunlukları da 1-100 m arasında değişmektedir. Genel doğrultuları kuzeydoğu-güneybatıdır. Karaburun tepenin kuzeydoğusunda kuzey-güney doğrultusunda uzananlar da vardır. İnce ve orta tanelidirler, bir çoğu çabuk soğuma zonu gösterir. Bunları çevreleyen ultrabazikler tümü ile serpantinite dönüşmüştür.

2.2.3. Kayaçların petrografisi

Harzburjit ve dünitler çok ileri derecede serpantinleşmişlerdir. Tümü ile serpantinite dönüşüm kütlelerinin sınırlarında, fay zonlarında, dolerit daykları ile dokanaklarda gerçekleşmiştir. Deformasyonlar ve kayaç bozulması ilksel doku ve mineral içeriklerinin genellikle kaybolmasına neden olmuştur. Yine de korunabilen az sayıda-ki-kalınır-mineraller-ilksel özelliklerle ilgili bilgileri verebilmektedir. Kayaçlar IUGS (1973) tarafından hazırlanan ultramafik kayaların sınıflandırılması ilkelerine göre (Şekil 12) adlandırılmıştır.



Şekil 12. Ultrabazik kayaların sınıflandırılması(Streckeisen, 1973)

Petrografik özellikler yaklaşık 200 ince kesitin incelenmesi ile elde edilmiştir. Edige ultramafik kütlelerinin tümünü oluşturan kayaç tipleri şunlardır: Harzburjit, dünit, kromitit, piroksenit, gabro, dolerit ve mikrodiyorit. Bu kayaçların petrografik özellikleri aşağıda sıralanmaktadır. Kromititlerle ilgili bilgi kromitler bölümünde verilecektir.

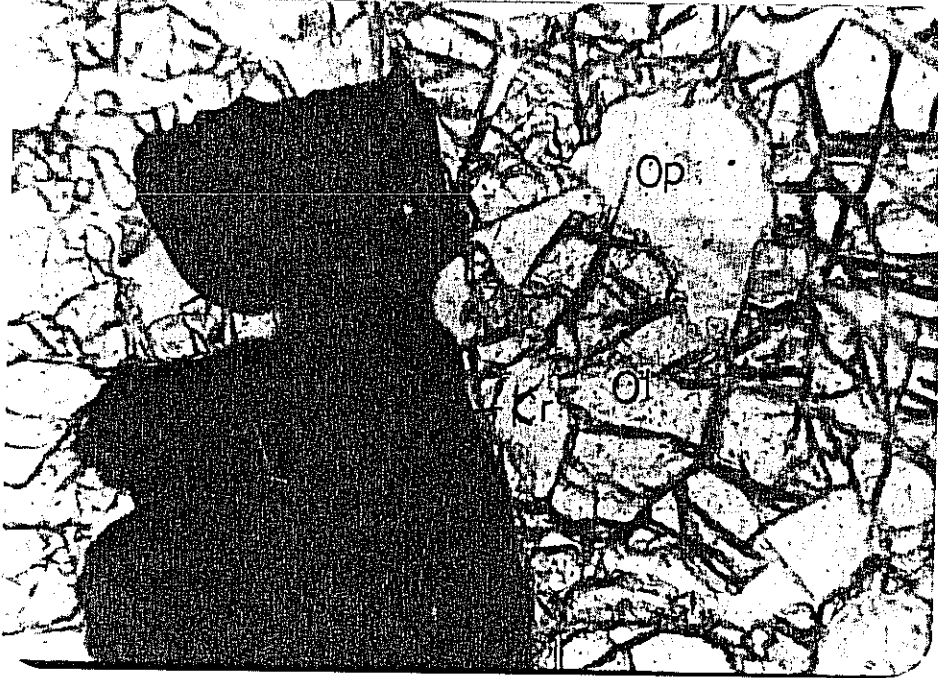
2.2.3.1. Harzburjit

Harzburjit içerdiği piroksen oranı ile tanımlanır. Bastitleşmiş piroksenlerde ilksel tane sınırları korunduğu için, kayaçlar tümü ile serpantinleşse bile piroksen oranı kolaylıkla saptanabilmiştir. Bu oran % 15 ile % 28 arasında değişmekte ve Şekil 12'deki harzburjit tanımına uymaktadır.

Harzburjitler, düzensiz çatlakların bulunması minerallerin tanelenmesi ile belirgin olarak ezik (cataclastic) doku gösterirler. Ezilmeden en çok olivin etkilenmiş olup ufalanma sonucunda oluşan tanecekler ortorombik piroksenleri çevreleyerek porfiroklastik dokuyu meydana getirirler. Kayaçların genel görünümünde, 0.7 ile 2 mm büyüklükteki yarı öz şekilli, genellikle kemirilmiş sınırlı ortorombik piroksenler ve serpiştirilmiş olivin kalıntıları serpantin matrisi içinde psödo=porfiritik doku vererek dağılmışlardır. Bir kaç ince kesitte ortorombik piroksenlerin kayaçlar içinde sıralar oluşturarak dağıldıkları görülmüştür. Bu sıralanma arazi gözlemlerinde farkedilememiştir. Ender olarak, küçük olivinlerin daha büyük piroksen kristalleri arasında yer aldığı da görülür. Bazı kayaçlarda en çok %2 oranında, yaklaşık 0.5 mm büyüklükte klinopiroksen de bulunmaktadır. Bunlar ojit ve diyopsittir. Ortorombik piroksen paralel sönmeleri ile ayırdedilmiştir. Pek çoğu eğri dilinim ve dalgalı sönmeleri verir. Bir kaç örnekte deformasyon şeritleri (deformation lamellae) de görülmüştür. Bu özellikler kayacın ilksel tektonit dokusunu göstermektedir. Kristaller üzerinde olivin kapanımları ve 0.1 - 0.5 mm büyüklüğünde, genellikle dilinimler boyunca gelişen klinopiroksen eksozüksiyonları bulunur.

Kalıntı olivin parçacıklarında bazen deformasyon şeritleri görülmüştür. Olivinler sıklıkla serpentin damarcıkları tarafından kesilmektedir.

Başlıca opak mineral olan krom spinel koyu kahverengi opak kromit ve açık kahve rengi yarı opak pikotit'ten oluşmakta ve kayalar içinde en çok %1 oranında bulunmaktadır. 0.1 - 1 mm lik yarı öz şekilli ve şekilsiz (Şekil 13) tanelerin sınırları çoğunlukla reaksiyonlar sonucunda yuvarlanmış ve kemirilmiştir.

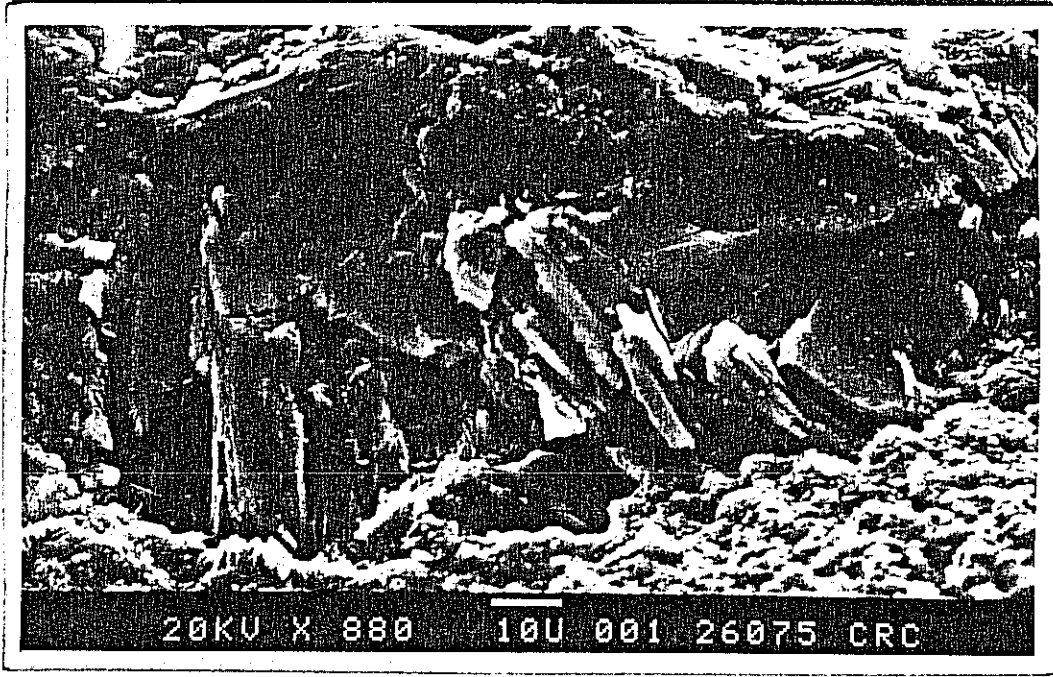


Şekil 13. Harzburgit içinde kromit tanelerinin mikroskopta görünümü, Çift nikol, X40. Kr-kromit, Op-ortorombik piroksen, Ol-olivin.

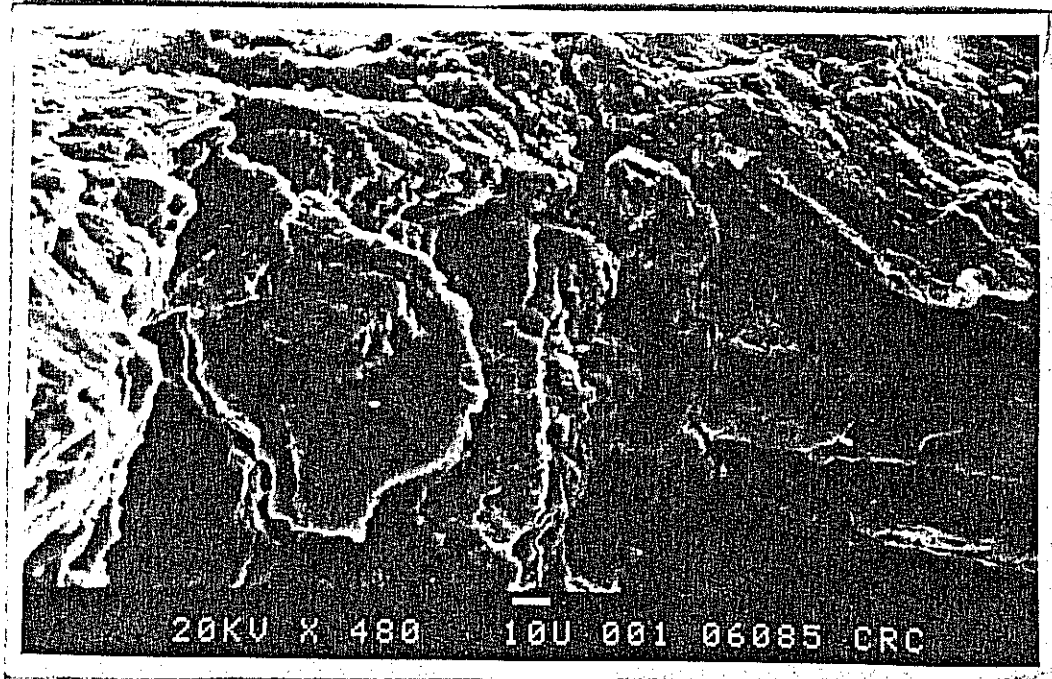
Taneler genellikle çatlaklıdır. İskelet dokuda olanlar da vardır. Bazıları olivin kapanımları içerir.

Manyetit piroksenler üzerinde, daha çok dilinimler boyunca, noktacıklar halinde bulunur. Çok az ince kesitte manyetit ile birlikte lökoksenin bulunuşu ilmenitin varlığına işaret edebilir. Piroksen ve olivinleri çevreleyen, bazen de tümü ile taneleri kaplayan kırmızı opak mineral demir oksitin açığa çıktığını göstermektedir.

Başlıca ayrışma ürünü olan serpantin elektron mikroskopta yapraksı yapısı ile antigorit olarak tanımlanabilir (Şekil 14a). Mavi renkte anormal çift kırılması ile belirlenen klorit lifi aktinolit ve tremolit, genellikle bunlarla birlikte bulunan manyezit



(a)



(b)

Şekil 14. Antigoritin elektron mikroskop fotoğrafı
a) Harzburgit içinde, b) Dünit içinde.

ve silis mineralleri diğer ayrışma ürünü olarak bulunurlar. Serpantin de ayrıca çok ileri ayrışmalar sonucunda kolloform silisten kuvarsa kadar pek çok silis mineraline dönüşmüştür (Augusthitis, 1979).

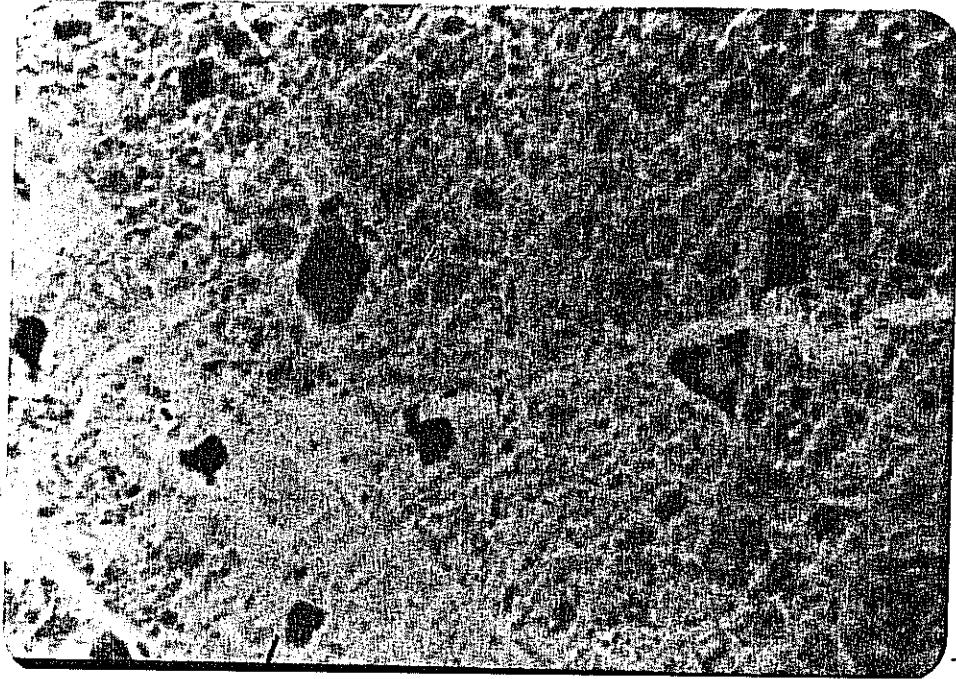
2.2.3.2. Dünit

Çok şiddetli serpantinleşme kayalarının olivin içeriğinin saptanmasına engel olmaktadır, ancak bastitin bulunmayışı ve ufak olivin kalıntıları ilksel kayacın dünit olduğunu göstermektedir. Dünitler de harzburjitler gibi ezik dokuludurlar.

Kayaçlar serpantin hamur içinde yüzen olivin kalıntılarından ve serpinti opak kromit taneçiklerinden oluşmuştur. Bazen çok az oranda klinopiroksen ve ortorombik piroksen de bulunmaktadır. Ortorombik piroksen özellikle harzburjit dokanağına yakın yerlerden alınan örneklerde görülmüştür.

Olivin paralel ve dalgalı sönme ve seyrek olarak deformasyon şeritleri gösterir. Bunlar da harzburjitteki gibi ilksel tektonit dokunun kalıntılarıdır.

Opak kahverengi kromit genellikle 0.1 - 0.5 mm büyüklüğünde (en çok 3 mm kadar) öz şekilli yarı öz şekilli (Şekil 15) bazen düzgün oktahedral kristal yüzleri gösteren taneler halinde bulunur.



Şekil 15. Dünit içinde kromit tanelerinin mikroskopta görünümü
Çift nikol, X10.

Olivin kapanımları içerdikleri gibi olivin tarafından poikilitik olarak da sanılırlar. Bazı şekilsiz kromitlerin çevresinde reaksiyon halkalar oluşmuştur.

Serpantin ağ ve kum saati dokusu gösterir. Elektron mikroskopta yapraksı yapısı ile (Şekil 14b) antigorit olarak tanımlanabilir. Sıklıkla krizotil damarcıkları tarafından kesilir. Ayrıca 0.03-0.07 mm kalınlığındaki manyezit ve silika damarcıkları da serpantin ağ dokusunu kesmektedir. Talk klorit tremolit diğer ayrışım ürünleri olarak bulunurlar.

2.2.3.3. Piroksenit

Ultrabazik ve mafik zonlardaki piroksenit merccek, bant ve daykları ortopiroksenit ve vebsteritten oluşmuştur. Ultrabazik zondakilerde deformasyon etkileri görülmektedir. Mafik zondakiler çoğunlukla tazedirler.

Ultrabazik zondaki piroksenitler genellikle eşboyutlu olup, orta ve iri tanelidirler. Mafik zondakiler çoğunlukla pegmatitiktir, tanelerin boyları 15 cm'ye kadar çıkmaktadır. Sıkıca birbirine kitlenmiş (interloced) yarı öz şekilli iri piroksenler ve bunların arasını dolduran ince taneli intersertal olivin ve piroksenlerin varlığı kümülat dokuyu belirler. Intersertal minerallerin büyüklükleri, orta ve iri taneli kayalarda 0.1-0.3 mm pegmatitlerde 0.5-2 mm arasında değişmektedir.

Ortopiroksenit en yaygın kayaç türüdür ve daima %80 den fazla ortorombik piroksen içerir. Klinopiroksen oranının artması ile, ki en çok % 15 kadardır kayaç vebsterit'e dönüşür (Şekil 12).

Ortorombik piroksen dalgalı sönme, eğri dilinim verir ve çoğunlukla kristallerin üzerinde dilinimler boyunca oluşan klinopiroksen kapanımları bulunur. Klinopiroksen kristalleri optik yöntemle ojit ve diyopsit olarak saptanmıştır.

Pek çok piroksen tanesi siyah opak manyetit noktacıkları içerir, bazen bunlar kısa ince çubuklar halinde dizilirler.

Tremolit ve aktinolit başlıca ayrışım ürünleridir. Tane aralarında bulunan olivinler hemen tümüyle serpantinleşmiştir. Klorit, kalsit, talk da diğer ayrışım ürünleridir.

2.2.3.4. Gabro

Gabro mafik zonun tipik kayacıdır. Feldispat'ın yeni mineral fazı olarak ortaya çıkması ile piroksenit gabroya geçer. Çalışma alanı içindekiler bantlı gabrolardır. Bantlı gabrolar mafik mineralce zengin (%20'e kadar) ve feldispatca zengin (%90'a kadar-anortozit bileşimi) ara bantlardan oluşurlar. Kayaçlar hipidiyomorfik granüler doku gösterir. Çoğunlukla iri veya çok iri, pegmatitik tanelidirler. Birbirine kilitlenmiş piroksen hornblend ve plajiyoklaz taneleri kümülat dokuyu belirler. Interkümülat doku da görülmüştür (Şekil 16)



Şekil 16. Gabroda kümülat dokunun mikroskopta görünümü, çift nikol, X10. Pl-plajiyoklaz, Kp-Klinopiroksen, Op-ortorombik piroksen.

Plajiyoklazlar optik yöntemle bitovnit ve labradorit olarak saptanmıştır.

Ortorombik piroksen ve klinopiroksen değişen oranlarda birlikte bulunmaktadır. Piroksen kristalleri bazen yeşilimsi kahverengi hornblend tarafından kaplanmış ve ilksel piroksenin varlığı zorlukla ayırdedilen piroksen kalıntıları ile anlaşılmıştır.

Ayrıca, az oranda kahverengi ilksel bazaltik hornblend de bulunmaktadır.

Opak mineraller manyetit ve ilmenittir. İkincisi lökoksenin varlığı ile kanıtlanmaktadır. Piroksenlerin uralitleşmesi yanında, feldispatlar kaolin ve serizite dönüşmüştür. Bazı feldispatlar izotropik hidrogarnete dönüşmüşlerdir ki bu, kayalarda rodingitleşmenin başladığını göstermektedir.

2.2.3.5. Doleritik dayk kayaları

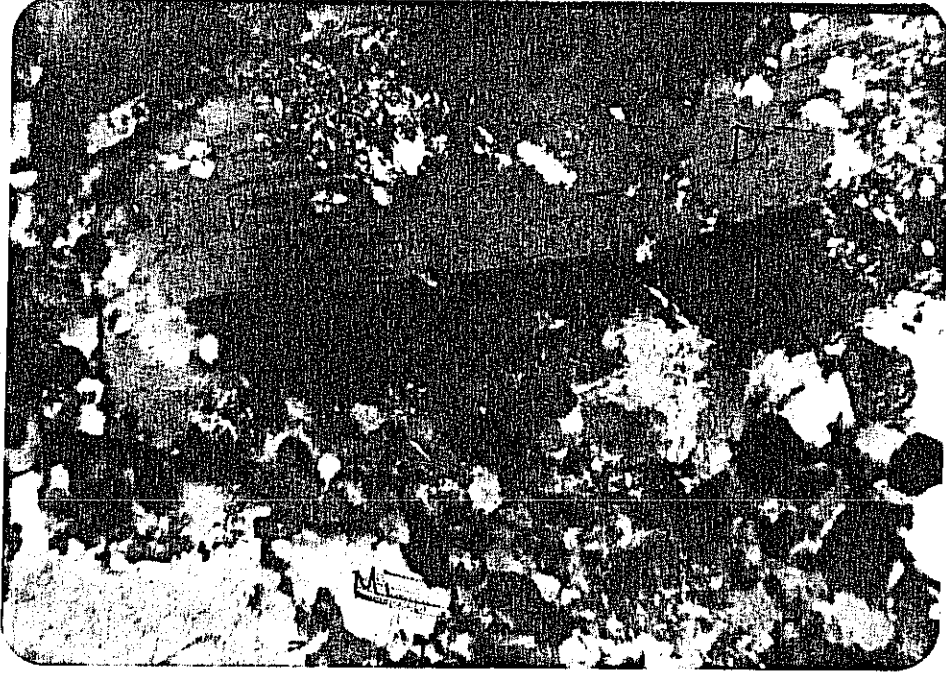
Bu kayalar içerdikleri koyu renkli mineralin piroksen veya hornblend oluşuna göre iki grupta toplanabilirler. Piroksenli olanlar dolerit, hornblendli olanlar da mikro-diyorit olarak tanımlanmışlardır. Daykların hemen hepsinin kenarlarında çabuk soğuma zonları bulunmaktadır.

a) Doleritler

Tipik doleritik doku gösterirler, en çok % 60 a ulaşan piroksen ve plajiyoklazdan oluşmaktadırlar. Soğuma zonlarında tane boyutları 0.02 mm dir ve dayk içinde genellikle 0.5-1.5 mm arasında değişmektedir. Az sayıda 3 mm. tane boyutlu dayklara da rastlanmıştır.

Feldispatlar genellikle ilksel özelliklerini kaybetmiş ezilip milonitleşerek ve yeniden kristalleşerek taze feldispat mozayikleri ile kaplanmışlardır. Bunlar bazen deformasyon ikizleri ve hafif eğilme gösteren feldispat parçacıkları ile birlikte bulunurlar (Şekil 17). Ender olarak kaolinleşmiş feldispat kalıntıları da bunlara eşlik etmektedir. Bazı iyi korunmuş feldispatlarda mirmekitik eksolüsyonlar ve çok az oranda pertitik yapılar görülmüştür. Kalıntı feldispatın çok küçük ve az olması yüzünden gerçek An oranı saptanamamıştır.

Klinopiroksen şekilsiz ve yarı öz şekilli kristaller halinde plajiyoklazların arasında intersertal (engelli) doku vererek bulunur. Bunlar ojit ve diyopsitten oluşmuştur. İnce kesitlerden birinde pembemsi klinopiroksen görülmüştür ki, büyük olasılıkla, Ti- ojittir. Klinopiroksenlerde de milonitleşmeyi belirten mozayik yapı görülmektedir.



Şekil 17. Mikrodiyoritte feldispatın tanelenmesi ve yeniden kristalleşmesi, çift nikol, X40. Mi-milonitleşmiş feldispat, Di-deformasyon ikizli feldispat, K-kalıntı feldispat.

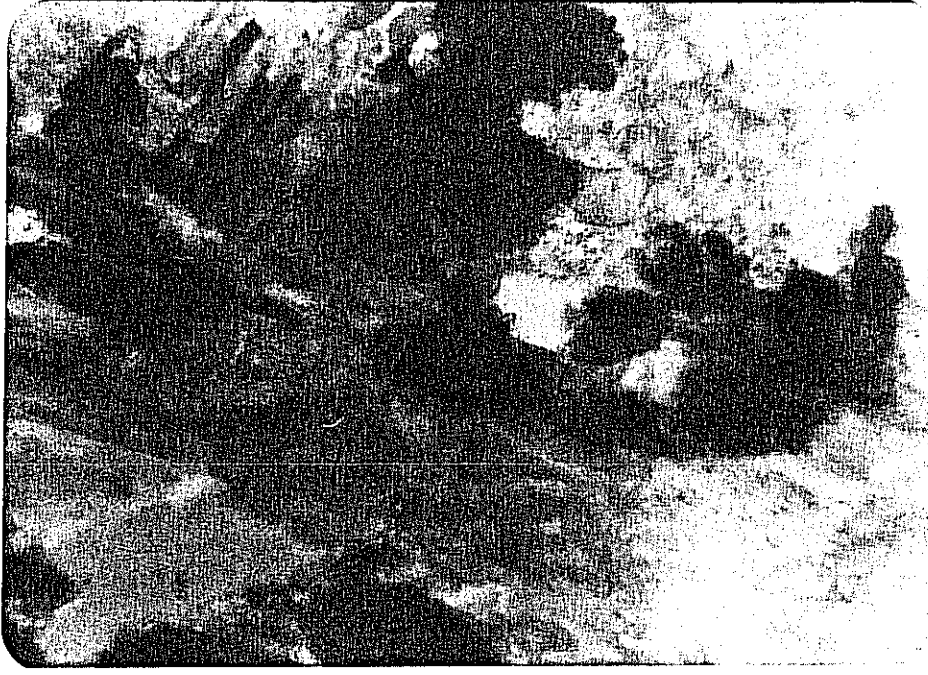
Kırmızımsı siyah opak mineral iskeletimsi yapıdadır bazen rom-bik dilinim verir ve hemen her zaman lökoksen bazen de sfen ile bir-likte bulunur. Bu özellikler ilmenit veya Titanyumlu manyetit (Şekil 18) varlığına işaret etmektedir.

Feldispatlar kaolinleşmiş bazen epidot, serizit ve klorit parçacıkları ile kaplanmışlardır. Piroksenler sıklıkla uralit ve klo-ritleşmiştir. Ayrıca epidot tremolit de ayrışma ürünü olarak bulunur- lar Bazı feldispatlar hidrogarnete dönüşmüşlerdir.

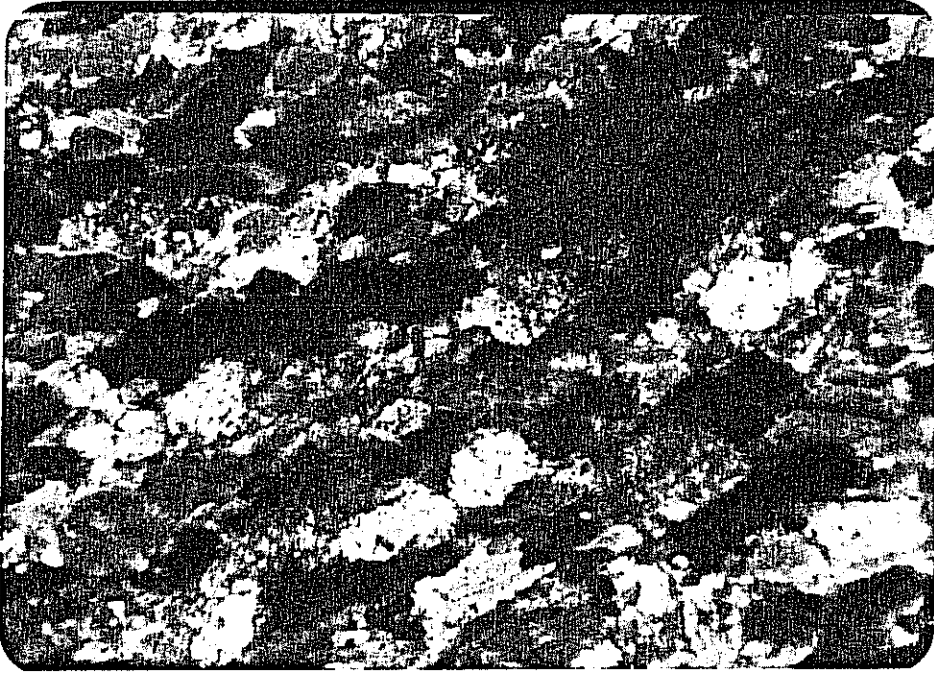
b) Mikro-diyoritik dayklar

Bu kayalar da doleritlerle aynı tane büyüklüğündedirler. Genellikle afirik (fenokristalsız) olup ender olarak porfiritik doku verirler. Bazılarında yapraklanma dokusu görülmüştür (Şekil 19). Kayalar hornblend ve plajiyoklazdan oluşmaktadır.

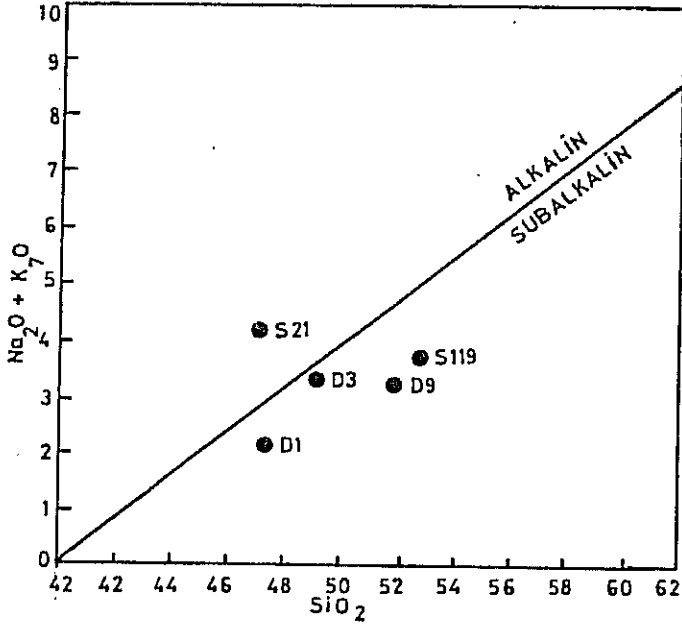
Hornblend kahverengi sarı ve açık sarı renklende pleokroizma gösterir. Bazı kristaller üzerinde küçük piroksen kalıntılarının var-lığı büyük olasılıkla ilksel mineralin piroksen olduğuna ve döterik



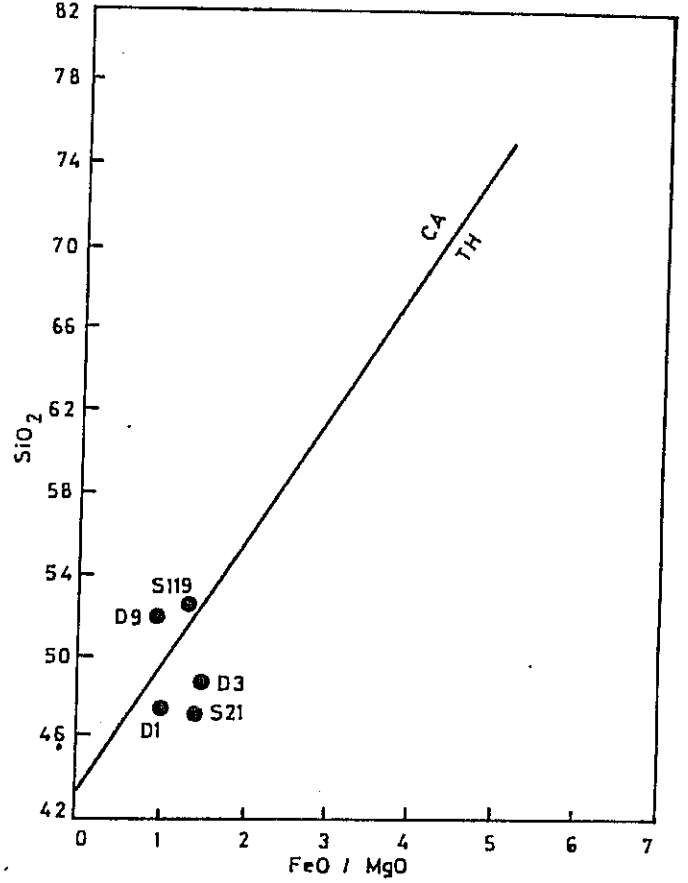
Şekil 18. Dolerit içinde ilmenit ve l k ksen,  ift nikol, X100.
Siyah opak mineral-ilmenit, l-l koks n.



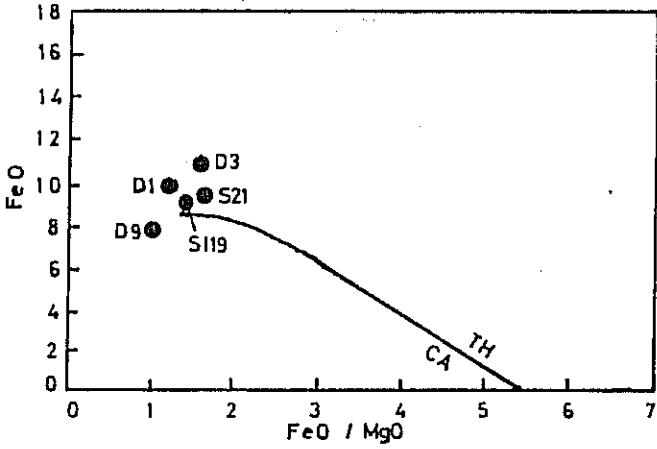
Şekil 19. Mikrodiyoritte yapraklanma, mikroskopta g r n ş,  ift
nikol, X40. Ho-hornblend, p-plajiyoklaz.



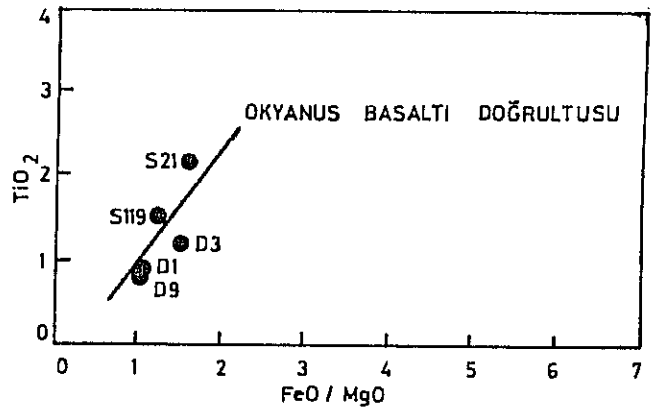
Şekil 20. Dolerit ve mikrodiyoritlerin alkali silis içerikleri. Ayırım çizgisi MacDonal ve Katsura (1984)e göre (Kuru örnek, 100 bazına göre hesaplama).



Şekil 21. Dolerit ve mikrodiyoritte FeO/MgO-SiO₂ değişimi. Ayırma Çizgisi Miyashiro (1975)e göre. (Kuru örnek, 100 bazına göre hesaplama).



Şekil 22. Dolerit ve mikrodiyoritte FeO_T/MgO-FeO_T değişimi. Ayırım Miyashiro (1975)e göre (Kuru örnek, 100 bazına göre hesaplama).



Şekil 23. Dolerit ve mikrodiyoritte FeO_T/MgO-TiO₂ değişimi. Miyashiro (1975)e göre (Kuru örnek 100 bazına göre hesaplama).

(geç kristalleşme) safhada piroksenin kaynak sıvı ile reaksiyon yaparak hornblende dönüştüğüne işaret edebilir.

Feldispatlar doleritlerdekinin aynıdır. Bunlar da milonitleşmişlerdir.

Hornblend çatlaklarında 0.025-0.05 mm büyüklüğünde opak manyetitler genellikle sarı demir oksitler ile birlikte bulunurlar.

Feldispatların ayrışması ile kaolin, serizit ve epidot oluşurken hornblend'ler tremolit klorit, ve limonit görünümündeki demir oksite dönüşmüştür. Yer yer 0.1-0.15 mm kalınlığında kalsit damarcıkları kayaçları kesmektedir.

2.2.4. Kayaçların kimyası

Ultrabazik zona ait serpantinleşmiş üç ultrabazik ve bazik kayaçları temsil eden beş doleritik dayk kayacı ana element analizleri için seçilmiştir. Tane boyutlarının genellikle çok büyük olması ve bantlı yapıları yüzünden gabro örneklerinin analizi yapılmamıştır. Kayaçların Na ve Ti dışındaki elementleri, cam peletler kullanılarak X-ışınları floresan spektrofotometresi ve Norrish-Hutton (1969) metodu ile, Çimento Müstahsilleri derneği laboratuvarlarında belirlenmişlerdir. Ultrabazik kayaçların ana elementleri atomik absorpsiyon ile bulunmuştur. Bütün örneklerde Ti spektrofotometre, Na alev-fotometresi ile ölçülmüştür. X-ışınları floresan analiz kalibrasyonları için çeşitli internasyonel kayaç standartları kullanılmıştır.

2.2.4.1. Ultrabazik kayaçlar

Ultrabazik kayaçların kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir. Kayaçlarda SiO_2 % 38.64 - 41.90 arasında, FeO % 15.15-19.16 arasında değişmektedir. Al_2O_3 ölçüm limitlerinin altında olduğundan değerleri elde edilememiştir.

İleri derecedeki serpantinleşme yüzünden elde edilen değerler gerçek bileşimi yansıtmamaktadır. Ayrışma yüzünden olivin ve piroksenlerin de mineral kimyaları belirlenememiştir.

Çizelge 1. Serpantinitlerin kimyasal bileşimi

EDH1 ve P1 ilksel harzburjit

EDH2 ilksel dünit

	EDH1	EDH2	P1
SiO ₂	38.58	42.86	38.64
TiO ₂	0.40	-	0.16
Al ₂ O ₃	-	-	-
Fe ₂ O ₃	16.87	15.15	19.16
MgO	39.57	31.29	36.28
H ₂ O	5.18	10.22	6.40
Total	100.60	99.52	100.64

2.2.4.2. Dayk kayaçları

Analizi yapılan örnekler daha önce petrografilerine göre dolerit (S21, S119) ve mikrodiorit (D1, D3, D9b) olarak tanımlanmış kayaçlardan seçilmişlerdir. Bunların içinde D3 yapraklanma yapısı göstermektedir. Analiz sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir.

Tüm kayaçlarda SiO₂ % 46.39-50.76 arasında, Na₂O/K₂O % 5.04-29.14 arasında değişmektedirler. Kayaçların Na₂O/K₂O ortalaması olan % 14.31 ve Al₂O₃ değerleri Cann (1971) tarafından verilen okyanus bazalts değerleri ile (Na₂O/K₂O ortalaması için % 12.50 ve Al₂O₃ için % 16.01) uyumludur.

Kayaçların biri dışında tümü SiO₂ alkali içeriklerine göre subalkalin özellik gösterirler (Şekil 20). Tek bir örneğin alkalin alana düşmesi büyük bir olasılıkla Na-metasomatozu yüzündendir. (Miyashiro 1975 ve Vallance, 1974). FeO/MgO-SiO₂ (Şekil 21) diyagramında kayaçlar iki örnek dışında toleyitik alana düşerler. Kalkalkalin alandakiler de büyük olasılıkla gerçekte toleyitik olup ayrışma yüzünden kalkalkalin nitelikte görülmektedirler. Fe_T/MgO - FeO değişimi (Şekil 22) toleyitik niteliği kanıtlar. Kayaçların Fe_T/MgO - TiO₂ değişimi (Şekil 23) Okyanus basaltlarla uyumludur.

Çizelge 2. Doleritik kayaların kimyasal bileşimi. S21 ve S119 dolerit, D1, D3 ve D9 mikrodiyorit.

	D1	D3	D9	S21	S119
SiO ₂	46.39	48.06	50.76	45.39	50.57
TiO ₂	0.85	1.16	0.84	2.22	1.42
Al ₂ O ₃	16.05	16.65	16.77	16.25	16.07
Fe ₂ O ₃	10.62	11.38	8.13	12.01	9.55
MgO	9.16	6.74	7.66	7.34	6.29
CaO	11.99	10.41	9.74	9.39	8.26
Na ₂ O	2.04	3.16	2.62	3.76	3.16
K ₂ O	0.07	0.22	0.53	0.32	0.30
Total	99.58	99.30	99.19	99.23	99.01
Na ₂ O/K ₂ O	29.14	14.36	5.04	12.13	10.90
FeO ^x _T /MgO	1.04	1.52	0.95	1.47	1.27

Dolerit ve mikrodiyorit olarak adlandırılan kayaların kimyaları birbirine çok benzemektedir. Mikrodiyoritler SiO₂ içeriklerine göre bazik bileşim göstermektedirler. Bu bulgu büyük bir olasılıkla mikrodiyoritlerin döterik (geç kristalleşme safhası reaksiyonları) veya metamorfik etkenlerle doleritlerden oluştuklarını göstermektedir.

2.3. EKONOMİK CEVHER MINERALLERİ

2.3.1. Kromitler

Kromit Edige ultramafik kütleli içinde ultrabazik zonun tipik mineral fazlarından biridir. Mafik zonda ise yalnız dünit içinde akse-suar mineral olarak bulunur.

^x FeO_T = toplam FeO.

Ultrabazik zonda kromit dünit ve harzburjitler içinde iki şekilde dağılmıştır. i) serpinti kromit tanecikleri, tüm dünit ve harzburjit içinde en çok % 1 oranında bulunur. ii) cevher kromit, yalnızca dünit merccekleri içinde kromitin konsantre olması (kromit % 10'dan fazla, Thayer, 1970) ile meydana gelen az sayıda, patates şekilli (podiform) kromitit kütleleridir.

Kromitit kütleleri Edige kütlesi içinde ekonomik kromit ocaklarını oluşturmaktadır. Çalışma sırasında Tümbek tepe, Ocaklı tepe, Edige köyü ve Emine Pınarı Çeşmesi dolaylarında sekiz terkedilmiş ocak bulunmuştur. Hiç çalıştırılmamış konsantre cevhere rastlanmamıştır. Eskiden kalma cevher ocaklarında da cevher kütlelerinin (patates veya çuval = pod) şekli dolayısı ile, kalıntı cevher olasılığı çok azdır.

Kromit ekonomik değerinin yanında oluşum koşullarını yansıtan yapısal dokusal ve kimyasal özellikleri ile de önemli bir kayaktır. Edige ultramafik kütlesi kromititlerinin özellikleri aşağıda verilmektedir.

2.3.1.1. Kromititlerin yapısal özellikleri

Genellikle masif patates veya çuval şekilli en fazla 50 m çapında podiform tipi kütlelerdir. Bazılarında düzensiz ve devamsız şiliren (schlieren) bantlanması vardır.

Bir kaç yerde ince bantlar oluşturdukları görülmüştür. Bunlar bir-iki tane kalınlığında ve bir kaç metre uzunluğundadırlar.

2.3.1.2. Kromititlerin petrografisi

Kromititler genellikle ilksel dokularını korumuşlardır. Kromit ile olivinin çeşitli oranlarda iç içe geçmesi ile oluşan ağ, zincir, şiliren (Shlieren) dokular, oluşum sırasındaki kümülat özellikleri temsil ederler. Mikroskopta ayrıca daha sonraki deformasyonlar yüzünden oluşan ezik doku, tanelerin kırılması çatlaması, özellikle olivinlerin parçalanması ve seyrek olarak çek-ayır (pull-apart) uzamalar ile belirlenir.

Kromit öz veya yarı öz şekilli, bazen yuvarlak veya kenarlarından aşınmıştır. Olivin genellikle yarı öz şekillidir.

Nodüller doku yalnızca bir kromit ocağında (Edige köyü) görülmüştür. Nodüller genellikle oval biçimdedir. Uzun eksenleri 0.4-20 mm arasında değişir.

2.3.1.3. Kromitlerin kimyasal özellikleri

Ultramafik kütle içinde dağınık olarak bulunan beş ocağın alınan kromit örneklerinin ana element analizleri yapılmıştır. Kromit içinde bulunan kromit yaş gravite metodu ile olivinden ayrılmış ve analiz için % 99 a kadar saflaştırılmış örnekler kullanılmıştır.

Çizelge 3. Kromitlerin kimyasal bileşimi

A1-Tümbek tepe, B2-Ocaklık tepe,
C1-Edige köyü, F1-Emine Pınar,
Çeşmesi.

	A1	B2	B3	C1	F1
Cr_2O_3	60.02	58.36	61.76	60.20	58.76
Al_2O_3	8.34	9.05	8.69	10.70	12.19
MgO	10.76	8.67	9.75	12.63	12.85
Fe_2O_3	17.64	17.71	17.50	17.56	16.59
CaO	0.40	0.12	0.59	-	0.18
SiO_2	0.57	1.69	1.46	0.22	-
Toplam	97.73	95.60	99.75	101.09	100.57

Kromitin ana elementleri olan Cr, toplam Fe, Mg ve Al X-ışınları floresan spektrometre ile Maden Tetkik ve Arama Enstitüsünde tayin edilmişlerdir. Çizelge 3 kromitlerin bileşimini vermektedir.

Kromitlerde Cr_2O_3 oranı % 58.36-61.76 arasında Al_2O_3 % 8.34-12.19 arasında değişmektedir. Toplam FeO oldukça sabittir (% 16-17).

Kromitin bu bileşimi Alpin tip podiform kromitlerinkine uymaktadır (Thayer, 1970).

2.3.2. Diğer ekonomik mineraller

Manyezit

Manyezit serpantinden sonra gelen ikinci önemli ayrışım ürünüdür. Ultrabazik zonda değişik ölçeklerde çatlaklar içinde ve fay zonlarında damarlar halinde oluşmuştur. Mikroskopik boyutlarda sıklıkla görülmekte, gözle görülebilen yumru ve damarlar halinde de bulunmaktadır. Az sayıda masif blokları oluşturanlardan. Sivri tepe dolayındaki işletilmiş ve terkedilmiştir. Ayrıca milimetreden 30 cm'ye kadar değişen damarlar halinde kütlenin orta kısmında Korubağları, Gödeleşdere, Efendinin öz deresi ve Sivritepe dolayları ile kütlenin batısında Memonun ağıl dere ve Emir'in dere dolaylarında yoğunlaşmıştır.

Silis mineralleri

İleri derecede bozuşma sonucunda ultrabazik zonda serpantin ayrışarak sarı limonit tozu (ochre) ile birlikte silis mineralleri vermektedir. Genellikle jasper veya kolloidal silis oluşmuştur. Bunlar yer yer az oranda mikroskopik boyutlarda serpantin ağ dokusunun içinde olduğu gibi bir kaç metre çapında masif yüzlekler de verirler.

Krizotil

Ultrabazik zonda dağınık olarak çok ince (bir iki mm kalınlıkta) damarlar halinde sıklıkla oluşmuştur. Çamsivrisi tepe dolayındakilerin kalınlıkları 1 cm'ye ulaşmaktadır. Edige köyünün güneyinde işletilip terkedilmiş bir krizotil ocağı bulunmaktadır.

BÖLÜM 3 BULGULAR VE TARTIŞMA

3.1. Edige ultramafik kütesinin oluşumu

Edige ultramafik kütesi Ankara melanjana ait ofiyolitli melanj ve kalker bloklu melanj kuşakları arasında yer alan büyük bir bloktur. Kütlenin bu melanj kuşakları ile ilişkileri şöyle özetlenebilir.

1. Ultramafik kütle batı sınırın büyük bir bölümünde kalker bloklu melanj kuşağı tarafından tektonik olarak üzerlenmekte, aynı bindirme fayının devamı bu melanj kuşağını ofiyolitik melanj kuşağı üzerine getirmektedir.
2. Kütlenin ofiyolitik melanj kuşağı ile olan doğu ve batı dokanakları genellikle normal ilişkidir.
3. Kütle çok serpantinleşmiş ultrabazik kayalardan oluşmuştur. Benzer kayaç parçaları ofiyolitik melanj kuşağı içinde bulunmaktadır.

Bu ilişkiler Edige ultrabazik kütesinin ofiyolitik melanj kuşağı içinde yerleşmiş bir blok olduğunu göstermektedir.

Kütlenin doğu-batı sınırları arasında uzun eksen boyunca yapılan traverslerden alınan sistematik örnekler (Şekil 4), bu büyük blokun, çoğunlukla ultrabazik kayalardan oluşan sürekli bir kayaç bileşimi içerdiğini kanıtlamıştır.

Kütlenin çalışma alanı içinde kalan bölümünde ultrabazik ve mafik olarak tanımlanan iki zon ayırdedilmiştir. Ultrabazik zon, ileri serpantinleşme ve deformasyonlar yüzünden, ilksel özelliklerini kaybetmişse de kalıntı minerallerde izlenen deformasyon şeritleri bazı ortorombik piroksenlerin paralel sıralanmaları, kromititlerde görülen bantlar manto koşullarında oluşan tektonik dokuyu belirler. Bu zonda bulunan düzensiz dünit ve piroksenit bantları büyük bir olasılıkla deforme olmuş manto kökenli ilksel bantlanma kalıntılarıdır (Moores, 1969). Thayer (1963) bunların oluşumunu mantoda meydana gelen katı akımlarla açıklar.

Kromititlerin yapı doku ve kimyasal bileşimleri podiform tip kromitlerinkine uymaktadır. Mafik zonda bulunan dünitler çok serpantinleşmiş olduklarından ilksel özelliklerini göstermezler. Bu zondaki piroksenit ve gabrolar kümülat dokuludur. Düşük K'lu toleyitik bileşim veren doleritik dayklar her iki zon kayaçlarını da kesmektedir. Kenarlarındaki çabuk soğuma zonları bunların sıvı olarak daha önceden soğumuş kayaçlar içine girdiklerini gösterir. Bütün bu bulgular bilinen diğer Alpin tip ofiyolitik peridotit-gabro kütlelerinin özelliklerine uymaktadır (Coleman,1971). Dolayısı ile ultrabazik zon ofiyolitik bir dizilimin tektonik-metamorfik alt bölümü mafik zon ise geçiş ve kümülat bölümü ile eşdeğerdir. Böylece, kütle üst manto ve bir bölüm kabuk içeren okyanus litosterinin bir parçasını temsil etmektedir. Okyanus kabuğunun en üst birimleri olan, yastık lavlar ve tortul örtü bulunmadığı için de eksik dizi bir ofiyolittir.

3.2. Edige ultramafik kütlelerinin yerleşimi

Edige kütlelerinin ofiyolitik melanj kuşağı içindeki yerleşme mekanizması ve yaşı çalışma sırasında elde edilen bulgularla tam açıklığa kavuşmuş değildir. Ankara melanjı içindeki parçaların yerleşimini Bailey ve Mc Callien (1950) tektonik süreçlerle, Gansser (1959) ve Norman (1973) olistostrom kaymaları ile açıklar. Çok büyük bir blok olan Edige kütleleri için her iki yerleşme mekanizması da geçerli olabilir. Yine de kütlelerin çalışma sırasında elde edilen yapısal ve dokusal özellikleri oluşumundan sonra birden fazla deformasyon evresinden geçtiğini göstermektedir; i) İlk evre manto içi oluşum sırasındaki süreçlerle ilgilidir, ve harzburjit ve dünitin tektonik dokuları oluşmuştur, ii) Birinci evrede oluşan tektonik dokunun genellikle kaybolması, dayk kayaçlarının çoğunluğundaki milonitleşme (Augusthistis, 1979) ve bazılarındaki yapraklanma dokusu, eklemlerin ortaya çıkması (ki kuzey-güney yönlü bir sıkışma tektoniğine işaret eder) oluşumundan sonraki tektonik etkenlerle açıklanabilir. Kütlelerin doğrultusu üzerinde Norman (1985)'in gösterdiği başka bir ofiyolit kütlelerinin ve Çankırı dolayındaki Akyürek ve diğerlerinin (1979) tanımladığı Eldivanlı ofiyolit kompleksinin bulunmaları, üçünün tek büyük bir okyanus kabuğundan kopmuş parçalar olabileceğini akla getirmektedir.

Son yıllarda yapılan çalışmalar Ankara melanjinin oluşumunun Tetis okyanusunun evrimi ile bağlantısını ortaya çıkarmıştır (Robertson ve Dixon, 1985). Bu açıdan bakınca kütle Tetis okyanus litosterinin iyi korunmuş bir parçası olarak yorumlanabilir.

BÖLÜM 4 SONUÇLAR

Çalışma sırasında elde edilen sonuçlar şöyle özetlenebilir.

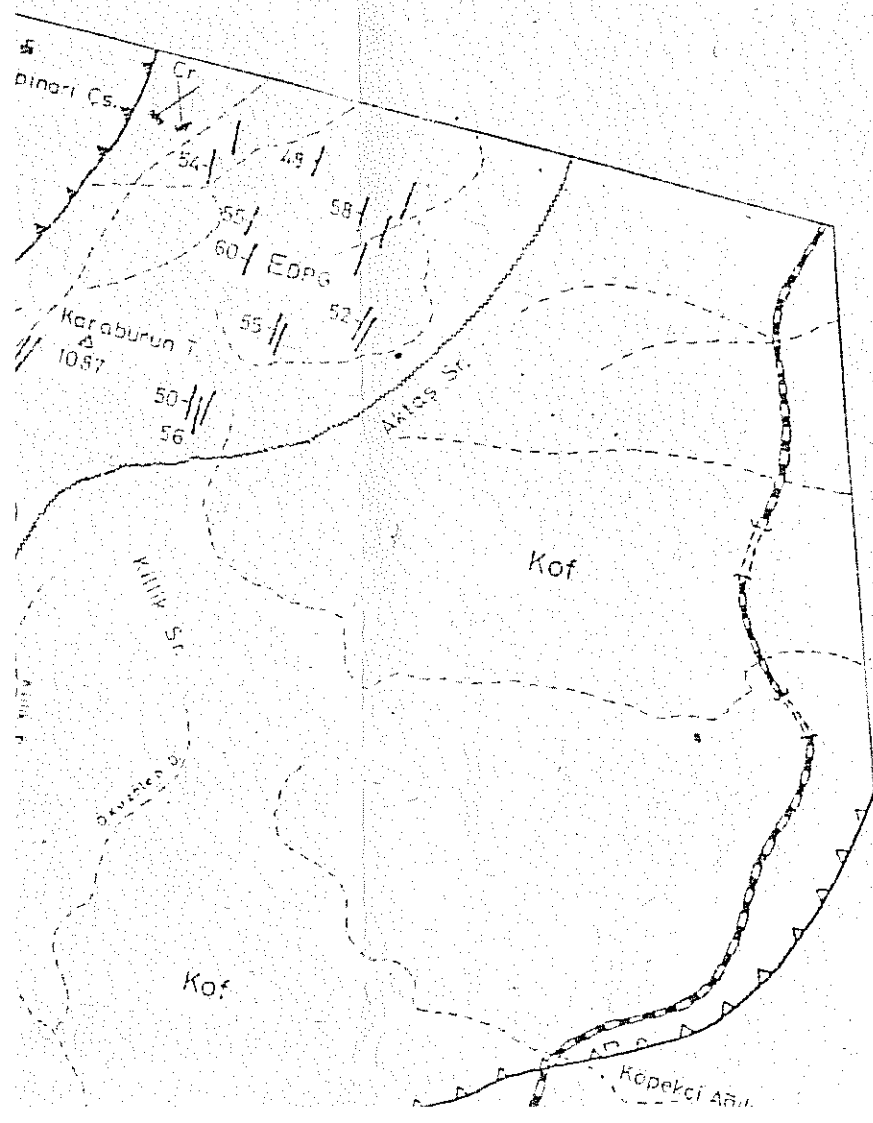
1. Edige ultramafik kütlesi Anakara melanjininin ofiyolitik melanj kuşağı içinde yerleşmiş büyük bir bloktur.
2. Kütle çoğunluğunu ultrabazik kayaların oluşturduğu sürekli bir kayaç bileşimi içerir.
3. Jeolojik ve kimyasal özellikler Alpin tip ofiyolitik peridotit-gabro kütlelerinin özelliklerine uymaktadır. Bu ofiyolitlerde bulunan tektonik-metamorfik, geçiş ve kümülat zonları Edige ultramafik kütlelerinde de bulunmaktadır.
4. Yapısal ve dokusal özellikler oluşumundan sonra birden fazla tektonik evreden geçtiğini göstermektedir.
5. Ankara melanjininin Tetis okyanusu evrimi ile bağlantısı açısından Edige ultramafik kütlesi, Tetis okyanusunun iyi korunmuş bir parçası olarak yorumlanabilir.
6. Ankara melanji içine yerleşme mekanizması henüz açıklığa kavuşmuş olmadığından daha ayrıntılı çalışma gereklidir.

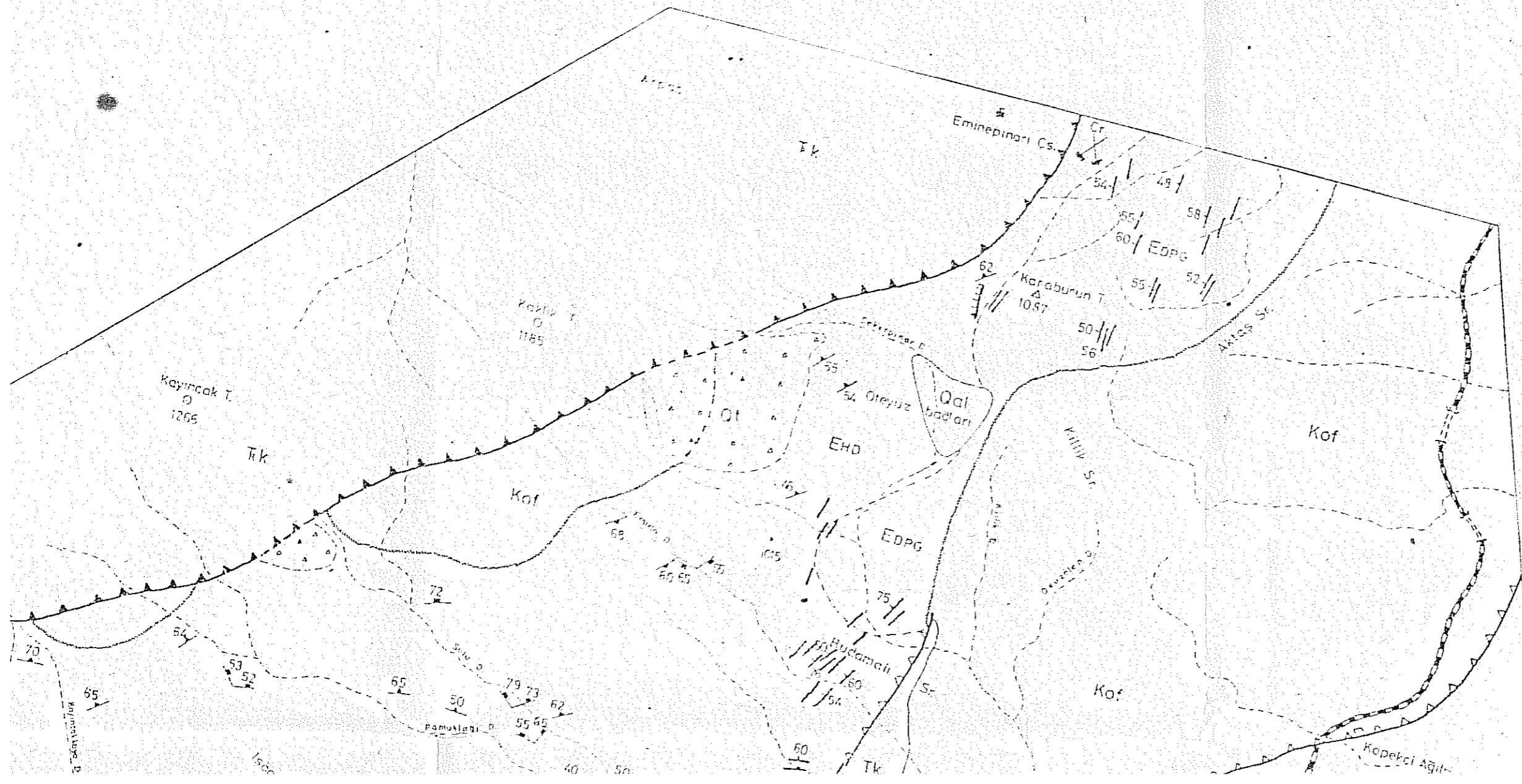
R E F E R E N C E S

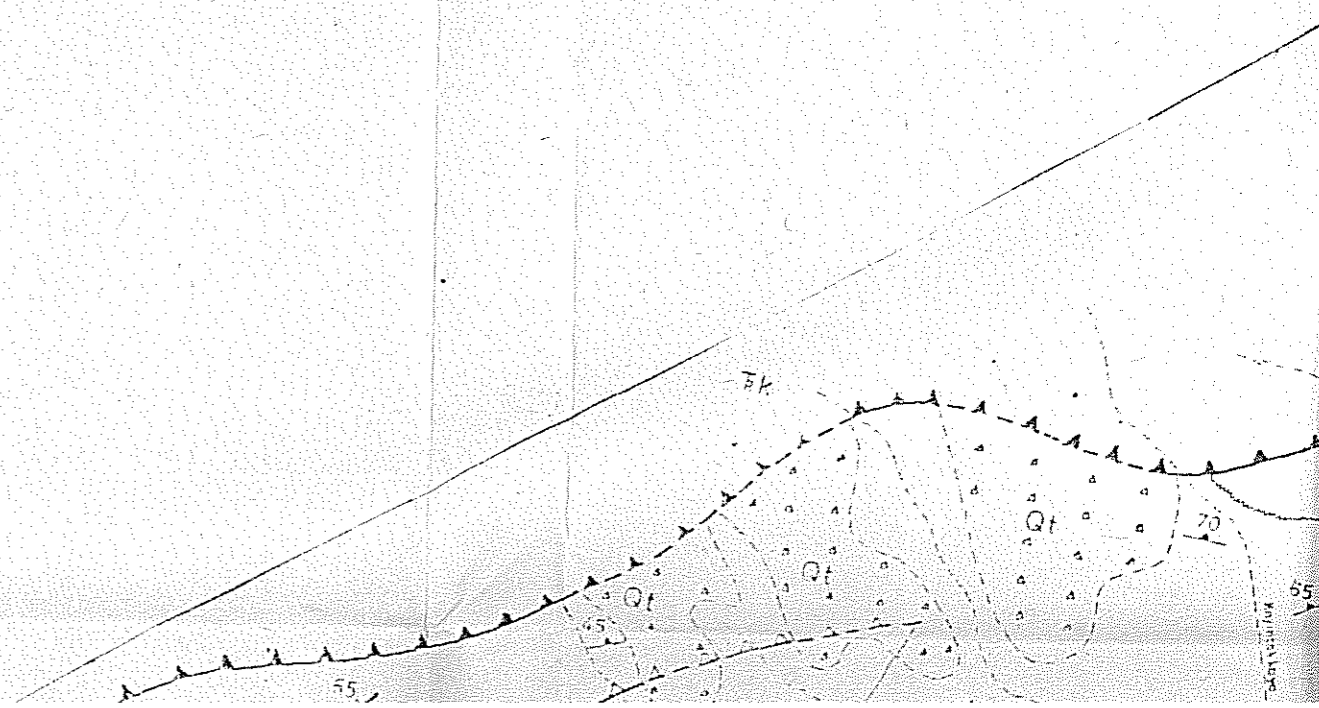
- Akyürek, B., Bilginer, E., Dağar, Z., Soysal, Y., and Sunu, O., 1979, Eldivan-Şabanözü (Çankırı) dolayında ofiyolit yerleşmesine ilişkin bulgular. Jeol.Müh. Odası yayınları, No.9, 5-11.
- Akyürek, B., 1981, Ankara Melanjı'nın kuzey bölümünün temel özellikleri. T.J.K. İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, 41-45.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağar, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H., and Hakyemez., 1982, Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının jeolojisi. M.T.A., Rap. No. 7298.
- Augustithus, S.S., 1979, Atlas of the Textural Patterns of Basic and Ultrabasic Rocks and their Genetic Significance: Walter de Gruyter. Berlin, New York, 393 sayfa.
- Bailey, E.B., and McCallien, W.J., 1950, The Ankara Melange and the Anatholian thrust. M.T.A. Bull., Vol. 13, No. 40, 17-21.
- Batman, B., 1977, Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjın incelenmesi. H.Ü. Yerbilimleri Ens., Doçentlik tezi, 172 sayfa.
- Bilgütay, Ü., 1960, Hasanoğlan-Ankara civarının jeolojisi. M.T.A. Dergisi, No. 54, 46-53.
- Boccaletti, M., Bartoletti, V., and Sağrı, M., 1966, Ricerche sulle ofioliti delle Catene Alpine: 1, Osservazioni sul'Ankara Melange nella zona di Ankara, Boll.Soc.geol. It., Vol. 85, 485-508.
- Cann, J.R., 1971, Major-element variations in ocean-floor basalts. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., No. 268A, 495-505.
- Closs, M., 1982, Flow melanges: Numerical modelling and geological constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 93, 330-345.

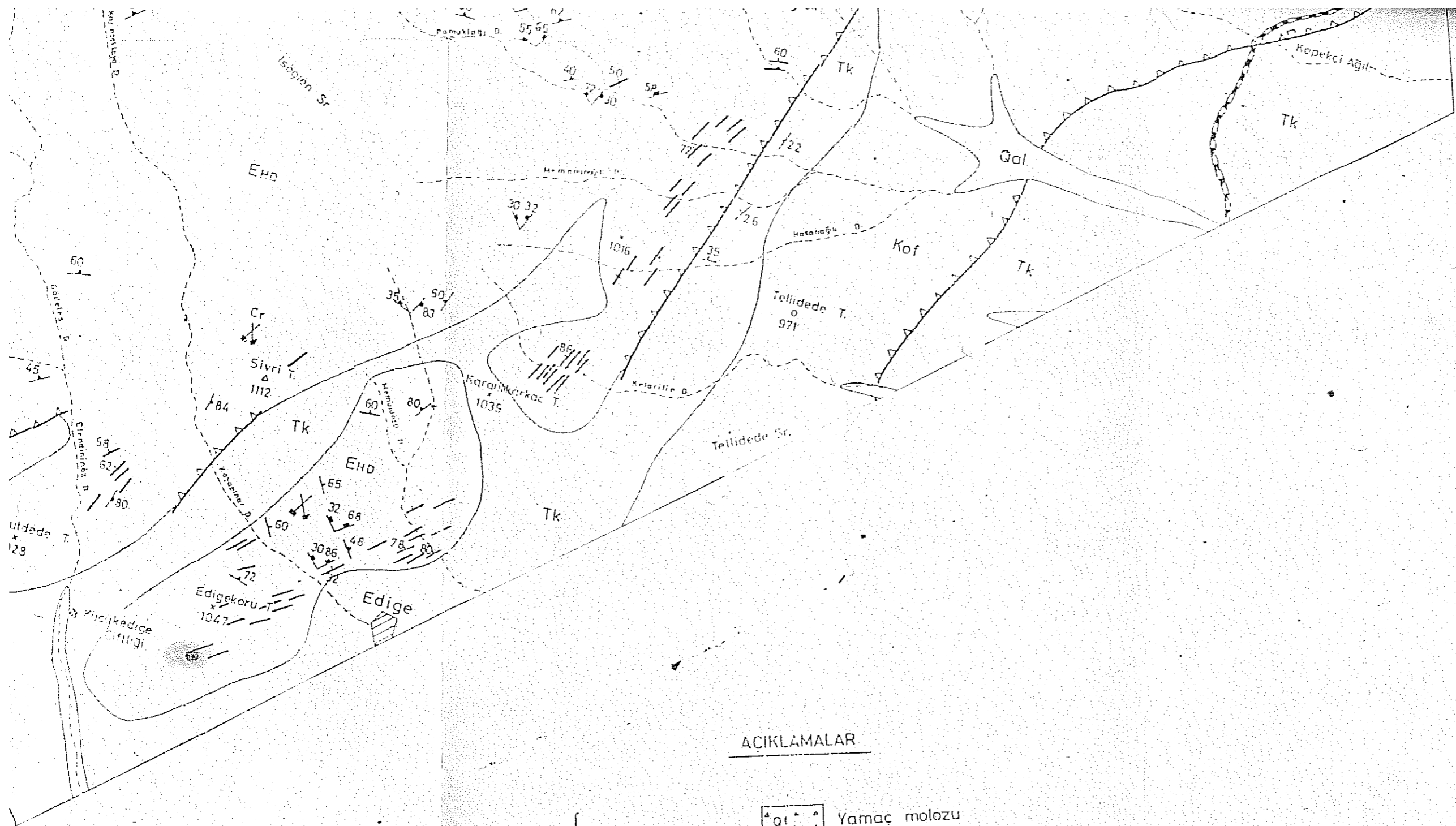
- Çapan, U., 1981, Ankara Melanjı hakkındaki görüşler ve Melanjın Gökdere Aktepe yöresindeki özelliklerine ait gözlemler. İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu tebliğleri, Ankara 1981, 27-30.
- Chaput, E., 1936, Voyages d'etudes géologiques et géomorphogéniques de la Turquie: Mem. de l'Inst. Fr. d'Archeal, de Stamboul II, VIII. Paris.
- Coleman, R.G., 1971, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. J. Geophys. Res., Vol. 76, 1212-1222.
- Çalgın, R., Pehlivanlıoğlu, H., Ercan, T., and Şengün, M., 1973, Ankara civarı jeolojisi. M.T.A. Rap. No. 6487.
- Çapan, U.Z., 1981, Ankara Melanjı hakkındaki görüşler ve melanjın Gökdere-Aktepe yöresindeki özelliklere ait gözlemler. T.J.K. İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, 27-31.
- Erol, O., 1956, Ankara güneydoğusundaki Elmadağı ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi üzerine bir araştırma. M.T.A. Yayınları, Seri D, No.9.
- Erol, O., 1981, Ankara Melanjı deyiminin tarihçesi. İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu tebliğleri, Ankara 1981, 32-4.
- Gansser, A., 1959, Ausseraphine Ophiolit probleme: Eclog. Geol. Helv., Vol. 52, 659-680.
- MacDonald, G.A., ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian Lavas. J. Petrol., 5, 82-133.
- Miyashiro, A., 1975, Classification Characteristics and origin of ophiolites. J.Geol., V.83, 249-81.
- Moore, E.M., 1969, Petrology and Structure of the Vourinos Ophiolitic Complex of Northern Greece. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 118, 74 sayfa.
- Norman, T., 1972, Ankara-Yahşihan bölgesinde Üst Kretase-Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi. T.J.K. Bült., Vol. 15, No. 2, 180-276.
- Norman, T., 1973, Ankara-Yahşihan bölgesinde Üst Kretase-Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi. T.J.K. Bült., Vol. 16, No. 1, 41-66.

- Norman, T., 1975, Flow features of Ankara Melange: 9th. Intern. Sedim. Congr., Nice, France, No.4, 246-248.
- Norman, T., 1985, The role of the Ankara Melange in the development of Anatolia: Geological evolution of the Eastern Mediterranean Simpozyumu tebliğleri, A.H.F. Robertson and J.E. Dixon, ed. Geological Society Special Publication No. 17, 441-447.
- Norrish, K. ve Hutton, J.T., 1969, An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geologic samples. Geochim. et Cosmochim. Acta, v.33, 431-453.
- Robertson, A.H.F., and Dixon, J.E., 1985, Introduction. aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geological evolution of the Eastern Mediterranean Simpozyumu tebliğleri. A.H.F. Robertson and J.E. Dixon, ed. Geological Society Special Publication No. 17 1-74.
- Streckeisen, A.L., 1973, Plutonic rocks: Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. Geotimes, 18, 26-30.
- Tankut, A., 1985, Basic and ultrabasic rocks from the Ankara Melange, Turkey: Geological evolution of the Eastern Mediterranean Simpozyumu tebliğleri. ed: AHF Robertson ve J.E. Dixon, Geological Society Special Publication No. 17, 441-447.
- Thayer, T.P., 1943, Flow layering in Alpine Peridotite-Gabbro Complexes. Miner. Soc. Amer. Spec. Paper 1, 55-61.
- Thayer, T.P., 1970, Chromite segregations as petrogenetic indicators. Geol. Soc. South Africa, Special publication No.1, 380-390.
- Unalan, G., 1981, Ankara Güneybatısındaki "Ankara Melanjı"nın Stratigrafisi. T.J.K. İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, 46-52.
- Vallance, T.G., 1974, Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. J. Petrol., v.15, 79-86.
- Yıldırım, M., 1974, Geology of Kızıldağ-Edige region Elmadâğ-Ankara, Master tezi (yayınlanmamış), O.D.T.Ü., 80 sayfa.

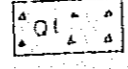
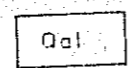
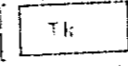
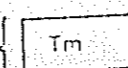
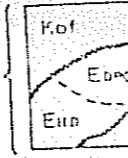







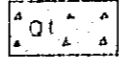
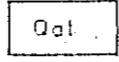
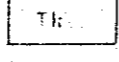
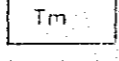
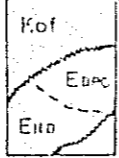
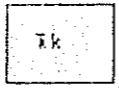








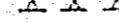
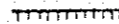
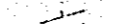

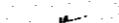




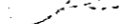

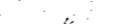

AÇIKLAMALAR

KUVATERNER	}		Yamac molozu	
			Alüvyon	
TERSİYER	}	Üst Miyosen - Pliyosen		Kavaklı Formasyonu
		Oligosen		Miskincidere Formasyonu
KRETASE	}	Üst Kretase (Santoniyen - Kampaniyen)		Ofiyolitik melanj Eka: Harzburjit & dünit Eba: Dünit, piroksenit & gabro
TRİYAS		}	Orta - Üst Triyas	
			----- Blok sınırı (kesik çizgi olasılı sınır)	
		----- Formasyon sınırı (kesik çizgi olasılı sınır)		
		----- Zon sınırı		



ACIKLAMALAR

KUVATERNER	}		Yamac molozu
			Alüvyon
TERSİYER	}	Üst Miyosen - Pliyosen 	Kavaklı Formasyonu
		Oligosen 	Miskinçidere Formasyonu
KRETASE	}	Üst Kretase (Santoniyen - Kampaniyen) 	Ofiyolitik melanj Eba: Harzburjil & dünit Eib: Dünit, piroksenit & gabro
		Orta - Üst Triyas 	Kalker bloktu melanj

-  Blok sınırı (kesik çizgi olasılı sınırı)
-  Formasyon sınırı (kesik çizgi olasılı sınırı)
-  Edige ultramafik kütleinde zon sınırı
-  Bindirme fayı
-  Olasılı bindirme fayı
-  Ters fay
-  Olasılı ters fay
-  Normal fay
-  Tabakaların doğrultu ve eğimi
-  Dünit bantlarının doğrultu ve eğimi
-  Eklemlerin doğrultu ve eğimi
-  Eklemler grubu doğrultu ve eğimi
-  Doleritik daykların doğrultu ve eğimi
-  Doleritik dayk 90° eğimli
-  Dere (kesik çizgi : kuru dere)
-  Kaynak
-  Demiryolu
-  Köy
-  Terkedilmiş ocağ

