

**YUVAKÖY CİVARINDAKİ ANKARA
KARMAŞIĞININ PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ**

131039

**PETROLOGICAL CHARACTERISTICS OF
ANKARA MELANGE AROUND YUVAKÖY REGION**

ASUMAN YILMAZ

Hacettepe Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetmeliğinin
JEOLojİ Mühendisliği Anabilim Dalı İçin Öngördüğü
YÜKSEK LİSANS TEZİ
olarak hazırlanmıştır.

2003

131039
YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
HACETTEPE ÜNİVERSİTESİ

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne.

Bu çalışma jürimiz tarafından **JEOLojİ ANABİLİM DALI' nda YÜKSEK MÜHENDİSLİK TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Başkan

Prof. Dr. Yavuz ERKAN

Üye

Doç. Dr. İ. Sönmez SAYILI

Üye

Doç. Dr. Ersen BUKET

Üye (Danışman)

Yrd. Doç. Dr. Üner ÇAKIR

Üye

Yrd. Doç. Dr. Yurdal GENÇ

ONAY

Bu tez/...../..... tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca belirlenen yukarıdaki jüri üyeleri tarafından tarihinde kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Seyfi KULAKSIZ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

YUVAKÖY CİVARINDAKİ ANKARA KARMAŞIĞININ PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Asuman Yılmaz

ÖZ

Yuvaköy ve çevresi Ankara – Çankırı Ofiyolitinin yüzeylendiği bir bölgedir. Yuvaköy Ofiyoliti alttan üste doğru tektonik karmaşık, volkanik – sedimanter seri, tektonitler ve kümülatlardan meydana gelir. Bu birimler Kretase ve Tersiyer yaşlı sedimanter birimler tarafından örtülmektedir. Genç volkanitler ise Tekke volkanitleri ile temsil edilmektedir.

İnceleme alanında tektonik karmaşık değişik boyutlarda harzburjit, gabro, diyorit, diyabaz, bazalt, radyolarit ve kireçtaşı bloklarından meydana gelmektedir. Tektonitler serpantinleşmiş harzburjitlerden oluşmaktadır. Volkanik ve sedimanter seri ise bazalt, radyolarit, kireçtaşı ve çörtün ardalınlı veya karmaşık olarak bulunduğu seri ile temsil edilmektedir. Tekke volkanitleri ise andezitik lav, aglomera ve tüflerden oluşmaktadır.

Kimyasal analiz sonuçları yardımıyla bölgede yüzeylenen diyabaz dayklarının toleyitik, bazaltların ise alkali karakterde olduğu saptanmıştır. Tekke volkanitlerinden andezitler üzerinde yapılan kimyasal analiz sonuçları bunların ortaç bileşimde, subalkali karakterde, andezit- dasit bileşiminde olduğunu göstermiştir.

Harzburjitler ileri derecede serpantinleşmeye uğramıştır. Bu değişimler bölgenin yeşilist fasiyesi koşullarında düşük – orta dereceli değişime uğramasından kaynaklanmaktadır. Bazaltik kayaçların metasomatizmadan etkilenecek şekilde spilitleştiği belirlenmiştir. CIA değerleri, bölgedeki kayaçların ortaç zonun ilk evrelerinde kimyasal bozunmaya uğradığını göstermiştir.

Çalışma alanında yüzeylenen birimler Alpin Orojenik Hareketlerinin izlerini taşır. İnceleme alanında yerleşim sırasında ve yerleşim sonrasında oluşan deformasyon yapıları bindirme fayları ile izlenir.

Anahtar Kelimeler: Ankara – Çankırı Ofiyoliti, Yuvaköy, Petroloji, Türkiye

PETROLOGICAL CHARACTERISTICS OF ANKARA MELANGE AROUND YUVAKÖY REGION

Asuman Yılmaz

ABSTRACT

Yuvaköy and its surrounding are an area where Ankara – Çankırı ophiolite crops out. Yuvaköy ophiolite consist of ascending formations of tectonic complex, volcanic – sedimentary sequence, tectonites and cumulates. These units are covered by Cretaceous and Tertiary aged sedimentary units. Young volcanites are represented by Tekke volcanites.

In the examined field, tectonic complex consist of heterogenous harzburgite, gabbro, diorite, diabase, basalt, radiolarite and limestone bloks. Tectonites are represented by serpentized formed harzburgites. Volcanic and sedimentary sequence comprises of basalt, radiolarite, limestone and in chert alternations. Tekke volcanites comprise of andesitic lava, agglomerate and tuffs.

By means of the results of the chemical analyses, diabase dikes cropping out in the region determined to be of tholeiitic and basalts as alkaline in character. Results of chemical analyses performed on the andesites of Tekke volcanites indicated that these are of intermediate compositions, sub – alkaline character and andesitic – dacitic compositions.

Harzburgites underwent an advanced level of serpentization. Such transformation result from the fact that the area was subject to low – medium grade metamorphism of greenschist facies conditions. It is determined that basaltic rocks are spilitized due to the deu effect of metasomatism. CIA values indicated that the rocks in the area underwent chemical alteration at begining stages of medium zone.

The units surfaced in the studied area, bear traces of Alpine Orogenic Movements. Deformation structures occured during and after settlement in the studied area are observed as overthrust faults.

Keywords : Ankara – Çankırı Ophiolite, Yuvaköy, Petrology,

TEŞEKKÜR

2000 – 2003 yılları arasında Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Yüksek Mühendislik Tezi olarak yürütülen bu çalışma, Yrd. Doç. Dr. Üner Çakır danışmanlığında gerçekleştirilmiştir.

Tez çalışmamın her aşamasında bilimsel katkılarda bulunan, görüş, bilgi ve eleştirilerinden yararlandığım, ilgi ve yardımlarını gördüğüm danışmanım Sayın Yrd. Doç. Dr. Üner Çakır'a,

Mineralojik – Petrografik çalışmalarında görüş ve bilgilerinden yararlandığım Sayın Prof. Dr. Yavuz Erkan'a,

Tez savunması sırasında görüş ve eleştirilerinden yararlandığım jüri üyeleri Sayın Doç. Dr. İ. Sönmez Sayılı, Sayın Doç. Dr. Ersen Buket, Sayın Yrd. Doç. Dr. Yurdal Genç'e,

H.Ü. İncekesit, Kırma – Öğütme ve X – Işınları laboratuvarı elemanlarına,

Tüm öğrenim hayatım boyunca olduğu gibi, tez çalışmamın her aşamasında beni destekleyen aileme,

Sonsuz teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	I
ABSTRACT.....	II
TEŞEKKÜRLER.....	III
İÇİNDEKİLER DİZİNİ.....	IV
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VIII
TABLolar DİZİNİ.....	XI
EKLER DİZİNİ.....	XI
1.GİRİŞ.....	1
1.1.Araştırmanın Amacı.....	1
1.2.İnceleme Alanının Tanıtılması.....	1
1.3.Çalışma Yöntemleri.....	3
1.3.1.Arazi Çalışmaları.....	3
1.3.2.Laboratuvar Çalışmaları.....	3
1.4.Önceki Çalışmalar.....	4
2.ÇALIŞMA ALANINDA YÜZEYLENEN BİRİMLERİN GENEL JEOLojİK ÖZELLİKLERİ.....	9
2.1.Akbayır Formasyonu.....	12
2.2. Ankara Ofiyolitik Karmaşığı.....	12
2.2.1. Tektonik Karmaşık.....	12
2.2.1.1.Damar Kayaçları.....	14
2.2.1.2 Bazaltik Volkanik Kayaçlar.....	16
2.2.1.3.Kireçtaşları.....	17
2.2.2. Volkanik ve Sedimanter Seri.....	18
2.2.3.Tektonitler.....	20
2.2.4..Kümülatlar.....	22
2.3. Haymana Formasyonu	23
2.4.Çayraz Formasyonu.....	24
2.5.Hançili Formasyonu.....	24

İÇİNDEKİLER DİZİNİ (Devam ediyor)

2.6. Tekke Volkanitleri.....	24
2.7.Gölbaşı Formasyonu.....	25
2.8. Alüvyon.....	26
3.MİNERALojİK VE PETROGRAfİK İNCELEMELER.....	27
3.1.Ankara Ofiyolitik Karmaşığı.....	27
3.1.1. Tektonik Karmaşık.....	27
3.1.1.1.Damar Kayaçları.....	27
3.1.1.2 Bazaltik Volkanik Kayaçlar.....	30
3.1.1.3.Mermer.....	34
3.1.2. Volkanik ve Sedimanter Seri	35
3.1.3. Tektonitler	36
3.1.4. Kümülatlar.....	42
3.2. Tekke Volkanitler.....	42
4. OFİYOLİTİK BİRİMLERİ ETKİLEYEN METASOMATİK SÜREÇLER.....	44
4.1. Serpantinleşme.....	44
4.2. Spilitleşme.....	49
5. JEOKİMYA.....	51
5.1.1. Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi.....	52
5.1.1 Diyabaz Daykları.....	53
5.1.2. Bazaltlar.....	60
5.1.3. Andezitler.....	65
6. YAPISAL JEOLojİ.....	73
7. SONUÇLAR.....	77
8.KAYNAKLAR DİZİNİ.....	79
EKLER	

SİMGELER VE KISALTMALAR

Bu çalışmada kullanılan bazı simge ve kısaltmalar , açıklamalarıyla birlikte aşağıda verilmiştir :

<u>Simge</u>	<u>Açıklama</u>
ab	albit
an	anortit
amf	amfibol
ant	antigorit
ap	apatit
by	biyotit
chr	kromit
cprx	klinopiroksen
D	diyabaz
G	gabro
hb	hornblend
hgr	hidrogranat
hm	hematit
hz	harzburjit
il	ilmenit
k	karbonat
kl	klorit
klş	kalsedon
kr	krizotil
krçt	kireçtaşı
liz	lizardit
m	muskovit
mt	manyetit
ne	nefelin
plj	plajiyoklaz
pr	prehnit
prx	piroksen
Q	kuvars
Rd	radıyolarit
ser	serpantin
ol	olivin
op	opak mineral
oprş	ortopiroksen
or	ortoklaz
T	tehtonit
ti	titanit
tr	tremolit
vs	volkanik ve sedimanter seri

SİMGELER VE KISALTMALAR (Devam ediyor)

Diğer Kısaltmalar:

M.T.A.	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
H.Ü.	Hacettepe Üniversitesi
CIPW Sınıflandırması	Cross, Iddings, Pirsson , Washington Sınıflaması
XRD	X- Işınları Difraksiyonu
XRF	X- Işınları Flüoresans Spektrometresi
T	tepe
B	batı
D	doğu
G	güney
K	kuzey
YD	Yuvaköy Diyarbazı
YB	Yuvaköy Bazaltı
YA	Yuvaköy Andeziti
CIA	Kimyasal Bozunma İndeksi



ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil

Sayfa

1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	2
1.2. Ankara Melanji'nın konumu ve alt bölümleri (Boccaletti et.al.,1966) 1-Metamorfik bloklu melanj, 2- Kireçtaşı bloklu melanj, 3- Ofiyolit bloklu melanj, 4-ÜstKretase yaşlı alanlar, 5-Tersiyer Kuvaterner yaşlı alanlar.....	6
2.1. İnceleme alanının jeoloji haritası (Ek-1'deki 1 / 25 000 Ölçekli jeoloji haritasından küçültülerek çizilmiştir.....	10
2.2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik istifi.....	11
2.3. Tektonik karmaşık içerisinde tektonitler ile volkanik- sedimanter kayaçların görünümü (Göksivri Tepenin güneyi.).....	13
2.4. Tektonitler ile volkanik – sedimanter kayaçların görünümü (Yumrukaya Tepenin Kuzeyi.....	13
2.5. Gabroları kesen diyabaz daykının görünümü (Çöpbilmez Tepenin kuzeyinde Lok.19).....	14
2.6. Tektonik Karmaşık içinde serpantinitle kesen diyabaz daykı, (Sarlak Tepe Kuzeyi, AY.70).....	15
2.7. Yastık yapılı lavlarının genel görünümü (Lokasyon: AY.60)	16
2.8. Tektonik karmaşık içerisindeki kireçtaşı blokları (Sarlak Tepe).....	17
2.9. Tektonik karmaşık içerisinde tabakalı kireçtaşı bloku (Lok. AY. 76).....	18
2.10. Volkanik - Sedimanter serinin genel görünümü.....	19
2.11. Harzburjitlerin genel görünümü (Lok. AY. 69).....	21
2.12. Fay zonlarında breşleşmiş serpantinitle yakın görünümü (Lok. 56).....	21
2.13. Serpantinleşmiş harzburjit mostrasının yakın görünümü (Lok. 68).....	22
2.14. Gabroların genel görünümü (Lok. 20).....	23
2.15. Gölbaşı Formasyonu ile Tektonik Karmaşık (Lok. 53).....	26
3.1. Harzburjitleri kesen diyorit daykının genel mikroskopik görünümü; hb: hornblend, (Teknikol,Örnek no; AY.44).....	26
3.2. Harzburjitleri kesen diyoritin genel görünümü; hb: hornblend, kl: klorit, op: opak mineral (Teknikol, Örnek no: AY.48B).....	28
3.3. Harzburjitleri kesen diyabaz daykının genel mikroskopik görünümü (Çift nikol, Örnek AY. 55B).....	29

3.4.	Harzburjitleri kesen diyabaz daykının genel mikroskopik görünümü (Tek nikol Örnek AY.55 B).....	30
3.5.	Tektonik Karmaşık içerisinde yer alan bazaltların genel mikroskopik görünümü; K; kalsit , kl; klorit (Tek nikol , Örnek no : AY.48 A).....	31
3.6.	Volkanik – Sedimanter seri içerisinde yer alan masif bazaltın mikroskopik görünümü (Çiftnikol,Örnekn:AY.58	32
3.7.	Volkanik – Sedimanter seri içerisinde yer alan masif bazaltın mikroskopik görünümü (Çiftnikol,Örnekn:AY.52	32
3.8.	Spilitleşmiş bazaltın genel mikroskopik (Teknikol , Örnek no: AY.63).....	33
3.9.	Tektonik Karmaşık içerisindeki rekristalize kireçtaşlarının genel mikroskopik görünümü , K; kalsit (Çiftnikol, Örnek no: AY. 70).....	34
3.10.	Radyolaritlerin genel mikroskopik görünümü Radyolarya kavkuları kuvars ve kalsedon ile doldurulmuştur. (Tek nikol, Örnek No: AY. 31).....	35
3.11.	Ultramafik kayaların sınıflandırılması (Streckeisen, 1976).....	36
3.12.	Serpantinleşmiş harzburjitlerdeki ortopiroksen minerallerinde görülen bastitleşme ve talklaşma (Çift nikol, Örnek No: AY3C).....	37
3.13.	Serpantinleşmiş harzburjitlerdeki ortopiroksen minerallerinde görülen bastitleşme ve talklaşma (Teknikol, Örnek AY3C).....	38
3.14.	Harzburjitlerdeki kromit , serpantinit ve manyetit mineralleri (Çift nikol, Örnek No : AY3C).....	39
3.15.	Serpantinleşmiş harzburjitlerdeki kromit , serpantin ve manyetit mineralleri (Tek nikol, Örnek No: AY 3C).....	40
3.16.	Serpantinleşmiş harzburjitlerdeki krizotil ve lizardit mineralleri (Çift nikol , Örnek No: AY.3C).....	40
3.17.	Andezitlerin genel mikroskopik görünümü; plj: plajiyoklaz , amf: amfibol (Tek Nikol, Örnek no: AY. 30).....	41
3.18.	Andezitlerde zonlu doku gösteren plajiyoklaz minerali , plj : plajiyoklaz (Çiftnikol , Örnek no : AY1.....	43
3.19.	Andezitler içerisinde korrode olmuş poikilitik biyotit (Çift nikol, Örnek no: AY1).....	43

4.1.	Harzburjitlerde suyun varlığı altında , değişik basınç ve sıcaklık koşullarında gelişen reaksiyonlar (Bucher and Frey, 1994).....	48
5.1.	Diyabaz Dayklarının alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 diyagramı üzerindeki dağılımı Düz çizgi Irvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Mac Donald ve Katsura (1964)' in ayırımı.....	53
5.2.	Diyabaz Dayklarının $\text{Ol}' - \text{Ne}' - \text{Q}'$ diyagramı üzerindeki dağılımı. Düz çizgi Irvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Yoder ve Tilley (1962)' in ayırımı ($\text{Ol}' = \text{Ol} + 3/4 \text{Oprx}$, $\text{Ne}' = \text{Ne} + 3/5 \text{Ab}$, $\text{Q}' = \text{Q} + 2/5 \text{Ab} + 1/4 \text{Oprx}$).....	55
5.3.	Diyabaz dayklarının AFM diyagramı üzerindeki dağılımı (Irvine and Baragar, 1971; $\text{A} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{F} = \text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{M} = \text{MgO}$)	56
5.4.	Diyabaz Dayklarının Al_2O_3 - normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar, 1971; %An normatif = $100 * [\text{An} / (\text{An} + \text{Ab}')]$, $\text{Ab}' = \text{Ab} + 5/3 \text{Ne}$)....	57
5.5.	Diyabaz Dayklarının $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$, $\text{FeO} - \text{FeO}^* / \text{MgO}$, $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$ değişimleri. FeO^* , FeO cinsinden toplam demir miktarıdır (Miyashiro, 1975).....	58
5.6.	Diyabaz Dayklarının Normatif renk İndisi (CI)- Normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar, 1971; % An normatif = $100 * [\text{An} / (\text{An} + \text{Ab}')]$, $\text{Ab}' = \text{Ab} + 5/3 \text{Ne}$, $\text{CI} = \text{Ol} + \text{Oprx} + \text{Cprx} + \text{Mt} + \text{Il} + \text{Hm}$).....	59
5.7.	Bazaltların alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 diyagramı üzerindeki dağılımı. Düz çizgi Irvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Mac Donald ve Katsura (1964)' in ayırımı.....	60
5.8.	Bazaltların $\text{Ol}' - \text{Ne}' - \text{Q}'$ diyagramı üzerindeki dağılımı. Düz çizgi Irvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Yoder ve Tilley (1962)' in ayırımı ($\text{Ol}' = \text{Ol} + 3/4 \text{Oprx}$, $\text{Ne}' = \text{Ne} + 3/5 \text{Ab}$, $\text{Q}' = \text{Q} + 2/5 \text{Ab} + 1/4 \text{Oprx}$).....	62
5.9.	Bazaltik Kayaçların An - $\text{Ab}' - \text{Or}$ diyagramı (Irvine and Baragar, 1971; $\text{Ab}' = \text{Ab} + 5/3 \text{Ne}$).....	63
5.10.	Bazaltik Kayaçların Normatif renk İndisi (CI)- Normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar, 1971; % An normatif = $100 * [\text{An} / (\text{An} + \text{Ab}')]$, $\text{Ab}' = \text{Ab} + 5/3 \text{Ne}$, $\text{CI} = \text{Ol} + \text{Oprx} + \text{Cprx} + \text{Mt} + \text{Il} + \text{Hm}$).....	63

5.11. Andezitlerin alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 diyagramı üzerindeki dağılımı. Düz çizgi Irvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Mac Donald ve Katsura (1964) 'ın ayrımı	65
5.12. Andezitlerin AFM diyagramı diyagramı üzerindeki dağılımı (Irvine and Baragar, 1971 ; $\text{A} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{F} = \text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{M} = \text{MgO}$	67
5.13. Andezitlerde Normatif renk İndisi (CI)- Normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar , 1971 ; % An normatif = $100 * [\text{An} / (\text{An} + \text{Ab}')]$, $\text{Ab}' = \text{Ab} + 5 / 3 \text{Ne}$, $\text{CI} = \text{Ol} + \text{Oprx} + \text{Cprx} + \text{Mt} + \text{Il} + \text{Hm}$).	67
5.14. Andezitlerin TAS diyagramı diyagramı üzerindeki dağılımı (Le Bas, 1986), alkali- subalkali ayrımı kesikli çizgi (Miyashiro , 1978).....	69
5.15. Andezitlerin K_2O ve SiO_2 diyagramı diyagramı üzerindeki dağılımı (Peccherillo & Taylor , 1976; I – Ada yayı toleyitik seri; II – Kalkalkali Seri; III – Yüksek – K kalk alkali seri; IV – Şoşonit Seri).....	69
5.16. Tablo 4 ' ün değerlendirilmesi (Seyitoğlu ve Büyükönel , 1995).....	72
6.1. Tektonik Karmaşık içerisindeki izole diyabaz daykının genel görünümü (Lok.48).....	73
6.2. Volkanik ve sedimanter seri ile onun üzerine bindirme ile gelen serpantinleşmiş harzburjitler arasındaki dokanağın görünümü (Çöpbilmez Tepe Kuzeyi).....	74
6.3. Tektonit ile volkanik – sedimanter seri arasındaki dokanak ilişkisi (Karacakaya Köyü'nün kuzeyi Kavak Tepe civarı)......	75
6.4. Tektonitlerle kümülatları ayıran fay zonu.....	76
6.5. Milonitik zonun yakından görünümü.....	76

TABLOLAR DİZİNİ

Sayfa

Tablo

5.1. Diyabaz Dayklarının ana element içeriği ve C.I.P.W. Normları	54
5.2. Bazaltların ana element içeriği ve C.I.P.W. Normları.....	61
5.3. Andezitlerin ana element içeriği ve C.I.P.W. Normları.....	66
5.4. Tekke Volkanitleri analiz sonuçları. (Seyitoğlu ve Büyükönel, 1995).....	71

EKLER

EK-1 İnceleme Alanının 1 / 25 000 Ölçekli Jeoloji Haritası

EK-2 İnceleme Alanının Jeolojik Kesitleri

EK-3 İnceleme Alanındaki Kayaçların Mineralojik Tanımlamaları.

1.GİRİŞ

1.1.Araştırmanın Amacı

Yuvaköy ve Memlik Köyü civarında yüzeylenen Ankara karmaşığına ait birimler ile bunların üzerinde yer alan örtü birimlerinin jeolojik ve petrolojik özelliklerinin belirlenmesi ve etkin olan bozunma süreçleri hakkında yorumlar getirilmesi amaçlanmıştır.

1.2.İnceleme Alanının Tanıtılması

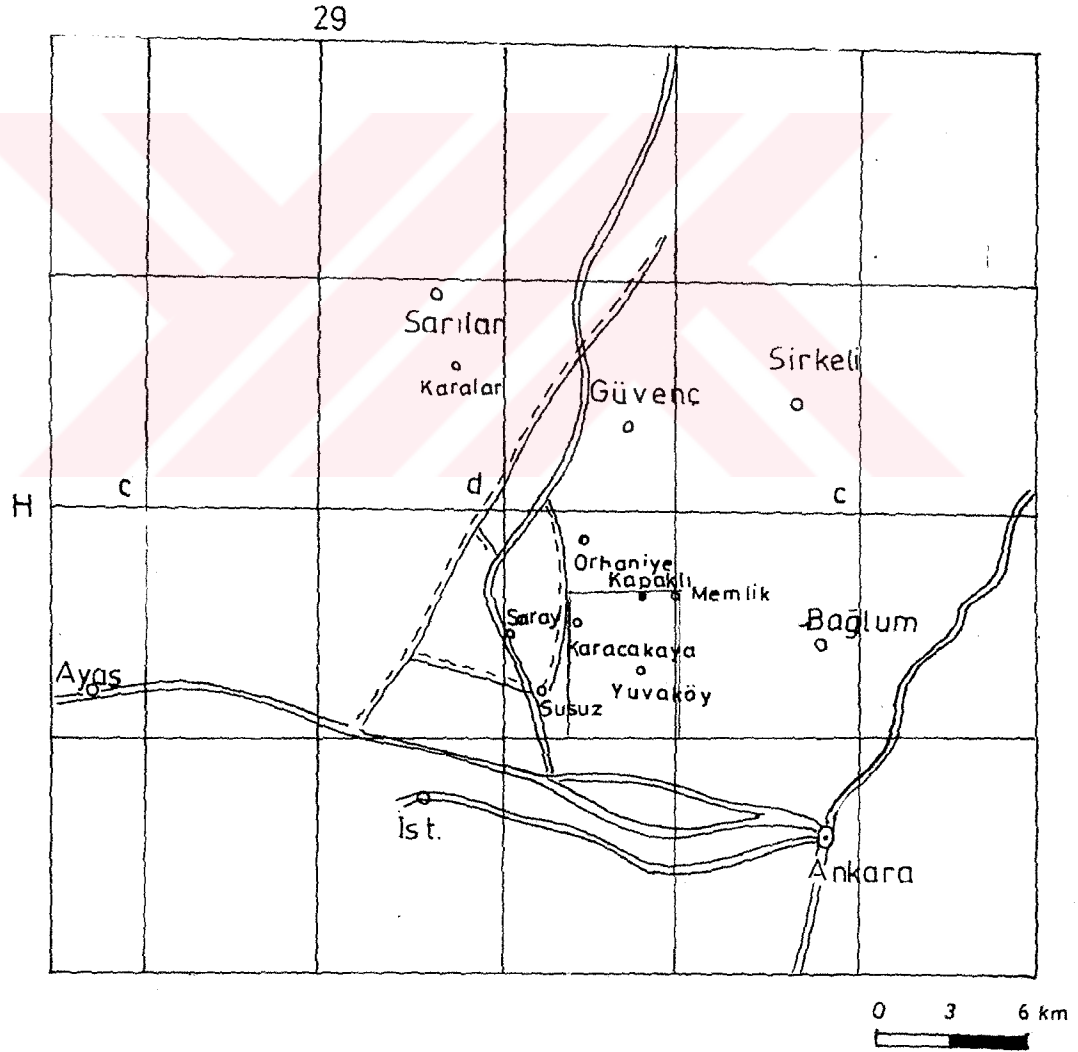
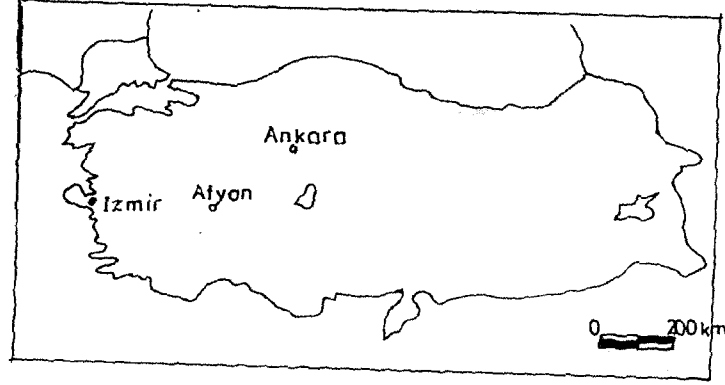
Çalışma alanı Ankara İline bağlı Yuvaköy , Karacakaya köyü ve Kapaklı (Mülk) köyü civarındaki yaklaşık 5600 hektarlık bir alanı kapsar. Konum olarak 39° 00' - 39° 50' Kuzey enlemi ile , 32° 00' – 32° 30' Doğu boylamları arasındadır (Şekil 1.1).

Çalışma alanı içerisinde bulunan en yüksek tepeler ; Yumrukaya T. (1382 m.), Göksivri T. (1338), Çakmak T. (1142 m .), Taşlı T. (1072), Uzungeliş T. (1001 m), Deliler Mezarı T. (946 m.), Karakuş T. (1189 m), Pamuk T. (971m.), Akhüyük T.(911 m) ve Taşlık T. dir.

Çalışma alanındaki belli başlı dereler Bağ Deresi, Kıyam Çayı, Gökkaya Dere ve Çorak Derelerdir. Bölgede karasal iklim görülür, yazlar sıcak ve kurak, kışlar soğuk ve yağışlıdır.

Çalışma alanı bitki örtüsünü bakımından oldukça fakirdir. Orman alanı hiç yoktur. Dere kenarlarında söğüt ağaçları vardır. Çalışma alanının yarıya yakın kısmı tarım alanı olarak diğer kısmı mera olarak kullanılmaktadır.

Ulaşım sorunu yoktur, Yuvaköy Ankara Merkezine 15 km uzaklıktadır. Ulus semtinden kalkıp Yuvaköy'e giden Belediye otobüsleri vardır. Ayrıca Ankara Çevre yolu Yuvaköy-Karakakaya arasındaki asfalt yola 2 km uzaklıktadır ve bu yolla bağlantılıdır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

1.3. Çalışma Yöntemleri

1.3.1. Arazi Çalışmaları

2002 yılı yaz aylarında yürütülen saha çalışmaları ile 1 / 25 000 ölçekli Bolu H 29 d3 paftasının yaklaşık 5600 hektarlık bölümünün jeolojik haritalaması yapılmıştır. Bu çalışma ile bölgede yüzeyleyen kayaç ve kayaç toplulukları ayırtlanmış, jeolojik özellikleri saptanmıştır. Ayrıca bölgede yüzeyleyen kayaç topluluklarından laboratuvar çalışmalarına yönelik örnek alınmıştır. Örnekleme yapılırken ofiyolitik karmaşığa ve örtü şeklinde bulunan Tekke Volkanitlerine ait kayaçlardan daha sık örnek alınmasına çalışılmıştır.

1.3.2. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları ; mikroskopik incelemeler, X – Işınları Difraksiyonu (XRD) ve X- Işınları Flüoresansı (XRF) yöntemleri kullanılarak yapılmıştır.

Laboratuvar çalışmaları sırasında ilk olarak ince kesit yapımı gerçekleştirilmiş. H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü İncekesit ve Parlatma Laboratuvarında, sahadan alınan 61 örneğin incekesiti yapılmıştır. Örnekler polarizan mikroskopta incelenerek, kayaçların mineralojik – petrografik özellikleri belirlenmiş, ultramafik ve mafik kayaçlardaki metasomatizma etkileri tesbit edilmiştir.

XRD çalışmaları, serpantinleşmiş ultramafik kayaçlardaki serpantin minerallerinin belirlenmesi amacıyla, H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü X - Işınları Laboratuvarında yapılmıştır. XRD sonucunda elde edilen difraktogramlar, ASTM standart kartları esas alınarak değerlendirilmiştir.

XRF analizleri ; H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü X- Işınları Laboratuvarında, 2 diyabaz, 3 andezit, 5 bazalt olmak üzere 10 örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu analiz sonuçlarından yararlanarak, CIPW yöntemi yardımıyla kayaçların normatif mineralojik bileşimleri saptanmış, elementler arası ilişkilerden parametreler hesaplanmış ve ilgili diyagramlar kullanılarak yorumlamaları yapılmıştır.

1.4.Önceki Çalışmalar

Çalışma alanı , daha önceki araştırmacılar tarafından Ankara Melanjı olarak tanımlanan, KKD - GGB uzanımlı zonun üzerinde yer alır (Şekil 1.2). Ankara melanjı 50 km kadar genişlikte Ankara ile Kızılırmak nehri arasında yer alan, farklı kökenli kayaların bir arada bulunduğu bir kayaç birliğidir (Çapan ve Buket, 1975) .

Ankara melanjı terimi ilk kez Bailey ve Mc Callen (1950) tarafından kullanılmıştır. Yazarlar Ankara Melanjını Kuzeyde Pontidlerden gelen ve güneye ilerleyen bir napın (Anadolu Şaryajı) tektonik olarak parçalanması ile oluştuğunu belirtmişlerdir.

Gannser (1959), Ankara Melanjı'nın İrlandaki renkli melanjlar gibi denizaltında gelişen bir veya birkaç dev olistostromlar şeklinde olduğunu, yerleşmelerin daha çok tektonik çekim kaymaları sonucu olduğunu ileri sürmüştür.

Boccaletti ve diğerleri (1966) Ankara melanjının alttan üste doğru : 1. Ofiyolitik bloklu melanj, 2. Kireçtaşı bloklu melanj, 3. Metamorfik bloklu melanj olmak üzere üç tektonik dilimden meydana geldiğini ileri sürmüşlerdir (Şekil 1.2).

Sestini (1971), Ankara Melanjı'nı başlıca serpentinit, bazaltik volkanitler, radyolarit, kireçtaşı, fliş paketleri, marn ve şeyl mercekleri ve polijenik breşlerin, kaotik iç yapılı bir kompleks içinde yer aldığı bir topluluk olarak tanımlamıştır.

Sestini (1971)'e göre Ankara melanjı ; HSÜ (1968)'nun tanımladığı anlamda Tektonik bir melanjdır. Sedimanter Formasyonlar ve ofiyolitlere ait kayalar gravite etkisiyle kayarak sonuçta aşırı derecede parçalanmış killi ve ofiyolitik malzemeden oluşmuş bir matriks içinde biribiri üstüne bindirmiş konumdaki bloklardan ibaret bir yapı oluşturmuşlardır.

Mercier ve diğerleri (1972), Makedonya'daki ofiyolitli melanjları inceledikleri çalışmada, Ankara Melanjı'nın da çeşitli benzerlikler nedeniyle Makedonya'daki eşlenikleri gibi 'transcurrent fay' zonuna bağlı olarak gelişen bir melanj olduğunu öne sürmüşlerdir. Yazarlar Makedonya ofiyolitli melanjının ofiyolitli bir matriks içinde yüzen blokların yer aldığı mega breşler olarak düşünmektedirler. Matriks, magmatik kökenli yeşilistler veya

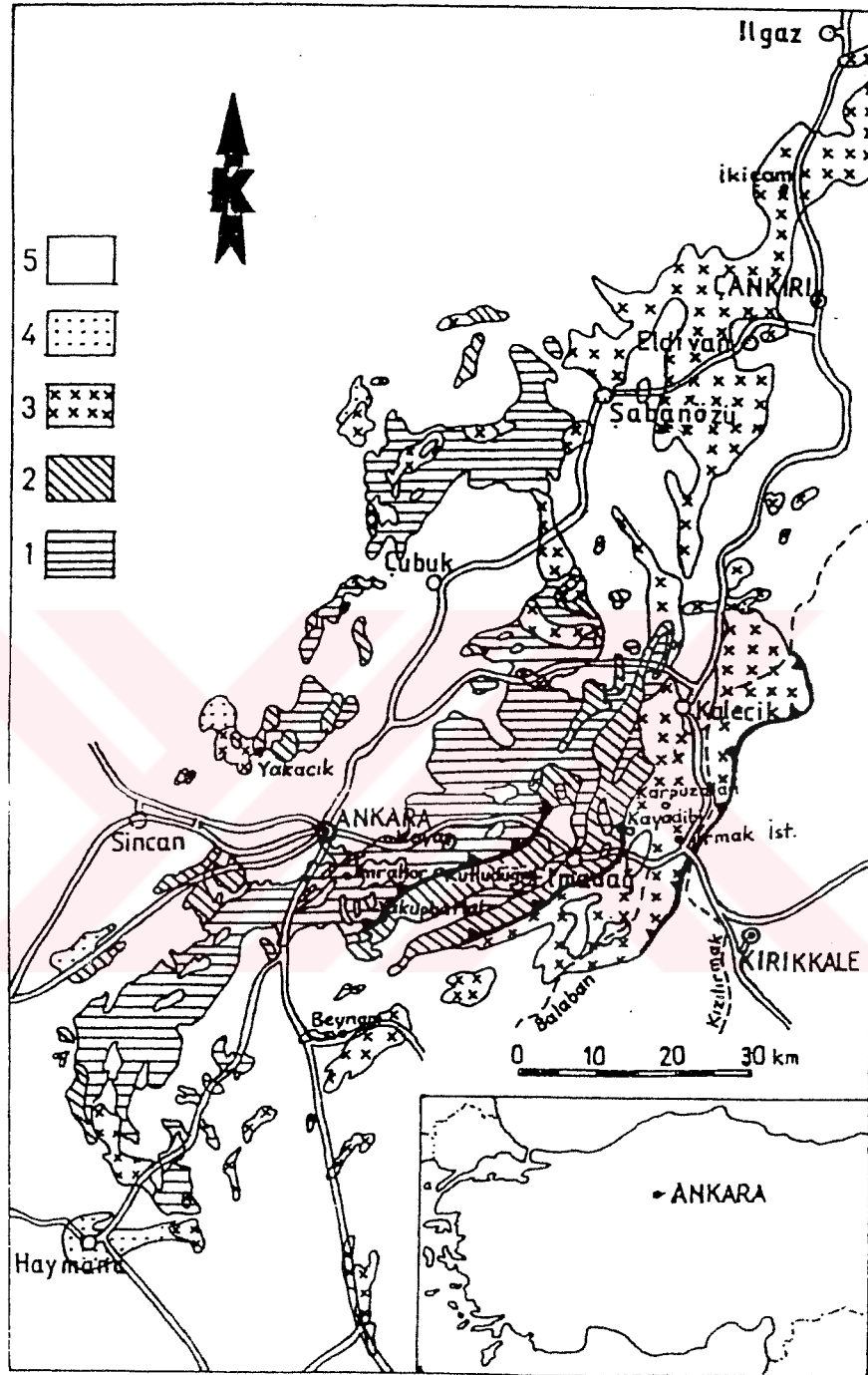
bazik tüfler, bloklar ise mermer, amfibolit, mika şışt ve ofiyolitik birimlerden oluşmaktadır.

Norman (1973), Ankara Melanjı ve çevresindeki Üst Kretase – Alt Tersiyer istifini ayrıntılı inceleyerek melanjı batıdan doğuya doğru ve yaş sırasıyla 1) Metamorfik bloklı, 2) Kireçtaşı Bloklı, 3) Ofiyolit Bloklı birimler olarak üçe ayırmıştır (Şekil 1.2). Yazar, melanj birimlerinin ‘gerilim’ kuvvetleri sonucu oluşan gravite akması sonucu ‘bindirmeli’ bir yapı kazandığını belirtmiştir.

Norman ve diğerleri (1980), Ankara melanjını Permiyen, Triyas, Jura ve Kretase yaşlı kireçtaşı blokları, yastık lavlar, aglomeralar, serpantinler ve radyolaryalı çörtlerin, şeyl ve volkanik kum karışımı bir matriks içinde gömülü olduğu bir topluluk olarak tanımlamaktadırlar. Yazarlar bu tanımda ‘melanj’ terimini geniş anlamıyla, tektonik ve sedimanter süreçler ile oluşan ve farklı kökenlere sahip kayaç karışımları için kullandıklarını öncelikle vurgulamışlardır.

Ankara melanjı içerisine dahil edilen ofiyolitik melanjın değişik yerlerinde yapılan çalışmalarda birim, farklı bir şekilde isimlendirilmiştir. Bunlar : Serpantin - Radyolarit Karışık Serisi (Erol, 1956), Irmak Formasyonu (Norman, 1972), Aktepe- Göktepe Formasyonu (Çapan ve Buket, 1975; Çapan, 1981), Dereköy Formasyonu (Batman, 1977) , Kırıkkale Melanjı (Özkaya , 1982) , Irmak Melanjı (Çapan vd., 1983), Eldivan Ofiyolit Karmaşığı (Akyürek vd., 1984) , Anadolu Napı (Koçyiğit, 1987) şeklindedir.

Çapan ve Buket (1975), Kalecik ilçesinin doğusundaki Aktepe - Gökdere yöresinde yaptıkları çalışmada; ofiyolitli melanjı, “Aktepe – Gökdere Formasyonu” olarak isimlendirmişler, melanjın oluşumunu ise Ultramafik magmanın yerleşmesi sırasında ortamda çökelmiş ve çökelmekte olan , ıslak , fliš benzeri sedimanter bir hamur malzemesi (Ağıltepe Üyesi) içine akması ve bu hamur malzemesi ile karışarak yarı – yerli bir melanj yapısı oluşturması ile açıklamışlardır. Bu karışımın yapısının ise Alp orojenezine bağlı tektonik kuvvetler nedeni ile batıdan doğuya doğru itildiğini orojenik gravite kaymaları ve bindirmeler sonucu daha da karmaşık bir durum kazandığını belirtmişlerdir.



Şekil.1.2. Ankara Melanjı'nın konumu ve alt bölümleri (Boccaletti ve diğ., 1966) 1- Metamorfik bloklı melanj, 2- Kireçtaşı bloklı melanj, 3- Ofiyolit bloklı melanj, 4- Üst Kretase yaşlı alanlar, 5- Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı alanlar

Batman (1977), Haymana'nın Kuzeyinde yani Ankara Melanjının GB ucunda yaptığı çalışmada Hisarlıkaya formasyonu ve Dereköy formasyonu olmak üzere iki melanj biriminin varlığını ortaya koymuştur. Yazar Dereköy formasyonunu bölgeye olistostrom özelliğinde yerleşmiş bir tektono - stratigrafik ünite olarak yorumlamaktadır. Fliş çökelleri belirgin bir diskordansla ofiyolitli melanj üzerinde yer almış ancak daha sonraki tektonik olaylarla Eosen sonunda, Dereköy formasyonu fliş fasiyesindeki tortullar üzerine itilmiştir.

Tankut (1990), Ankara ofiyolit kuşağında (Keskin, Elmadağ ve Beynam yörelerinde) bulunan ultramafik ve bazik kayaç klastlarının jeokimyasal tanımı ile bunların tektonik oluşum ortamının belirlenmesine çalışmıştır. Özellikle ultramafik ve bazik kayaçlarda yapılan ana ve iz element analiz verileri sonuçlarına dayanarak ofiyolitik kayaçların okyanusal malzemeden oluştukları, bazik kayaçların hem okyanus sırtı, hemde adayı özelliklerini taşıdığını belirtmiştir.

Tankut ve Sayın (1990), Ankara melanjı içerisinde büyük bir ofiyolitik blok konumunda bulunan peridotitleri Edige Ultramafik Kütlesi, olarak isimlendirmişlerdir. Tektonit ve kümülat dokusu gösteren bu kayaçların, okyanusal litosferdeki aynı tür kayaçlar ile benzerliğini vurgulamışlar, kümülat minerallerinin okyanus sırtı türünde bir magmanın diferansiasyon ürünü oldukları ve uğradıkları metamorfizmanında okyanus tabanı metamorfizmasına eşdeğer olduğunu saptamışlardır.

Oygur (1990), Haymana kuzeyinde yer alan Çayırli manganez yatağının jeolojisi , oluşumu ve kökeninden bahsetmiş, manganez cevherleşmesinin, Alt kretase – Üst Senoniye yaşlı Ankara Ofiyolitli karışığına ilişkin radyolaritler içerisinde yer aldığını açıklamıştır.

Yuvaköy ve çevresinde yüzeylenen ofiyolitik birimleri konu alan çalışmalar ise kısaca aşağıdaki gibidir:

Koçyiğit (1992), Yuvaköy çevresinde haritaladığı ofiyolitli melanjın Orta Kampaniyen öncesi yaşta olduğunu belirtmiştir.

Ünalan (1981), Ankara'nın yaklaşık 15 km kuzeybatısında Yakacık civarında yaptığı çalışmalarda bölgenin alttan üste doğru Dikmen grovakları (Erol, 1956) Kireçtaşı bloklu melanj ve ofiyolitli melanj (Norman, 1975 a) birimlerinden meydana geldiğini tesbit

etmiştir. Ofiyolitli melanjin serpantin, kireçtaşı, radyolarit ve çeşitli volkanik kaya bloklarının karışımından oluştuğunu belirtmiş, bloklar arasında ise yer yer yanal sürekliliği olmayan kumtaşı bantlarının bulunduğunu ve birimin buradaki kalınlığının 2000 m civarında olduğunu ileri sürmüştür. Yazara göre 'Ofiyolitli melanj' üzerine Haymana formasyonu (Yüksel, 1970 ; Ünal ve diğ; 1976), olarak adlandırılan düzgün bantlı türbiditik kumtaşları ile siyah renkli şeyl ardalanmasından oluşan birim gelmektedir. Yazar bu birim ile 'ofiyolitli melanj' arasında herhangi bir kesiklik, transgresyon belirleyen taban konglomerası yada sığ deniz veya karasal ortam ürünü olan bir litoloji olmadığını 'ofiyolitli melanjin' üste doğru , doğrudan bu flişe geçtiği belirtmektedir.



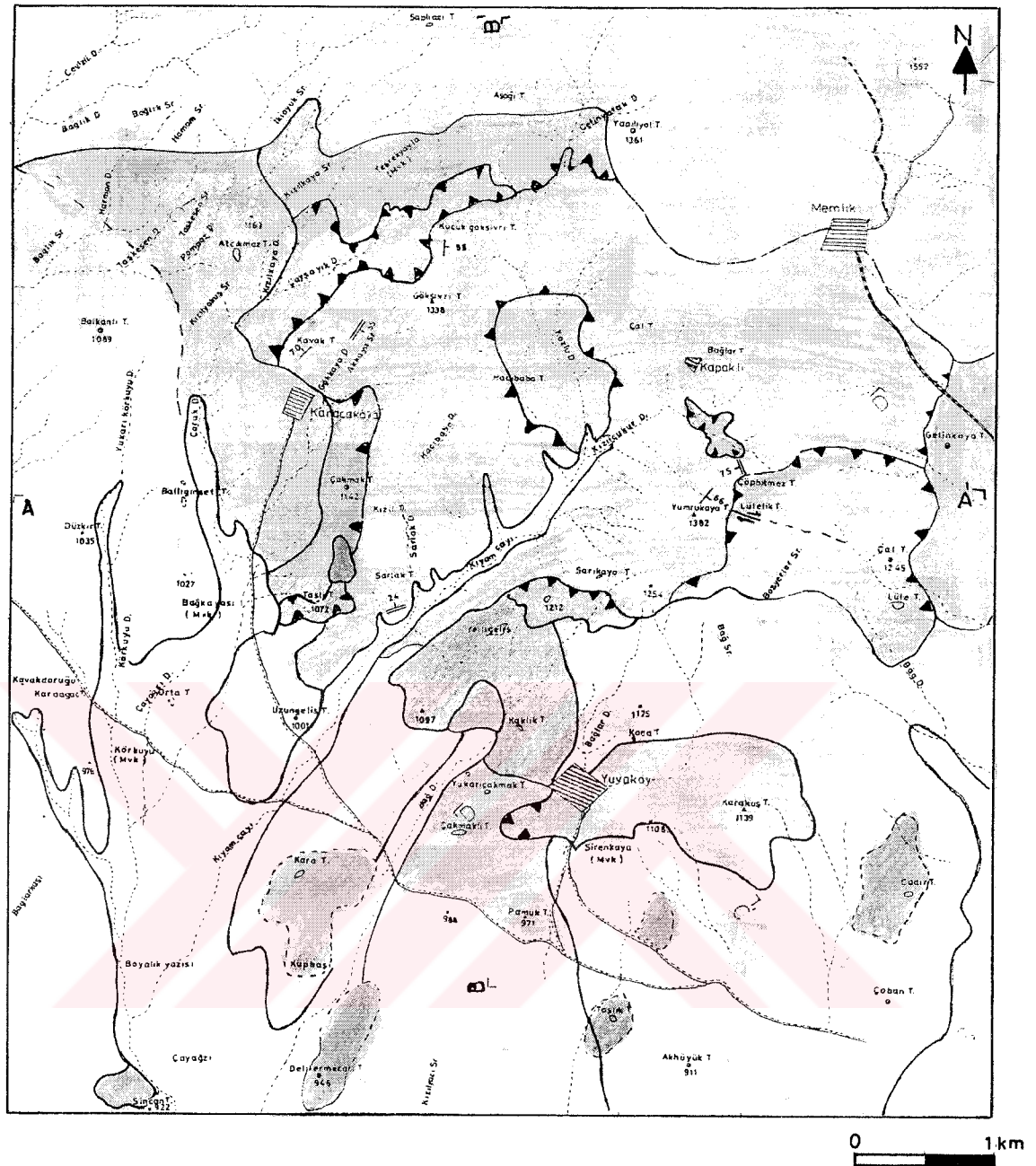
2. ÇALIŞMA ALANINDA YÜZEYLENEN BİRİMLERİN GENEL JEOLÖJİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanında yer alan birimler Şekil 2.1 ve Şekil 2.2’de gösterilmiştir. Bölgede en altta Jura yaşlı killi kireçtaşlarından oluşan Akbayır formasyonu görülür. Bu seri üzerine tektonik dokanakla Ankara Ofiyolit Karmaşığı gelir. Haymana formasyonu Ankara Ofiyolitik Karmaşığını uyumsuzlukla örter. Ankara Ofiyolit Karmaşığı ise alttan üste doğru tektonik karmaşık, volkanik ve sedimanter kayaçlar, tektonitler, olarak ayırtlanarak incelenmiştir. Bu birimlerin birbiriyle ilişkisi tektoniktir.

Tektonik karmaşık olarak ayırtlanan birim değişik boyutlarda harzburjit, gabro, bazalt, radyolarit, çört ve kireçtaşı bloklarından meydana gelmektedir. Bu birim içerisinde düzenli bir stratigrafik istiflenme, yanal ve düşey geçişler bulunmamaktadır. Volkanik ve sedimanter seri ise bazalt, radyolarit, kireçtaşı, çört aralanmasından oluşmaktadır. Serpantinleşmiş harzburjitlerle temsil edilen tektonitler ise yer yer volkanik ve sedimanter serinin üzerine bindirme ile gelirler. Bu bindirmeler küçük ölçekte olup 1 / 25 000 lik haritada gösterilememiştir.

Bu birimlerin üzerine kuzeyde Üst Kretase yaşlı konglomera - kumtaşı - şeyl aralanmasından oluşan Haymana formasyonu, batıda kireçtaşı, marndan oluşan Eosen yaşlı Çayraz Formasyonu, güneyde ise killi kireçtaşı, marn, kumtaşı ve tüfit aralanmasından oluşan Miyosen yaşlı Hançili Formasyonu gelir. En üstte konglomera, kumtaşı, çamurtaşından oluşan Pliyosen yaşlı Gölbaşı Formasyonu bulunur.

Miyosen yaşlı Tekke Volkanitleri ise Hançili Formasyonu ile Gölbaşı Formasyonu arasında yer alır. Andezitik lav, aglomera ve tüflerden oluşan bu birime yer yer Hançili formasyonu içinde siller halinde rastlanır .



Şekil 2.1. İnceleme alanının jeoloji haritası (Ek – 1’ deki 1/25 000 ölçekli jeoloji haritasından küçültülerek çizilmiştir.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	BİRİMLER	KALINLIK (Ölçeksiz)	LİTOLİJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	Kuvaterner		Aliüvyon			
	Tersiyer	Pliyosen	Gölbaşı Formasyonu			Diskordans Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı
		Miyosen	Tekke Volkaniti			Diskordans Andezit, aglomera, tüf
			Haçlı Formasyonu			Killi kireçtaşı, marn, kumtaşı, tüfit, ardalı
		Eosen	Çayraz Formasyonu			Diskordans Sarı renkli kireçtaşı, marn
			Haymana Formasyonu			Diskordans Konglomera, kumtaşı, şeyl ardalı
	MESOZOYİK	Üst Triyas- Ü. Kretase	Tektonit	Ankara Ofiyolit Karmaşığı		Diskordans Altere gabro (kümülât)
			Volkanik ve Sedimanter Seri			Serpantinleşmiş Harzburgit
			Tektonik Karmaşık			Tektonik dokanak
						Bazalt, radyolarit, kireçtaşı, çört
						Serpantinit, radyolarit, çört, kireçtaşı, bazaltik volkanik kayaç blokları
	Jura	Dogger - Malm	Akbayır Formasyonu			Tektonik dokanak Killi kireçtaşı

Şekil 2.2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Akyürek ve diğ., 1984 ' ten yararlanılarak güncellenmiştir.)

2.1.Akbayır Formasyonu

Sahada Hacıibaba Tepenin kuzeydoğusu, doğusu ve Yazı Dere ile Kozlu Derenin birleştiği yerde yaklaşık 100 hektarlık alanda yüzeilenmektedir. Arazide kirli beyaz, pembemsi renkte görülmektedir. Yarı pelajik kireçtaşı ile killi kireçtaşından oluşmaktadır. Yer yer çört ve volkanik ara düzeylidir. Daha önceki çalışmalarda yaşı Orta Jura olarak belirlenmiştir (Akyürek vd., 1982, 1984)

2.2. Ankara Ofiyolit Karmaşığı

2.2.1. Tektonik Karmaşık

Ofiyolitlere ait değişik kayaçların ve tabandaki Akbayır formasyonuna ait kireçtaşlarının karmaşık beraberliğini temsil eden bu birim Akbayır formasyonu üzerine tektonik dokanakla gelir . Bu birim Karacakaya Köyü ' nün doğusu, Kapaklı Köyü' nün güneyi, doğusu ve batısı olmak üzere geniş bir alanda yüzeilenmektedir (Şekil 2.1, Şekil 2.2).

Tektonik karmaşık; değişik boyutlarda serpantinleşmiş tektonitler ile volkanik ve sedimanter seriye ait kayaç bloklarından oluşmaktadır. Bu kayaçların yanal ve düşey devamlılığına rastlanamamaktadır bu nedenle tektonik karmaşık adı altında incelenmiştir. Tektonitler ile volkanik – sedimanter seri arasındaki dokanak ilişkileri oldukça karmaşıktır (Şekil 2.2 ve Şekil 2.3) .

Tektonitler ; genellikle koyu yeşil , yeşilimsi - siyah renkli serpantinleşmiş harzburjitlerden oluşmaktadır. Bozunmuş yüzeyler sarımsı - kahverengimsi renklindedir. Kayaç içerisindeki ortopiroksen minerallerinin parıltıları ve dilinimlenmesiyle kolayca ayırtlanabilmektedir. Fay zonların da ise kırılmış , parçalanmış , breşik bir yapıdadır.

Volkanik ve Sedimanter Seri; bazalt, radyolarit, kireçtaşı ve kumtaşı gibi kayaçların aralanmalarından meydana gelir. Radyolaritler koyu kırmızı renkleri ile kolayca tanınır genellikle desimetrik kalınlıkta yoğun şekilde tabakalanma gösterirler.



Şekil 2.3. Tektonik karmaşık içerisindeki tektonitler ile volkanik - sedimanter kayaçların görünümü . T : tektonit , krçt : kireçtaşı (Göksivri Tepenin güneyi)

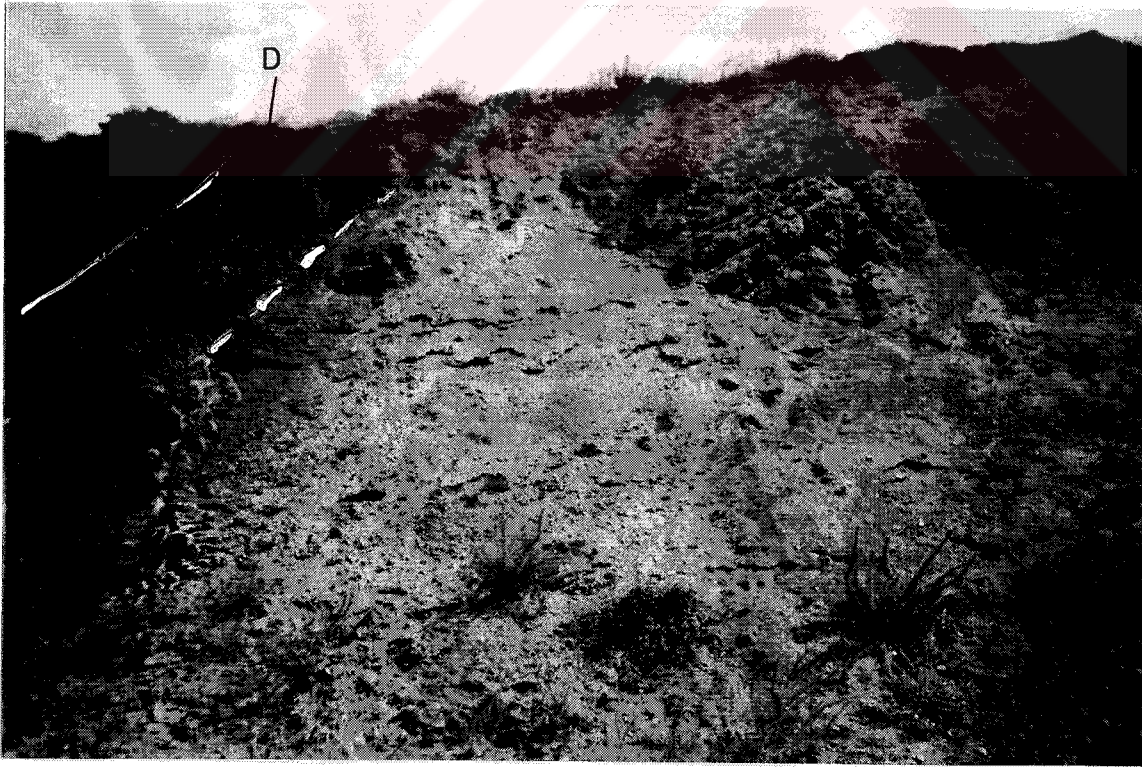


Şekil 2.4. Tektonitler ile volkanik - sedimanter kayaçların görünümü. T: tektonit , VS: volkanik ve sedimanter seri (Yumrukaya Tepenin kuzeyi)

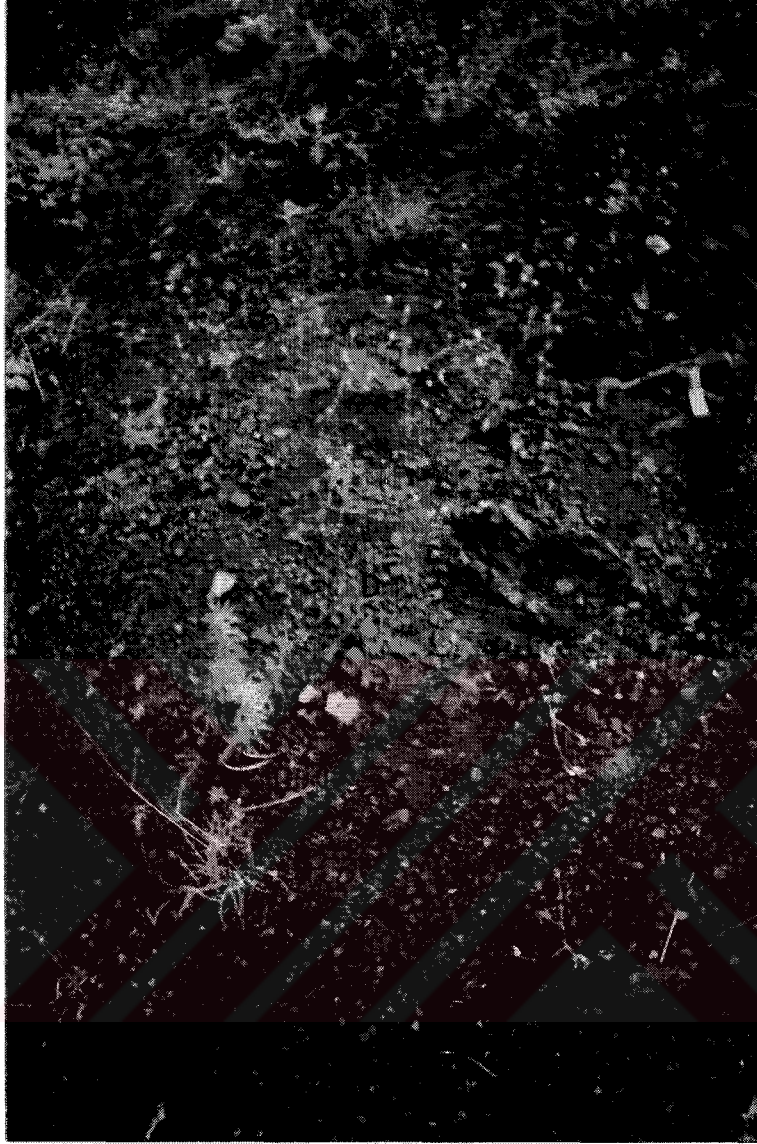
2.2.1.1. Damar Kayaçları

Diyabaz ve diyoritlerle temsil edilen damar kayaçları Çöbbitmez Tepenin kuzeyinde, Göksivri Tepenin batısında ve Sarlak Tepenin güneyinde mostra verirler (Şekil 2.1) .

Tektonik karmaşık içerisinde gabro ve harzburgitleri kesen 1-2 m kalınlığında diyabaz ve diyorit dayklarına rastlanmaktadır. Çöbbitmez Tepenin kuzeyinde dekametrik boyutlarda, ileri derecede bozunmuş bir gabro bloğu içerisinde gözlenen diyabaz daykı K 110 / 75 D konumundadır (Şekil 2.5). Yaklaşık 1 m kalınlıkta ve 4,5 m uzunlukta olup her iki uca kamalanarak kesilmektedir. Diğer bir diyabaz daykına Sarlak Tepenin güneyinde harzburgitlerin içerisinde rastlanmaktadır. K 80 D / 24 KB konumlu, 1 m kalınlığında ve 9 m uzunluğundadır. Göksivri Tepenin batısında harzburgitleri kesen diyabaz daykı ise 1- 2 m kalınlığa ve 4 m uzunluğa sahiptir. K 35 B / 55 KD doğrultu ve eğimini gösterir (Şekil 2.6). Dayklar genel olarak gri - siyahımsı ve altere olduklarında kırmızımsı - kahverengi renk tonlarında gözlenen ince taneli kayaçlardır. Aşınmaya karşı dayanıklı olduklarından keskin görünüşleriyle belirgindir.



Şekil 2.5. Gabroları kesen diyabaz daykının görünümü. G: gabro , D: diyabaz (Çöbbitmez Tepenin Kuzeyi , Lokasyon 19)



Şekil 2.6. Tektonik Karmaşık içinde serpantinitle kesen diyabaz dayk1. D: diyabaz
(Sarlak Tepe Kuzeyi , AY.70)

2.2.1.2.Bazaltik Volkanik Kayaçlar

Tektonik karmaşık içerisinde dekametrik boyutlarda bloklar şeklinde bazaltik volkanitlere rastlanmaktadır . Bunlar genellikle masif ve yer yer yastık lavlar şeklindedir. Kahverenkli – kırmızımsı ve yer yer yeşilimsi renklerde gözlenirler.

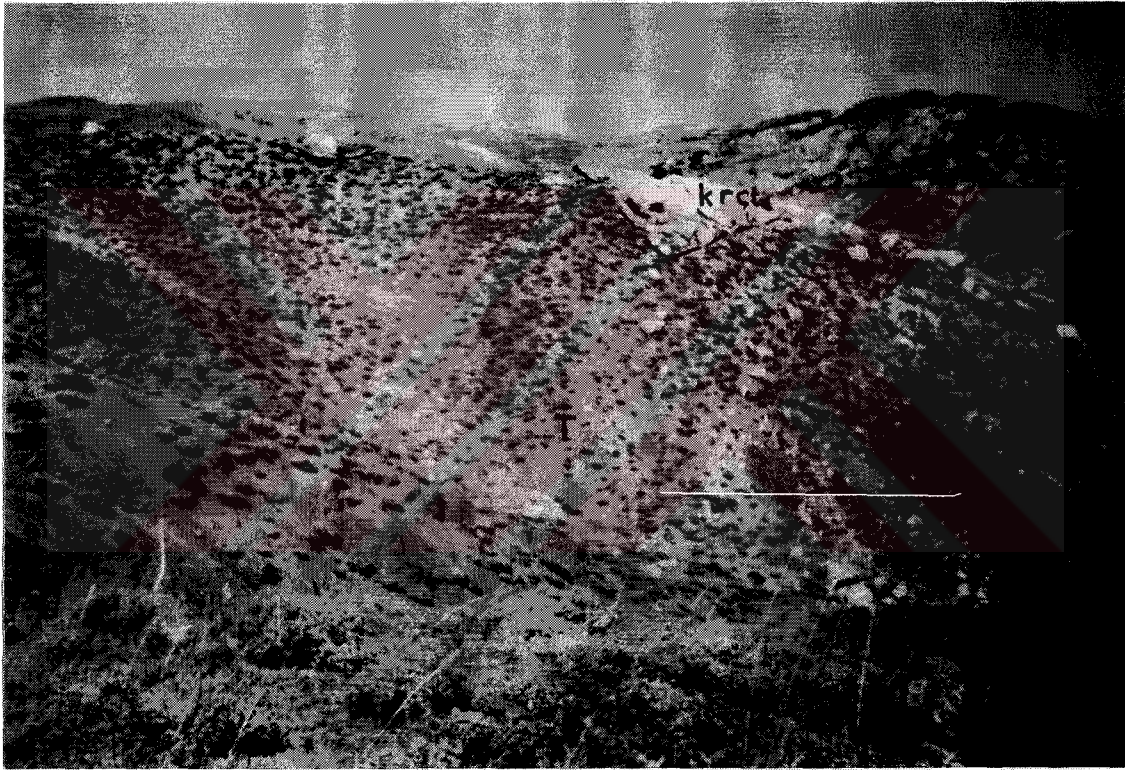
Yastık lavları genellikle 30 – 100 cm çapında, elipsoidal yer yer küresel şekillerdedir. Yastık lavları deniz altında lavın suyla teması ile ani soğuması sonucu oluşur. Dışta camsı bir kabuk iç kısmında soğuma yüzeyine dik radyal soğuma çatlakları vardır. Yastık lavlarının bir ucu topuz biçiminde diğer ucu ise uzun kuyruk biçimindedir. Böyle bir biçimde akmakta olan lav parçasının topuz biçimli tarafa doğru aktığı açıklanmıştır. Sivri ucu katılaşma sırasındaki düşey ucu gösterir. İçi ince taneli mikrolitik yapıdadır. Oluştugu zaman bulunduğu yer eğimli ise yuvarlanır, parçalanır ve bulunduğu yerin eğimine göre uzanım gösterir.



Şekil 2.7. Yastık yapılı lavların genel görünümü (Loksasyon : AY.60)

2.2.1.3. Kireçtaşları :

Tektonik karmaşık içerisindeki kireçtaşları Sarlak Tepe, Akkaya Sırtı ve Llelik Tepe’de olduğu gibi breşik yapılı serpantinleşmiş harzburjitler arasında, dekametrik boyutlarda devamsız tektonik bloklar şeklinde gözlenirler. Genellikle masif yapılı ve beyaz renktedirler (şekil 2.8). Bununla birlikte yer yer ince tabakalı sarımsı gri renklerde kiretaşlarınada rastlanmaktadır. şekil 2.9’da gözlenen tabakalı kireçtaşı blokunda tabakalar, 5 - 10 cm kalınlıkta killi kireçtaşı - kireçtaşı ardalanmasından meydana gelmekte ve K 37 B / 66 KD konumunu göstermektedir.



şekil 2.8. Tektonik karmaşık içerisinde kireçtaşı blokları . T : tektonit , krt : kireçtaşı
(Sarlak Tepe)



Şekil 2.9. Tektonik karmaşık içerisinde tabakalı kireçtaşı bloku. Krçt: kireçtaşı (Lok. AY.76)

2.2.2.Volkanik ve Sedimanter Seri

Radyolarit, çört, kireçtaşı, çamurtaşı ve bazaltların ardalanmalı veya karışık şekilde bulunduğu bir seri ile temsil edilir. Yer yer ince mermer seviyelerine de rastlanmaktadır. Bu birim arazide kırmızı rengi ile belirgindir. Yuvaköyün batısı, Çakmak tepe, Yukarı Çakmak Tepe, Sarıkaya Tepe, Yumrukaya Tepe, Karacakaya Köyü güneyi ve kuzeyi ; Çakmak Tepe, Kızılkaya Sr., Teşrekyayla ve çevresi olmak üzere geniş bir alanda mostra verirler (Şekil 2.1).

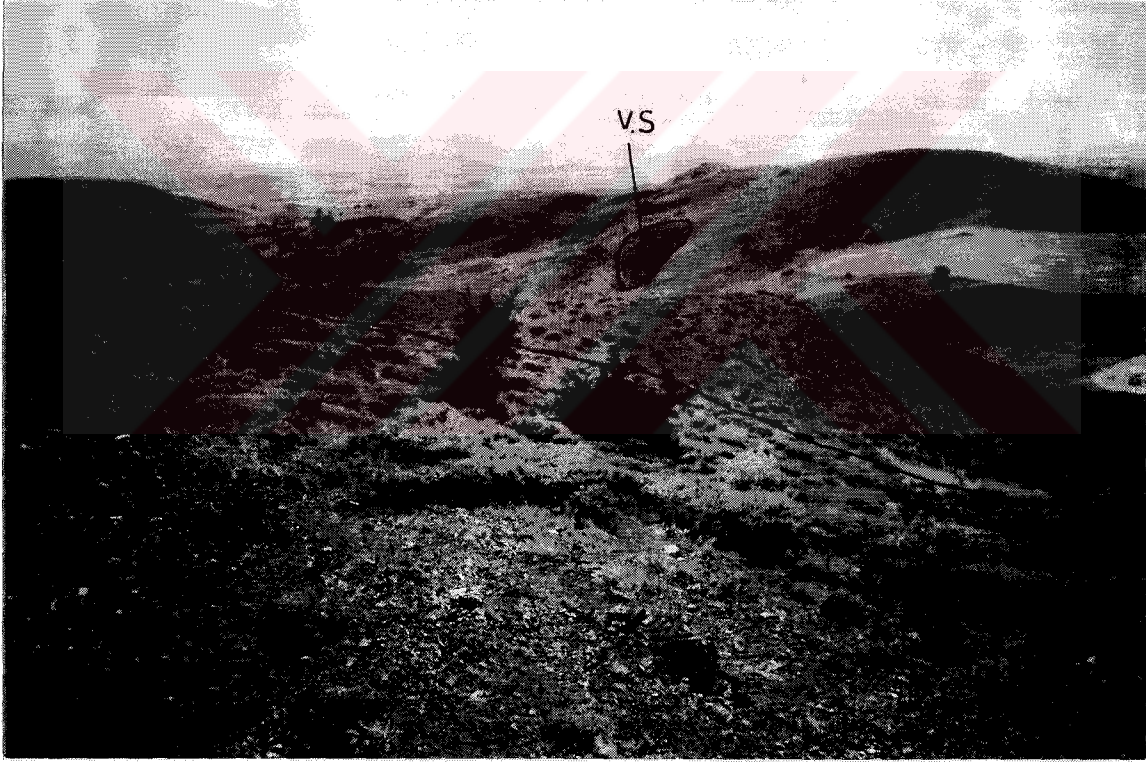
Radyolaritler , genellikle kırmızımsı kahverenkli, koyu bordo, koyu kahverenkli renklerde olup genellikle desimetrik kalınlıkta tabakalı, bol çatlaklı, sert bir yapıya sahiptir (Şekil 2.10) .

Kireçtaşları radyolaritlere göre daha seyrek olarak gözlenir. Bunlar genellikle kırmızı, sarımsı - bej renkli ve ince tabakalı kayalar şeklindedir. Çörtler ise kireçtaşları içinde

yumrular halinde gözlenmektedir. Çamurtaşları kırmızı - kahverenkli renk tonlarında olup ince katmanlı , kırılğan ve kireçtaşları ile ardalanmalı olarak görülür.

Bazaltlar ise masif, koyu kırmızı - kahverengi renk tonlarında gözlenmektedir. Tektonik karmaşık içerisindeki bazaltlarla aynı özelliklere sahiptir. Çakmak Tepe (1142) güneyinde, masif, bej renkli ve kristalize mermer seviyesine de rastlanılmıştır.

Volkanik ve sedimanter serinin diğer birimlerle ilişkisi tektoniktir. Tektonitler çoğu yerde volkanik ve sedimanter seri üzerine bindirme ile gelirler. Bazı yerlerde ise genç sedimanter birimler tarafından örtülmektedir.



Şekil 2.10. Volkanik ve Sedimanter Serinin genel görünümü . T : tektonit , V.S : Volkanik ve Sedimanter Seri (Lok : AY.28)

2.2.3. Tektonitler

Ofiyolit dizisinin en alt birimini temsil eden tektonitler, üst mantonun kısmi ergimesinden arta kalan residüel refrakter kayaçlar olarak yorumlanmıştır. (Green ve Ringwood, 1957 ; Dewey ve Bird. 1971 ; Jeteau , 1975 ; Coleman , 1977 ; Çakır , 1978 ; Özkan, 1982). Tektonitlerin belirleyici özelliği foliasyon ve lineasyon gibi plastik deformasyona bağlı düzlemsel ve çizgisel yapıya sahip olmalarıdır . Plastik deformasyon mekanizmaları kristal içi kayma, öğütülme, yeniden kristalleşme olmak üzere üçe ayrılmaktadır. Kayaç bu mekanizmalar ile belirgin bir foliasyon kazanır.

Çalışma alanında Tektonik karmaşık ve volkanik – sedimanter seri üzerine tektonik dokanakla gelen bu birim yer yer metrik kalınlıkta dünitik zonlar içeren ileri derecede serpantinleşmiş harzburjitlerle temsil edilir. En iyi mostralarına Yuvaköy’de Koca Tepe ve Sirenkaya Tepesi arasında, Bağ Deresinde, Bozyerler Sırtı ve Çal Tepe civarında ve ayrıca Tektonik karmaşık içerisinde olmak üzere geniş bir alanda rastlanır (Şekil 2.1). Üstte ise Yumrukaya Tepe, Çakmak Tepe, Kızılkaya Sırtı ve Teşrekyayla civarında volkanik ve sedimanter seri ile sınırlıdır.

Mostrada üst yüzeyleri yıkanma ve demiroksit minerallerince zenginleşme sonucu sarı – kahverengi, kırılma yüzeyleri koyu yeşil, yeşilimsi siyah renklerde gözlenir. Fay zonlarında breşleşmiş yer yer şistleşme ve lifsi yapı gösteren serpantinitlere rastlanmaktadır. İleri derecede serpantinleşme nedeniyle plastik deformasyon izleri çok belirgin değildir. Bazı mostralarda yıkanmış yüzeylerde ve nispeten taze kalmış kayaçlarda yassılaşıma ve uzama gösteren ortopiroksen ve kromit mineralleri gözlenebilmektedir.



Şekil 2.11. Harzburjitlerin genel görünümü . Yakın planda görülen kumtaşı – kireçtaşı – kıltaşı ardalanması (Haymana formasyonu) harzburjitlerin üzerinde diskordansla yer almaktadır. T: tektonit (Lokasyon : AY- 69)



Şekil 2.12. Fay zonlarında breşleşmiş serpantinitleerin yakın görünümü (Lokasyon : AY.56)

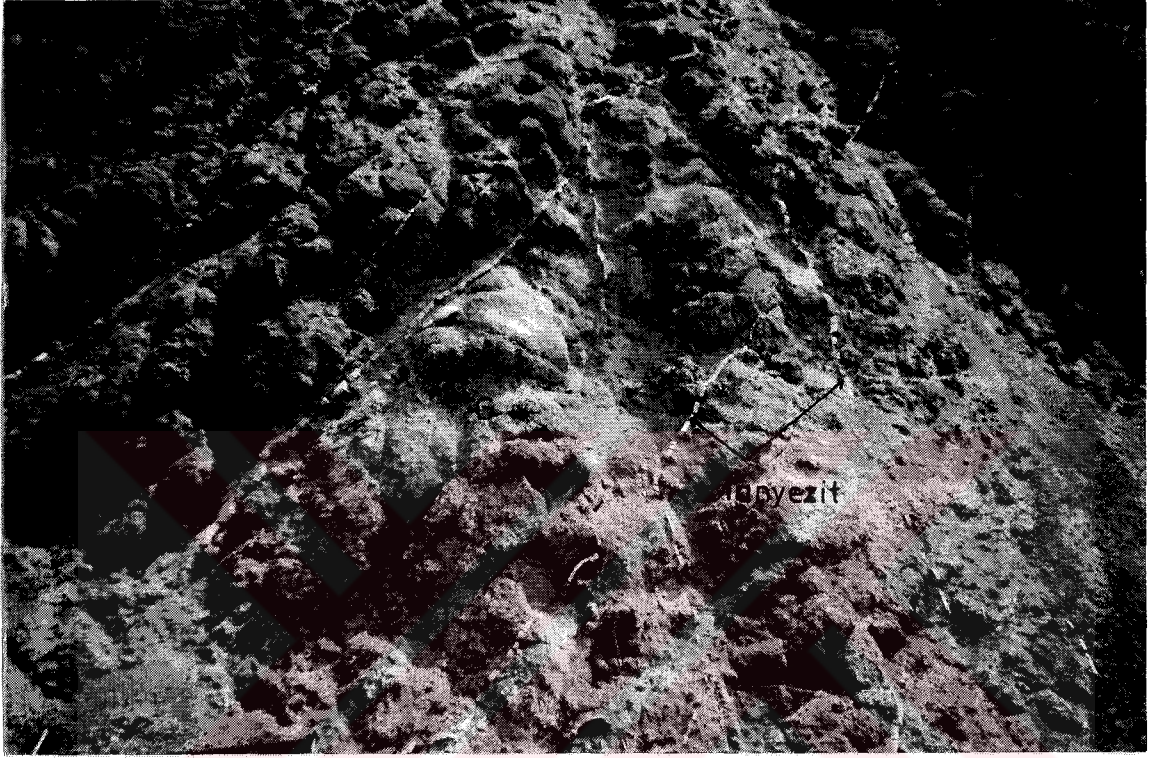


Şekil.2.13. Serpantinleşmiş harzburjit mostrasının yakından görünümü . Dış yüzey yıkanma sonucu demiroksit minerallerince zenginleşmiş kahverengi - sarı renkli santimetrik kalınlıkta bir kabuk şeklinde gözleniyor.(Lokasyon AY.68)

2.2.4.Kümülatlar

Kümülat terimi ilk defa Wager tarafından 1960 yılında kullanılmıştır. Bu terim tanımlandığı şekli ile magma odasında oluşan ve esas olarak kristallerin çökmesi sonucu meydana gelen derinlik kayaçlarını ifade etmektedir. Oluşum biçimlerine göre kümülüs ve interkümülüs olmak üzere iki çeşit mineral içerir. Kümülüs mineraller magma odasının herhangi bir seviyesinde ana magmadan itibaren kristalleşen ve tabana çöken mineralleri, interkümülüs mineraller ise çöken mineraller arasında kalmış interstisiyel magmadan itibaren kristalleşen mineralleri ifade eder. Mostrada sedimanter kayaçlara benzer tabakalı özellikler göstermesi ile tanımlanabilirler. Kümülatlar esas olarak tektonitlerin üzerinde yer alırlar ve okyanusal kabuğun en alt birimini temsil ederler. Kümülatlarda gözlenen litolojik birimler alttan üste doğru genellikle dünit, verlit, piroksenolit ve gabro şeklindedir.

İnceleme alanında kümülatlar genellikle masif, yer yer belirgin olmayan tabakalı yapıda gabrolarla temsil edilirler. Yeşilimsi kahverengimsi renklerde, bol çatlaklı ve ileri derecede bozunmuş kayaçlar şeklindedirler. Çatlaklar genellikle 1 – 4 cm kalınlıkta olup ikincil manyezitler tarafından doldurulmuş durumdadır (Şekil 2.14). İnce kesit yaptırılmamış olmakla birlikte el örneklerinden iri taneli, taneler dokulu oldukları tesbit edilebilmektedir.



Şekil.2.14. Gabroların genel görünümü. G: gabro (Lok.20)

2.3.Haymana Formasyonu (Kh)

Memlik Köyü'nün kuzeyinde konglomera, kumtaşı ve şeyl aralanmasında oluşan bu birim Ankara ofiyolitik karmaşığı üzerinde uyumsuzlukla gelir. Konglomera yeşilimsi, sarımsı ve kahverenkli olup, sıkı tutturulmuş ve orta – kalın tabakalıdır. Çakılların çoğu melanjlardan türemiştir. Kumtaşları, yeşil, sarı ve kahverenkli. Şeyler, koyu gri boz renkli, gevşek tutturulmuş, ince tabakalı ve yer yer laminalıdır. Daha önceki çalışmalarda yaşı Maastrichtiyen olarak belirlenmiştir (Akyürek ve diğ.,1984)

2.4.Çayraz Formasyonu (Tça)

Kızılyokuş Sırtı ve Atçıkma Tepe civarında görülen bu birim kireçtaşı ve marn ardalanması şeklinde devam etmekte olup konglomera seviyelerine de rastlanmıştır. İnceleme alanının batısında Ankara ofiyolit karmaşığı üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Kireçtaşları sarımsı – bej renkli ve bol fosillidir. Bu kireçtaşları arasında yer yer beyazımsı - yeşil renkte yatay tabakalı kumtaşları da görülmektedir. Yine kireçtaşları arasında yeşil - sarı renkli marnlar bulunmaktadır.

2.5. Hançili Formasyonu (Th)

Killi kireçtaşı, marn, kumtaşı ve tüfit ardalanmasından oluşan ve yer yer andezit silleri içeren bu birim Yuvaköy'un güneyinde yüzeilenmektedir ve Ankara ofiyolitik karmaşığını uyumsuz olarak örtmektedir. Hançili formasyonu ilk kez Akyürek ve diğ. (1980) tarafından kullanılmıştır.

Daha önce inceleme alanı dışında yapılan çalışmalarda spor ve fosil polen analizleri yardımıyla birime Üst Miyosen yaşı verilmiştir (Tekkaya vd., 1975).

2.6.Tekke Volkanitleri (Tt)

Ofiyolitik birimler ve Çayraz Formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yeralan, andezitik lav, tüf ve aglomeradan oluşan bu birim İlk kez Akyürek ve diğ. (1982, 1984) tarafından tanımlanmıştır. Çalışma alanında Kara T., Delilermezarı T., Taşlık T., Yelligeliş Tepe, Kaklık Tepe' de mostra verirler.

Andezitik lavlar genellikle masif, Hançili formasyonu içinde ise siller halinde bulunurlar. Genellikle koyu gri – siyah renkler gösterirler. Bununla birlikte Yelligeliş Tepe ve Kalkık Tepe bölgelerinde yer yer pembemsi andezitlere rastlanmıştır. Mikroskobik incelemeler sonucunda pembe renkli andezitlerin hornblend andezit, gri renkli andezitlerin biyotit andezit olduğu saptanmıştır.

Tüfler; gri ve beyaz renklerde olup andezit ve aglomeralar arasında görülür. Aglomera ise bazen tüf ve andezit ile ardalanmalı bazen tek olarak gözlenir. Aglomeralar 10 - 15 cm ile 1- 2 cm arasında değişen andezit parçaları içerir.

Tekke volkanitlerinin yaşı daha önceki çalışmalarda Orta ve Üst Miyosen olarak kabul edilmiştir (Büyükönel, 1971). Bu birim karasal koşulların sürdüğü sırada oluşan volkanizmanın ürünüdür.

Tekke volkanitlerinin en önemli birimi olan andezitik lavlara Ankara civarında yaygın şekilde rastlanmaktadır. Alterasyon sonucu pembe bir renk kazanan ve Ankara taşı adı altında yapıtaşı olarak değerlendirilen andezitler mineralojik olarak altı gruba ayrılmaktadır (Büyükönel, 1971). Bunlar :

- 1- Biyotit andezitler
- 2- Hornblend andezitler
- 3- Biyotit - ojit andezitler
- 4- Hornblend - biyotit andezitler
- 5- Hornblend - ojit andezitler
- 6- Hornblend – biyotit- ojit andezitler

İnceleme alanındaki andezitlerin ise mikroskobik incelemeler sonucunda biyotit andezit ve hornblend andezit olduğu belirlenmiştir.

2.7.Gölbaşı Formasyonu (Tg)

İlk kez Akyürek ve diğ., (1982, 1984) tarafından adlandırılan bu birim konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından meydana gelir. Bu birim arazide boz- gri rengiyle belirgindir. Konglomera ve kumtaşları değişik boyutlardadır ve andezit gibi kayaç parçacıkları içerir.

Esas olarak akarsu çökellerinden meydana gelen Gölbaşı formasyonunda fosil bulunamamıştır. Birimin yaşı yine daha önceki çalışmalarda stratigrafideki yeri ve eski çalışmalar göz önüne alınarak Pliyosen olarak kabul edilmiştir (Akyürek, 1980).



Şekil 12.15. Gölbaşı formasyonu ile Tektonik karmaşık. Tg: Gölbaşı Formasyonu, T: Tektonit , V.S: Volkanik – Sedimanter Seri (Lokasyon AY.53)

2.8.Alüvyon (Qa)

Çalışma alanında Çorak dere ve Kıyam çayı boyunca gözlenen alüvyonlar genellikle tutturulmamış veya çok az tutturulmuş, kötü boylanmalı kum, silt, çakıl boyu malzemeden meydana gelmektedir.

3.MİNERALOJİK VE PETROGRAFİK İNCELEMELER

Arazi çalışmaları sırasında ofiyolitik karmaşığa ait birimler ve andezitlerden alınan 100 adet kayaç örneğinden 61 adet ince kesit yaptırılmış ve örnekler alttan aydınlatmalı binoküler polarizan mikroskopta incelenmiştir. Ayrıca ileri derecede serpantinleşmiş harzburjitlerin mineralojik bileşimi 4 adet örnek üzerinde XRD yöntemiyle belirlenmeye çalışılmıştır.

3.1. Ankara Ofiyolit Karmaşığı

3.1.1. Tektonik Karmaşık

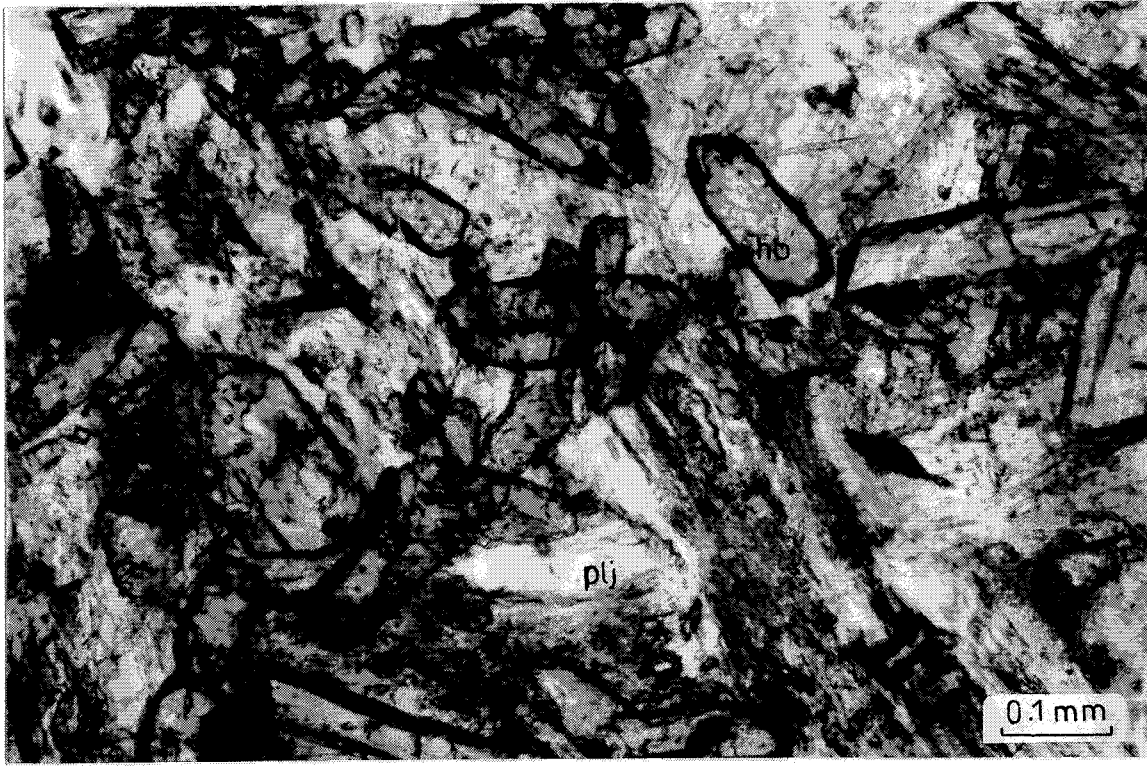
Bu birim ofiyolite ve temele ait değişik kayaçların karmaşık beraberliğini temsil etmektedir. Tektonik karmaşıktaki bulunan ofiyolitik birimler diğer ofiyolitik kayaçlarla aynı petrografik özelliklere sahip olduklarından ayrı olarak ele alınmamıştır. Sadece diyorit, diyabaz, bazalt ve mermerin mineralojik özellikleri bu bölümde anlatılmıştır.

3.1.1.1.Damar Kayaçları

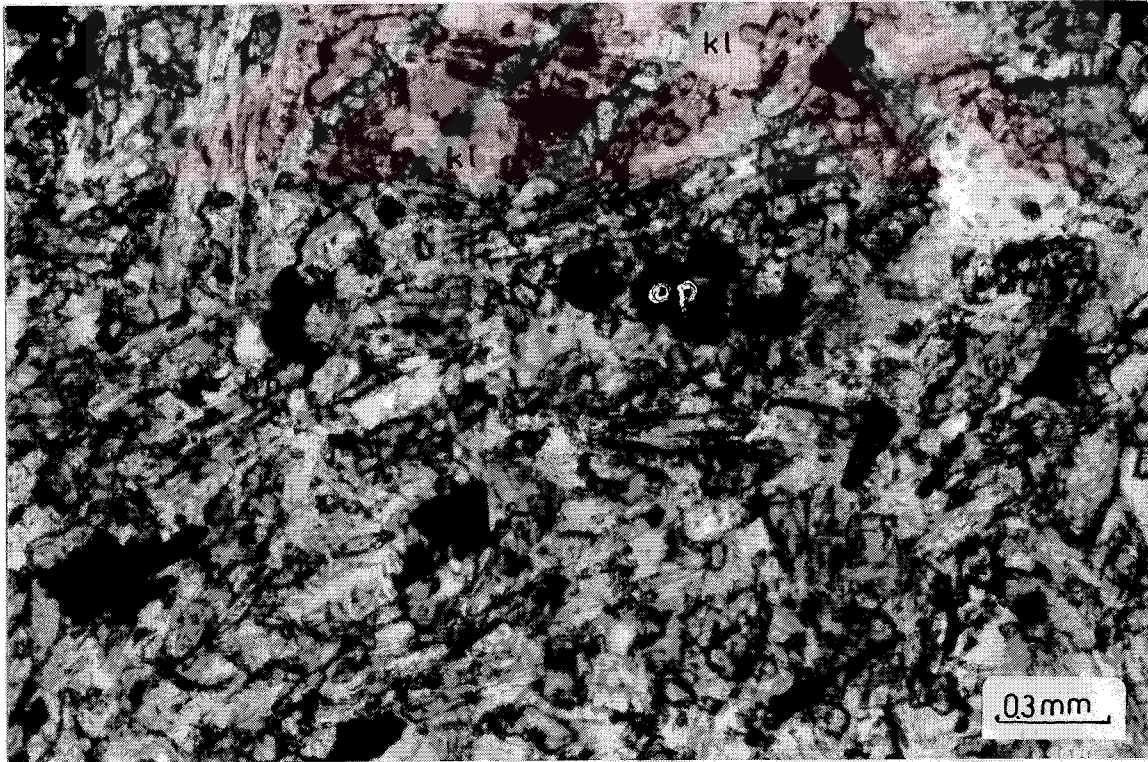
Damar kayaçları diyabaz ve mikro diyorit daykları ile temsil edilmekte olup harzburjit ve gabroları keser şekilde bulunmaktadır.

Mikro Diyorit

Başlıca plajiyoklaz (% 50), hornblend (% 40), klinopiroksen (% 10) ve opak minerallerden oluşan hipidiyomorf – taneseli doku gösteren holokristalin bir kayadır. Aktinolit ve klorit, hornblend ve klinopiroksenin alterasyon ürünleri olarak gözlenir. Çatlaklar ikincil kalsit mineralleriyle doldurulmuş durumdadır. Plajiyoklazlar boyutları 0,5 – 2 mm arasında değişen yarı özşekilli, ileri derecede serisitleşmiş ve killeşmiş mineraller şeklinde gözlenirler. Hornblend 0,3 – 2 mm boyutlarında yeşil – kahverengi renk tonlarında, genellikle özşekilli mineraller halindedir. Klinopiroksen ender olarak 0,2 – 1 mm boyutlarında renksiz – çok soluk yeşil renk tonlarında gözlenir (Şekil 3.1 ve Şekil 3.2).



Şekil 3.1. Harzburjitleri kesen diyorit daykının genel mikroskobik görünümü ; hb : hornblend , plj : plajiyoklaz (Tek nikol , Örnek no : AY. 44)



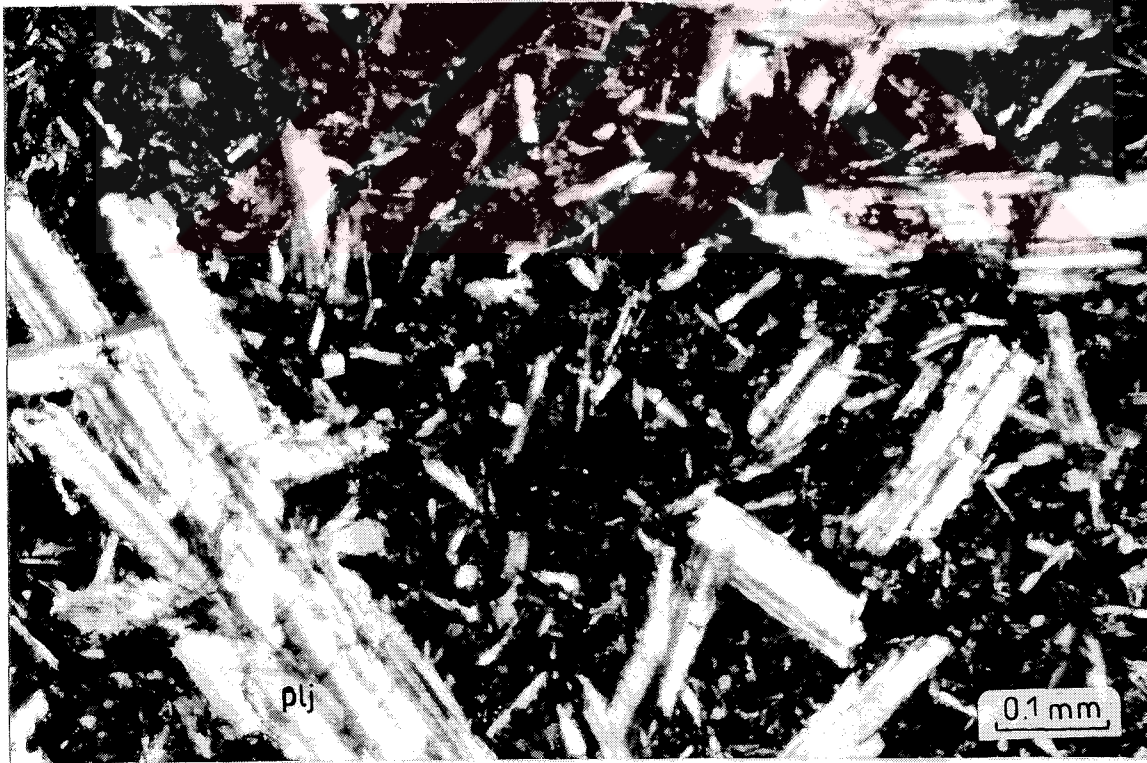
Şekil 3.2. Harzburjitleri kesen diyorit daykının genel mikroskobik görünümü ; hb : hornblend , plj : plajiyoklaz , kl : klorit , op: opak mial (Tek nikol , Örnek no : AY. 48B)

Diyabaz

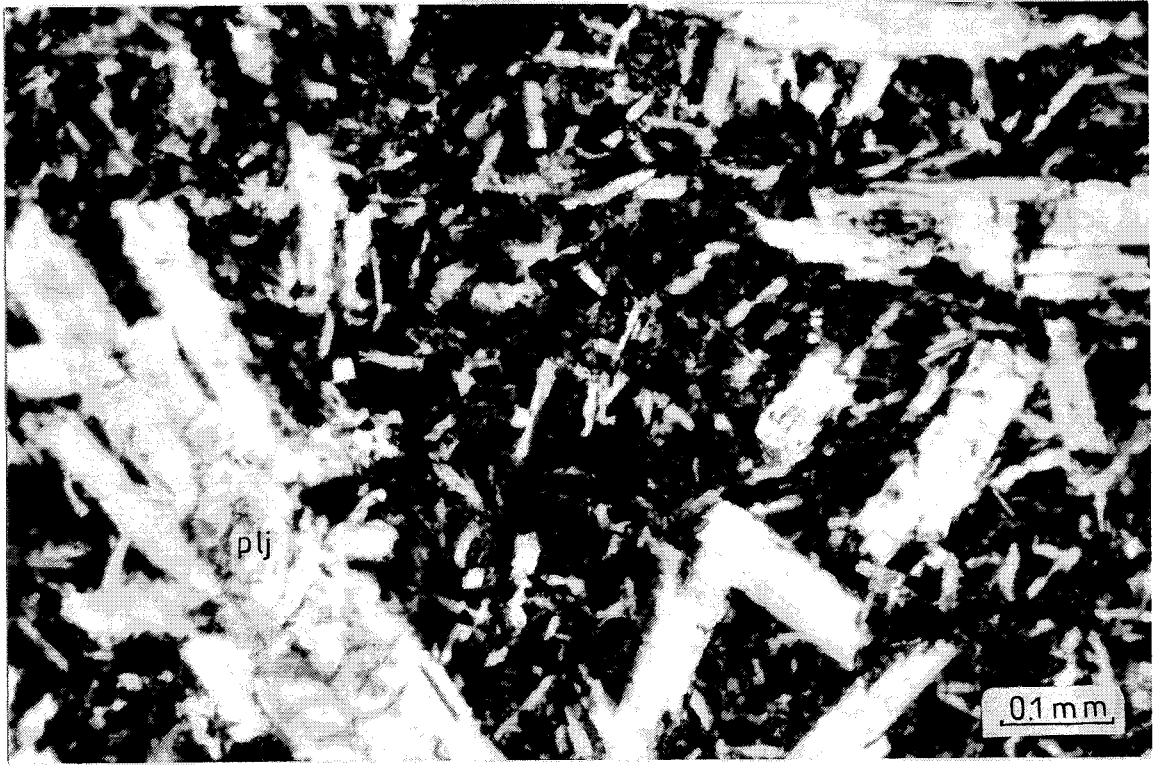
Diyabaz doleritik dokulu olmasıyla diyoritlerden ayrılır. Esas olarak plajiyoklaz (% 40), klinopiroksen (% 30), hornblend (% 20) ve opak minerallerden meydana gelir. Ender olarak biyotite rastlanır (Şekil 3.3 ve Şekil 3.4).

Plajiyoklaz özşekilli ve yarı özşekilli ince uzun çubuklar şeklindedir. Ortalama 0,5 – 2 mm uzunlukta 0,2 - 0,5 mm genişliğindedir. Albit ikizlenmesi gösteren plajiyoklazlarda sönme açısı yardımı ile Michel Levy Yöntemi kullanılarak An içeriği % 55- 60 ile labrador bileşiminde oldukları tesbit edilmiştir.

Klinopiroksen 0,2 – 3 mm boyutlarında özşekilli mineraller şeklindedir. Hornblend ise yeşil – kahverengi yeşil renklerde özşekilsiz mineraller şeklinde gözlenmiştir. Boyutları 0,5 – 1 mm arasındadır. Biyotit ise ender olarak görülür, kloritleşme sonucu yeşil bir renk kazanmıştır.



Şekil 3.3. Harzburjileri kesen diyabaz daykının genel mikroskopik görünümü , plj : plajiyoklaz (Çift nikol , Örnek no : AY.55B)



Şekil 3.4. Harzburjileri kesen diyabaz daykının genel mikroskobik görünümü, plj: plajiyoklaz (Tek nikol , Örnek no: AY.55B)

3.1.1.2.Bazaltik Volkanik Kayaçlar:

İnceleme alanındaki bazaltlar genellikle masif ve yer yer yastık yapılı lavlar şeklindedir. Oksidasyona bağlı olarak kırmızımsı – kahverengi renk tonlarında ve yer yer spilitleşme sonucu yeşil renk kazanmış bazaltlara rastlanılmıştır.

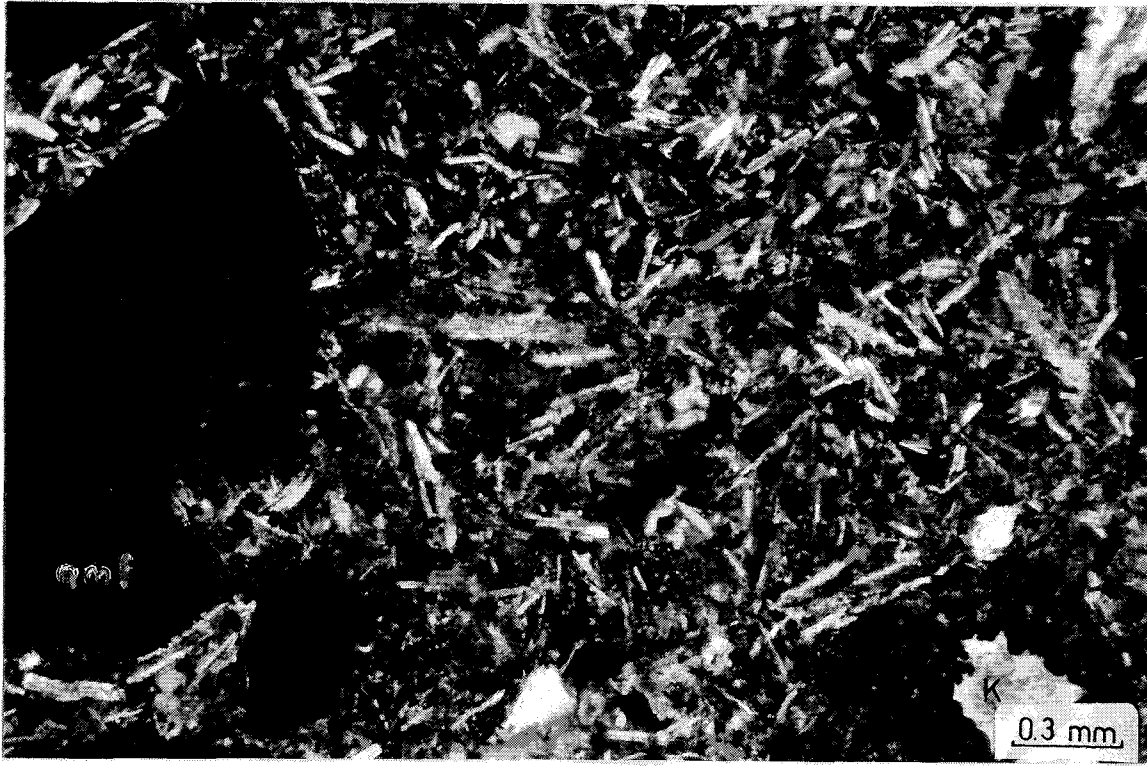
Kayaç intersertal doku göstermektedir genellikle 0,2 – 0,5 mm boyutlarındaki plajiyoklaz (% 30) mikrolitleri birbirlerini keser şekilde bulunurlar. Aralarındaki boşluklar küçük mineraller ve volkan camı (% 40) ile doludur. Klinopiroksen kayacın yaklaşık % 15' ini oluşturur, 0,2 – 1 mm boyutlarında ve özşekilsiz mineraller olarak gözlenir. Bazalt içerisinde yer yer hamuru oluşturan küçük mineraller ve seyrek olarak iri fenokristaller halinde amfibol minerallerine de rastlanmaktadır. Bunlar genellikle ileri derecede alterasyon sonucu opak minerallere dönüşmüş durumdadırlar (Şekil 3.6). Opak mineraller genellikle hamur içerisinde yarı özşekilli ve küçük (0,1 – 0,5 mm) bileşenler şeklinde gözlenirler. İkincil mineral olarak ise kalsit, klorit ve kalsedon görülür. Bunlardan özellikle kalsit ve kalsedon gaz boşluklarını dolduran mineraller şeklindedir.



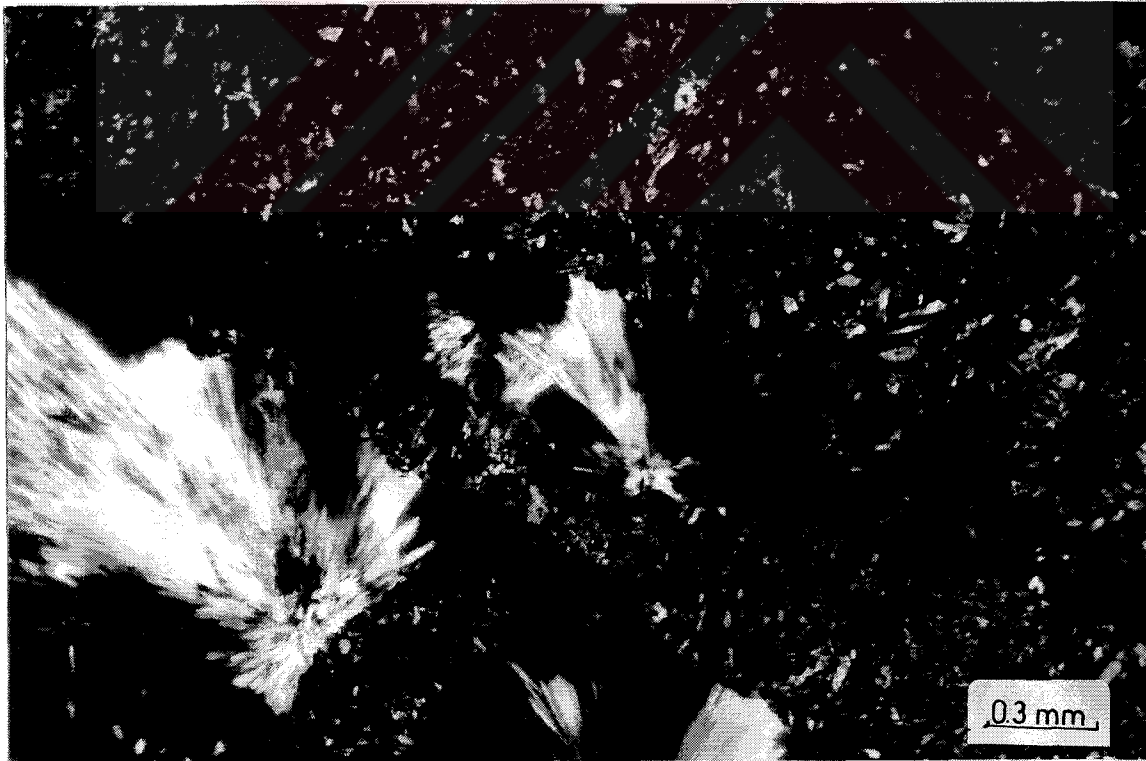
Şekil 3.5. Tektonik Karmaşık içerisinde yer alan bazaltların genel mikroskopik görünümü , plajiyoklaz mikrolitleri koyu renkli bir hamur içine dağılmış durumdadır, K: kalsit, kl: klorit (Tek nikol , Örnek no : AY.48 A)

Plajiyoklaz mineralleri hamur içerisinde çok küçük kristaller şeklinde olduğundan belirgin ikizlenme gözlenememektedir. Ancak porfirik doku gösteren bazaltta plajiyoklaz fenokristal olarak bulunduğu ve belirgin polisentetik ikizlenme gösterdiğinden An içeriği Michel Levy Yöntemi kullanılarak % 56 –58 ile labrador olarak saptanabilmektedir.

Kayaçtaki boşluklar değişik şekil ve büyüklükte olabilen, klorit, epidot, kalsit, çok az kuvars, zeolit (Şekil 3.7) ile dolmuştur. Nadiren aktinolit mineraline de rastlanmıştır. Hamur ise kahverengimsi renkte volkan camından oluşmuştur.



Şekil 3.6. Volkanik - sedimanter seri içerisinde yeralan masif bazaltın genel mikroskobik görünümü . K: kalsit , amf: amfibol (Çift nikol , Örnek no : AY.58)



Şekil 3.7. Volkanik - sedimanter seri içerisinde yeralan masif bazaltın genel mikroskobik görünümü . Boşluklar ikincil zeolit ve klorit mineralleri ile doldurulmuş durumdadır. (Çift nikol , Örnek no : AY.52B)

Volkanik ve sedimanter seri içerisinde yer alan yastık yapılı lavlar geniş ölçüde spilitleşmeye uğramış ve kayaç yeşil bir renk kazanmıştır. Kısaca sodyum metasomatizması olarak ifade edilen bu değişim sonucunda albit, kalsit ve epidot gibi yeni mineraller meydana gelmiştir.

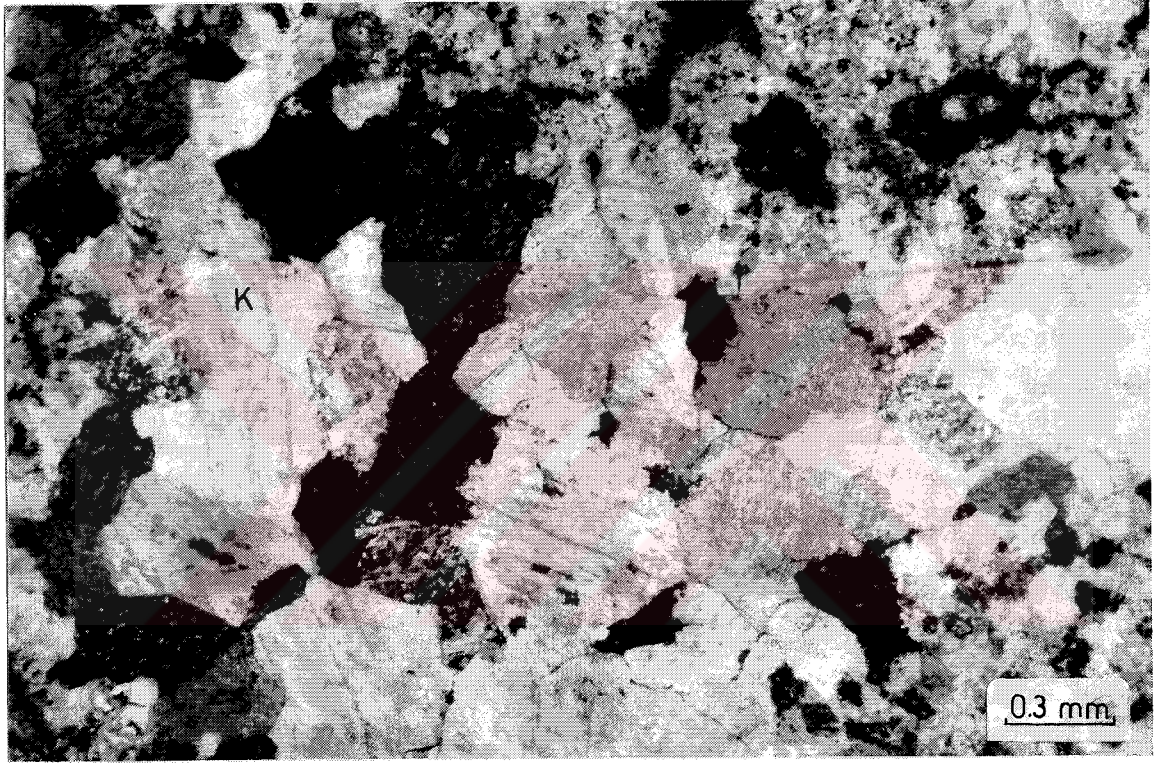
Kayaç genellikle mikrolitik porfirik ve amigdaloidal dokuludur (Şekil 3.8). Albit, klinopiroksen , klorit , epidot , kalsit , demiroksitce zengin volkan camından oluşur. Hamur kahverenkli renktedir (Şekil 3.8). Oval ve değişik şekillerdeki gaz boşluklarının ikincil mineral olan kalsitle doldurulmuştur. Bazı kesitlerde hamurda çok küçük mineral olarak klinopiroksen bulunmaktadır. Klorit minerali renksiz veya çok soluk yeşil renktedir. Bu durum Kloritin Mg'ca zengin olduğuna işaret eder. Kalsedon minerali renksiz olup, II. Nikolde ışınal – lifsi görünümüne sahiptir. Epidot fıstık yeşili rengi ile pistazit olarak nitelendirilmiştir.



Şekil 3.8. Spilitleşmiş bazaltın genel mikroskopik görünümü; K: kalsit (Tek nikol , Örnek no : AY 63)

3.1.1.3.Mermer :

Tektonik karmaşık ve volkanik - sedimanter seri içinde ince mermer seviyelerine rastlanmaktadır. Bunlar esas olarak özşekli ve yarı özşekli kalsit minerallerinden meydana gelirler. Yeniden kristalleşmeye uğrayan bölümlerde mozayik doku gözlenir. Kalsit polisentetik lameller şeklinde kayma ikizlerine sahiptir. Çift kırması kuvvetlidir. Yüksek Dizilere ait inci grisi veya beyazımsı girişim renkleri gösterir. Kuvars, muskovit ve biyotit tali mineraller şeklinde bulunur (Şekil 3.9).



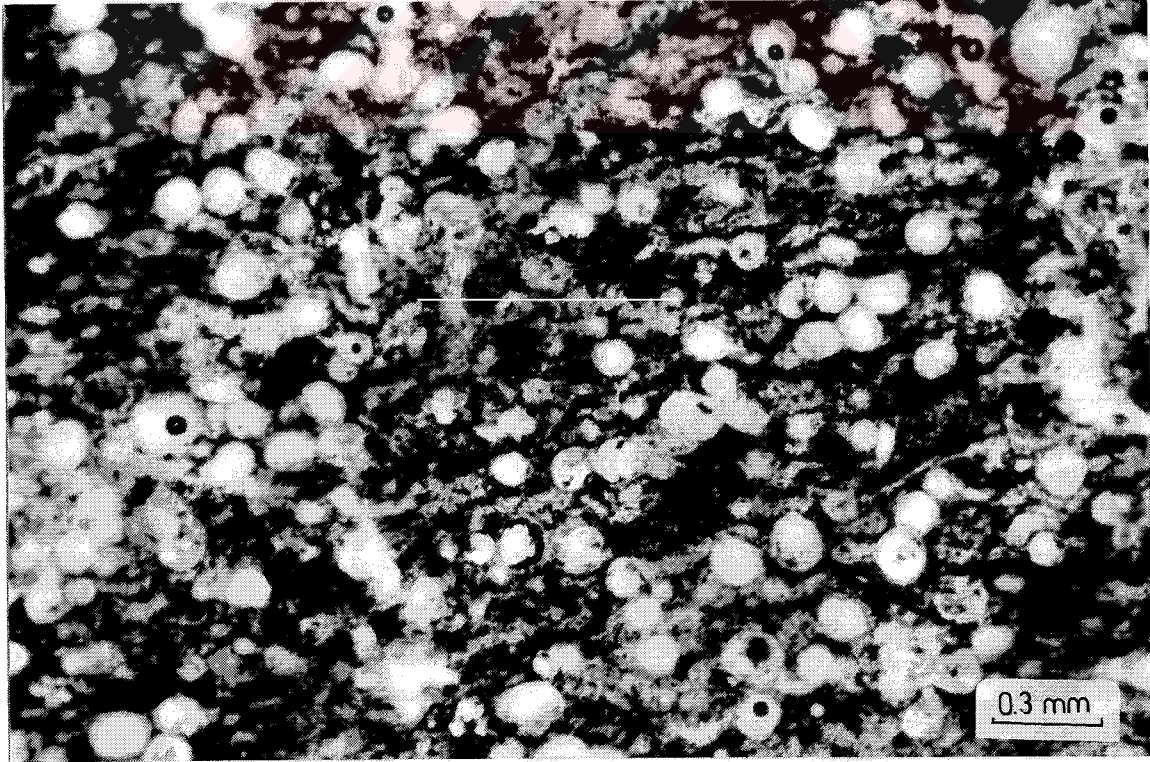
Şekil 3.9. Tektonik karmaşık içerisindeki rekristalize kireçtaşlarının genel mikroskopik görünümü , K: kalsit (Çift nikol, büyütme, Örnek no: AY.70)

3.1.2.Volkanik ve Sedimanter Birim

Bazaltlar, radyolaritler, kireçtaşları, çamurtaşları ve çörtler ile temsil edilen birimdir. Volkanik ve sedimanter birimde radyolaritlerle ardalanmalı olarak bulunan bazaltlar tektonik karmaşıktaki bulunan bazaltlarla aynı petrografik özelliklere sahiptir.

Radyolarit :

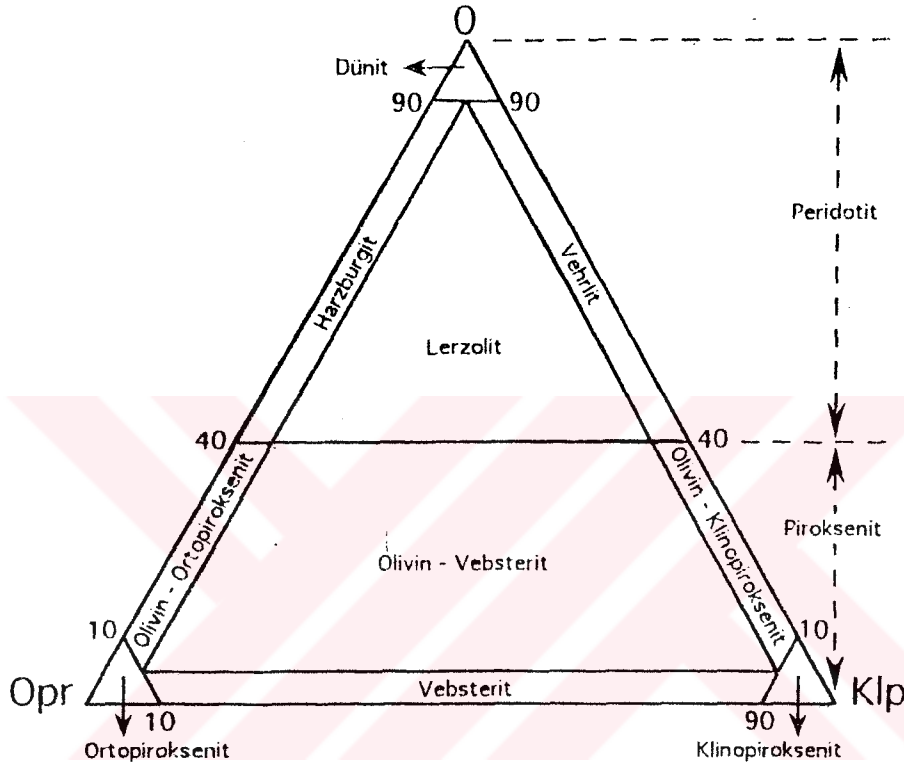
Radyolaritler, çeşitli radyolaryaya kavkı parçaları ile kil - silt boyutunda tanelerden oluşan, kahverengi bir matriks malzemesinden meydana gelir. Radyolaryaya kavkıları silis içeren kuvars ve kalsedon tarafından doldurulmuştur (Şekil 3.10). Kalsedon renksiz – çok soluk kahverengimsi renktedir. Kalsedon alçak sıcaklık kuvarsının kript- mikrokristalin bir türü olarak kabul edilmiştir. İnce kesitteki değişik görünümü nedeniyle kuvarstan ayrılır. Agregat sınırına yaklaşık dik yönde gelişmiş değişik uzunluklar gösteren lifler, ışınsal görünümü ile göze çarpar. Renksiz - soluk kahverengimsi olup, yuvarlak ve sferülitik bir şekilde gözlenir. Kayaçta karbonat minerallerin ile opak minerallere de rastlanır. Ayrıca kayaç, ince damarlar halinde bulunan kalsit mineralleri tarafından kesilmektedir.



Şekil 3.10. Radyolaritlerin genel mikroskobik görünümü radyolaryaya kavkıları kuvars ve kalsedon ile doldurulmuştur. (Tek nikol , Örnek no: AY.31)

3.1.3. Tektonitler

Plütonik kayalar tektonit dokulu harzburgitlerle kümülat dokulu gabrolardan meydana gelmektedir. Bu kayaların adlandırılması mineralojik bileşimlerinden itibaren Streckeisen (1976) ' nın önerdiği diyagram baz alınarak yapılmıştır.



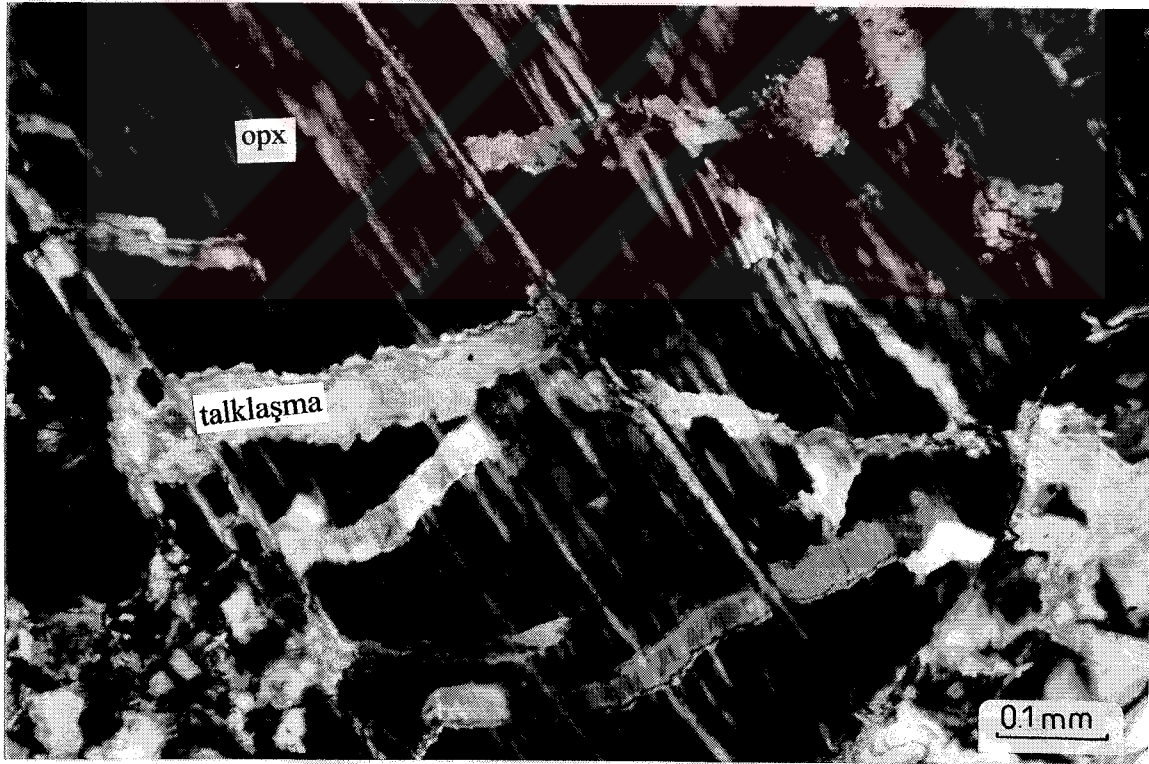
Şekil. 3.11 Ultramafik kayaların sınıflandırılması (Streckeisen , 1976)

İnceleme alanında tektonitler serpantinleşmiş harzburgitlerden meydana gelmektedir. Bu birimi oluşturan kayalar mikroskopta incelendiğinde kayacın ilksel dokusunun kaybolduğu ve kayacın hemen hemen tamamen (% 80 - 90 ' ının) serpantinite dönüştüğü gözlenmektedir. Ancak kayacın içindeki kalıntı minerallerin yardımıyla, serpantinleşmeden önceki kayaç çeşidinin ne olduğunu saptayabilmek mümkün olmakta ve harzburgit ayrımı yapılmaktadır. Ayrıca alınan 4 serpantin örneklerinden XRD yaptırılmış ve elde edilen değerlerden serpantinlerin çoğunlukla klinokrizotil az miktarda ortokrizotil ,

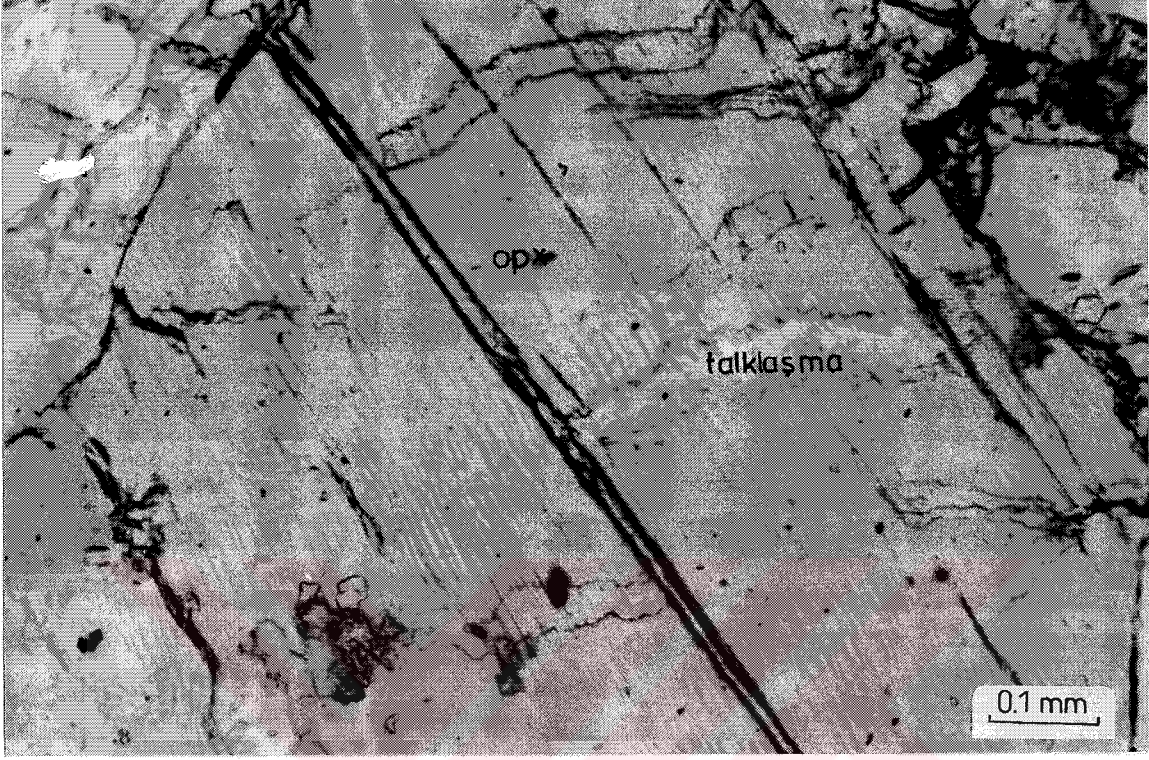
lizardit ve çok az miktardada antigoritten oluştuğunu bunun yanında ortopiroksenlerin enstatit – bronzit bileşiminde olduğu belirlenmiştir.

Ortopiroksen porfiroklastlar halinde bulunur. Ortalama 2 mm büyüklüğünde , özşekilsiz – yarıözşekilli, iyi gelişmiş dilinimleri ve paralel sönmesi ile belirgindir (Şekil 3.12). Bronzit renksiz – açık kahverenkli ve negatif optik işaretlidir. Enstatitlerin ise optik işareti pozitifdir. Ortopiroksen minerallerinin çoğunda yavaş soğuma sonucu gelişen, minerallerin dilinimleri boyunca çok ince lameller şeklinde diyopsit (klinopiroksen) eksolüsyonlarına rastlanmaktadır. Yer yer çatlaklardan itibaren talk minerallerine dönüşmüştür (Şekil 3.13)

Kayaç içerisinde karbonatlaşma yaygındır. Mineraller arasındaki sınırlar boyunca kalsit damarlarının varlığı gözlenmektedir. Klorit mineralinde ikincil mineral olarak rastlanmaktadır.



Şekil 3.12. Serpantinleşmiş harzburgitlerdeki ortopiroksen minerallerinde görülen bastitleşme ve talklaşma , opx : ortopiroksen (Çift nikol , Örnek no: AY3C)



Şekil 3.13. Serpantinleşmiş harzburgitlerdeki ortopiroksen minerallerinde görülen bastitleşme ve talklaşma , opx : ortopiroksen (Tek nikol , Örnek no AY3C)

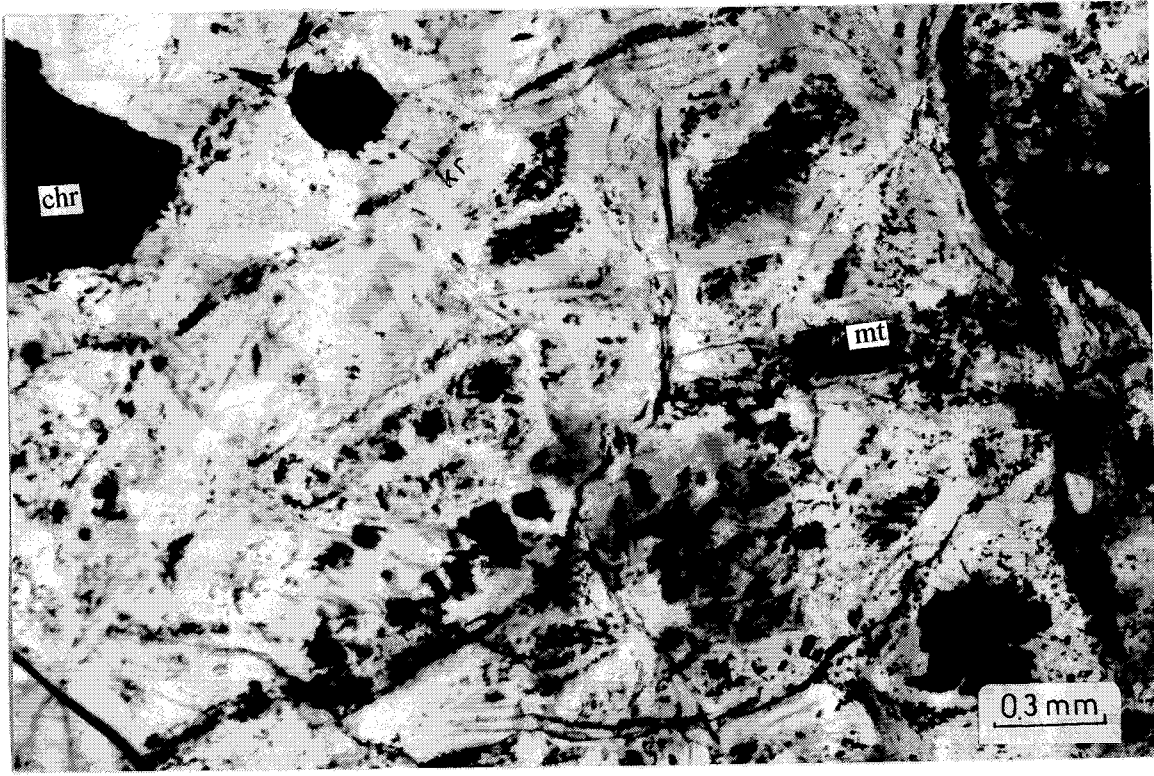
Bazı kayalarda ortopiroksen minerallerinin çatlaklarından opak mineral olan manyetit açığa çıkmıştır. Bazı kesitlerde bol çatlaklı, kalsit damarlarıyla kesilmiş özşekilsiz olivin minerallerine de rastlanmaktadır. Bunlar çatlaklarından itibaren serpantinleşmenin gelişmesiyle ilksel görünümünü kaybetmişlerdir.



Şekil 3.14. Harzburjitlerdeki kromit, serpantin ve manyetit mineralleri, chr: kromit, mt: manyetit, kr: krizotil , liz: lizardit (Çift nikol , Örnek no: AY3C)

Kromit mineralleri kahverenkli – siyah renklerde, çoğunlukla 0,5 mm- 1 mm lik boyutlarda yarıözşekilli ve özşekilsiz taneler halindedir. Bazı kesitlerde kromit minerallerinde yönelme görülebilmektedir (Şekil 3.14 ve Şekil 3.15)

Kayaçta bulunan serpantin mineralleri krizotil, lizardit ve antigorittir. Krizotil minerali daha yaygın olarak görülmektedir. Krizotil minerali lifsi bir yapıda, lizardit ve antigorit mineralleri levhamsı mineraller şeklindedir. Bu mineralleri optik yöntemlerle birbirinden ayırmak mümkün olamamıştır. Ancak XRD yöntemiyle elde edilen difraktogramlar, serpantinleşmiş harzburjit içerisinde krizotil mineralinin daha yaygın olduğunu göstermektedir. Lizardit ortopiroksen mineralinden oluşursa bastit adını alır. Lifsel yapıya sahip olan krizotil , lizardit / veya antigorit lamellerini çevreler . Antigorit düşük mertebeli metamorfizma koşullarını gösterir. Yapraksı şekle sahiptir (Şekil 3. 16).



Şekil 3.15. Serpantinleşmiş harzburgitlerdeki kromit, serpantin ve manyetit mineralleri. chr: kromit, mt: manyetit , kr: krizotil (Tek nikol , Örnek no : AY3C)



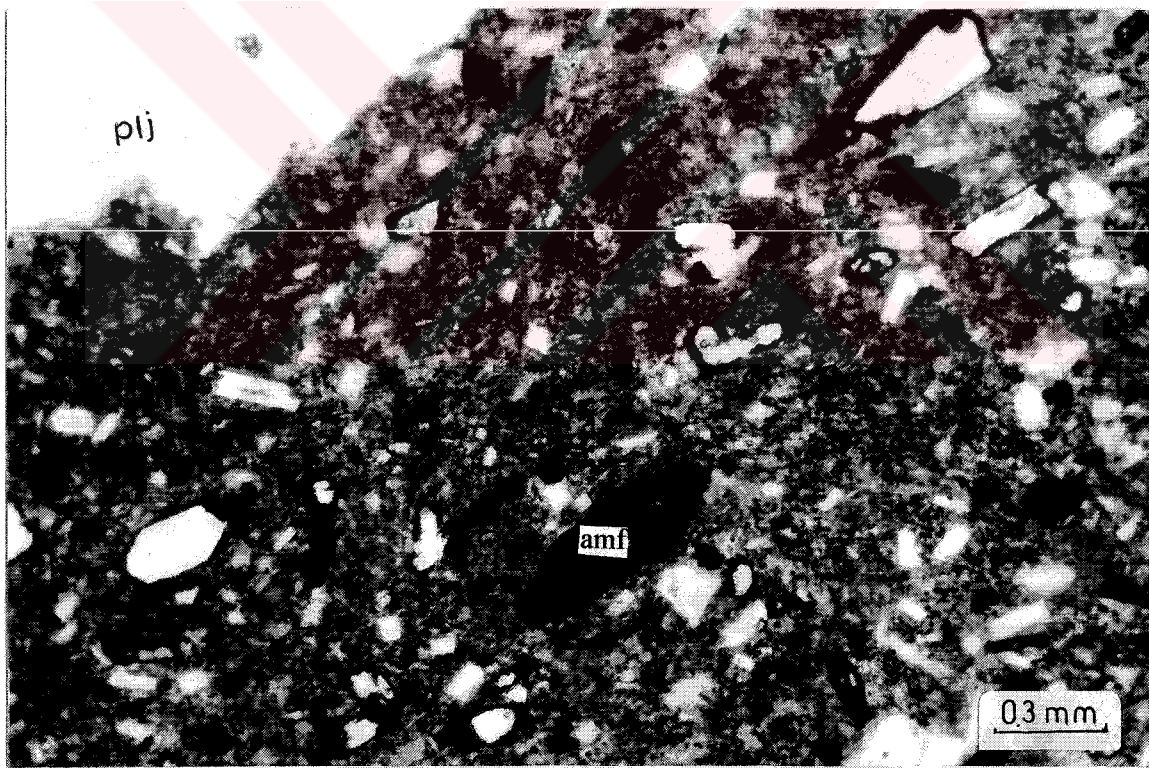
Şekil 3.16. Serpantinleşmiş harzburgitlerdeki krizotil ve lizardit mineralleri. Kr: krizotil, chr: kromit, mt: manyetit (Çift nikol , Örnek no : AY. 3C)

3.1.4. Kümülatlar

İleri derecede bozunmuş gabrolarla temsil edilmektedir. Bunlar genellikle masif yer yer tabakalı yapı gösterirler. El örneğinde taneli dokulu ve iri taneli (3 - 5 mm) oldukları tesbit edilebilmektedir.

3.2. Tekke Volkanitleri

Tekke volkanitleri adı altında toplanan bu kayalar esas olarak andezitik lav, tuf ve aglomeralarla temsil edilmektedir. İnceleme alanındaki andezitler vitrofirik – porfirik dokuludur plajiyoklaz, biyotit, amfibol ve opak mineraller hem fenokristaller hemde hamuru oluşturan küçük mineraller şeklinde bulunurlar. Hamurun % 40' a varan önemli bir bölümü ise volkan camından meydana gelmektedir (Şekil 3.17).



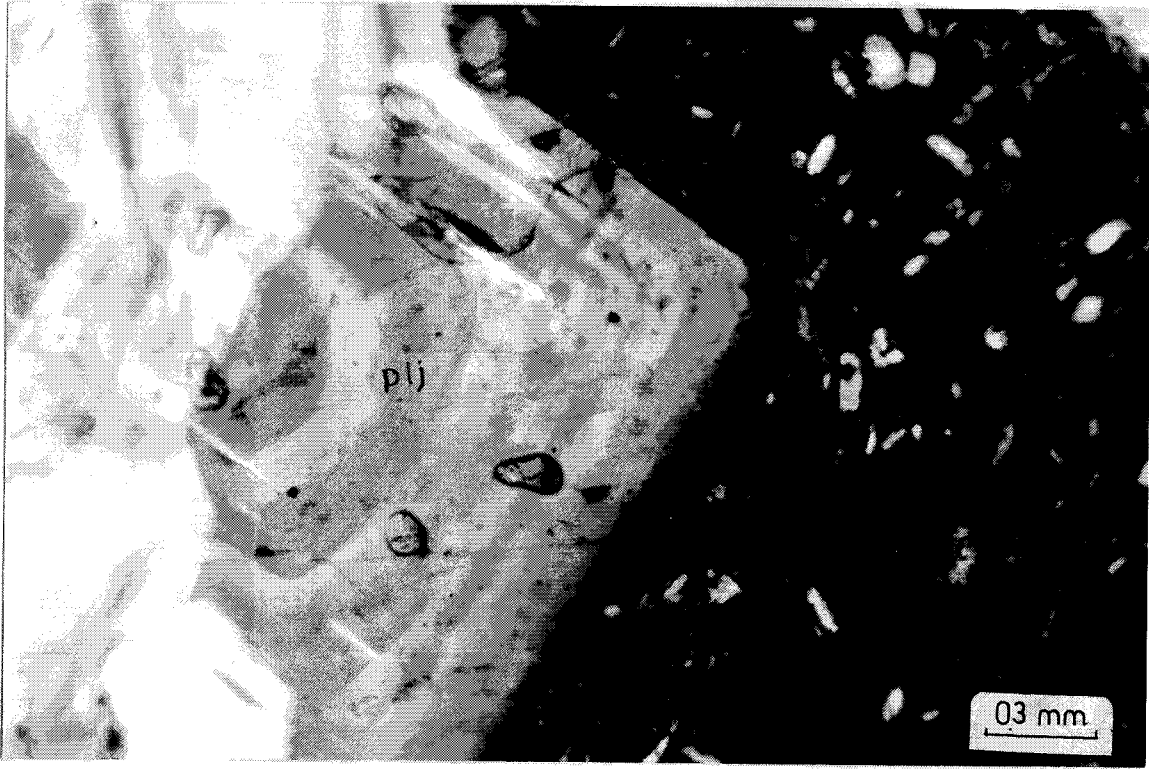
Şekil 3.17. Andezitlerin genel mikroskobik görünümü; plj: Plajiyoklaz, amf: amfibol (Teknik, Örnek no: AY 30)

Fenokristal olarak bulunan plajiyoklazlar ortalama 2 - 3 mm uzunluğunda 1 - 1.5 mm genişliğindedir. Genellikle özşekillidir. İncekesitte belirgin zonlu doku göstermektedir. Bu nedenle anortit içeriği optik yöntemlerle ölçülememektedir. Normal zonlu yapı gösteren kristallerde iç kısım (çekirdek) anortit bakımından zengindir. Plajiyoklazlara mikrolitler halinde hamurda da rastlanmaktadır (Şekil 3.18).

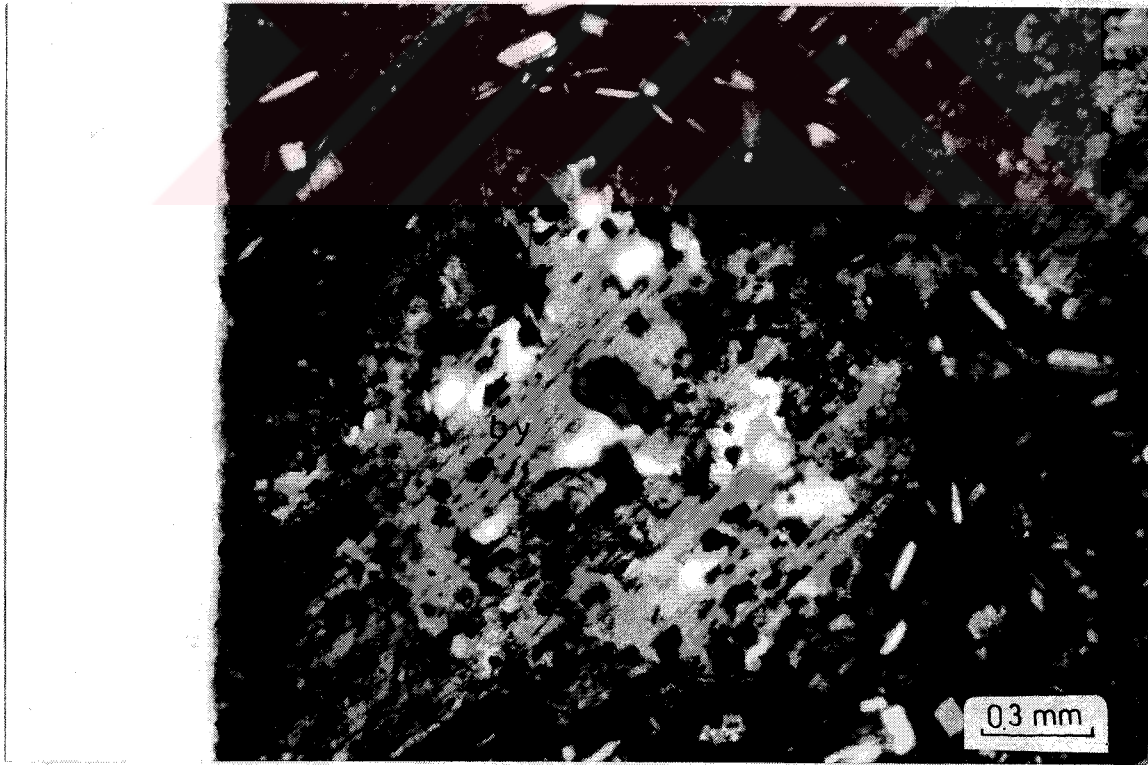
Amfibol yeşilimsi - kahverengimsi renklerde, özşekilli - yarı özşekilli ortalama 1 mm büyüklüğündedir. Az miktarda kahverengi hornblende de rastlanmaktadır. Sönme açısı $\sim 13-15^\circ$ civarındadır. Bazı amfibol minerallerinin kenarlarından itibaren opasitleştiği görülmüştür.

Biyotit kahverenkli olup genellikle 1 - 1.5 mm büyüklüğünde fenokristaller şeklinde gözlenir. Amfibollerde olduğu gibi biyotitler de kenarlarından itibaren opasitleşmiştir. Opasitleşme muhtemelen magmanın hızlı yükselmesine bağlı olarak fenokristallerin duraylılıklarını koruyamamaları nedeniyle kenarlarından itibaren opak görünümlü agregata dönüşmesiyle oluşmuştur (Şekil 3.19).

Hamur ise kahverenkli olup, volkan camı ile plajiyoklaz, amfibol, biyotit mikrolitlerinden oluşmaktadır. Ayrıca hamurda mikrolitlerin paralel dizilmesi ile oluşan akma dokusu da mevcuttur.



Şekil 3.18. Andezitlerde zonlu doku gösteren plajiyoklaz minerali, plj: plajiyoklaz (Çift nikol, Örnek no: AY1)



Şekil 3.19. Andezit içerisinde korrode olmuş poiklitik biyotit. By: biyotit (Çift nikol, Örnek no : AY1)

4.OFİYOLİTİK BİRİMLERİ ETKİLEYEN METASOMATİK SÜREÇLER

Yuvaköy ve çevresinde ofiyolitik birimlerin makroskobik ve mikroskobik incelemeleri sonucunda bu kayaların oluşumlarından günümüzde bulundukları bölgeye yerleşmelerine kadar geçen süre içerisinde değişik metasomatik süreçlerin etkisinde kaldığını göstermektedir.

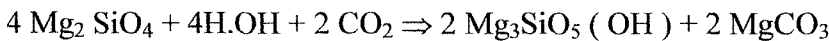
Etkin olan metasomatizma türleri ve etkileri petrografik çalışma esas alınarak incelenmiştir. Sonuç olarak bölgede serpantinleşmenin çok yaygın olduğu ve spilitleşmenin geliştiği gözlenmiştir.

4.1.Serpantinleşme

İnceleme alanında ileri derecede serpantinleşme nedeniyle harzburjitlerin hacim olarak % 80- 90' ı serpantin minerallerine dönüşmüştür. Kayacın serpantinit olarak isimlendirilmesi için hacim olarak % 70' inin serpantin minerallerine dönüşmesi yeterli görülmektedir (Sarp, 1976).

Başlıca serpantin mineralleri; krizotil, antigorit ve lizardittir. Diğer ikincil mineraller ise brusit, manyezit, talk, tremolit – aktinolit, klorit ve manyetitir.

Serpantinit mineralleri Mg - silikatların özellikle olivin ve piroksen minerallerinin metasomatizması sonucu oluşurlar.



Olivin

Serpantin

Bu değişme ile kayacın su alır ve kapalı sistemde hacim artar. Hacim artması kütleli yer değiştirmelere neden olduğundan çatlak yüzeyleri cilalı parlak bir görünüm alır.

Werner ve Taylor (1971) ise serpantinleşmede esas olarak meteorik yeraltı suyunun başlıca etken olduğunu, lizardit – krizotil serpantinit minerallerinin antigorit mineralinden daha düşük sıcaklıklarda oluştuğunu belirtmişlerdir. Yine aynı araştırmacılar okyanus tabanındaki serpantinitlerin oldukça üniform bir izotopsal orana sahip olduklarını ve

oluşum süreçlerinde okyanus suyunun da rol oynadığını belirtmişlerdir. Sonuç olarak Çapan (1977), serpantinitlerin okyanus tabanındaki hacimlerinin oldukça küçük olduğu ve yalnız çatlak zonları boyunca oluştuklarını belirtmiştir.

Dietz ve Hess (1962), serpantinitlerin sırtlar altında yükselmekte olan manto peridotitlerinin juvenil sularla hidrotasyona uğramasıyla da oluşabildiğini belirtmişlerdir.

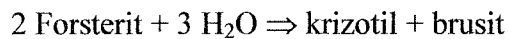
Serpantinleşme, başlangıçta ince – ağsı damarlar şeklindedir minerallerin kenarlarından, dilinim ve çatlaklarından itibaren başlar ve giderek tüm kayacın dokusunu değiştirir.

Ultramafik kayaçların serpantinleşmesi sırasında etkin olan fiziksel koşullar, oluşan mineraller ve bu minerallerin temsil ettiği P / T aralıkları şu şekildedir:

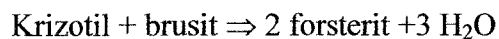
Krizotil ve lizardit düşük dereceli serpantin mineralleridir ve genel olarak yeşilşist fasiyesinin alt seviyelerinde ortaya çıkar. Antigorit ise özellikle yeşilşist / mavişist ve düşük amfibolit fasiyeslerinin serpantin mineralidir (Bucher ve Frey, 1994).

Lizardit tipik bir kristal şekil göstermemekle birlikte hemen hemen levhamsı bir yapıya sahiptir. Genellikle lifsi krizotiller arasında levha şeklinde gözlenir. Serpantinleşmenin ilk evrelerinde oluşan krizotil lifleri, mineral kenarlarına dik yönde bir dizilim göstermekte ve lizardit etrafında adeta bir çerçeve oluşturmaktadır. Çok düşük dereceli metamorfizma koşullarında, krizotil + brunit ve krizotil + talk birlikteliğine rastlanır. Çok düşük sıcaklık ve basınç koşullarında lizardit + brunit birlikteliği gözlenmektedir (O' Hanley, 1996).

Johannes (1966), deneysel incelemelere dayanarak, krizotil + brunitin oluşumunu şu reaksiyon ile açıklamıştır;



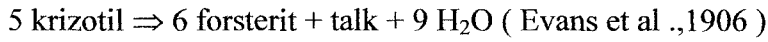
Krizotil + brunit birlikteliği, düşük basınç koşullarında, Bowen ve Tuttle (1949)'a göre 365°C, Yoder (1952)'e göre 430° C' ye kadar duraylıdır. Bu sıcaklıkların üzerinde krizotil + brunit duraylılığını kaybetmekte ve tekrar forsterit + H₂O' ya dönüşmektedir.



Olsen (1963), krizotil + brusit birlikteliğinin, demirce fakir Fo₉₀ bileşimindeki olivinlerden oluştuğunu ve reaksiyon sonucu Fe' in manyetit şeklinde dağılım gösterdiğini belirtmiştir. Bu birlikteliğin üst sıcaklık limitini yaklaşık 390° C (± 60° C ve 100° C) olarak belirtmiştir.

Hostetler vd. (1996), brusitlerin daha çok olivince zengin kayalarda oluştuğunu ve oluşumun kayadaki olivin / ortopiroksen oranı ile ilişkili olduğunu açıklamışlardır. Buna göre, olivin / ortopiroksen oranı, 1' den büyük olduğunda kayacın brusit içeriği fazla, yaklaşık 1 veya daha küçük olduğunda brusit içeriği daha az olmaktadır.

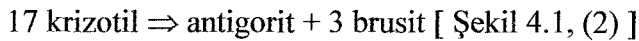
Bowen ve Tuttle (1949), saf Mg – krizotilin 1 kbar basınçta, 505° C den daha yüksek sıcaklıklarda duraylı olamayacağını, bu sıcaklıktan itibaren forsterit + talk minerallerinin oluşacağını belirtmiştir ve forsterit + talk oluşumunu şu reaksiyon ile göstermiştir :



Çoğu zaman krizotil, lizardit minerali ile birlikte bulunur. Barners ve O'Neil (1969)' e göre lizardit – krizotil serpantinitle, 350 °C sıcaklığa kadar duraylı olabilmektedir. Moody (1976)' ya göre ise lizardit – krizotil birlikteliği, 400 – 440° C' nin altında duraylıdır.

Serpantinleşme sürecinin ilerlemesi ile nispeten daha yüksek sıcaklıklarda ve stresin etkili olduğu koşullarda antigorit minerali oluşur. Antigorit yeşilşist fasiyesinin alt sınırında oluşan ve amfibolit fasiyesi sınırının alt sınırına kadar duraylılığını kaybetmeyen bir mineraldir. Lizardit gibi levhamsı bir şekle sahiptir. Optik yöntemle lizardit ve antigoriti birbirinden ayırmak mümkün değildir. Bucher ve Frey (1994), antigoritin ilk ortaya çıktığı reaksiyonu $15 \text{ krizotil} + \text{talk} \Rightarrow \text{antigorit}$ şeklinde açıklamışlardır.

Antigorit minerali ilk oluştuğunda brusit ve talk mineralleriyle birlikte bulunabilir. Kayaç içerisindeki olivin miktarı, ortopiroksenden az ise antigorit + talk birlikteliği oluşur. Talkın oluşmadığı durumda 350° C altında forsterit bileşimindeki olivin minerallerinin hidratasyonu ile antigorit + brusit oluşmaktadır (O' Hanley, 1996), Antigorit + brusitin oluşumu şu şekildedir .



Bucher ve Frey' e göre (1994), krizotil düşük sıcaklık, bozunma veya alterasyon ürünü olmasına karşın antigorit metamorfik koşullarda duraylı bir mineraldir (Şekil 4.1) 250 °C' nin üzerinde bileşime bağlı olarak brusit + antigorit ve antigorit + talk birlikteliklerin olabileceğini ileri sürerler. Eğer harzburjitte forsterit / enstatit oranı 0,7' den büyük ise brusit + antigorit, küçük ise antigorit + talk, ve son olarak eşit ise tek mineral antigorit serpantinler bulunabilir. Brusit + antigorit, artan sıcaklıklara bağlı olarak uyumsuz birliktelik olur ve yaklaşık 400 °C de birliktelik forsterit + antigorit' e ardından talk + forsterite dönüşür (Şekil 4.1).

Antigorit + 20 brusit $\Rightarrow$ 34 forsterit + 51 H₂O (ilk forsteritin düşük sıcaklık limitidir.)

Brusit + antigorit şist birlikteliği orta – alt yeşilşist fasiyesi koşulları ile tanımlanır. Forsterit + antigorit alt amfibolit – üst yeşilşist fasiyesi koşulları ile tanımlanmıştır. Birlikteliğin üst sıcaklık limiti yaklaşık 570 °C dir. Şekil 4.1' de görüldüğü gibi antigorit içeren serpantinler hem amfibolit fasiyesinin ortalarında, hem de mavi şist ve düşük - sıcaklık eklojit koşullarında duraylıdır. Antigoritlerin ortadan kaybolması çok düşük basınçlarda 500 °C' de gerçekleşir, basıncın artışı ile 600 °C' ye yükselir. Ve yazarlar antigoritin ortadan kaybolduğu reaksiyonu;

Antigorit + 20 brusit $\Rightarrow$ 34 forsterit + 51 H₂O [Şekil 4.1, (3)]

Antigorit $\Rightarrow$ 18 forsterit + 4 talk + 27 H₂O [Şekil 4.1, (4)]

şeklinde vermektedir.

Daha yüksek sıcaklık ve basınç koşullarında ise serpantin minerallerinin enstatit + forsterit 'e dönüştüğü görülmektedir (Şekil 4.1). Bu şekilde serpantin üst duraylılık sınırını belirleyen reaksiyon şu şekilde gösterilmiştir.

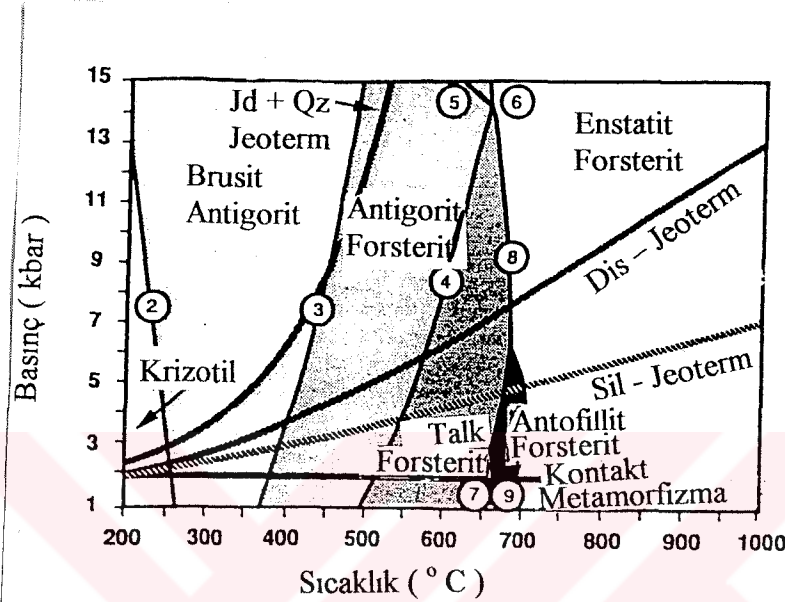
Antigorit $\Rightarrow$ 14 forsterit + 20 enstatit + H₂O [Şekil 4.1, (6)]

Antigoritin yüksek sıcaklık limiti ise;

Antigorit $\Rightarrow$ 18 forsterit + 4 talk + 27 H₂O [Şekil 4.1, (3)] şeklinde gösterilmiştir.

Yine aynı yazarlara göre, orta amfibolit fasiyes koşullarının başlarında kaybolurlar. Forsterit + talk birlikteliği ise üç jeoterm kesişimi (Şekil 4.1)' de 100 –150 °C sıcaklık aralığı boyunca meydana gelir. Talk + forsterit birlikteliği orojenik metamorfizmadaki orta amfibolit fasiyes koşullarına uyar. Daha sonra jeoterm durumuna bağlı olarak enstatit + forsterit birlikteliğine dönüşür. Talk + forsterit birlikteliği yaklaşık 670 °C dir ve basınçtan

bağımsızdır Şekil 4.1’ de (7), (8) ve (9) reaksiyonlarının kesişimi ile tanımlanan invaryant nokta meta - harzburgitlerde antofillit için maksimum basıncı ifade eder. İnvaryant noktanın durumu içerdiği Fe – Mg değişiminin miktarına bağlıdır. Harzburgitteki enstatit + forsteritin düşük sıcaklık limiti 670 °C dir. Bu sınır (6), (7) ve (9)’ a göre daha yüksek sıcaklıktadır.



Şekil 4.1.Harzburgitlerde suyun varlığı altında , değişik basınç ve sıcaklık koşullarında gelişen reaksiyonlar: (2) 17 krizotil $\Rightarrow$ antigorit + 3 burusit (son krizotil), (3) Antigorit + 20 brusit $\Rightarrow$ 34 forsterit + 15 H₂O (forsteritin düşük sıcaklık limiti - forsteritin oluşumu), (4) Antigorit $\Rightarrow$ 18 forsterit + 4 talk + 27 H₂O (antigoritin kaybolduğu – serpantinler için yüksek sıcaklık limiti), (5) Antigorit + 14 talk $\Rightarrow$ 90 enstatit + 55 H₂O, (6) Antigorit $\Rightarrow$ 14 forsterit + 20 enstatit + 31 H₂O, (7) 9 talk + 4 forsterit $\Rightarrow$ 5 antofillit + 4 H₂O (düşük basınçta talkın çıkışı), (8) talk + forsterit $\Rightarrow$ 5 enstatit + H₂O (yüksek basınçta talkın çıkışı), (9) antofillit + forsterit $\Rightarrow$ 9 enstatit + H₂O (antofillitin çıkışı) (Bucher ve Frey, 1994)

İnceleme alanında yeralan serpantinleşmiş harzburgitlerin mikroskopik ve XRD analizlerinden elde edilen sonuçlar, bu kayacın krizotil + lizardit + antigorit minerallerinden oluştuğunu göstermektedir. XRD değerlerine göre krizotil egemen mineral durumundadır. Antigorit minerali ise çok azdır. Bu durumda mineral dönüşüm sıcaklığının amfibolit fasiyesi değerine ulaştığı söylenebilir. Bölge yeşilist / mavişist ve düşük amfibolit fasiyesleri koşullarında oluşan serpantin minerali vardır bu durumda peridotitler düşük – orta dereceli değişime maruz kalmıştır.

Serpantinleşme derecesi bölgenin tektonik hareketliliği ile bağlantılıdır. İnceleme alanının tektonik bölge olması sonucu kırık – ezik zonların su getirimini kolaylaştırması, ileri derecede serpantinleşmeye neden olmaktadır.

4.2. Spilitleşme

Spilit esas olarak albit, klorit, kalsit, epidot, aktinolit tali mineral olarak ise hematit, manyetit, titanit içeren bazaltik kayalara verilen isimdir. Denizaltı volkanizması ile meydana gelen bazaltların albitleşmesi sonucu ortaya çıkmaktadır.

Spilitlerin esas olarak yastık lavlarında görülmesi genellikle denizaltı volkanizması ile ilişkili olduklarını ve deniz suyunun bazaltik kayalar ile etkileşimi sonucu ve sodyum metasomatizması ile oluştuğunu gösterir (Hart, 1970). Birçok yastık lavı okyanus tabanındaki katılma ve yerleşme süreçleri ve sonrasında kimyasal modifikasyona maruz kalmıştır. Bu alterasyon okyanus tabanı metamorfizması olarak tanımlanmıştır. Bu süreç, okyanus tabanını yayılma merkezi olan okyanus ortası sirtlarda oluşan okyanus kabuğunun içerisindeki sıcak su sirkülasyonu ile oluşur. Bu değişimin dağılımı ve derecesi hidrotermal gradyan ve dolaşan sıcak su tarafından kontrol edilir. Aşağı doğru artan termal gradyan ile zeolit fasiyesi, yeşilışt fasiyesi ve hatta düşük dereceli amfibolit fasiyesine ait mineral birliktelikleri görülür (Spooner and Fyfe, 1973; Coleman , 1977).

Spilitleşme sırasında gelişen Na - metasomatizması sonucunda plajiyoklazlardaki Ca ve Al yerini Na ve Si' ye bırakır. Bu nedenle spilitlerdeki plajiyoklazlar Na bakımından zengin olan albit bileşimindedir.

Klorit, genellikle pennin, ripidolit bileşimindeki Mg – kloritler şeklindedir. Bu mineraller genellikle bazalt camının ve olivin kristallerinin yerini alır. Kayaçta boşluk ve çatlaklar, damar halinde klorit minerali ile doludur.

Epidot minarali, piroksenden ve anortitçe zengin plajiyoklaz mineralinin bozunması sonucu oluşur. Kayaçların çatlak ve boşluklarını doldurur.

Piroksen minerali ise zeolit ve prehnit- pumpellyit fasiyesi koşullarında bozunmadan etkilenmeyen mineraldir. Yaklaşık 400 ° C' de Yeşilşist fasiyesinin alt sınırında aktinolite dönüşür. Bu aşamada plajiyoklazlardaki Ca miktarı giderek artar. Oligoklaz bileşimindeki plajiyoklaz aktinolit minerali ile birlikte bulunur. Kayaçta klorit minerali giderek azalır. Epidot ve albit ender olarak rastlanır.

Aktinolit, yalnız düşük dereceli metamorfik koşullarında oluşan bir mineraldir. Hemen hemen renksiz olan bu mineral sıcaklık ve basıncın artması ile yeşilşist fasiyesi ile amfibolit fasiyesi geçiş bölgelerinde (yaklaşık 550 ° C de) kaybolur ve yerine mavi – yeşil renkli hornblen minerali geçer.

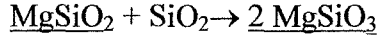
Amfibolit fasiyesinde ilksel klinopiroksen aktinolit ve klorite dönüşür. Albit ve epidot nadir olarak bulunur. Hornblend, Ca - plajiyoklaz mineralleriyle birlikte bulunur. Ayrıca granat minerallerinin varlığı gözlenir.

İnceleme alanında yüzeyleyen splitik kayaçların mikroskobik incelemeleri sonucu, bunların plajiyoklaz, kalsit, epidot, klorit, aktinolit, opak mineral, zeolit mineralleri ve volkan camından oluştuğu belirlenmiştir. Plajiyoklaz minerallerinin mikrolitler halinde ve aşırı derecede bozunmuş olması nedeniyle anortit içeriği tesbit edilememiştir. Splitlerde gözlenen bu mineral birlikteliğinden, bölgenin okyanus tabanı ve düşük – orta dereceli yeşilşist fasiyesi metamorfizma koşullarında değişim gösterdiği sonucunu çıkarabiliriz.

5. JEOKİMYA

İnceleme alanında yüzeylenen diyabaz daykları, bazaltlar ve andezitler üzerinde ana element analizleri yapılmıştır.

Volkanik kayalar fenokristal ve hamurdan oluştuğu için plütonik kayalarda kullandığımız sınıflandırma yöntemi kullanılamamaktadır. Dolayısıyla kayanın kimyasal bileşiminden itibaren normatif minerallerin hesaplanarak bulunması gerekmektedir. Volkanik kayalar kimyasal analiz sonuçlarına dayanılarak düzenlenen değişim diyagramlarına bağlı olarak gruplandırılır. Magmatik kayalar genel olarak 'alkali magmatik kayalar' ve 'subalkali magmatik kayalar' olmak üzere iki seriye ayrılmışlardır. Alkali kayalar, nispeten daha yüksek alkali içeriğine ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) sahiptir, Rb, Ba, Sr, Zr açısından da zengindir. Kuvars minerallerine hiç rastlanmaz, yeterli miktarda silis bulunmamasından dolayı normatif nefelin ile karakterize edilirler. Bu kayaç grubunun mineralojik bileşiminde alkali feldispat, feldispatoyid mineralleri, alkali amfibol ve / veya alkali piroksen (eğirin, eğirinojit) mineralleri de gözlenebilmektedir. Ca içeriği az olan (hipersten gibi) piroksenlere rastlanmaz. Alkali kayalar çoğunlukla olivin - bazalt ve bunlarla ilişkili felsik kayalar içeren kayaç birliği içinde bulunur. Subalkali kayaların silis içeriği alkali kayalara göre fazladır. Bu nedenle kayaların normatif mineralojik bileşiminde daima ortopiroksen veya kuvars bulunur; feldispatoyid minerallerine hiç rastlanmaz. Subalkali kayalar toleyitik kayalar ve kalk alkali kayalar şeklinde iki alt gruba ayrılır. Toleyitik kayaların kimyasal bileşiminde Fe içeriklerinin nispeten fazla, Al içeriklerinin az olduğu belirlenmiştir; kalkalkali kayalarda olivin, Ca bakımından zengin piroksen, biyotit, feldispat, kuvars mineralleri bulunur. Toleyitik kayalarda piroksen mineralleri fenokristaller halinde veya hamur içerisinde küçük kristaller halinde bulunurlar. Magma içerisindeki silis miktarı normalde katılma sırasında ilk olarak oluşan olivin kristallerinin ortopiroksene dönüşmesini sağlayabilecek seviyededir. Ancak magmanın maruz kalacağı çok hızlı bir soğuma sonucunda, olivinin silisce zengin bir magma ile reaksiyona girmesi zorlaşır ve piroksene dönüşümü engellenebilir. Bu durumda toleyitlerde (bazaltlarda) fenokristal halinde ve bir piroksen kuşağıyla çevrelenmiş olivinler de gözlenir (Miyashiro, 1978).



Forsterit

Enstatit

Toleyitik kayaçlar hemen hemen tüm jeotektonik ortamlarda oluşabilir. Okyanus ortası sırtlar, okyanus adaları, ada yayları, kıta içleri toleyitik kayaçların oluşumu için uygun ortamlardır. Buna karşılık kalkalkali kayaçlar daha çok ada yayları ve aktif kıta kenarlarında görülürler. Alkali magmatik kayaçlar, genellikle okyanus adalarında ve kıta içi volkanlarda görülürler (Miyashiro, 1975).

5.1. Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi

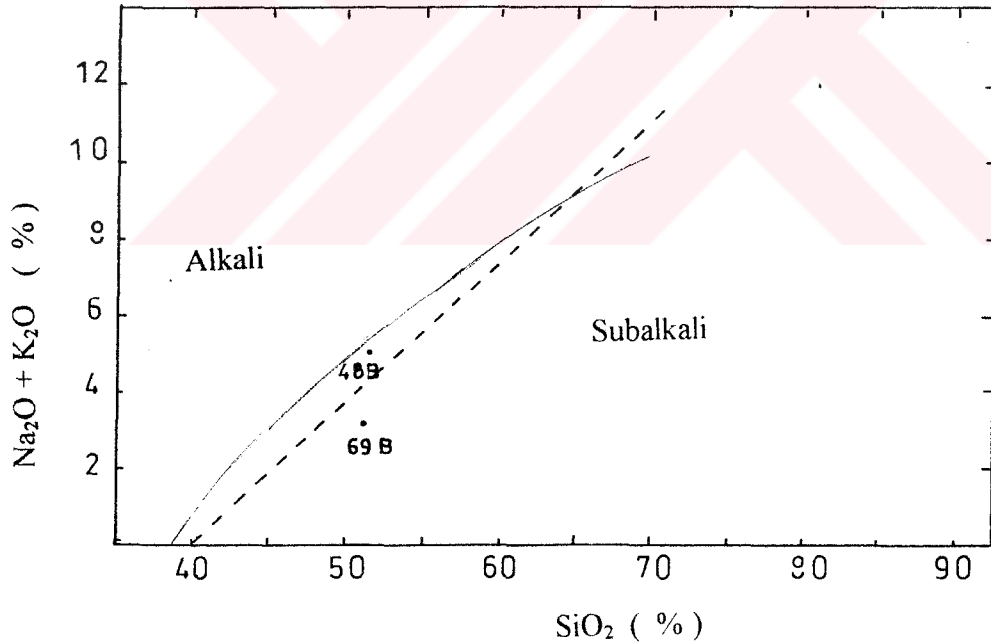
Analiz değerlerinden itibaren normatif minerallerin hesaplanması için önce H₂O düzeltilmesi yapılmış, toplam değerden H₂O çıkarıldıktan sonra bu değerler 100'e tamamlanmıştır. Daha sonra Fe düzeltilmesi İrvine ve Baragar (1971)' in önerdiği şekilde Fe₂O₃= TiO₂ + 1,5 kabul edilerek hesaplanmış ve sonuçlardan yararlanarak C.I.P.W. normları hesaplanmıştır. Sınıflandırma sırasında Irvine ve Baragar (1971) ile Miyashiro (1975)' nun önerdiği sınıflandırma diyagramları kullanılmıştır.

5.1.1.Diyabaz Daykları

İnceleme alanında yüzeylenen 2 adet diyabaz örneğinin majör element analiz sonuçları ve normatif mineralojik bileşimleri Tablo 5.1’de verilmiştir. Analizi yapılan diyabaz dayklarının yerleri ekteki harita üzerinde verilmiştir (YD 48 B ve YD 69) dür.

Magmatik kayaçların sınıflandırılmasında kullanılan en önemli bileşen SiO_2 miktarıdır. Tablo 5.1’de görüldüğü gibi diyabaz dayklarının SiO_2 miktarı % 50.02 ve % 50.92 dir. SiO_2 miktarı % 52’ den düşük olan diyabaz dayklarının bazik bileşimde olduğu görülmektedir.

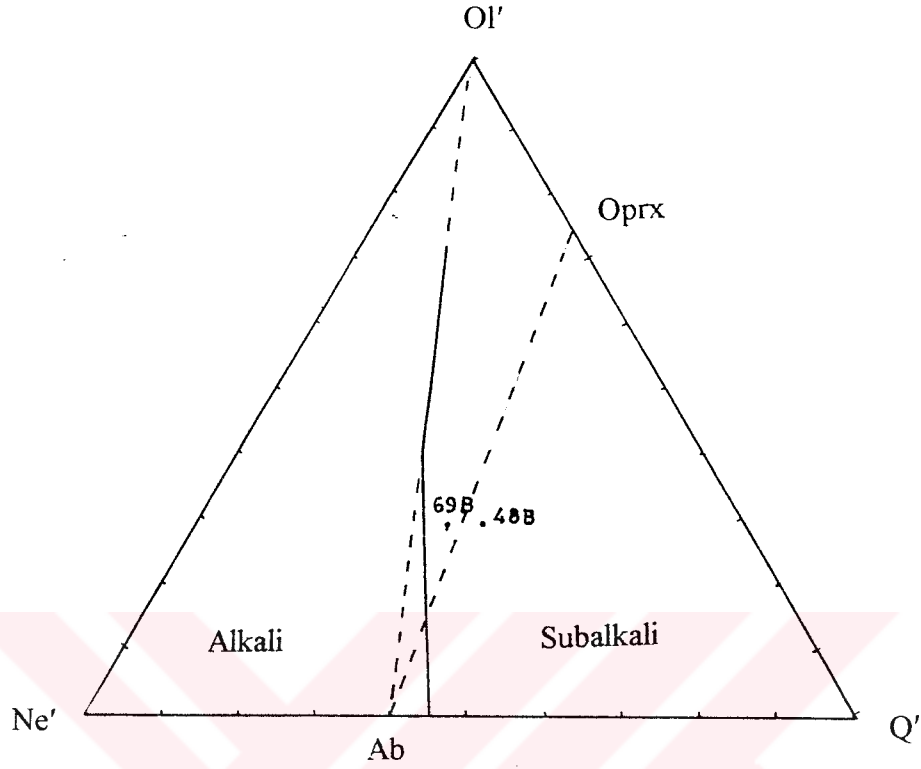
Kayaçlar İrvine ve Baragar (1971)’in SiO_2 – alkali içeriği ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) değişim diyagramında iki ayrı alanda yer alır. Aynı diyagramda Mac Donald ve Katsura (1964) ’ının değişim eğrisi de kullanılmıştır. Bu eğriye göre her iki örnekte subalkali alana düşmektedir.



Şekil 5.1.Diyabaz dayklarının alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 diyagramı üzerindeki konumları: Düz çizgi İrvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Mac Donald ve Katsura (1964) .

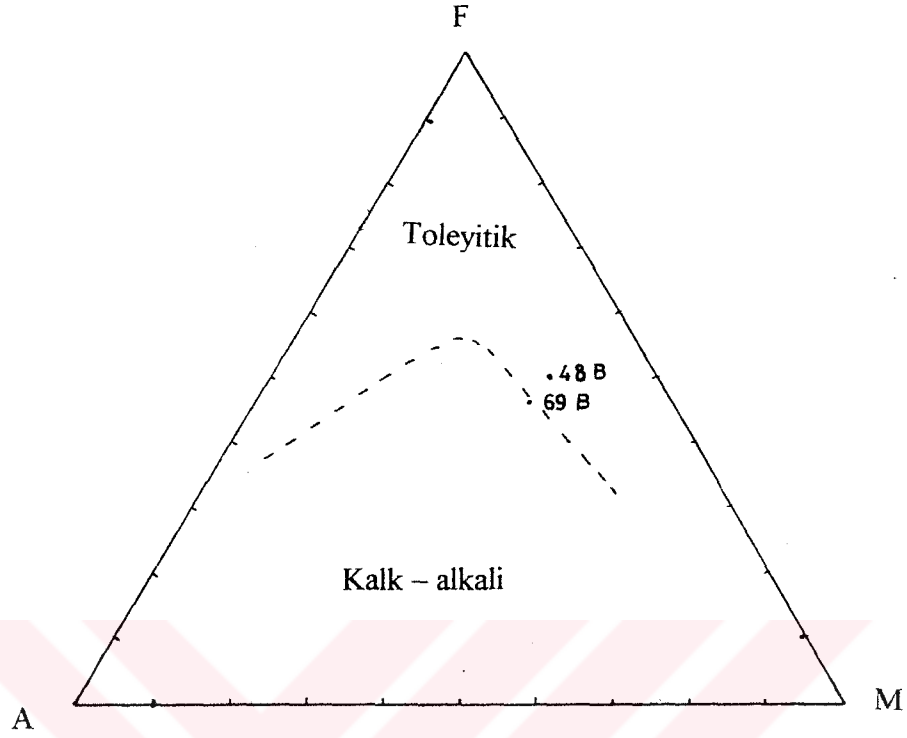
Analiz Edilen Diyabaz Örnekleri			
Analiz Sonuçları	Element	YD48B	YD 69B
	SiO ₂	42.68	41.65
	Al ₂ O ₃	12.61	11.21
	Fe ₂ O ₃	10.03	9.65
	MnO	0.118	0.139
	MgO	7.18	6.75
	CaO	5.14	7.52
	Na ₂ O	3.71	2.37
	K ₂ O	0.18	0.58
	TiO ₂	2.31	2.21
	P ₂ O ₂	0.33	0.33
	H ₂ O	13.51	14.90
	Toplam	97.80	97.31
Düzeltilmiş Sonuçlar	SiO ₂	51.02	50.92
	Al ₂ O ₃	15.07	13.70
	Fe ₂ O ₃	4.27	4.21
	FeO	7.09	7.0
	MgO	8.59	8.25
	CaO	6.15	9.20
	Na ₂ O	4.43	2.90
	K ₂ O	0.21	0.71
	TiO ₂	2.76	2.70
	P ₂ O ₂	0.39	0.40
	Toplam	99.99	99.99
C.I.P.W. Normları	Q	-	-
	Or	1.24	4.19
	Ab	37.44	24.50
	An	20.58	22.23
	Ne	-	-
	Cprx	6.06	16.73
	Oprx	19.45	17.57
	Ol	2.89	-
	Mt	6.19	6.10
	Il	5.24	5.13
	Ap	0.92	0.94
	Toplam	100,01	100,00

Tablo 5.1. Diyabaz dayklarının ana element içeriği ve C.I.P.W. Normları



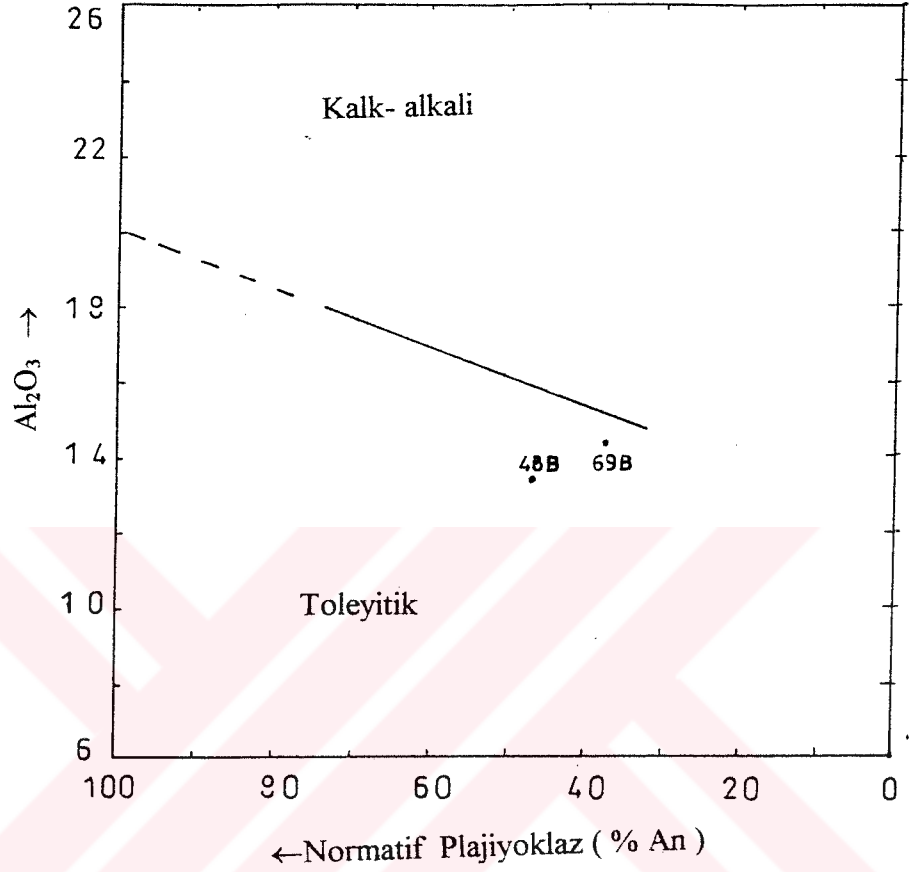
Şekil 5.2. Diyabaz dayklarının Ol'- Ne'- Q' diyagramı . Düz çizgi İrvine ve Baragar (1971) , kesikli çizgi Yoder ve Tilley (1962)' in ayrımı ($Ol' = Ol + 3/4 Oprx$, $Ne' = 3/5 Ab$, $Q' = Q + 2/5 Ab + 1/4 oprx$)

İrvine ve Baragar (1971)' in Ol' - Ne' - Q' diyagramı (Şekil 5.2) üzerinde diyabazların sub – alkali bölüme düştüğü görülmektedir. Kayaçlarda feldispatoyid mineralleri ve alkali piroksen (eğirin, eğirinojit) minerallerinin bulunmaması, alkali feldispatın az miktarda olması, kayaçların sub alkali olduğunu mineralojik olarak desteklemektedir.



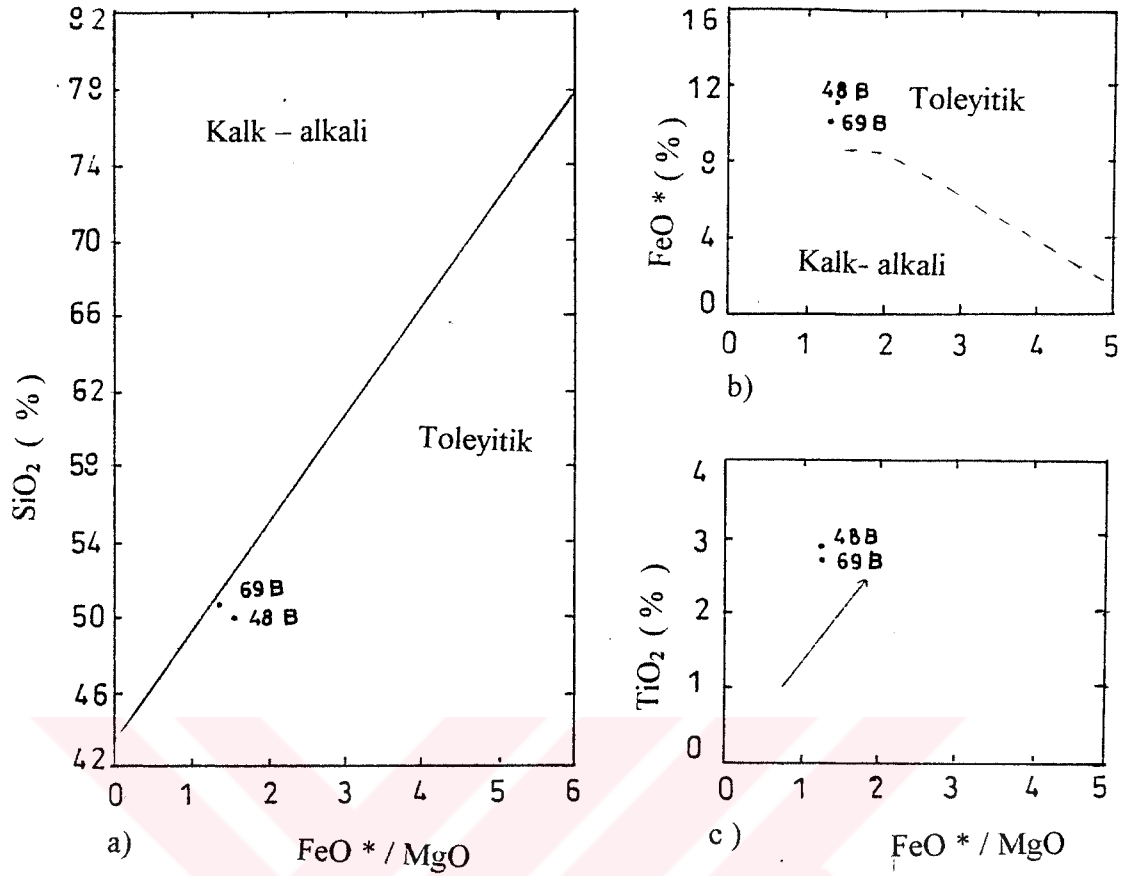
Şekil 5.3. Diyabaz Dayklarının AFM diyagramı üzerindeki yerleri (Irvine and Baragar, 197; A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F = $\text{FeO} + 0,8998$, M = MgO)

Kayaçlardaki alkali içeriği ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), susuz olarak hesaplandığında % 3,61 ile % 4 , 64 arasında değişir. MgO miktarı ise % 8,25 - % 8,59 arasında değişir. Fe bakımından ise fakir olmamakla birlikte Fe zenginleşmesi göstermez. Bu özellikteki kayaçlar , AFM diyagramına yerleştirildiğinde , YD48B no' lu diyabaz daykının toleyitik alanda olduğu ve Fe bakımından daha zengin olduğunu diğer örneğin ise kalk –alkali alana düştüğü görülmektedir (Şekil 5.3). Bu kayaçların kalkalkali özellik göstermesi , kayaçların maruz kaldığı Na – metasomatizması ile açıklanabilir.



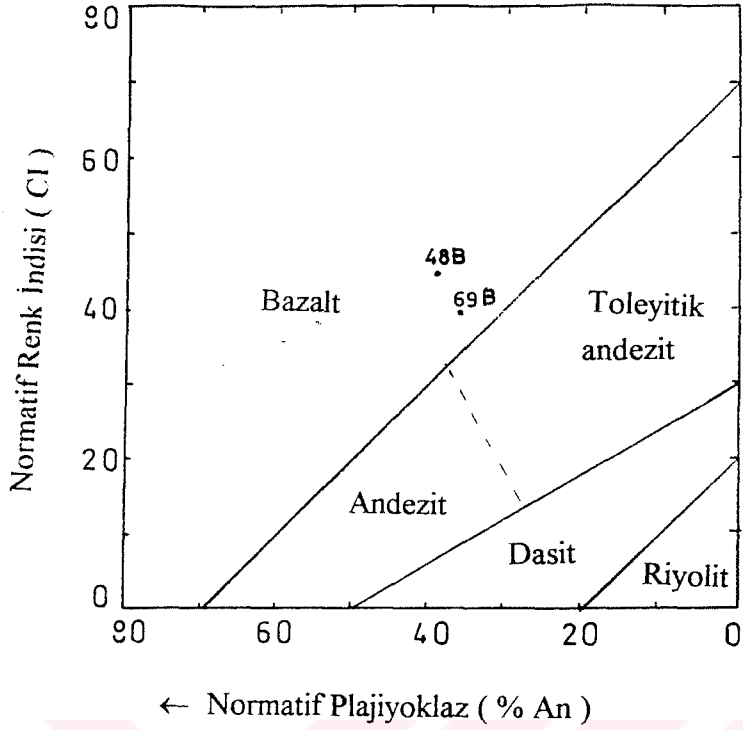
Şekil 5.4. Diyabaz dayklarının Al_2O_3 – normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar , 1971 ; % An normatif = $100 * [An / (An + Ab')]$, $Ab' = Ab + 5/3 Ne$)

Kayaçların Al_2O_3 değerleri ise %13.70 ile %15.07 arasındadır. Bu değerler Al_2O_3 - normatif plajiyoklaz grafiğine taşındığında, kayaçların toleyitik alana düştüğü görülmektedir (Şekil 5.4) .



Şekil 5.5. Diyabaz dayklarının SiO_2 - $\text{FeO}^* / \text{MgO}$, $\text{FeO}^* - \text{FeO}^* / \text{MgO}$, $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$ değişimleri . FeO^* , FeO cinsinden toplam demir miktarıdır (Miyashiro, 1975)

Miyashiro (1975) ' in $\text{SiO}_2 - \text{FeO} / \text{MgO}$ diyagramına göre ise iki kayaçta toleyitik alana düşmektedir (Şekil 5.5a) . $\text{FeO} - \text{FeO} / \text{MgO}$ diyagramında ise yine kayaçların toleyitik bölgeye düştüğü görülmektedir (Şekil 5.5b). Miyashiro (1975), bu sınıflamanın FeO / MgO oranının 2.0' den büyük olduğu değerler için geçerli olduğunu, bu oranın 2.0'den küçük olduğu durumunda CA/ TH çizgisinin iki dizi arasında sınır olamayacağını belirtmiştir. FeO / MgO oranı 2.0' den küçük olduğu için bu diyagramda güvenilir sonuç elde edilmez .



Şekil 5.6. Diyabaz dayklarının Normatif Renk İndisi (CI) - normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar , 1971; % An normatif=100 * [An / (An + Ab')], Ab = Ab + 5/3 Ne , CI = Ol + Opx +Cprx + Mt + İl +Hm)

Normatif renk indisi - % An diyagramında her iki örneğinde bazalt alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 5.6)

İnceleme alanındaki diyabaz dayklarının kimyasal bozunma şiddeti, Nesbitt ve Young (1982)' in kimyasal bozunma indeksi (CIA) ile hesaplanmıştır.

$CIA = 100 * [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$ formülü ile bulunur . Bozunmanın ve $CIA < 47$ ise başlangıç, $CIA = 47 - 85$ arası orta, $CIA > 85$ ise ilerlemiş olduğu belirtilmiştir. Buna göre diyabaz dayklarının bozunma indeksi şu şekildedir.

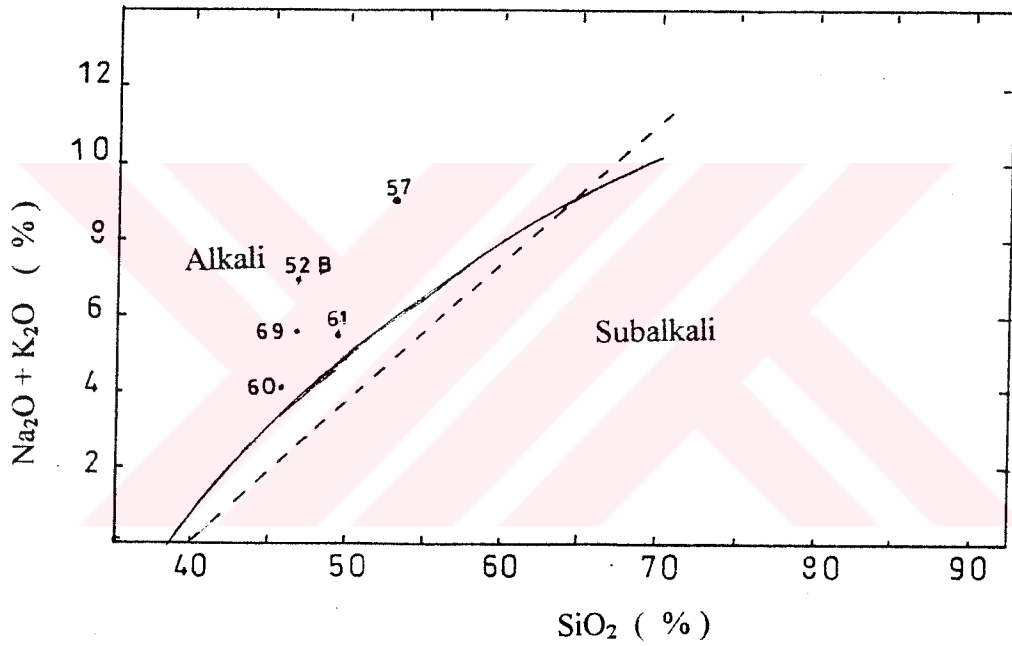
<u>Örnek No</u>	<u>CIA</u>
YD 69B	58,28
YD 48 B	51,68

Buna göre inceleme alanındaki diyabaz dayklarının kimyasal bozunma şiddetinin, orta, ortaçağ hatta ortaçağ zonun ilk evrelerinde olduğu söylenebilir.

5.1.2. Bazaltlar

İnceleme alanında yüzeylenen 5 adet bazalt örneğinin majör element analiz sonuçları ve normatif mineralojik bileşimleri Tablo 5.2’de verilmiştir.

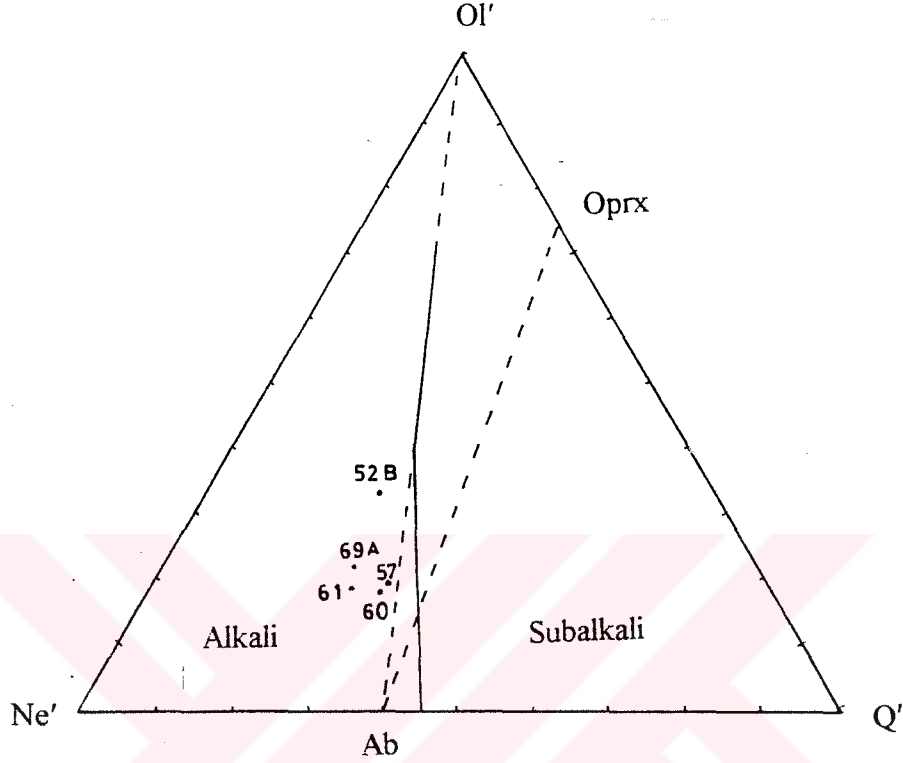
İnceleme alanında yüzeylenen bazaltların susuz SiO_2 miktarları % 53.50 ile % 47.64 arasındadır ve kayaçlar silis – toplam alkali değişim diyagramında alkali alanda yer almaktadır (Şekil 5.7).



Şekil 5.7. Bazaltik kayaçların alkali (Na₂O + K₂O) – SiO₂ içerikleri: Düz çizgi İrvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Mac Donald ve Katsura (1964) 'den alınmıştır.

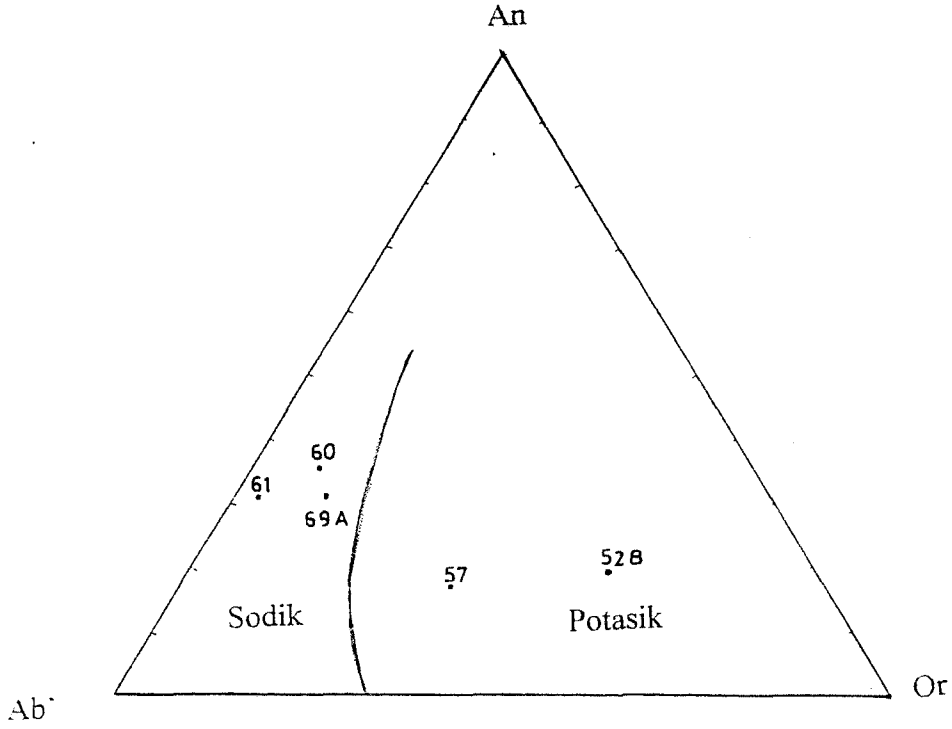
Analiz Sonuçları	Element	YB.61	YB.57	YB.69A	YB.52B	YB.60
	SiO ₂	46.19	48.64	44.35	46.78	45.67
	Al ₂ O ₃	14.78	16.16	14.28	12.18	13.24
	Fe ₂ O ₃	12.00	9.27	12.82	12.05	12.00
	MnO	0.166	0.115	0.134	0.103	0.118
	MgO	5.80	2.47	5.10	6.25	6.22
	CaO	8.44	4.02	7.95	7.81	10.97
	Na ₂ O	4.28	4.21	3.80	1.64	3.30
	K ₂ O	0.51	4.23	1.75	5.17	0.61
	TiO ₂	2.80	1.61	3.04	2.58	1.97
	P ₂ O ₅	0.51	0.83	0.45	0.40	0.25
	H ₂ O	5.08	5.87	4.75	3.13	4.09
	Toplam	100.56	97.425	98.42	98.10	98.43
Düzeltilmiş Sonuçlar	SiO ₂	48.78	53.50	47.79	47.64	48.82
	Al ₂ O ₃	15.61	17.77	15.38	12.40	13.28
	Fe ₂ O ₃	4.47	3.28	4.79	8.20	8.64
	FeO	7.56	6.34	8.26	8.41	8.77
	MgO	6.12	2.71	5.49	6.36	6.24
	CaO	8.91	4.42	8.56	7.95	11.02
	Na ₂ O	4.52	4.63	4.09	1.67	3.30
	K ₂ O	0.53	4.65	1.89	5.26	0.61
	TiO ₂	2.95	1.77	3.27	2.63	1.97
	P ₂ O ₅	0.53	0.92	0.48	0.41	0.25
	Toplam	99.99	100.09	100	100.08	100
C.I.P.W. Normları	Q	-	-	-	-	-
	Or	3.13	27,50	11.18	31.11	3.62
	Ab	31,3	35,97	27,08	13,91	25.71
	An	16,66	13,91	17,99	10.75	19.61
	Ne	6,66	1,70	4,05	1.31	1,18
	Cprx	19,58	2,15	17.45	17,73	26,98
	Oprx	-	-	-	-	-
	Ol	8,06	8,58	8,05	7,33	6.02
	Mt	7,76	4,76	6,95	11.89	12,53
	İl	5.60	3,36	6.15	4,99	3.74
	Ap	1.25	2,17	1.13	0.97	0.59
	Toplam	100	100.1	100,03	99,99	99,98

Tablo 5.2. Bazaltik Kayaçların ana element içeriği ve C.I.P.W. Normları

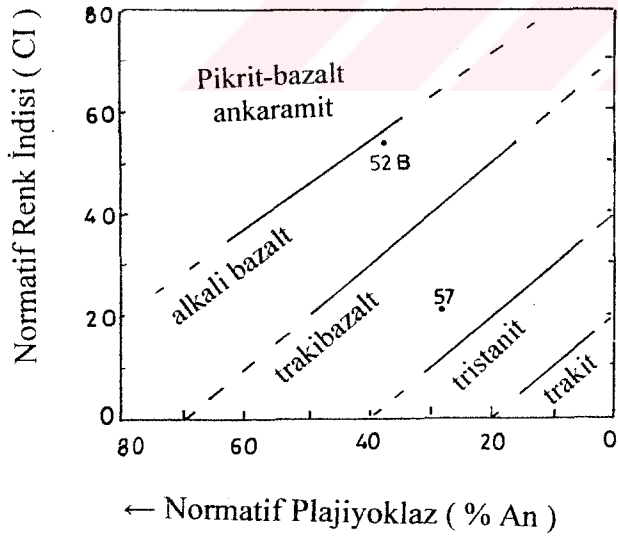


Şekil 5.8. Bazaltik kayaçların Ol'- Ne'- Q' diyagramı. Düz çizgi İrvine ve Baragar (1971) , kesikli çizgi Yoder ve Tilley (1962) 'in ayrımı ($Ol' = Ol + 3/4 Oprx$, $Ne' = 3/5 Ab$, $Q' = Q + 2/5 Ab + 1/4 oprx$)

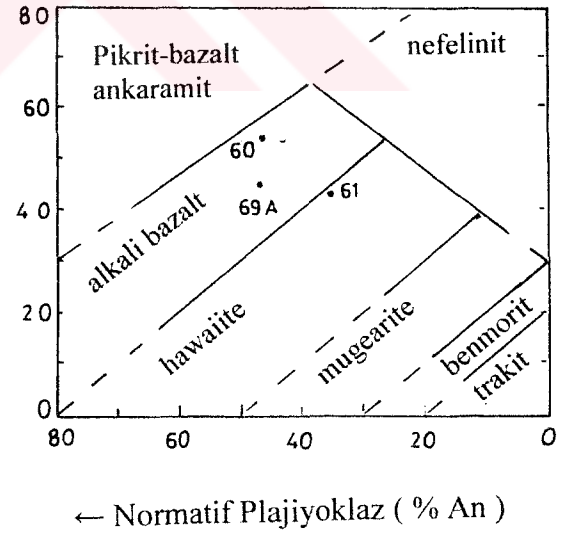
İrvine v e Baragar (1971)' in Ol'- Ne '- Q' diyagramı üzerinde (Şekil 5.8) kayaçların yine alkali alana düştüğü görülmektedir. Tablo 5.2'ye bakıldığında ise bazaltlarda normatif nefelin mineralinin bulunduğu, kuvars ve ortopiroksen minerallerine hiç rastlanmadığı görülmektedir. Mineralojik bileşim de bu sonucu desteklemektedir.



Şekil 5.9. Bazaltik Kayaçlarının An - Ab' - Or diyagramı (Irvine ve Baragar , 1971; $Ab' = Ab + 5/3 Ne$)



a)



b)

Şekil 5.10. Bazaltik kayaçların Normatif Renk İndisi (CI) - normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar , 1971 ; $\% An \text{ normatif} = 100 * [An / (An + Ab')]$, $Ab' = Ab + 5/3 Ne$, $CI = Ol + Opx + Cprx + Mt + İl + Hm$)

An- Ab ' - Or diyagramı üzerinde (Şekil 5.9) YB57 ve YB58B' nin potasik, diğerlerinin sodik alanda olduğu görülmektedir. Daha sonra potasik alana düşen örnekler için Şekil 5.10 a' daki diyagram, sodik alana düşen örnekler için 5.10 b' deki normatif renk indeksi

(CI) – normatif plajiyoklaz (% An) diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagramlara göre YB57' nin trakibazalt, YB52B, YB69A, YB60 örneklerinin alkali bazalt, YB61'in ise hawai tip bazalt alanına düştüğü görülmüştür.

Nesbitt ve Young (1982) 'in kimyasal bozunma indeksi (CIA) ile hesaplamıştır. Buna göre bazaltik kayaların bozunma indeksi şu şekildedir.

<u>Örnek No</u>	<u>CIA</u>
YB60	48.1
YB61	52.79
YB69A	51.40
YB52B	45.44

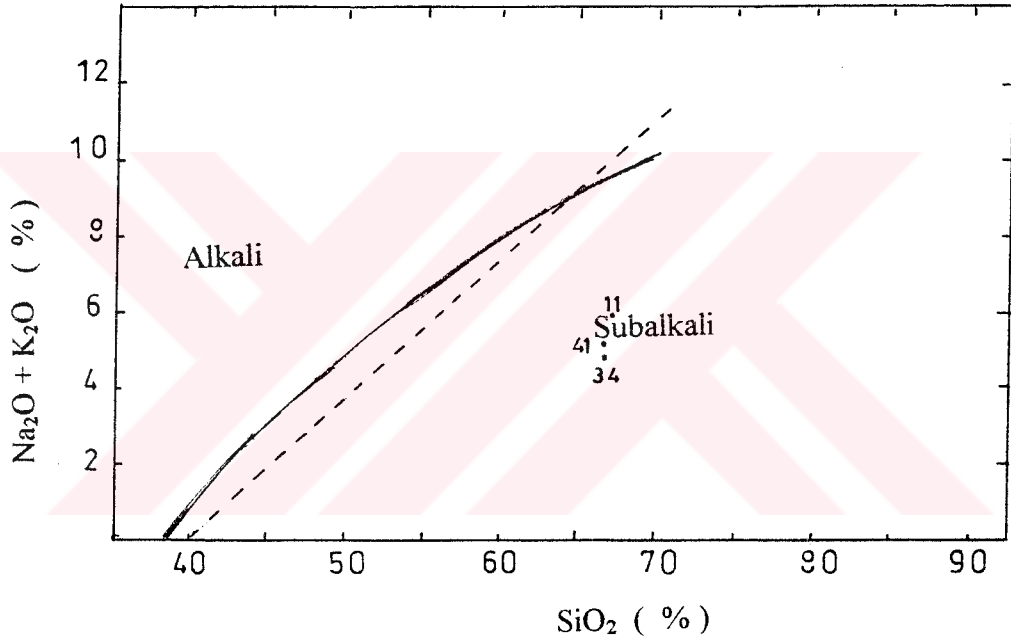
Kimyasal bozunma şiddetinin % 47- % 85 arasında olması durumunda ortaç bozunmadan bahsedildiğini (Nesbitt ve Young, 1982) belirtmişlerdir. Buna göre bazaltların diyabaz dayklarında olduğu gibi ortaç bozunmaya maruz kaldığı söylenebilir. YB 52B ise kimyasal bozunmanın başlangıç safhasındadır.

İnceleme alanındaki bazaltlar alkali bazalt karakterindedir. Bu sonuç diğer ofiyolitik masiflerde elde edilen sonuçlarla benzer özellik taşımaktadır. Çalışma alanındaki bazaltlar volkanik ve sedimanter serinin bir üyesidir ve tektonik karmaşık içerisindeki bazaltlarında aynı seriden türediği söylenebilir.

Toros – Umman kuşağı ofiyolitlerinde volkanik ve sedimanter serinin ilk riftleşme sırasında (Orta – Üst Triyas) oluşmaya başladığı ve kıta kenarında Üst Kretase sonuna kadar oluşumunu sürdürdüğü bilinmektedir. Bu birimin tabanında yeralan bazaltların alkali bazalt karakterinde olduğu bu kuşaktaki tüm ofiyolitik masiflerde tesbit edilmiş durumdadır. Çalışma alanındaki bazaltlarında benzer şekilde ilk riftleşme sırasında kıta kenarında meydana geldikleri ve bindirme sırasında ofiyolitlerin tabanında sürüklenerek kıta üzerine yerleştiği söylenebilir (Ü. Çakır, 2003, sözlü görüşme)

5.1.3. Tekke Volkanitleri

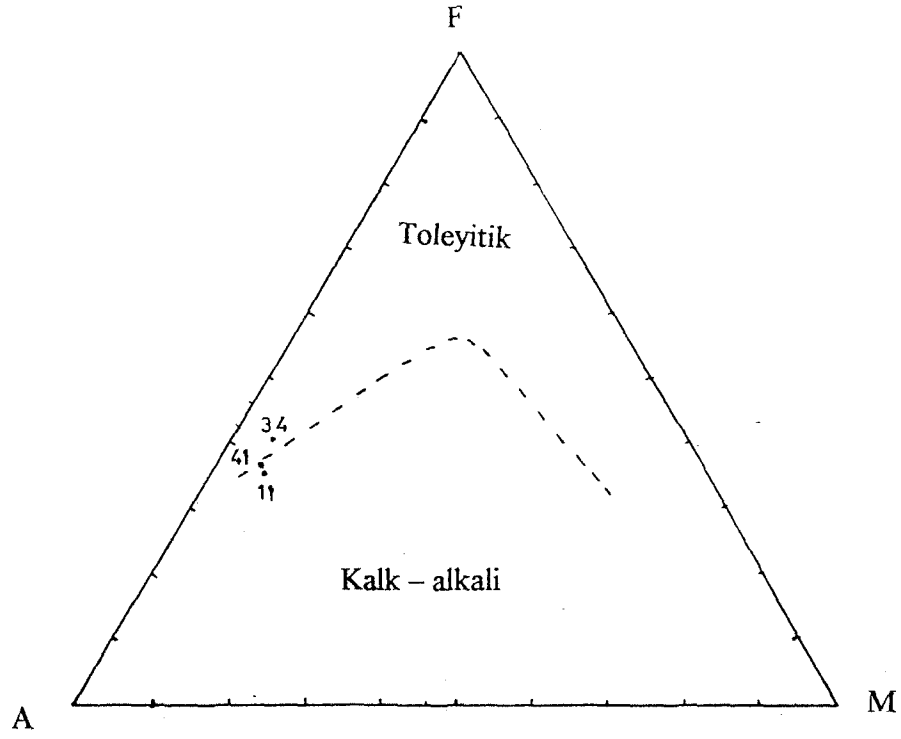
İnceleme alanında yüzeyleyen 3 adet andezit örneğinin majör element analiz sonuçları ve normatif mineralojik bileşimleri Tablo 5.3’de verilmiştir. İnceleme alanında yüzeyleyen andezitik kayaçların Tablo 5.3’de görüldüğü gibi SiO_2 miktarı % 67.38 - % 67.75 arasındadır ve ortalık bileşimde olduğı görölmektedir. Kayaçlar İrvine ve Baragar (1971)’ in SiO_2 – alkali içeriğı ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) değışim diyagramına yerleştirildiğinde ise sub alkali alanda yer almaktadır (Şekil 5.11).



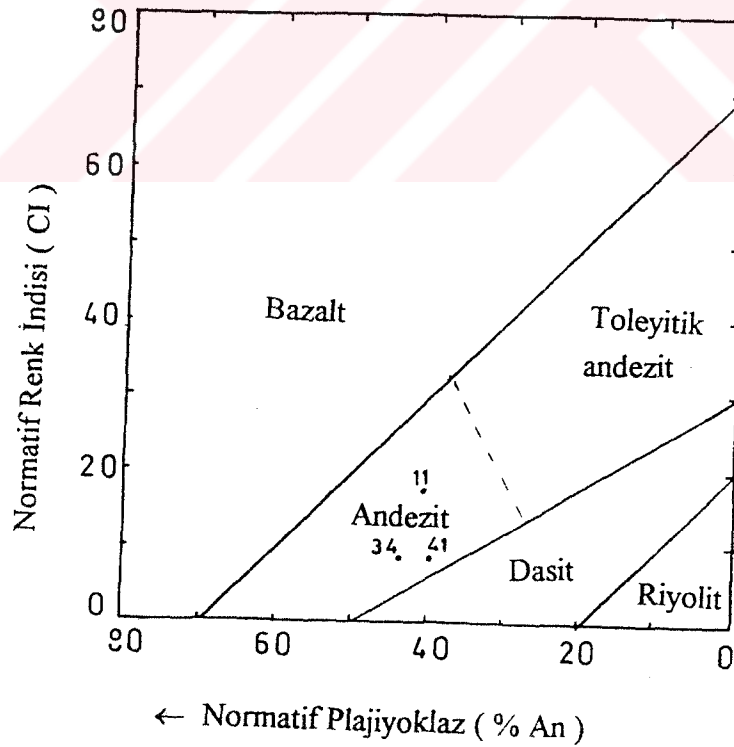
Şekil 5.11. Andezitlerin alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 içerikleri: Düz çizgi İrvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Mac Donald ve Katsura (1964)’ nın ayrımı

Analiz Edilen Andezit Örnekleri				
Analiz Sonuçları	Element	YA.41	YA.11	YA.34
	SiO ₂	64.64	60.35	64.26
	Al ₂ O ₃	16.06	15.27	16.23
	Fe ₂ O ₃	3.52	3.39	3.94
	MnO	0.020	0.021	0.024
	MgO	0.54	0.44	0.49
	CaO	4.82	4.49	4.82
	Na ₂ O	3.76	3.65	3.54
	K ₂ O	1.46	1.35	1.32
	TiO ₂	0.50	0.52	0.54
	P ₂ O ₅	0.26	0.27	0.42
	H ₂ O	1.23	1.51	1.50
	Toplam	96.81	91.26	97.05
Düzeltilmiş Sonuçlar	SiO ₂	67.75	67.38	67.40
	Al ₂ O ₃	16.83	17.05	17.03
	Fe ₂ O ₃	2.02	2.08	2.034
	FeO	1.52	1.52	1.91
	MgO	0.56	0.49	0.51
	CaO	5.05	5.01	5.05
	Na ₂ O	3.94	4.08	3.71
	K ₂ O	1.53	1.50	1.38
	TiO ₂	0.52	0.58	0.53
	P ₂ O ₅	0.27	0.30	0.44
	Toplam	99.99	99.99	99.99
C.I.P.W. Normları	Q	27.9	27.19	29.64
	Or	9.05	8.87	8.16
	Ab	33.30	34.48	31.35
	An	23.49	23.12	22.48
	Ne	-	-	-
	Cprx	-	-	-
	Oprx	1.66	1.32	2.25
	Ol	-	-	-
	Mt	2.93	3.02	2.94
	İl	0.98	1.10	1.00
	Ap	0.64	0.70	1.03
	Crd	0.070	0.2	1.16
	Toplam	100.02	100.00	100.01

Tablo 5.3. Andezitlerin ana element içeriği ve C.I.P.W. Normları



Şekil 5.12. AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971. A = Na₂O + K₂O , F = FeO + 0,8998 , M = MgO)



Şekil 5.13. Normatif Renk İndisi (CI) - normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar , 1971 . % An normatif=100 * [An / (An + Ab')] , Ab = Ab + 5/3 Ne , CI = Ol + Opx + Cprx + Mt + İl +Hm)

Kayaçlar AFM diyagramına yerleştirildiğinde ise YA.34 toleyitik diğerleri kalkalkali alana düşmektedir. YA.34 toleyitik bölgede ise de kalkalkali sınırına çok yakındır. Tablo 5.3’ de verilen normatif mineralojik içeriğine bakıldığında kuvars, Ca - bakımından fakir ortopiroksen, feldispat minerallerinin bulunduğu ve mineralojik incelemeler sonucunda biyotit ve hornblendin de bulunduğu görülmektedir. Bu durum bu kayacın kalkalkali olduğunu desteklemektedir (Şekil 5.12).

Normatif renk indisi (CI) - % An diyagramında örneklerin hepsinin andezit alanında olduğu görülmektedir (Şekil 5.13).

Nesbitt ve Young (1982)’ in kimyasal bozunma indeksi (CIA) de hesaplanmıştır.

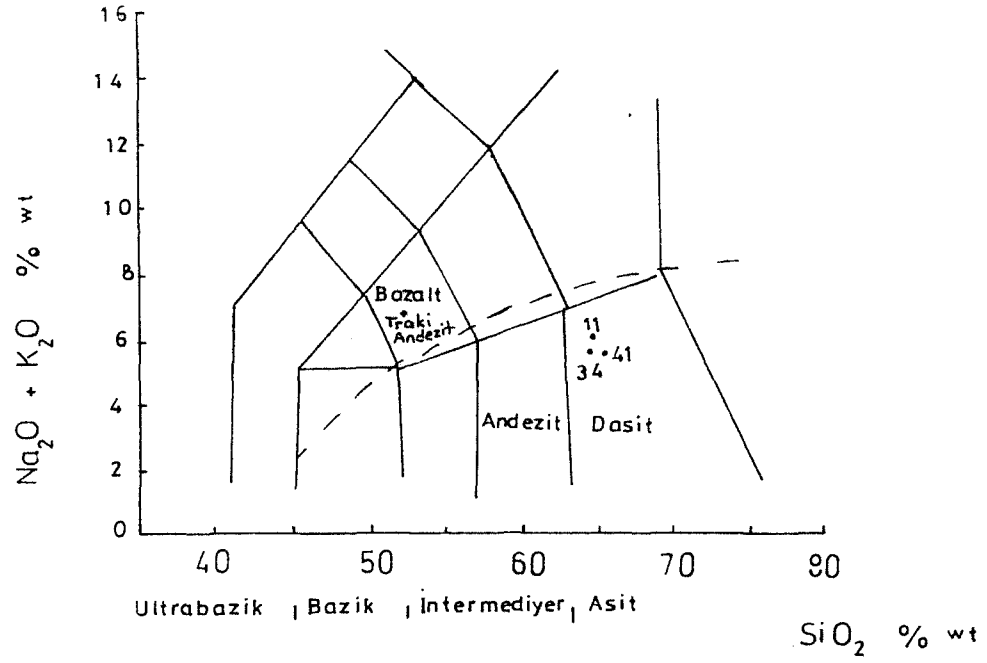
$$CIA = 100 * [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$$
 formülü ile bulunur. Buna göre andezitlerin bozunma indeksi şu şekildedir.

<u>Örnek No</u>	<u>CIA</u>
YA.34	62.68
YA.41	61.53
YA.11	61.68

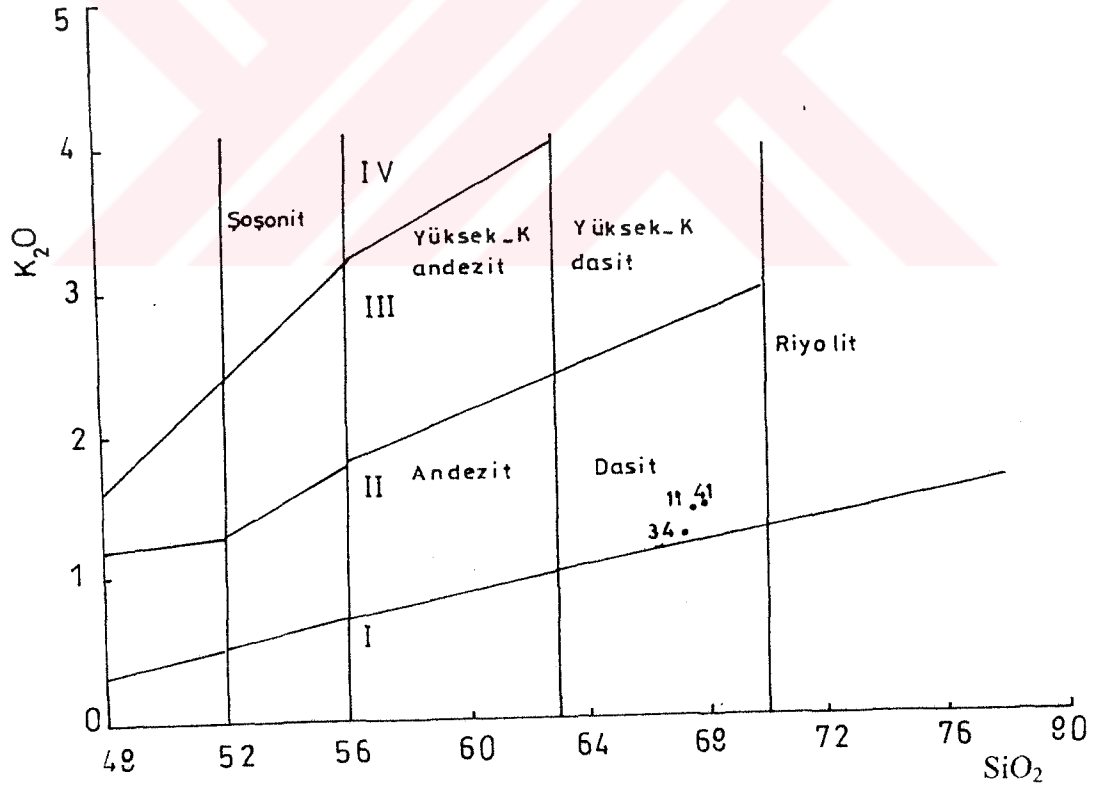
Kimyasal bozunma şiddetinin % 47 - % 85 arasında olması durumunda ortaç bozunmadan bahsedildiğini (Nesbit ve Young, 1982) belirtmişlerdir. Buna göre ortaç zonun ilk evrelerinde olduğu görülmektedir.

Örnekler daha sonra Le Bas ve diğerlerinin (1986) geliştirdikleri alkali – silis diyagramına yerleştirildiğinde örneklerin dasit alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 5.14).

Peccherilo ve Taylor (1976)’ ya göre örnekler SiO₂ ve K₂O diyagramına yerleştirildiğinde ise örneklerin kalkalkali seride ve dasit bileşiminde olduğu görülmektedir (Şekil 5.15).



Şekil 5.14. TAS diyagramı (Le Bas, 1986), alkali – subalkali ayrımı kesikli çizgi ile gösterilmiştir (Miyashiro, 1978)



Şekil 5.15. K_2O ve SiO_2 diyagram (Peccerillo & Taylor, 1976; I – Ada yayı toleyitik seri; II – Kalkalkali Seri; III – Yüksek – K kalk alkali seri; IV – Şoşonit Seri)

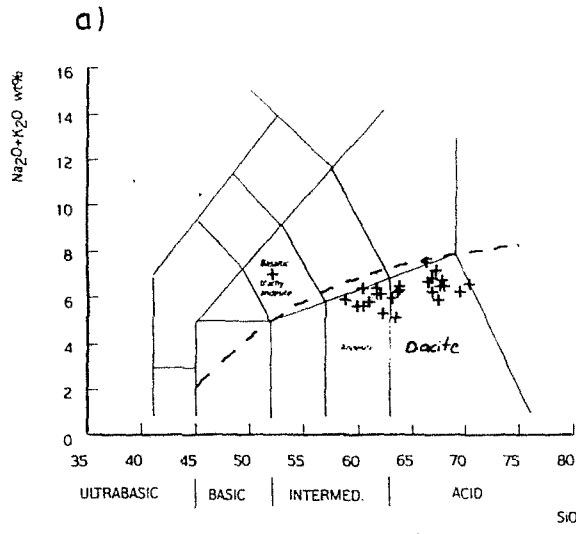
Örnekler İrvine ve Baragar yöntemi ile andezit bölgesine düşmektedir. Bu sonuç kayaçların modal mineralojik bileşimleri ile uyumludur. Buna karşılık Le Bas (1986) ve Pecerrillo ve Taylor (1971) diyagramlarında dasit alanına düşmektedir. Bu nedenle sonuçlar daha geniş alanda çalışma yapan Seyitoğlu ve Büyükönel (1995)' in sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Tablo 5.4' de bu araştırmacılar tarafından Tekke volkanitlerine ait 26 örneğin kimyasal analiz sonuçları verilmiştir. Örnekler T.A.S. (Le Bas ve diğ, 1986) ve K_2O-SiO_2 (Pecerrillo ve Taylor, 1976) diyagramlarında dasit ve andezit alanlarına düşmektedir. Jeodinamik ortam belirleme diyagramlarında ise (Pearce, 1977; Wood, 1979) orojenik bölgeye düştüğü görülmektedir (Şekil 5.16.d , e).

Sonuç olarak Tekke volkanitlerinin ortaç bileşimde, subalkali karakterde, andezit- dasit bileşimde olduğu aktif kıta kenarı – orojenik bölgede oluştuğunu görebilmekteyiz. İz element örnekleri de Nb ve Ti bunların dalma - batma volkanizmasıyla ilgili olduğunu göstermektedir (Seyitoğlu ve Büyüönel, 1995).

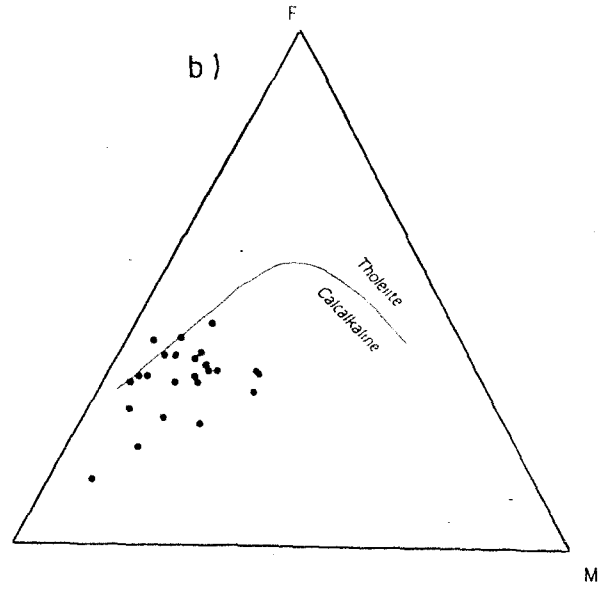
İnceleme alanındaki örneklerin de aynı sonucu verdiğini dalma - batma zonu üzerindeki adayayında oluştukları sonucunu çıkartabilmekteyiz.

	2	20	21	39	46	50	54	56	59	60	67	70	110
SiO ₂	69.43	67.96	66.90	63.90	60.50	61.70	59.88	63.14	60.46	62.20	63.54	67.23	70.28
TiO ₂	0.61	1.06	0.99	0.90	0.77	0.92	0.78	1.05	0.88	1.13	1.45	0.41	0.92
Al ₂ O ₃	13.57	15.72	16.84	12.78	16.31	16.53	17.09	16.63	16.87	16.84	17.20	16.02	18.45
FeO	0.87	0.53	0.30	2.34	2.15	2.77	2.81	1.66	2.80	1.67	1.55	0.31	0.30
Fe ₂ O ₃	2.11	2.56	2.49	2.40	2.27	2.42	2.28	2.55	2.38	2.63	2.95	1.91	0.90
MnO	0.01	0.08	0.11	0.07	0.08	0.09	0.09	0.04	0.08	0.08	0.09	0.08	0.01
MgO	2.39	1.51	0.64	0.99	3.74	1.88	3.81	1.78	2.49	2.18	0.90	1.26	0.64
CaO	2.75	3.00	3.02	4.98	4.56	4.98	4.68	4.35	5.31	5.13	4.00	2.73	0.59
Na ₂ O	3.00	3.55	3.29	4.13	3.07	3.82	3.20	3.77	3.77	3.18	4.03	4.28	3.42
K ₂ O	3.26	2.99	2.98	2.43	2.58	2.62	2.49	2.26	2.72	2.18	1.14	2.90	3.18
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.14	0.23	0.33	0.27	0.30	0.24	0.29	0.29	0.27	0.09	0.08
LOI	4.0	1.02	3.02	4.00	3.18	2.60	2.27	2.40	1.81	2.13	3.50	2.69	1.18
Total	99.98	100.1	100.7	99.15	99.54	100.6	99.68	99.67	99.86	99.64	100.6	99.91	99.95
Rb	62.8	71.7	66.4	38.7	38.7	52.9	65.6	59.6	60.5	59.8	63.3	100	84.8
Ba	448.8	512.2	470.6	390.1	590.1	550.9	547.4	576	544.6	578.5	689.3	510.4	490.5
Sr	373.7	316.2	368.8	428.4	428.4	517	515.8	483.5	541.3	540.4	444.5	279.8	257.5
Zr	132.4	144.2	142.8	121.6	121.6	139.4	136.2	154.8	124	145.7	168.3	167.4	150.5
Y	15.6	14.8	18.8	14.9	14.9	19.9	22.2	20.6	21.6	22.9	27.3	14.1	233.2
Nb	15.1	21.7	23.7	17.3	17.3	16.2	17.8	19.9	18.6	20.2	20.7	14.7	22.4
Bglm	68	77	87	92	100	124	130	138	142	144	151	153	
SiO ₂	66.34	62.05	61.64	58.86	67.49	63.68	66.45	63.82	66.84	52.19	60.99	67.51	67.71
TiO ₂	0.89	0.89	0.99	1.30	0.74	0.62	0.60	0.87	0.65	0.85	0.72	0.93	0.92
Al ₂ O ₃	17.16	16.68	17.00	17.31	15.44	14.93	16.07	16.34	16.32	19.57	15.46	14.96	15.49
Fe ₂ O ₃	4.56	5.25	5.16	6.90	4.85	4.43	4.18	5.14	4.25	8.12	5.68	4.21	3.89
MnO	0.026	0.11	0.07	0.12	0.03	0.10	0.01	0.04	0.05	0.12	0.04	0.03	0.01
MgO	1.54	2.19	1.73	1.80	0.51	1.97	0.79	1.24	0.62	6.27	3.83	1.43	0.47
CaO	4.13	4.94	6.10	5.67	3.50	3.95	3.84	4.00	4.00	5.23	5.69	2.88	2.85
Na ₂ O	3.63	3.56	4.04	3.54	3.38	3.69	3.92	3.55	4.01	3.18	3.55	3.58	3.85
K ₂ O	3.90	2.63	2.19	3.36	2.55	2.59	3.82	2.83	2.87	3.84	2.26	2.98	2.95
P ₂ O ₅	0.21	0.29	0.29	0.38	0.22	0.19	0.19	0.24	0.20	0.31	0.24	0.16	0.16
LOI	1.82	1.58	1.41	2.15	1.07	3.05	1.02	1.67	0.95	0.99	1.80	1.32	1.28
Total	100.7	100.1	100.6	100.3	99.38	99.20	99.90	99.75	100.7	100.6	100.2	99.58	99.18
Rb	57	79	53	62	66	63	82	73	78	63	59	84	80
Sr	-	494	590	530	384	402	430	390	430	389	481	315	319
Zr	135	145	143	149	123	129	132	141	148	126	122	129	134
Y	15	18	21	20	18	15	11	18	18	20	14	18	17
Th	13	9	10	9	10	12	15	13	13	13	6	15	15
Nb	14	15	16	20	13	14	13	14	16	15	13	15	16
Ni	40	33	22	22	26	66	48	16	32	34	153	44	34
Cu	13	18	18	26	14	16	15	22	16	18	35	16	14
Cr	8	107	104	120	149	226	188	92	159	209	328	119	123
Zn	47	56	58	71	43	53	49	70	52	54	61	58	55
Pb	17	25	21	32	14	20	22	15	22	19	15	16	16
V	152	104	112	144	65	72	79	86	71	41	66	68	74
Ba	328												
La	26												
Ce	46												
Nd	13												
Mo	3												
Sn	2												
As	24												
Ga	18												
Co	23												

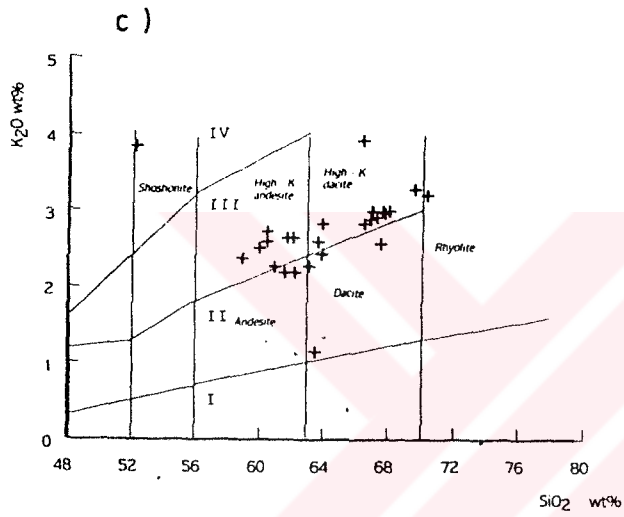
Tablo 5.4. Tekke Volkanitleri analiz sonuçları (Seyitoğlu ve Büyükönal , 1995)



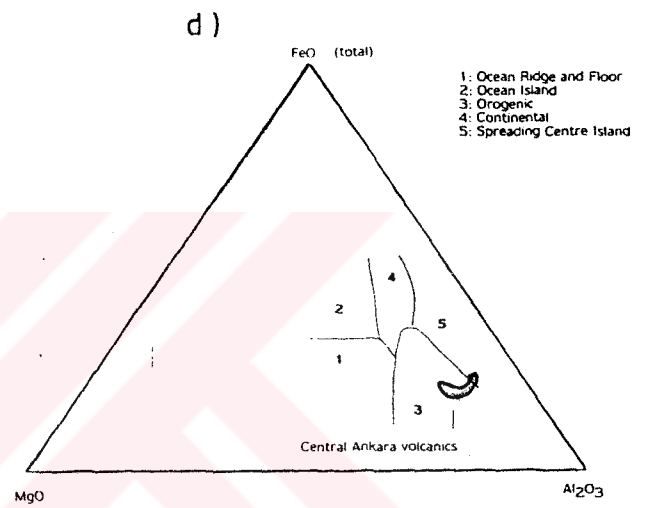
TAS diyagram (Le Bas et.al. 1986)



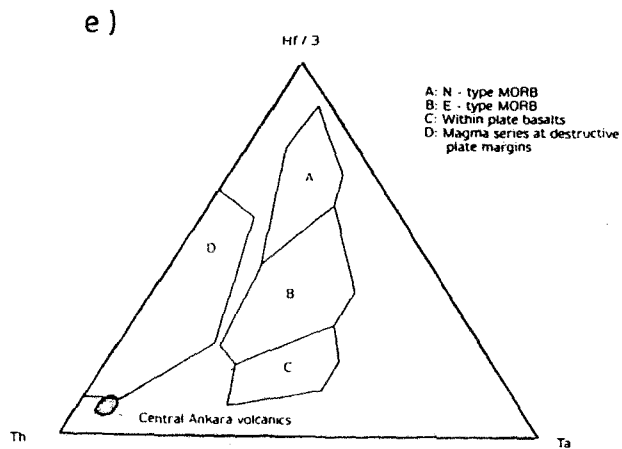
AFM diyagram (Irvine & Baragar, 1971)



K_2O Ve SiO_2 diyagram (Peccerillo & Taylor, 1976)



$\text{MgO}-\text{FeO}^*-\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagram (Pearce ,1977; SiO_2 50- 60 , Örnek. 46,54,59,87,144)



$\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta}$ ayırım diyagramı (Wood ; 1979 ; $\text{Zr}/\text{hf}=39$, $\text{Nb}/\text{Ta}=16$, Örnek: 68 ,

Şekil 5.16. Tablo 5.4' ün değerlendirilmesi (Seyitoğlu ve Büyükönal, 1995)

6.YAPISAL JEOLojİ

İnceleme alanı ileri derecede tektonizmaya uğramıştır. Bölgede sıkışma tektoniği etkindir. Bu tektonik hareketlerin sonuçları, bindirme faylarıdır. Okyanus içi bindirmelerin varlığını ortaya koyan izlerden metamorfitlere inceleme alanında rastlanmamıştır.

İnceleme alanındaki diyabaz dayklarının doğrultuları farklıdır, Çöphitmez Tepe'nin kuzeyinde KB - GD, Göksivri Tepenin batısında tektonik karmaşık içerisinde KD - GB, Sarlak Tepe' nin güneyinde ise KD - GB dir. Ofiyolitın kıta üzerine bindirmesinden önce oluşan bu dayklar bindirme sırasında ve sonrasındaki tektonik hareketlerden etkilenmiş, deforme olmuştur (Şekil 6.1).



Şekil 6.1. Tektonik Karmaşık içerisindeki izole diyabaz daykının genel görünümü , T : tektonit, D:diyabaz (lok. 48)

İnceleme alanında birimlerin yerleşimi sırasında oluşan deformasyon yapılarının başında bindirme fayları gelir. Bu bindirmeler tektonitler ile volkanik ve sedimanter seri arasında olmaktadır ve tektonitlerin volkanik ve sedimanter seriyi üzerlemesi şeklindedir. Yuvaköyün kuzeyinde Çöpbitez Tepe'den Mülk Köyüne giden yolun doğusunda KB - GD doğrultusunda, Karacakaya Köyü'nün kuzeyinde Kavaktepe civarında görülen bindirmeler KD - GB doğrultusundadır (Şekil 6.2 ve Şekil 6.3).

Tektonik karmaşık içerisinde çoğu yerde birimlerin yanal sürekliliği izlenemediği , tektonitler ile volkanik ve sedimanter seri arasındaki fay ilişkilerinin oldukça karmaşık ve farklı olduğu gözlenmiştir.

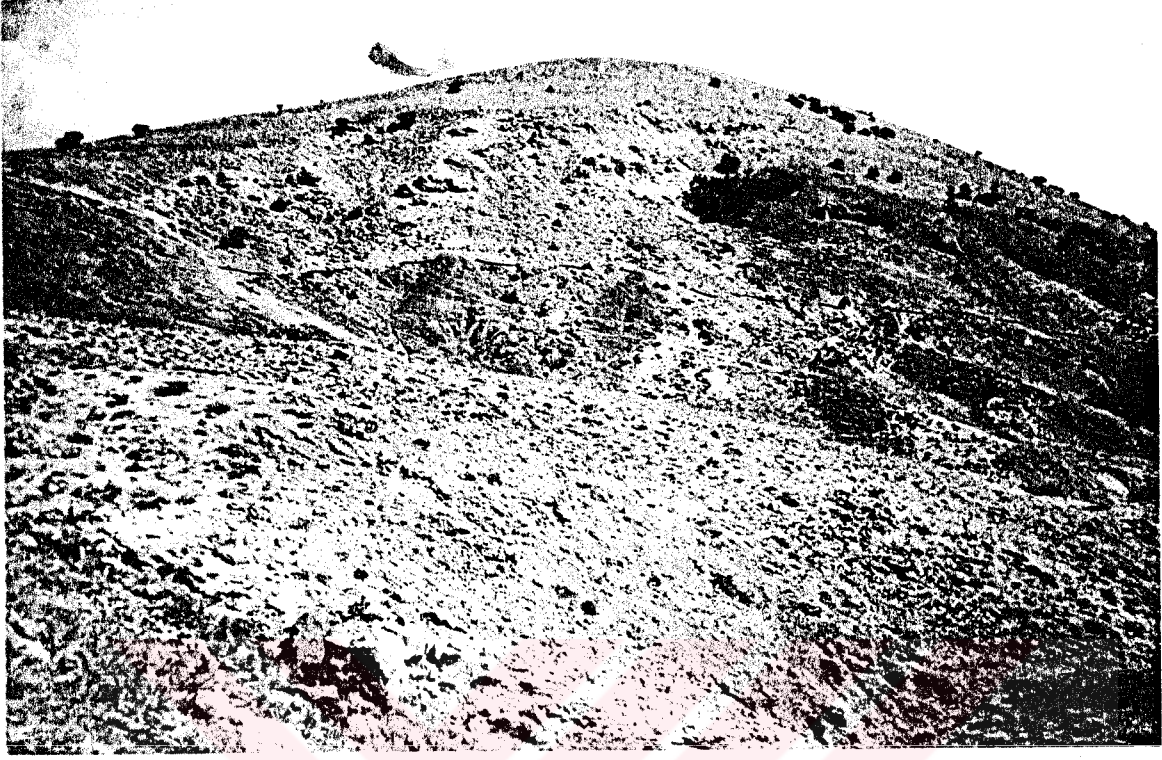


Şekil 6.2. Volkanik - Sedimanter seri ile onun üzerine bindirme ile gelen serpantinleşmiş harzburjitler arasındaki dokanağın görünümü, VS: Volkanik – Sedimanter Seri, T : Tektonit (Çöpbitez Tepe kuzeyi).



Şekil 6.3. Tektonit ile volaknik - sedimanter seri arasındai dokanak ilişkisi,VS: Volkanik – Sedimanter Seri , T: Tektonit (Karaca Köyü' nün kuzeyi Kavak Tepe civarı)

Bunların dışında Çöpbıtmaz Tepe'nin güneyinde tektonitler içerisinde tektonitler ile gabroları ayıran N 40 W doğrultusunda önemli bir fay gözlenmiştir. Milonitik zonun genişliği 6 - 8 metredir. Milonitik zonda yönelme gösteren serpantinit breşleri gözlenmektedir (Şekil 6.4 ve Şekil 6.5).



Şekil 6.4. Tektonitlerle kümülatları ayıran fay zonu (Çöpbıtmaz Tepe güneyi)



Şekil 6.5. Milonitik zonun yakından görünümü

7. SONUÇLAR

Yuvaköy – Karacakaya civarının jeolojik etüdü kapsamında elde edilen arazi ve laboratuvar verileri değerlendirilerek aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır .

- 1- İnceleme alanında ofiyolitik birimlerle temel ve örtü birimleri haritalanarak birimlerin birbiriyle olan ilişkileri belirlenmiştir. Burdaki ofiyolit birimler; tektonitler (harzburjit – dünit) , kümülatlar (gastro), diyorit ve diyabaz daykalarıyla, bazaltik volkanik kayalar ve pelajik sedimanter kayalardan meydana gelir.
- 2- Tektonitler, ofiyolit dizisinin en alt birimidir. Çalışma alanında metrik kalınlıkta dünitik zonlar içeren ileri derecede serpantinleşmiş harzburjitlerle temsil edilirler. Mineralojik incelemeler sonucunda ileri derecede serpantinleşme nedeniyle minerallerin ilksel hali korunamamıştır. Ancak bastılmış ortopiroksen minerallerinin varlığı ve bunların ilksel şeklini korumasından kayacın harzburjitten türediğini anlamaktayız.
- 3- Kümülatları oluşturan gabrolar aşırı derecede altere olmuştur ve diyabaz daykaları tarafından kesilmektedir.
- 4- Damar kayaları diyorit ve diyabaz dayklarından oluşmaktadır. Bunlar tektonik karmaşık içerisinde gerek gabroları , gerek serpantinitle keser durumdadır.
- 5- Volkanik ve sedimanter seri bazaltik volkanik, radyolarit, kireçtaşı, çört, çamurtaşından oluşmaktadır. Bazaltlar genellikle masif yer yer yastık lavları şeklinde gözlenmektedir.
- 6- Tektonik karmaşık ise ofiyolite ait değişik kayaç beraberliğini temsil eder, bu birimleri ayrı ayrı haritalamak mümkün olmamıştır.
- 7- İnceleme alanındaki ultramafik kayalar (harzburjitler), alçak – orta dereceli metasomatizma etkileri sonucu ileri derecede ve yaygın olarak serpantinleşmiştir. Serpantinleşmiş peridotitler krizotil + lizardit ± antigorit minerallerinden oluşmaktadır. XRD sonucuna göre krizotil, lizardit minerallerine bol miktarda, antigorit ise daha az olarak bulunduğu için bu kayaların yeşilşist fasiyesi koşullarında değişim gösterdiği sonucu çıkarılmıştır.

Çalışma alanında yer alan bazaltlarda yaygın şekilde spilitleşmiştir. Bu kayalar içerdiği klorit , kalsit , epidot gibi mineraller ile yeşilşist fasiyesi koşullarını gösterir.

İnceleme alanındaki mafik ve ultramafik kayaçların yeşilist fasiyesi koşullarında düşük , orta dereceli ilerleyen metamorfizma etkilerine maruz kaldığı belirlenmiştir.

8- Diyabaz dayklarının kimyasal analiz sonuçları bunların toleyitik karakterde olduğunu göstermektedir. Kimyasal bozunma indeksi (CIA) değeri yardımıyla, bu kayaçların ortaç zonun ilk evreleri derecesinde kimyasal bozunmaya uğradığı belirlenmiştir. Bu kayaçlar okyanus ortası sırtı abisal toleyitlerc uygunluk gösterir.

Bazaltlar ise alkali karakterde çıkmıştır. Kimyasal bozunma indeksi (CIA) değerleri, ortaç zonun ilk evrelerinde gözlenen bir bozunmaya maruz kaldığını göstermektedir.

9-Tekke Volkaniti olarak adlandırılan andezit, tuf, aglomeradan oluşan birimden andezitlerin mineralojik incelemesi ve major oksit kimyasal verilerinin incelenmesi sonucunda bu kayacın kalk alkali karakterde olduğu ve kıta - kıta çarpışması sonrası orojenik volkanizma ile ilgili olarak oluştuğu belirlenmiştir.

10- İnceleme alanındaki tektonizma verileri daha çok yerleşim sırası ve sonrası etkileri göstermektedir. Yerleşim sırasında oluşan deformasyon yapılarının başında bindirme fayları gelir. Çalışma alanında tektonitler ile volkanik ve sedimanter seri arasında oldukça karmaşık ve farklı fay ilişkileri vardır.

Tabaka konumlarını değişmesi, birimlerin dokanak bölgelerinde ezilme - ufalanma ve breşleşme etkisine rastlanması, radyolaritlerdeki desimetrik kıvrımlar bölgede tektonizmanın aktif olduğunu göstermektedir.

KAYNAKLAR DİZİNİ

- Akyürek, B.,1981, Ankara Melanjının kuzey bölümünün temel jeoloji özellikleri, T.J.K.35.Bilimsel ve Teknik Kurultayı ‘ İç Anadolu Jeolojisi Sempozyumu ’ Tebliğler Kitabı , 41- 45.
- Akyürek, B.,Bilginer, E., Aktaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, S., Sunu, O., Sosyal, Y., Dağar, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez., 1984, Ankara – Elmadag – Kalecik dolayının Jeoloji özellikleri, Jeoloji Mühendisliği , 20, 31- 46.
- Akyürek, B., Duru, M., Sütçü, Y.F., Papak, İ., Şaroğlu, F., Pehlivan,N., Gönenç, O., Granit, S., Yaşar,T., 1996, Ankara İlinin Çevre Jeolojisi ve Doğal Kaynaklar Projesi, MTA rapor No:9961, 6-58
- Batman, B.,1977. Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjın incelenmesi. H.Ü.,172.
- Batman, B., 1978, Haymana Kuzeyinin Jeolojik Evrimi ve Yöredeki Melanjın İncelenmesi, H.Ü.Yerbilimleri , 95- 129.
- Batman, B., 1881, Ofiyolitli Melanjın (Dereköy Formasyonu) Haymana Kuzeyindeki Yörede (SW Ankara) incelenmesi, Yerbilimleri , 8, 61-70.
- Bailey, E.B., Mc Callien.W.C.,1950, Ankara Melanjı ve Anadolu Şaryajı, MTA Dergisi, 40, 12- 16.
- Bailey, E.B., Mc Callien .W.C.,1950, 1953, Serpentine lavas the Ankara Melange and the Anatolian Thrust. Transaction of the Royal sec.of Edinburg ,V, 403- 422.
- Barnes, I. and O’ Neil, J.R., 1969, The relationship between fluids in some fresh Alpine – typ ultramafics and possible modern serpantinization, Western United States, Geol. Soc. Amer. Bull., 80, 1947 – 1960.
- Boccaletti, M., Bortolotti, V.,Sagri, M.,1966, Richerche sulle ofiolite della Catene Alpine. I. Osservazioni sull, Ankara Melange nella zona di Ankara, Boll. Soc. Geol. Lt.,85, 485 - 508
- Bowen, N.L. and Tuttle, O.F.,1949, The system $MgO - SiO_2 - H_2O$, Geol.Sos.Am., 60, 439 – 460.
- Bozkurt, E., Koçyiğit. A., Winchester .J., Holland .G., ve Beyhan. A., 1999, Petrochemistry of the Oyaca- Kedikayası (Ankara) dacite as evidence for the post- collision tectonic evolution of North – Central Anatolia, Turkey, Geological Journal, J.34 , 223- 231.

- Bucher, K., and Frey, M., 1994, Petrogenesis of Metamorphic Rocks 6th Edition Complete Revision of Winkler's Textbook, Springer – Verlag Berlin Heidelberg New York, 144-169.
- Buket, E., 1968, Geology of Aktepe – Buğra Region , Kalecik , Ankara, Ankara – Turkey , Master tezi , OTDÜ , Ankara , 92.
- Büyükönel, G. 1971, Microscopical study of the volkanic rocks around Ankara. Communications. De la Faculté des Science De L' Université d' Ankara, 15c.1- 27
- Coleman, R.G.,1967, Low temperature reaction zones and alpin ultramafik rocks of California, Oregon and Washington, U.S. Geol. Syrv. Bull., 1247, 1-49.
- Coleman, R.G., 1977, Ophiolites: New York , Springer -Verlag , 229 p.
- Çalgın, R., Pehlivanoglu , H., Ercan, T. Ve Şengün. M.,1973, Ankara Civarının Jeolojisi , M.T.A. Rapor No : 6487
- Çapan, U., ve Buket, E., 1975, Aktepe – Gökdere bölgesinin jeolojisi ve ofiyolitli melanj : T.J.K. Bülteni , 18 / 1-11-16.
- Çapan, U., 1981, Ankara Melanjı hakkındaki görüşler ve Melanjın Gökdere – Aktepe yöresindeki özelliklerine ait gözlemler: T.J.K. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı ‘ İç Anadolu Sempozyumu ’ Tebliğler Kitabı , 27- 31.
- Çapan, U., Lauer, J.P. ve Whitechurch , H ., 1983, Ankara Melanjı (Orta Anadolu): Tetis kapanışını belirlemede önemli bir eleman, Yerbilimleri , 10, 35- 43.
- Çelik ,M., 1990, Ankara Melanjının Batı Kesiminin Metamorfizma Özellikleri, Doğa – Tr.J.of Engineering and Enviromental Sciences, 336- 375
- Çelik , M., Buket, E. , 1992 , Ankara Doğusunun Stratigrafisi, S.Ü. Müh. MİM. Fak.Derg., 1-2 .62-75.
- Dietz, R.S., (1962), Ocean basin evolution by sea - floor spreading, in “Continental Drift ” , S.K.Runcorn (edit .), Academic Press, New York, s. 289 - 98
- Doğan, B., Ünlü. T, Sayılı .S., 1998, Kesikköprü (Bala – Ankara) Demir Yatağının Kökenine Bir Yaklaşım , M.T.A. Dergisi .120, 1-33.
- Erk, A.Ş, 1981 , Ankara Melanjının Tortul kayaçlarının Stratigrafisi, İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, 30 – 40, T.J.K. 35, Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Ankara
- Erol.O., 1956, Ankara güneydoğusundaki Elmadağ ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi üzerine bir araştırma: M.T.A. yayını , Seri D, No.9,99

- Evans, B.W., Johannes, W., Oterdoorn, H. And Trommsdorff, V., 1976, Stability of Chrysolite and Antigorite in the Serpentine Multisystem, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 56, 79 – 93.
- Faust, G.T. and Fahey, J.J., 1962, The serpentine- group minerals, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 384 – A, 1- 91.
- Gökten , E., Kazancı, N ve Acar. Ş.,1988 , Ankara Kuzeybatısında (Bağlum - Kazan arası) Geç Kretase – Pliyosen Serilerinin Stratigrafisi ve Tektoniği, M.T.A. dergisi , 108, 69- 81.
- Gannser, A., 1959, Ausseralpine Ophiolite probleme, Eclog. Geol.Helv.,52, 659 – 680.
- Hsü, K.J., 1968, Principles of mélangé and their bearing on the Franciscan - Knoxville paradox Geol. Soc. America Bull.,79, 1063 - 1074.
- Hart, R., 1970, Chemical exchange between sea water and deep ocean basalt, Earth and Planetary Sci. Letters , 9, 269 – 279.
- Hess, H.H., (1962), History of Ocean Basins in Petrologic Studies, Buddington Volume, s. 599 – 620, Geol. Soc.America, Colorado.
- Hostetler, P.B., Coleman R.G., Mumpton , F.A. and Evans , B.W., 1966, Brucite in Alpine serpentinites , The American Mineralogist, 51, 75 – 98.
- Hyndman, D.W., 1985, Petrology of igneous and metamorphic rocks, 2. Edi., McGraw-Hill, 786 p., New York.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523- 548.
- Johannes, W., 1969, An experimental investigation of the system $MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$, Am. J. Sci., 267, 1083- 1104.
- Keller, J., D. Jung, F., J. Eckhardt, H. Kreuzer, 1992, Radiometric ages and chemical characterization of the Galatean andesite masif, Pontus, Turkey, Acta vulcanologica, Marinelli Volume , Vol.2, 267- 276.
- Koçyiğit, A., 1987, Hasanoğlu (Ankara) yöresinin tektono – stratigrafisi: Karakaya Orojenik Kuşağının Evrimi , Yerbilimleri , 14, 269 – 293.
- Koçyiğit, A., 1991, An example of an accretionary fore arc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo – Tethys in Turkey, Geological Society of America Bulletin , 103, 22-36.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs, Geol. Surv. Can. Paper , 66, 15, 317 – 336.

- Le Bas, M.J., Le Martre, R.W., Streckeisen, A., ve Zannettin .B., (1986), a chemical classification of volkanik rocks based on the total alkali – silica diagram, *J.patrol .*, 27,745- 750.
- Liou, J.G., Lan, C.Y., Suppe, J. And Ernst, W.G., 1977, The East Taiwan Ophiolite, Its occurence, petrology, metamorphism and tectonis setting, *M.R.S.O. Srec. Paper*, 1, 212 s.
- Mac Donald, G.A. and Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas, *J. Petrol .*, 5, 82 – 133.
- Mercier, J. And Vergely, P.,1972, Les Melanges ophiolitiques de Macedonie (Grèce), Decrachements d'âge ante – Cretace Superieur, *Z. Duetsch. Geol. Ges.*, 123.,2, 469 – 489.
- Miyashiro, A., 1975, Clasifcation, characteristics and origin of ophiolites: *Journal of geology .*, 83 , 249 – 281.
- Miyashiro, A., 1978, Nature of alkalic volanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 91- 104
- Moody, J.B., 1976, Serpantinization: A review, *Lithos*, 9, 125- 138.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutits, *Nature*, 299, 715- 717.
- Nesbitt, H.W. and Wilson, R.E., 1992, Recent chemical weathering of basalts, *American Journal of Science*, 292, 740 – 777.
- Norman, T., 1972 Ankara Yahşıhan bölgesinde Üst Kretase - Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi , *T.J.K. Bülteni* , 15 / 2, 180 – 276.
- Norman, T.N.,1975a, Ankara Melanjının yapısı Hakkında, *Cumhuriyet'in 50. Yılı yerbilimleri Kong. Tebliğleri* , 77-94.
- Norman, T., Gökçen, S.L. ve şenalp, M., 1980, Sedimentation pattern in Central Anatolia at the Cretaceous – Tertiary boundary: *Cretaceous Reserch*, 1, 61 – 84.
- O ' Hanley, D.S., 1996, Serpantinites: Records of Tectonic and Petrological History, *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, No: 34 , 277 p., New York.
- O' Hanley, D.S., Schandl, E.S. and Wicks, F.J., 1992, The origin of Rodingites from Cassiar, British Columbia and their use to estimate T and P (H₂O) during serpentinization, *Geochim. Cosmochim. Acta.*,56 , 97 – 108.
- Olsen, E.J., 1963, Equilibrium calculations in the system Mg, Fe, Si, O, H and Ni. *Am. Jour. Sci.*, 261, 943 – 956.

- Oygur, V., 1990, Çayırılı (Ankara – Haymana) manganez yatağının jeolojisi, Oluşum ve Kökeni Üzerine Görüşler, MTA dergisi 110, 29 – 43.
- Özkaya, İ., 1982. Origin and tectonic setting of some melange unites in Turkey. J. Geol., 90, 269 – 278.
- Peccerillo, A., ve Taylor, S.R., (1975), Geochemistry of Upper Cretaceous Volkanik Rocks from the Pontic Chain , Northern Turkey , Bull. Volkanol ., 39, 557 – 569.
- Pearce, T.H., Gormon, B.E. and Birkett, T.C. 1977. The relationship between major chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters. 36.121 – 132.
- Pearce, J.A., 1976, Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts, J. Petrol .17, 15-55.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1971, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis using Ti, Zr and Y, Earth Planet Sci. Lett., 12, 339 – 349
- Sarp, H., 1976, Etude geologique et mine'ralogie du corteg'e ophiolitique de l'a re'gion situeu au NW de Yeşilova (Burdur, Turquie), The'se Univ. Gene've, 373p.
- Sestini, G., 1971, The relation between flysh and serpentinites in North Central Turkey , 369 – 383, in A.S. Compbell (Edit.) Geology and History of Turkey, The Petrol. Exp. Soc. Of Libya, Tripoli.
- Spooner, E.T.C. and Fyfe, W.S., 1973, Sub - sea floor metamorfizm, heat and mass transfer, Contr. Mineral. Petrol ., 42 , 287- 304.
- Seyitoğlu, G., Büyükönel, G., 1995, Geochemistry of Ankara Volkanics and the İmplications of their K- Ar Dates on the Cenozoik Stratigraphy of Central Turkey , Tr. J.of Earth Sciences , 4 (1995) 87- 92
- Streckeisen, A., 1976 , ' To each plutonic rock its proper name ' , Earth . Sci. Reviews , 12 , 1- 33.
- Şentürk, K., Yurdakul, M.E., Osmançelebioğlu, R., Basa, F., Erkal, T., keçer, M., Mutlu, G., Aktimur, H.T., 1998, Ankara İlinin Çevre ve Doğal Kaynaklar, MTA Rapor No :10069
- Tankut, A., Sayın , N., 1990, Edige Ofiyolit Kütlesindeki Mineral Fazları, M.T.A. Dergisi 110 , 97- 111 .
- Tankut, A., 1990 , Ankara Ofiyolitli Melanj Kuşağı içindeki ofiyolitik kayaçların tektonik oluşum ortamlarına jeokimyasal bir yaklaşım, M.T.A. Derg., 110 , 17 – 28.

- Tankut, A., 1985. Ankara dolayındaki Neojen yaşlı volkaniklerin jeokimyası . Bulletin of the Geological Society of Turkey , 28 ,55- 56
- Tekkaya, İ.,Atalay, Z., Gürbüz, M., Ünay, E. ve Ermumcu, M.,1975, Çankırı – Kalecik Bölgesi Karasal Neojenin biyostratigrafi Araştırması, T.J.K. Kurultayı Bülteni , 18, 1, 77- 80.
- Türkcean, A., Dincel,A., ve Hepşen. N., 1991, Bolu – Çankırı (Köroğlu Dağları) arasında Neojen yaşlı volkanitlerin stratigrafisi ve petrolojisi, T.J.K. Bülteni, 6, 85-103.
- Tankut, A., ve Türkmenoğlu, A., 1988, incompatible Trace element composition of neogene mafik lavas around Ankara, metu journal of pure and applied sciences , vol. 21, No.1-3, 501 – 521.
- Tokay, M., Lünel, T., ve Koçyiğit, A., Geology and Petrology of the Gökdere Stock of the Orhaniye Syenite, metu journal of pure and applied sciences, 21, 1- 37.
- Ünalın, G.,Yüksel, V., Tekeli,T., Gönenç, O., Seyirt, Z., Hüseyin, S., 1976. Haymana – polatlı yöresinin (SW Ankara) Üst Kretase – Alt Terisyer stratigrafisi. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 150 - 176
- Vallance, T.G., 1974, Spilitic Degradation of a Tholeiitic Basalt, J. Petrol ., 15, 79 – 96.
- Wager, L.R., Brown , G.M. and Wadsworth , W.J., 1960 , Types of igneous cumulates. Journ. Petrol., 1, 73- 85.
- Wenner, D.B. and Taylor, H.P. Jr., 1971, Temperatures of serpentinization of ultramafik rocks based on O^{18} / O^{16} fraktionation between coexisting serpentine and magnetite, Cont. Mineral. Petrol ., 32, 165 – 185.
- Yılmazır, İ., 1994, Ankaranın Doğusunda yer alan Yayla Olistostomunun Jeolojisi, T.J.K. Bülteni, C.37, 47 – 52.
- Yoder, H.S., 1967, Spilites and serpentinites, Carnegie İnst. Washington Year Book, 65, 269 – 279.
- Yoder, H.S. and Tilley, C.E., 1962, Origin of basalt magmas, An experimental study of natural and synthetic rock systems, Jour. Petrology, 3, 342 – 532.
- Yüksel, S.,1970, Etude geologique de la région d'Haymana, Turquie Centrale: Thése, Université de Nancy, Fransa.