

# KUZEY ANADOLU FAY ZONUNUN ERZİNCAN-TANYER BUCAĞI YÖRESİNDEKİ JEOLJİK ÖZELLİKLERİ VE YEREL OFİYOLİT SORUNLARI

Karadeniz Teknik Üniversitesi Yer Bilimleri Fakültesince  
«Doktor» ünvanının verilmesi için kabul edilen tezdır.

**Y. Müh. Osman BEKTAŞ**

Tezin Dekanlığa verildiği tarih : 19.6.1981  
Sözlü sınav tarihi : 6.10.1981

Doktorayı yöneten : Prof. Dr. Yusuf TATAR  
Jüri üyesi : Doç. Dr. Salih YÜKSEL  
Jüri üyesi : Doç. Dr. Selçuk TOKEL

## İÇİNDEKİLER

	ÖZET	
	ABSTRACT	
	GİRİŞ	1
1	COĞRAFI DURUM	3
2	ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	5
2.1	Stratigrafi ve Petrografi	5
2.1.1	Paleozoyik	5
2.1.2	Jura-Kretase	6
2.1.3	Eosen	6
2.1.4	Oligosen	7
2.1.5	Miyosen	7
2.1.6	Kuvaterner	7
2.2	Magmatizma	8
2.3	Tektonik	9
3	STRATIGRAFI VE PETROGRAFI	11
3.1	Paleozoyik metamorfitleri (Pmş)	11
3.2	Alt Kretase (?) ofiyolitleri	16
3.2.1	Ofiyolit tanımı ve ofiyolit kavramı hakkında genel bilgi	16
3.2.2	İnceleme alanı ofiyolitik kayalar	17
3.2.2.1	Ultrabazik kayalar ( $\sigma$ )	17
3.2.2.1.1	Harzburjitler	18
3.2.2.1.2	Lerzolitler	19
3.2.2.1.3	Verlitler	19
3.2.2.1.4	Olivinli orto ve klinopiroksenitler	19
3.2.2.1.5	Serpantinitler	20
3.2.2.2	Diyorit ve gabrolar	22
3.2.2.3	Olivinli doleritler	35
3.2.2.4	Bazalt-diyabaz ve split-metadiyabazlı	35
3.2.2.5	Riyolitler	37
3.2.2.6	Ofiyolitlerin yaşı hakkında	37
3.3	Öst Kretase-Paleosen ofiyolitli karmaşık serisi	39
3.3.1	Ofiyolitli karmaşık tanımı hakkında genel bilgi	39
3.3.2	İnceleme alanı ofiyolitli karmaşık serisi	40
3.3.2.1	Öst Kretase tektonik karmaşığı (krü-tk)	41

3.3.2.2	Ost Kretase-Paleosen olistostrom karmaşığı (krüp-ok)	44
3.3.2.2.1	Olistolit-olistostrom tanımı ve kavra.	44
3.3.2.2.2	İnceleme alanı olistostrom karmaşığı	44
3.4	Eosen flışı (ef)	48
3.5	Alt Miyosen kireçtaşları (ma)	50
3.6	Orta-Ost Miyosen jipsli serisi (müj)	51
3.7	Pliyokuvaterner volkanitleri	51
3.7.1	Pliyosen (?) andezitleri (plα)	51
3.7.2	Kuvaterner dasitleri (Qλ)	52
3.8	Kuvaterner alüvyon ve taraçaları	53
4	JEOKİMYA VE PETROLOJİ	54
4.1	Bölgedeki metamorfik kayaçların jeokimya ve petrolojisi	54
4.1.1	Metamorfizme fasiyesleri ve koşulları	54
4.1.2	Köken kayaçların oluşum ortamları	56
4.2	Ofiyolitik kayaçların jeokimyası ve petrolojisi	63
4.2.1	Magmatizma ve plaka hareketleri hakkında bazı genel bilgiler	63
4.2.2	Ofiyolitlerin sınıflandırılmasına ait bazı genel bilgiler	65
4.2.3	Ultramafik kayaçların jeotektonik önemi	66
4.2.4	Erzincan-Tanyeri ofiyolitlerinin jeokimya ve petrolojisi	66
4.2.4.1	Volkanik kayaçların jeokimyası	66
4.2.4.1.1	FeO/MgO-TiO <sub>2</sub> değişimi	74
4.2.4.1.2	FeO/MgO-Ni <sup>2</sup> de-ışimi	76
4.2.4.1.3	Ti-Zr-Y ilişkisi	76
4.2.4.1.4	Ti-Zr-Sr ilişkisi	78
4.2.4.1.5	Ti-Zr ilişkisi	79
4.2.4.2	Spilitik-bazaltik kayaçların petrojen.	80
4.2.4.3	Tanyeri ve kuzeydoğu ofiyolitlerinin oluşum ortamları hakkında	81
4.2.4.4	Peridotit-piroksenit ve Gabro-diyoritlerin jeokimyası	87
4.2.4.5	Peridotit-piroksenit ve Gabro-diyoritlerin petrojenezi	100
4.2.4.6	Ofiyolitik kayaçların başkalaşımı	101
4.2.4.6.1	Okyanus tabanı ve karasal ayrışma (Halmyrolysis ve Weathering)	102
4.2.4.6.2	Spilitleşme	103

4.2.4.6.3	Tanyeri bazaltik kayaçlarının spilitleşmesi	104
4.2.4.6.4	Serpantinleşme-serpantin mineral toplulukları ve jeotektonik önemleri	109
4.2.4.6.5	Tanyeri serpantinitleşmelerinin jeotektonik anlamları	110
4.3	Tanyeri pliyokuvaterner volkanik kayaçlarının petrokimyası ve jeotektonik anlamları	111
5	YAPISAL JEOLOJİ	121
5.1	Kıvrımlı yapılar	121
5.1.1	Paleozoyik (?) yüzeylemelerindeki kıvrımlı yapılar	121
5.1.2	Ost Kretase-Paleosen yüzeylemelerindeki kıvrımlı yapılar	121
5.1.3	Eosen yüzeylemelerindeki kıvrımlı yapılar	123
5.1.4	Miyosen yüzeylemelerindeki kıvrımlı yapılar	128
5.2	Kırıklı yapılar	128
5.2.1	Paleozoyik (?) yüzeylemelerindeki kırıklı yapılar	129
5.2.2	Ost Kretase-Paleosen yüzeylemelerindeki kırıklı yapılar	129
5.2.3	Eosen yüzeylemelerindeki kırıklı yapılar	132
5.2.4	Hıncı bindirme fayı	133
5.2.5	Bulanık bindirme fayı	134
5.2.6	Balıkan bindirme fayı	134
5.2.7	Kerkir bindirme fayı	134
5.2.8	Kuzey Anadolu fay zonuna ilişkin önceki çalışmalar	135
5.2.9	Kuzey Anadolu fay zonunun Tanyeri bucağı yöresindeki özellikleri	139
5.3	Uyumsuzluklar	141
5.4	Bölgedeki tektonik yapıların mekanik yorumlanması	142
5.5	Bölgenin jeotektonik evrimi hk. düş.	146
5.5.1	Paleotektonik	146
5.5.2	Neotektonik	148
6	EKONOMİK JEOLOJİ	151
7	SONUÇLAR	152

Arazi şekilleri	157
Mikroskobik şekiller	168
DEĞİNİLEN BELGELER	177

Ekler:

Ek 1: Jeolojik harita  
Ek 2: Jeolojik harita

## ÖZET

İnceleme alanı Erzincan'ın 40 km doğusunda, Tanyeri bucağı yöresinde kalır.

Pontid - Anatolid / Torid tektonik birliklerinin geçiş bölgesinde ki sahanın litolojik birimleri yaşlıdan gence doğru şöyle sıralanabilir.

Paleozoyik (?) yaşlı epimetamorfik karmaşık seri, Alt Kretase (?) ofiyolitik kayaçları, Üst Kretase - Paleosen yaşlı tektonik ve olistostramal karmaşık serileri ve bunları kesen riyolitik dayklar; Eosen fliş; Alt Miyosen kireçtaşları, Orta - Üst Miyosen jipsli serisi; Pliyosen (?) andezitleri; Kuvaterner dasitik volkanizması ve alüvyonlar.

Yeşilşist - metadiyabaz - kalkşist - kumtaşı - radyolarit ve kuvars damarlarından oluşmuş metamorfik seride, düşük dereceli yeşilşist fasiyesinden orta dereceli amfibolit fasiyesine doğru ilerleyici; zeolit fasiyesine doğru da gerileyici metamorfizmaların varlığı tanıtman mineral birlikleri ile kanıtlanır.

Kimyasal analiz sonuçlarına göre, çoğu orto kökenli yeşilşist ve metadiyabazlar ada yaylarına özgü düşük potasyumlu toleyitler ve kalk - alkali bazaltlardan türemiştir.

Ofiyolitli karmaşık serinin karbonatlı seviyelerinden alınan tanıtman fosiller, yörede ofiyolit oluşum yaşının Üst Kretaseden önce; Üst Kretasenin de Paleosene geçişli olduğunu belirlerler. Paleosen sonunda Anadolu orejenez fazı ile Pontid ve Anatolidlerdeki yerlerini alan ofiyolitler Miyashiro (1975) sınıflamasına göre ada yayı - kenar denizi jeotektonik sisteminde gelişmiş I. sınıf ofiyolitlerdir. İz element analizi sonuçlarına göre plütonik ve volkanik kayaçları arasında köken sel bir ilişkinin varlığı saptanan Tanyeri ofiyolitlerinin ultramafik ve mafik kayaçları tüketilmiş bir mantonun ürünüdür.

Serpantinleşmiş Tanyeri peridotitlerindeki antigorit mineral varlıkları metamorfiz - serpantin tektonik dokanağını veya kök zonu peridotitlerini belirtebilir.

Eosen fliş, yakınsak (proximal) ve ortaç (intermediate) türbidit fasiyeslerini; Alt Miyosen kireçtaşları denizel; Orta-Üst Miyosen jipsli serisi de karasal ortamları yansıtırılar.

Fırat Vadisi çöküntüsüne (Erizcan Ovası) bağlı olarak gelişmiş Pliyo-Kuvaterner yaşlı kalk-alkalen volkanizmanın kökeni, ana ve iz element sonuçlarına göre, Pontid-Anatolid/Torid ada yayı-kıta çarpışmasından sonra litosfer içerisinde depolanmış kalk-alkalen magma odaları olmalıdır.

İnceleme alanında etkin basınç kuvvetleri Paleozoyikte yaklaşık K-G; Üst Kretase-Paleosende K32D; Eosende ise KKB yönünde çalışmış ve yaklaşık D-B doğrultulu kıvrımlarla birlikte hareket yönü K'ye ve G'ye olan kıvrım eksenlerine paralel bindirmeleri oluşturmuşlardır.

Yöredeki yapısal unsurlar deformasyon elipsoidine uyarlandığında, elde edilen sonuçların sağ yönlü bir kuvvet çifti altında geliştirilmiş kil modeli deneyimlerine benzerlik gösterdiği anlaşılır.

K.A.F. sisteminin oluşum mekaniğinde, salt yatay basınç kuvvetleri yerine yatay, dikey ve kabuk içi-gerilmeleri dikkate alınmıştır.

Pontid tektonik birliğine özgü nitelikler taşıyan yörede Anadolu ve Pireneyik orojenez fazları saptanabilmiştir. Etkin pontid kıta kenarı ile pasif Anatolidler arasında yer alan okyanusun (Neotetisin kuzey kolu) Arabistan plakasının kuzeye doğru hareketi sonucunda Eosen sonunda kapanmasıyla Paleotektonik evre tamamlanmıştır.

K.A.F. Zonu Alt Miyosenden sonra KKB yönlü basınç kuvvetleriyle yükselmeye bağlı olarak riftleşme; Orta-Üst Miyosende ise, sağ yanal hareket olmak üzere iki aşamada gelişmiştir.

İnceleme alanında ekonomik değeri olabilecek kromit, manyezit gibi cevher zuhurları ile, kireçtaşı ve mermer ocaklarından bahsedilmiştir.

## ABSTRACT

The study area is situated around the village of Tanyeri, 40 kms to the east of Erzincan. Lithological units seen in the region from base to the top are as follows:

Palaeozoic (?) epimetamorphic complex series, Lower Cretaceous (?) ophiolitic rocks, Upper Cretaceous - Paleocene tectonic and olistostromal ophiolitic complex series, Eocene flysch Lower Miocene limestones, Middle - Upper Miocene gypsiferous series, Plio - Quaternary andesites and dacites and alluvium.

In the metamorphic series that includes greenschist - metadiabase - calcschist - sandstone - radiolarite and quartz veins, the existence of progressive metamorphism from lower greenschist to middle amphibolite facies and a retrogressive metamorphism occurring in greenschist to zeolite facies are shown by diagnostic mineral assemblages. According to chemical analyses basic volcanic rocks which had been converted into Palaeozoic greenschist and metadiabase, generally suggest low K tholeiites and calc - alkali basalts of an island environment.

The fossils obtained from calcareous levels of ophiolitic melanges reveal that the formation of ophiolites is earlier than the Upper Cretaceous passing gradually into Paleocene in the region.

The ophiolites which have been emplaced onto Anatolian and Pontian after Paleocene by Anatolian orogenic phase belong to the first class ophiolites of Miyashiro which were originated in the island arc - marginal basin environment. According to the results obtained through trace elements analysis, Tanyeri ultramafic rocks correspond to residual depleted Alpine type mantle whilst gabbros - basalt and diorites correspond to basic magma fractionation removed from this residue.

The existence of antigorite in serpentized Tanyeri peridotites may point out either a tectonic contact between serpentinites and metamorphites or root zone peridotites.

Eocene flysch implies proximal and intermediate turbidite facies.



Lower Miocene limestones and Middle - Upper gypsiferous series show a transtion from ocean facies to continental facies.

According to major and trace elements the origine of Plio - Quaternary calc - alkali volcanism accompanying the formation of Erat valley graben may relate to magma chambers stored in the lithosphere after Pontian - Anatolian island arc - continental collision.

Intensive stresses were approximately in N - S direction during Palaeozoic, in N32E, during Upper Cretaceous, in NNW directions during Eocene and caused to form folded and thrust tectonic structures in the study area.

When the deformation ellipsoide is applied to the tectonic unites in the region it is seen that the results resemble to those of obtained from clay experiments which were developed under right lateral stress couple. In the formation mechanism of N.A. Fault it has been taken into account the lateral and vertical strenghts and stresses whic were generated by inhomogenities in the thicknees of the crust instead of pure lateral strenghts.

It has been found Pyrenean and Anatolian oregenetic phases in the region having lithofacies and tectonic properties which resemble to those of Pontian.

Paleotectonic cycle had been ended when the ocean between active Pontian and Passive Anatolian was closed by nortward movement of Arabian plate.

N.A.F. Zone had been developed in two periods: First of them is rifting related to uplift by stresses in the NNW direction after Lower Miocene time and later is right laterally movement in the Middle Upper Miocene.

We have already mentioned the occurences of chromite and magnetite in the study area.

## GİRİŞ

Erzincan ilinin 40 km kadar doğusunda, Tanyeri bucağı yöresinde kalan inceleme alanında, K.T.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi ve M.T.A. Enstitüsünün iş birliği ile 1977 yılının Temmuz aylarında başlatılan arazi çalışmaları, 1978 ve 1979 yaz aylarında aralıklı olarak devam etmiştir. Laboratuvar ve büro çalışmaları da 1980 ve 1981 yıllarında tamamlanmıştır.

Pontid - Anatolid / Torid tektonik birliklerinin geçiş bölgesinde kalan sahada K.A.F. Zonunun yöresel özelliklerini saptamak, bu tektonik birlikler arasında bir sütür zonu oluşturan ofiyolit ve ofiyolitli karmaşık sorunlarına (ofiyolitlerin oluşum yaşı, kökenleri ve oluşum ortamları, yerleşme yaşı ve mekanı v.s) az da olsa açıklık kazandırabilmek, çalışma amacımızın esaslarını oluşturur.

Jeolojik harita alımında kontak takibi, örtülü bölgelerde yol boyu jeolojik kesit, gerektiği yerlerde de pusula, çelik metre ve altimetre yardımı ile ayrıntılı jeolojik kroki ve kesit alımı metodları kullanılmıştır. Ayrıca bölgeye ait 1/10 000 lik hava fotoğraflarından da yararlanılmıştır.

Araziden toplanan 400 kadar kayaç örneğinin petrografik ve paleontolojik ince kesitleri K.T.Ü. Jeoloji Bölümü atölyesinde yapılmış, kayaç ve mineral tayinlerinde ise Jeoloji Bölümü'ndeki polarizan mikroskop, Jeol marka difraktometre ve Netzsch marka tam otomatik D.T.A. aletlerinden yararlanılmıştır.

Metamorfik, ofiyolitik ve K.A.F. Zonuna bağlı olarak gelişmiş magmatik kayaçların ana ve iz element analizleri Zürih Yüksek Teknik Okulu Kristalografi ve Petrografi bölümünde Dr. Bahattin Ayrancı tarafından yapılmıştır.

Bu tezin hazırlanması sırasında arazi, laboratuvar ve büro çalışmalarımı yakından izleyen, değerli katkı ve yardımlarını esirgemeyen tez yöneticisi sayın hocam Prof. Dr. Yusuf Tatar'a içtenlikle teşekkür ederim.

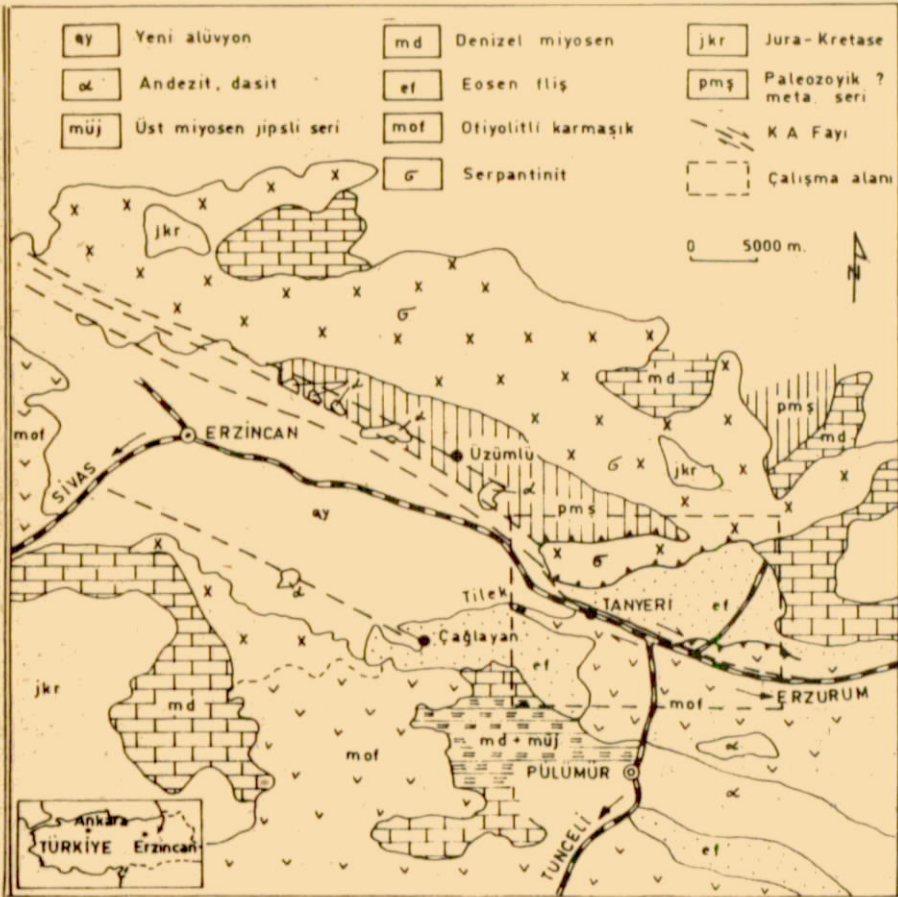
Arazi çalışmalarına parasal olanak sağlayan M.T.A. Genel Müdürlüğü'ne ve yardımlarını gördüğümüz M.T.A. Temel Araştırmalar Erzincan Kamp Şefliği ile Erzincan Şeker Fabrikası yetkililerine teşekkürü bir borç biliriz.

Ayrıca magmatik kayaç tanımlamalarında yardımlarını gördüğüm Prof.Dr.Mustafa Aslaner'e, paleontolojik tayinlerimi yapan İ.Ü.'den Prof.Dr.Atife Dizer'e, İ.T.Ü.'den Doç.Dr.Engin Meriç'e, Dr.İzver Tansel'e, K.T.Ü.'den Prof.Dr.İsmet Gedik'e, Doç. Dr.Aşkın Burşuk'a, M.T.A. Enstitüsü paleontologlarından Erdal Tarı'ya ve Bileri Sözer'e teşekkür ederim.

Kayaçların kimyasal analizlerini titizlikle yapan Dr.Bahattin Ayrancı'ya, laboratuvar çalışmalarında katkıları bulunan Dr. Erdoğan Tülümen'e, jeolojik harita, kroki ve şekilleri çizen bölüm ressamı Refik Şengül ile tezi daktilo eden Nurhayat Doğan'a teşekkür ederim.

## 1 COĞRAFI DURUM

İnceleme alanı Erzincan'ın 40 km kadar doğusunda, Fırat vadisi-ni ortalamayan ERZİNCAN 143-C1-C2-C3-C4 paftalarında, 6444 - 8544 doğu boylamları ve 4377 - 4391 kuzey enlemleri arasında yaklaşık 300 km<sup>2</sup> lik bir sahayı kapsamaktadır (şekil 1).



Şekil 1 İnceleme alanının coğrafi konumu ve genel jeolojisi (MTA Enstitüsünce yayınlanan 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından ve resmi çizimlerinde yararlanılarak çizilmiştir)

Erzincan'dan çalışma sahasına (Tanyeri bucağı yöresi) kadar olan 40 km'lik yol tamamen asfalt olup, Tanyeri'nden çevre köylere giden yollar ise stabilize'dir. Yol durumunun genellikle yaz aylarında oldukça iyi oluşu nedeniyle köylere ulaşım taksilerle yapılmaktadır. Bu nedenle arazi çalışmaları jip bulma olanağı oldukça az olan Erzincan'da genellikle kiralık taksilerle yürütülmüştür.

Çalışma alanında Tanyeri bucağı ve buna bağlı Sörperan, Kıştım, Mutu, Sarıkaya, Hınzoru, Karacalar, Kulokomu, Balikan, Sülümür ve Bulanık köyleri (bkz. jeolojik harita) Erzincan ili sınırları içinde kalır. Fırat nehirinin güneyinde kalan Erdene, Tillek, Brastik, Pintige, Dereköy, Göbürge, Lengen, Şeteri, Herkünnet, Yarbaşı, Sülemanuşağı köyleri de Tunceli iline bağlıdır.

Fırat vadisi ve yamaçlarını oluşturan inceleme alanında, yükseklik farkı 1200 m ile 2911 m arasında değişmektedir. Kuzey-güney doğrultusundaki sırtlar ve aralarındaki dereler, sularını yaklaşık doğu-batı doğrultulu Fırat nehrine boşaltırlar. Güneyden kuzeye doğru : Alibeytaş Tepe (2342 m), Hasanbeydağ Tepe (2330 m), Geyikdağı Tepe (2911 m), Yedikardeş Tepe (2722 m) en önemli yükseltilerdir.

Fırat vadisinin güneyi, özellikle güneydoğu kısmı oldukça sık meşe ve geniş yapraklı ağaçlarla örtülüdür. Kuzey kesimi güneye oranla daha açık olmasına karşın, bazı yerlerde meşeliklere rastlamak olağandır.

Tipik karasal iklime sahip olan yörede Mayıs ayından Ekim ayı sonlarına kadar arazide çalışma olanağı vardır.

Litolojik, morfolojik ve sismotektonik etkenlere bağlı olarak, yörede oldukça sık görülen deprem ve heyelânlar, kırsal yaşamı büyük ölçüde etkilemiştir. Ziraata elverişli arazinin oldukça sınırlı oluşu yanı sıra, hayvancılığın da gelişmemiş olması, nüfusun önemli bir kısmını şehirlere veya yabancı ülkelere göçe zorlamıştır.

## 2 ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bilindiği gibi Türkiye arazisi Alpin orejenik kuşağı içinde yer alır ve bir takım tektonik birliklere bölünür (Ketin, 1966). Pontid ve Torid tektonik birliklerinin arasında ve bu birliklerin en çok yakınlaşmış olduğu bir bölgede kalan çalışma alanı, gerek jeolojik, gerekse sismik yönden bir çok araştırmacı tarafından incelenmiştir.

Öte yandan, Türkiye'nin önemli tektonik yapılarından biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonunun çalışma alanını boydan boya kat etmesi ve bu tür fayların plaka tektoniği açısından önem kazanması, fay zonu üzerinde araştırmaların yoğunlaşmasına neden olmuştur.

Bölge jeolojik çalışmalarına katkıları olan araştırmacıları şöyle sıralayabiliriz : Stechepinsky (1941), Ketin (1950), Baykal (1953), Holzer (1955), Nebert (1961), Tatar (1973, 1975, 1977), Ataman ve diğerleri (1975), Arpat ve Şaroğlu (1975), Bergougnan (1976), Özgül (1978).

Bu araştırmacıların rapor ve yayınlarının incelenmesinden çıkarılan önemli sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

### 2.1 STRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ

#### 2.1.1 PALEOZOYİK

Bütün araştırmacılar inceleme alanı ve çevresinin tabanını metamorfik kayaların oluşturduğunu kabullenmektedirler. Önemli yayılımlarını Erzincan'ın doğusunda Üzümlü ve Tanyeri bucakları civarında KB - GD doğrultulu bir zon şeklinde verirler. Yeşilşist, kalkışist, metadiyabaz ve mermerlerden oluşan bu birim ayırtman fosil içermediğinden yaşı oldukça tartışmalıdır.

Stechepinsky (1941) Kovenko tarafından metamorfik seriye ait mermerler içerisinde *Neoschwagerina* bulunduğunu ve bu nedenle metamorfik birimin Paleozoyik yaşı olabileceğini belirtir.

Erzincan'ın doğusunda Üzümlü ve kuzeyinde Elmalı yörelerindeki çalışmalarına göre Ketin (1950) magmatik kökenli çoğunca mezo ve epizon metamorfizitlerin serpantin intrüzyonları ile kesilmiş, Liyas, Kretase, Eosen ve Miyosen çökelleri tarafından da aşmalı olarak örtülmüş olduğunu vurgular.

### 2.1.2 JURA - KRETASE

Erzincan'ın güneyinde Munzur silsilesi ve Mercan dağı, kuzeyinde Akdağ, batısında Mirpet dağları ve çevresinde geniş yayımlı olan Jura - Kretase jeosenklinal (Ketin 1950, Nebert 1961, Tatar 1973) ve epikontinental (Özgül 1978) fasiyeslerinde görülür.

Yörede geniş sahalar kapsayan, serpantin - diyabaz kütleleri içerisinde gelişi güzel serpilmiş durumda ve çeşitli büyüklükteki kristalize kireçtaşlarının çoğu Kretase, bir kısmı da Jura ve daha yaşlıdır (Ketin 1950).

Çalışma alanının kuzeyinde Sülümür ve Bulanık köylerindeki çoğunca çakıldaşı, kumtaşı ve marndan oluşmuş fliş serisi tanıtman fosil içermediğinden, olasılı yaşlı Üst Kretase olarak verilmiştir (Ketin 1950).

Baykal (1953) ayırtman fosil içermeyen masif kireçtaşlarının, serpantin intrüzyonları ile kesildiğini ve kontak metamorfizma etkisinin yaygın olarak görüldüğünü belirtir. Ayrıca alt seviyeleri *Orbitolina* fosilleri içeren Munzur dağı kireçtaşlarının litolojik ve yapısal özelliklerinin benzerliğinden dolayı bunların Jura - Kretase yaşlarında olabileceğini vurgular.

Holzer (1955) çalışma alanımızın güneydoğusunda Şeteri civarında Üst Kretase flişinin kireçli seviyelerinde Maastrichtien yaşlı fosiller saptamıştır.

Özgül (1978) Erzincan'ın güneybatısında yer alan Munzurların Mesozoyik (Triyas, Jura, Kretase) yaşta olduğunu; Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı metamorfizitlerin ise, ofiyolitli karmaşıklarla tektonik dokanaklar oluşturduklarını belirtir.

### 2.1.3 EOSEN

Erzincan'ın güneydoğusunda Cencige, Tilek, Pülümür yörelerinde batısında Refahiye çevresinde oldukça geniş yayımlı olan

Eosen fliş açılı uyumsuzlukla ofiyolitli karmaşık üzerine oturmuş olup, çoğunca kum ve konglomeratik fasiyeste gelişmiştir (Ketin 1950, Nebert 1961, Tatar 1973, Gökçen 1974).

Holzer (1955) Pülümür'ün güneyinde Bobyezbaba dağı yöresindeki Nummulitli Eosenin taban konglomerası ile metamorfiteğin üzerine geldiğini belirtmektedir.

#### 2.1.4 OLİGOSEN

Bölgede Oligosen tartışmalıdır. Çalışma alanının doğusunda Baykal (1953) tarafından büyük bir Oligosen birimi gösterilmiş olmasına karşın, Holzer (1955) aynı yörede Oligosene işaret sayılabilecek hiç bir bulgunun saptanmadığını vurgular.

Tatar (1973) Refahiye'nin güneydoğusunda, Conur köyü yöresinde Üst Kretase sedimentitlerini kesen ve Pliyosen konglomerası ile örtülü olan genç dasitik volkanitlerin, Oligosendeki olası bir yükselme safhasına bağlı volkanizmanın ürünü olabileceğini düşünür.

#### 2.1.5 MİYÖSEN

Çalışma alanımızın doğusunda, Miyosen çok dar bir sahada yayımlıdır. Daha kuzeyde Başköy, Kuyulu dağ, güneyde Cencige, Pülümür çevrelerinde ayrıntılı çalışmalara konu olmuş ve tüm seviyeleri saptanmıştır. Denizel ve lagünel Miyosen farklı litoloji ve fasiyes özelliklerine göre üç gruba ayrılır (Ketin 1950, Holzer 1955).

*Alt Miyosen* : Denizel fasiyeste gelişmiş kireçtaşları ile belgindir.

*Orta Miyosen*: Lagün ve laküstür fasiyeslerinde killi, marnlı, jipsli ve kömürlü bir seriden oluşmaktadır.

*Üst Miyosen* : Molas şeklinde kırmızı renkli konglomera ve kumtaşlarını içerir.

#### 2.1.6 KUVATERNER

Stechepinsky (1941) Erzincan, Tercan ve Bayburt yörelerinde yaptığı gözlemlerde, Miyosenden sonra oluşmuş yeni alüvyonlar



hariç herhangi bir çökel birimin olmadığını belirtmesine karşın, Ketin (1950) Erzincan Ovasında Kuvaterneri eski ve yeni alüvyonlar olarak iki gruba ayırabilmiştir.

## 2.2 MAGMATİZMA

Stratigrafisini özetlediğimiz inceleme alanı ve çevresi çeşitli magmatik olaylara sahne olmuştur.

Stechepinsky (1941) yöre magmatik kayaçlarını başlıca iki grup altında toplar. Bunlar yeşil kayaçlar (serpantinit, bazalt) ve andezitlerdir.

Ketin'e (1950) göre, asit ve yarı bazik kayaçların bulunmaması yörenin tipik bir özelliğidir.

Serpantinitler, Erzincan çevresinde Karadağ, Kesiş dağı, Mirpet dağı ve Akbaba dağlarında görülürler. Stechepinsky'nin (1941) "Serpantinitler Kretaseden genç birimleri kesmediği için serpantinit intrüzyon yaşı Kretaseden daha öncedir" görüşüne karşın, Ketin (1950) Erzincan ile Aşkale arasındaki çalışmalarında Peridotit, piroksenit ve diyabaz intrüzyonlarının Orta Kretasede gelişmiş olduğunu ve magmatizma işlevinin Vargosau orejenez fazı ile ilişkili olabileceğini belirtir.

Öte yandan Tatar (1978) bölgede geniş yer tutan serpantinitlerin, şimdiye dek Hersiniyen yaşında ve genellikle bölgenin en yaşlı kayaçları olarak kabul edilen metamorfik şistlere göre daha yaşlı; dolayısıyla, belki de Paleozoyik yaşında olabileceğini gösteren bazı verilerin elde edildiğinden bahseder.

Erzincan Ovasının kuzey kenarı boyunca Üzümlü bucağı ve Ekşisu mevkiilerinde bir sıra halinde görülen andezitik ve bazaltik volkanizma ovayı takip eden büyük bir fay boyunca gelişmiştir (Ketin 1950).

Arpat ve Şaroğlu (1975) Erzincan ovasındaki Kuvaterner yaşlı bu volkanitlerde egemen türün trakitler olduğunu, andezitlerin ise, çok daha dar alanlar kapsadığını belirtirler.

## 2.3 TEKTONİK

Yöre ve yakın çevresinin tektonik yapısı ve evrimi ile ilgili genel çalışmalar ilk kez Stechepinsky (1941) tarafından yapılmıştır. Paleozoyik ve Triyas devirlerine ait bulguların olmayışı veya yetersiz oluşu nedeniyle, Stechepinsky bu konuda yorum yapmaktan çekinmiş, ancak Liyasda yörenin derin deniz fasiyesinde olduğunu, Jura sonunda denizin çekildiğini ve Kretasenin yeniden deniz aşmasıyla başladığını belirtmiştir. Senoniyenin resifal fasiyesi belirttiği ve Mesozoyik boyunca önemli orojenik hareketlerin olmadığı, ancak epirojenik hareketlerin etken olduğu, araştırmacının diğer görüşleri arasındadır.

Stechepinsky'e göre "Tersiyer bir deniz aşması ile başlamış olup, Eosen sedimanları içindeki bitki kalıntıları, linyit arakatkıları ve yuvarlanmış Nummulitler, az derin sahil fasiyesini yansıtır. Eosen sonunda deniz yöreden çekilmeğe başlamış, Oligo-Miyosen orejenik safhasından sonra yörede Miyosen denizi egemen duruma geçmiş, Miyosen sonundaki sudan çıkma ile de orejenik devre tamamlanmıştır."

Ketin (1950) Erzincan - Aşkale arasındaki sedimentitlerin egemen tabaka ve kıvrım doğrultularının D - B veya BGB - DGD olduğunu ve "serpantinit - diyabaz intrüzyonlarının aynı doğrultuda yerleştiğini belirtirken, büyük ölçekli fay ve bindirme hareketlerin izlerine rastlanmadığını" ilâve eder.

Baykal (1953) metamorfik şisti kayaçların Hersiyen Orojenezi ile ilgili olabileceğini, ancak bulguların çok az oluşu nedeniyle Paleozoyik temel in Mesozoyik ile olan ilişkisinin saptanmadığını söyler.

Yöre litolojik birimlerinin batıya doğru devamı olan Erzincan - Refahiye ofiyolitik zonuna ait yapısal gözlemlerinde Tatar (1973, 1975, 1978) şu sonuçlara varmıştır:

1- Kuzey Anadolu Fayı ile Doğu Anadolu Fayının eşlenik doğrultu atımlı faylar meydana getirdiği kabul edilmiş, bunların oluşturduğu bütüne, Kuzey Anadolu Fay sistemi adı verilmesi benimsenmiştir.

2- LANDSAT fotoğrafı üzerinde, Erzincan'ın 20 km kadar kuzey-batısından itibaren 70° yönünde uzanan ve Kuzey Anadolu Fay sistemi içinde büyük bir kırık zonu olabileceği düşünülmüştür.

çizgiselliğe, geçici olarak *Kuzeydoğu Anadolu Fayı* adı verilmesi önerilmiştir.

3- K.A.Fayı boyunca kuzey blokun değil, güney blokun düşmüş olduğu ve ana fay yakınlarındaki yan kırıkların analizi ile de, Kuzey Anadolu Fay sistemindeki yapıları oluşturan ana basınç gerilmesinin, yaklaşık K-G doğrultusunda olduğu saptanmıştır.

4- Bölgede, ofiyolitlerin Miyosen ve Pliyosen üzerine 15 - 25°'lik bir açı ile güneye doğru bindirmiş olduğu; Steirik ve Attik fazında gelişmiş Miyosen içindeki kıvrımların, doğuya veya doğu-güneydoğuya yönelecek şekilde bükülmüş olduğu belirtilmiştir. Eksenlerdeki bükülmelerin Pliyosen sonrası bindirme hareketleri ile meydana geldiği kabul edilmiştir.

5- Çalışma alanındaki yapılar Doğu Türkiye'deki diğer genç ve büyük yapılarla karşılaştırılmış; Kuzey Anadolu Fay sistemindeki yapılarla, güneyde Kenar Kıvrımları Bölgesindeki kıvrım eksenleri ve Bitlis bindirmesi; kuzeyde Doğu Pontid kırık sistemleri arasında yaş ve oluşum mekaniği açısından ilişkiler bulunduğu kabul edilmiştir.

Ataman ve diğerleri (1975) Kuzey Anadolu Fay Zonunun eski bir Benioff zonu olabileceğini ve Anadolu plakacığı ile Doğu Pontid ada yayının çarpışmasıyla bugünkü şeklini kazanmış olduğunu iddia ederler.

Ancak Bergougnan (1976), Erzincan-Sivas ofiyolit zonunun K.A.F. Zonu tarafından kesildiğini vurgulayarak, Ataman ve diğerlerinin (1975) görüşüne karşı çıkmıştır.

### 3 STRATİGRAFI VE PETROGRAFI

Kaya stratigrafi birimlerinden olan formasyonların isimlendirilmesinde, ya bölgedeki litolojik birime o birimin yaşı veya formasyon kelimesini doğrudan coğrafik isime eklenmesi ile yapılır. Örneğin Erzincan Paleozoyik (?) metamorfizitleri; Pendik formasyonu.

Bilindiği gibi Türkiye'nin 1/25 000 ölçekli jeolojik harita alımı devam etmektedir. İleride bu çalışmaların tamamlanması ile yapılabilecek genel bir değerlendirmede veya Anadolunun tektonik birliklerine ait kaya stratigrafi birimlerinin saptanması ve ortak özelliklerinin açıklanması sırasında, dar bir sahada, çok sayıdaki yerel formasyon isimlendirmelerinin karışıklıklara neden olacağı açıktır.

Ayrıca bu tür çok sayıda ve belki ilk kez duyulmuş yerel formasyon isimli rapor ve tezlerin, özellikle yabancı okuyucular tarafından değerlendirilmesinde, yöresel bulgular ile çevre jeolojisi arasındaki olası ilişkiler tam olarak anlaşılamamaktadır.

Yukarıdaki nedenlerden dolayı, tezimizde yerel formasyon isimlendirilmesi yapılmamıştır.

İnceleme alanının litolojik birimleri yaşlıdan gence doğru şu şekilde sıralanır : Paleozoyik (?) epimetamorfizitleri; Alt Kretase (?) ofiyolitik kayaçları; Üst Kretase - Paleosen ofiyolitik karmaşık serisi ve bunu kesen riyolitik dayklar; Eosen flişi; Alt Miyosen kireçtaşları; Orta - Üst Miyosen jipsli serisi; Pliyo - Kuvaterner andezit ve dasitleri; eski ve yeni alüvyonlar (şekil 2)

#### 3.1 PALEOZOYİK METAMORFİZİTLERİ (Pmş)

Orta ve Doğu Anadolu da serpantinitle sıkı bir beraberliği bulunan metamorfik kayaçlar, inceleme alanımızın kuzey sınırında D - B doğrultusunda yüzeylenirler. Kıştım, Hınzoru, Karacalar ve Züriin köylerinden geçen serpantinitle oluşturdukları yüzüyleme dokanağı tektoniktir. Arapçeşme mevkiindeki kataklastik metavolkanitler, Hınzoru köyü girişindeki ezilmiş

YAŞ	KALINLIK (m)	KESİT	SİMGE	K A Y A Ç T Ü R Ü
KUVATERNER	>500		aly	Taraça ve alüvyon
	500		al	Dasitik lav ve tüf
	1000		plw	Olivinli andezit
	250		müj	Ofiyolitik olistolit içeren jips, kırmızı renkli kumlu kireçtaşı ve killi taşı ardalanması
ORTA-ÜST MIYOSEN	1000		ma	Burdigaliyen kireçtaşı
ALT MIYOSEN	250		ef	Eosen fliş (Alt kısımları çakıl fliş, üstte doğru kum flişe geçiş gösterir).
E O S E N	>2000		krüp-ok + krü-ik	Ofiyolitik olistostrom ve tektonik karmaşık (Olistolit ve olistostrom içeren spilitleşmiş yastık lav ve piroklastları, kırmızı kireçtaşı, radyolarit, kumtaşı karmaşığı) ile bunları kesen riyolitik dayklar.
ÜST KRETASE PALEOSEN	1750		krş	Diyorit ve gabro
ALT KRETASE?	750		krar	Serpantinleşmiş harzburjit, lerzolit, dünit, verlit, piroksenit
	1750		pmş	Epimetamorfik şistler (Yeşilşist, meladiyabaz kalkışt, kumtaşı, radyolarit, kırmızı kireçtaşı karmaşığı).
PALEOZOYİK?	>1500			

Şekil 2 İnceleme alanı ve yakın çevresinin litolojik birim-

serpantinitler, Kıştım köyü kuzeyindeki Kırmızı T. mevkiinde görülen ezilmiş, yapraklaşmış, serpantinit ve metamorfit kayaç parçaları; metamorfitlerin serpantinitler üzerine, kuzeye doğru itilmiş olabileceğini gösteren bulgulardır. Öte yandan makaslama ve ezik zonların tanıttan minerali olan antigorit'in (Coleman 1971, Moody 1976, Prichard 1979) bu zon boyunca yaygın olarak bulunması, dokanağın tektonik olduğunu destekleyen bir diğer veridir. Hınzoru köyünün batısında, Karataş T. mevkiindeki köksüz metamorfit bloklar serpantinitler üzerine otururlar. K-G doğrultusunda dizilen, bir kaç metre büyüklüğündeki bu kütleler üzerlemiş metamorfitlerin kalıntıları (klip) görünümündedir (bkz. Jeolojik Harita).

Yeşilşist, metadiyabaz, kalkşist, mermer, kumtaşı, kiltası, radyolarit, kırmızı kireçtaşı ve kuvars damarlarından oluşan epimetamorfik kayaçlar, litolojik ve stratigrafik olarak oldukça karmaşık bir yapıdadırlar. Koyu renkli masif veya çok az şistozite gösteren metadiyabazlar, çoğu yerde yeşilşistlere geçişlidirler. Ayrıca ofiyolitli karmaşık içerisinde, yeşilşistlerle birlikte bloklar halinde de izlenirler (Güzikendüzü mezrası, Rezik köyünün batısı). Kalıntı ofitik doku ve bazaltik kayaç mineral birliği yanı sıra, bazı metamorfizma minerallerini de içeren bu tür kayaçlar *metadiyabaz* olarak isimlendirilmişlerdir.

Mikroskopla ve X-ışınları difraktometresi ile yapılan çalışmalarda *albit*, *oligoklas*, *ojit*, *harnblend*, *aktinolit*, *biyotit*, *klorit*, *epidot*, *kuvars*, *kalsit*, *zeolit*, *pumpellit*, *serisit* ve az miktar da *manyetit* ve *hematit* mineralleri saptanmıştır.

Hornblend, aktinolit ve biyotit metadiyabazlarda bir birlik oluştururken; yeşilşist fasiyesinden düşük metamorfizma şartlarında izlenen zeolit mineralleri (laumontit, heulandit), kalsitle birlikte boşlukları doldururlar veya damarlarda kalsit ve kloritle birlikte bulunurlar.

Kümelere halindeki pumpellit? mineralleri epidota çok benzer. Ancak pozitif işareti ve mavimsi-yeşil absorpsiyon rengi ile epidottan ayrılırlar ve özellikle yeşilşistlere geçişli olan metadiyabazlarda bulunurlar.

Arazi ve mikroskop gözlemleri yanı sıra, kimyasal analiz sonuçlarına göre çoğunca bazaltik ve çok daha az sedimanter kökenli kayaçlardan türeyen yeşilşistler, (şekil 20-21) tabakalaşmaya paralel şistozite gösterirler. Koyu yeşil, parlak renkli şistlerin içerdikleri minerallere göre çeşitleri şun-

lardır : Kuvars - kloritşist, muskovit - kuvars - epidot - kloritşist, muskovit - epidot - kuvars - albit - kloritşist, muskovit - kuvars - kloritşist, kuvars - epidot - kloritşist, klorit - muskovit - epidotşist, klorit - muskovit - oligoklas - epidotşist, klorit - epidot - biyotit - hornblend - aktinolitşist.

Kalınlıkları 1 - 10 cm arasında değişen kuvars damarları, ya tabakalaşma ve şistoziteye paralel veya onları kesen damarlar halindedirler. En güzel yüzeylemelerini Karacalar köyünün kuzeybatısında verirler. Hınzoru köyü yakınlarında serpantinitle üzerine gelen metamorfik karmaşık, kırmızı renkli çamurtaş ve radyolaritlerle başlamakta; bej renkli kalkşist, ezilmiş radyolarit, yeşilşist, kırmızı renkli kalkşist, boz renkli kumtaşı, boz renkli kiltası ve tekrar yeşilşistlerle devam etmektedir. Kumtaşları % 50'den fazla kuvars, % 25'den az plajiyoklaz içerirler. Kuvars kumtaşı türünden olan bu çökeller fosil içermezler. Radyolaritler içerisindeki radyolaryla fosilleri tektonik etkilerden dolayı ya oval bir yapı kazanmış veya parçalanmışlardır. Diğer çökel veya çok az metamorfize olmuş kayalarda da metamorfik kayalara yaş verebilecek herhangi bir fosil saptanamamıştır. Bütün araştırmacılar tarafından inceleme alanı ve çevresinin tabanını oluşturduğu kabul edilen ve eski volkano - sedimenter bir istiflenmeyi belirten bu metamorfik kayaların yaşı, tanıtman fosil içermediklerinden oldukça tartışmalıdır.

Stechepinsky (1941) Kovenko tarafından metamorfik seriye ait mermerler içerisinde Neoschwagerina bulunduğunu ve bu nedenle metamorfik birimin Paleozoyik yaşlı olabileceğini belirtir.

Erzincan'ın doğusunda Üzümlü ve kuzeyinde Elmalı yörelerindeki çalışmalarına göre Ketin (1950) magmatik kökenli çoğunca mezo ve epizon metamorfitlelerin serpantinitle intrüzyonları ile kesilmiş; Liyas, Kretase, Eosen ve Miyosen çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülmüş olduğunu vurgular.

Holzer (1955) Munzur dere vadisindeki gözlemlerinde fosil içermeyen metamorfik kayaların yaşını eski çalışmalara göre Paleozoyik olarak kabullenmiş; ancak komşu sahada çalışan Wijkerslooth tarafından mermerler içerisinde Üst Kretase fosillerinin bulunduğunu belirtmiştir.

Diğer yandan, Kızılırmak ve Kelkit vadilerindeki çalışmalarına göre Nebert (1961) Refahiye'nin kuzeybatısında Ağvanis yöresindeki metamorfitlelerin, metamorfik olmayan Liyas tarafın-

dan uyumsuz olarak örtüldüğünü ve bölge epimetamorfik yeşil-şistleri ile Menderes masifi örtü şistlerinin olası ortak yönlerini ileri sürerek, bu birimin Paleozoyikte, Hersiniyen Orejenezisi ile geliştiğini iddia eder.

Tatar (1973) Refahiye'nin güneydoğusunda Conur köyü yöresindeki serpantinitle tektonik dokanaklı bu tür metamorfik kayaların yaşını Nebert'in (1961) bulgularına dayanarak olası PreLiyas vermiştir. Ancak aşağıdaki arazi bulguları zayıf da olsa Paleozoyik yaşlı eski metamorfik masifler olarak nitelen- dirilen bu birimin Mesozoyik yaşta olabileceğini düşündürmek- tedir.

1- Türkiye'de geniş yayılımlarını Mesozoyikte veren radyola- ritlerin, metamorfik karmaşığın alt seviyelerinde az da olsa görülmeleri.

2- Metamorfitlerin iç yapılarının ve genel uzanımlarının, böl- gedeki Mesozoyik ve daha genç metamorfik olmayan birimlere uyumluluk göstermesi.

3- Metamorfik seri içerisinde ilksel dokularını koruyabilmiş metadiyabaz ve sedimentlerin yaygın oluşu.

4- Yugoslavya - Umman arasındaki Tetis kuşağında, çoğunca ofi- yolitlerle birlikte bulunan bu tür düşük dereceli metamorfite- rin, ofiyolitlerin kıtaya eklenmeleri sırasında, tektonik olarak üzerlenmiş Mesozoyik sediment ve volkanik sekansların- sürtünme ısı ve genç okyanus kabuğunun kalıcı ısı nedeniyle, metamorfizmaya uğradıkları görüşü de bazı araştırmacılar tarafından benimsenmiştir (Woodcock ve Robertson 1977). Ancak Hall (1980) Güneydoğu Anadolu'da Mutki bölgesindeki ofiyolitik karmaşık içerisinde, metamorfik kayaların "sıcak ofiyolitik dilimin üzerlemesiyle" oluştuğunu gösterecek delillerin saptan- namadığını vurgular.

Buna karşın Tekeli (1980) Aladağlarda Üst Triyas - Alt Kretase yaşta platform tipi karbonatlar üzerinde tabanında metamorfik istifler taşıyan peridotit napının yer aldığını, metamorfik istifin köken kayalarından en yaygın olanının bazik volkanit, silisli çamurtaşı ve radyolaryalı çörtler olduğunu belirtir- ken; metamorfizmanın peridotit dokanağına doğru artışı ve jeo- termal gradientlerin sık oluşu nedeniyle metamorfizmanın ısı- sal kaynağının üzerlemiş sıcak bir ofiyolit dilimi olduğu gö- rüşündedir.



İnceleme alanımızdaki metamorfitle de başlangıçta bir ofiyolit diliminin altında gelişmiş olup, daha sonraki tektonik hareketlerle (büyük açılı ters faylar) ofiyolitler üzerine itilmiş olabilirler.

## 3.2 ALT KRETASE (?) OFİYOLİTLERİ

### 3.2.1 OFİYOLİT TANIMI VE OFİYOLİT KAVRAMI HAKKINDA GENEL BİLGİ

Ofiyolitler, litosferin önemli litolojik birimlerinden olmasına karşın, henüz ofiyolit oluşumu, oluşum ortamları ve bugünkü buldukları yerlere yerleşimleri ile ilgili sorunlar tam olarak açıklanamamıştır.

Ofiyolit; önceleri ofiyolitik bir magmadan türeyen (Steinmann 1927) daha sonra sedimentler içerisine sokulum yapan ultramafik ve mafik kayalar birliği olarak tanımlanırdı (Steinmann 1905, 1927, Suess 1909). Daha sonraları ofiyolitlere öjeosenklinikallerdeki dağ oluşumu öncesinde oluşan magmatizma ürünü olarak bakılmıştır (Knoph 1948).

Yeni plaka tektoniği kuramının gelişimi, ofiyolitlere litolojik özelliklerden çok, oluşumları ve jeotektonik konumlarına ilişkin değişik öneriler sağlamıştır. Bu öneriler özetle birkaç noktada toplanabilir:

1- Ofiyolitler, kıtasal kabuğun parçalanması ile açılan "ofiyolitik pencere" lerden yükselmiş, yerli olmayan kabuk altı veya manto malzemesi olarak kabul edilir (Peters 1969, Decandia ve Elter 1969, Abbate ve diğerleri 1970, Bortolami ve Dalpiaz 1970, Bezzi ve Picardo 1971).

2- Ofiyolitler okyanus tabanı parçaları olup;  
a) Okyanus içi sırtlardan çekim kaymaları yolu ile;  
b) Okyanus içi sırtlardan sıcak tabakalı karmaşıklar halinde çıkmış oldukları kabul edilmektedir (Dietz 1963, Hess 1964, Gass 1968, Laubacher 1969, Reinhardt 1969, Church ve Stevenes 1971).

3- Ofiyolitler, soğuk okyanus tabanının kıta - okyanus plakaları çarpışması sırasında üst bindirme (overthrust), üzerleme (obduction) ürünü olan parçalarıdır (Davies 1969, Dewey ve Bird 1970, Moores 1970, Stevenes 1970, Coleman 1971, Dickinson 1971).

Ofiyolitlerin oluşum ortamları ile ilgili görüşler son olarak Gass, Smith, Vine (1975) tarafından yeniden gözden geçirilmiştir. Yazarlara göre, ofiyolitler Orta Atlantik ve Doğu Pasifik sırtı gibi büyük yapıcı kenarlarda gelişebildikleri gibi, Kızıldeniz ya da Aden Körfezi gibi küçük okyanuslarda, ya da Scotia Denizindeki gibi yay gerisi yayılma eksenlerinde, ya da Batı Pasifiktekilere benzer kenar denizlerde oluşabilirler. Aynı sav yduyla ofiyolitlerin kıtalara veya ada bölgelerine yakın ya da uzak gelişebilecekleri söylenebilir.

### 3.2.2 İNCELEME ALANI OFİYOLİTİK KAYAÇLARI

Çalışma bölgesindeki ofiyolitik kayaçlar peridotit, piroksenit, diyorit - gabro, spilitik yastık lav ve diyabaz - bazaltlardan oluşmaktadır. Levha daykları (sheeted dayk) yok denecek kadar azdır. Kayaç birimlerinin kendi aralarındaki dokanakları ilksel değildir. Bu nedenle göreceli yaş ilişkileride karmaşıktır. Ancak burada litolojik birimler, ofiyolitlerdeki normal sıralanmaya göre verilecektir.

#### 3.2.2.1 ULTRABAZİK KAYAÇLAR (σ)

Serpantinleşmiş peridotitler kuzeyde Zürün, Karacalar, Hınzoru ve Kıştim köylerini içine alan D-B doğrultulu bir yüzeyleme kuşağı oluştururlar. Kuzeyde metamorfik kayaçlar, güneyde ise Eosen fliş ile oluşturdukları dokanak tektonik olup, güneye doğru flişler üzerine itilmişlerdir (şekil 71-72). Kuşak içerisinde peridotitik kayaçlar tek düzelik göstermemektedirler. Kıştim'in batısında verlit ve harzburjit, Hınzoru ve çevresinde harzburjit, Karacalar köyü ve yöresinde lerzolit ve Zürün köyü dolaylarında ise olivinli orto ve klinopiroksenitler egemendir. Ultrabazik kayaç türlerinin budenli karmaşık durum göstermeleri ve birimler arasında belirgin dokanakların bulunmaması, tümünün 1/25 000 ölçekte, tek bir birim olarak haritalanmasını zorunlu kılmıştır. Diğer ikinci büyük yüzeylemelerini sahanın ortalarında Rezik ve Balikan köyleri çevresinde verirler. Eosen flişi ile oluşturdukları dokanak kuzeyde olduğu gibi tektoniktir, ancak flişler üzerine kuzeye doğru itilmişlerdir. Bu bölgedeki peridotitik kayaç türleri harzburjit ve dunit cinsindedir.

Ultrabazik kayaçlar, ayrıca güneyde geniş yayılım gösteren ofiyolitli karmaşığın çeşitli boyutlardaki serpantinleşmiş

veya ofikalsite dönüşmüş olistolit ve olistostromlarını oluştururlar.

Peridotitler, kuzeyde Hınzoru köyü dolaylarında olasılı 1750 m'ye varan bir kalınlığa sahiptirler. İnceleme alanının daha batısında (Karadağ - Erzincan Ovası arası) bu birimin 1500 m'den daha fazla kalınlık gösterdiği belirtilmiştir (Tatar 1978).

Serpantinleşme derecesi % 50'nin üzerinde olup, bu oran tektonik dokanaklarda veya faylı ve kırıklı zonlarda daha da artmaktadır. Ayrıca bu tür zonlarda kalsitleşme yanında ezilmiş ve yapraklaşmış serpantinitle de Hınzoru ve Kıştım çevresinde önemli yer tutar.

### 3.2.2.1.1 HARZBURJİTLER

Peridotitik kayalar içerisinde en yaygın olan türdür. Dış yüzeyleri sarımsı - kahverenkte, iç kısımları ise mavimsi - gridir. Bu renk farklılığı dış yüzeylerin ayrışmadan daha çok etkilenmesinden olmalıdır. Bastit lamelleri gümüşü renkte ve çoğunlukla serpantinleşmişlerdir. Klinopiroksen içererek sahanın kuzeydoğusunda lertzolitlere geçiş gösterirler. Gözlü doku egemendir. Polarizan mikroskopta aşağıdaki mineralleri içerdikleri saptanmıştır.

Olivin (forsterit), hipersten, ojit, serpantin, talk, kalsit ve kromit.

Olivinlerin optik eksenlerine dik kesitlerinde,  $+2v = 85^\circ$  dir (forsterit). Serpantinleşme düzensiz kırıklar boyunca tane içlerine doğru gelişmiş ve serpantinleşmenin daha ileri aşamasında, olivin taneleri boyutça küçülmüştür (şekil 91 - 92). Hiperstenler, tektonik olaylardan etkilendiklerinden çoğu zaman dalgalı sönme yanında, bükülmüş ve kırıklı bir yapı kazanmışlardır (şekil 94). Bazende serpantinleşmeden arda kalmış kalıntılar veya bastitler halinde görülürler (şekil 95). Serpantin minerallerinden 'krizotil  $\alpha$  (biaks -, uzanım -) kayacı kat eden damarlar halinde, krizotil  $\gamma$  (uzanım +) olivin taneleri arasında ve bastitleri enine kesen damarcıklar şeklinde görülürler. Ayrıca krizotile oranla çok daha az olarak anti-gorit de ( $-2v \sim 35^\circ$ , uzanım +) saptanmıştır. Serpantin minerallerinin optik tayinleri, ileride değinileceği gibi D.T.A. ve X-ışınları difraktometresi ile de kontrol edilmiştir. Özellikle dinamometamorfizmaya uğramış kayalarda kalsit,

kırıklı yapıların dolgusu olarak bulunur. Kromit, ksenomorf veya subtomorf taneler halinde ~% 3 civarında içerilir.

### 3.2.2.1.2 LERZOLİTLER

Harzburjitlerden sonra en yaygın peridotit türüdür. İçerdikleri olivinlin azalması nedeniyle olivinli piroksenitlere geçiş gösterirler. Dokuları pösilitik ve tanelidir. İçerdikleri mineraller :

*Olivin* (forsterit), *ojit*, *hipersten*, *serpantin*, *talk*, *kalsit*, *klorit*, *kromit*'tir.

Forsterit (+ 2 v -75) cinsinden olan olivinler, taneli yapıda ve piroksenler içerisinde pösilitik dokuyu oluşturacak şekilde gelişmişlerdir. Bazen serpantinleşme ile birlikte kenarlarında demirli ayrışım izlenir. Ortopiroksenler (enstatit ve hipersten) genellikle bastitleşmişlerdir. Klinopiroksenlerin ayrıntılı optik özellikleri ileri derecedeki ayrışmadan (uralitleşme, kloritleşme ve serpantinleşme -) dolayı saptanamamıştır. Krizotil  $\alpha$  (- 2 v -50<sup>0</sup>, uzanım-) ve olivinlerin etrafında gelişmiş olan antigorit (- 2 v - 35, uzanım+, dik sönme) gibi serpantin minerallerinden başka, D.T.A. analizlerinden de harzburjitlerde olduğu gibi *Lizardit* minerallerinin varlığı anlaşılmıştır. Kalsit ve klorit, kayacı kat eden damarcıklarda birlikte bulunurlar.

### 3.2.2.1.3 VERLİTLER

Kuzeydeki peridotitik kuşağın batı kısmında, çok dar bir alanda, manyezit cevherleşmesinin yan kayacını oluştururlar. Doğuya doğru, içerdikleri ojitin enstatite oranla azalması ile harzburjitlere geçiş gösterirler. Taneli doku dinamometamorfizmadan oldukça etkilenmiştir. İleri derecedeki serpantinleşme ve kalsitleşme nedeniyle yer yer ofikalsite dönüşüm izlenir.

*Olivin* (forsterit: + 2 v -90), *ojit*, *serpantin*, *kalsit*, *kromit* içerilen minerallerdir.

### 3.2.2.1.4 OLİVİNLİ ORTO VE KLİNOPIROKSENİTLER

İnceleme alanının kuzeyinde Zürün köyü ve çevresinde yüzeyletirler ve ileri derecede (> % 50) serpantinleşmişlerdir.

Pösilitik, psödoporfirik ve göz dokuları bazen tektonik olaylardan ektilenmiştir. Mineral bileşimleri :

*Enstatit, olivin, serpantin, manyetit*'tir.

Enstatit fenokristalleri bazen dalgalı sönme, bazen de bükülme-ler gösterir. Yersel olarak uralitleşmiş, kloritleşmiş ve bastitleşmişlerdir. Ojit?; enstatit gibi fenokristaller veya kahlıntı halinde görülür. Dinamometamorfizma sonucu dalgalı sönme yanında bükümlü bir yapı kazanmışlardır. Demirli ayrışım yaygındır. Olivin; piroksen fenokristalleri içerisinde % 15 civarında bulunur ve pösilitik dokuyu oluşturur. X-ışınları difraktometresi, D.T.A. ve optik gözlemlere göre, serpantin minerallerinin çoğunluğunu antigoritler oluşturmaktadır. Krizotil  $\alpha$  (biaks-, uzanım-) çok daha az damarlar halinde görülür. Manyetitler; taneli, saçınımlı ve damarlar halinde serpantinleşmeye eşlik etmiş olarak gelişirler.

### 3.2.2.1.5 SERPANTİNİTLER

Peridotit ve piroksenitlerin çoğu hidrasyona uğrayarak, kısmen veya tamamen serpantinleşmiş kayaçları oluştururlar.

Serpantin terimi; lizardit, krizotil, antigorit gibi serpantinleşmeyi oluşturan üç önemli mineralin özel ismi olarak kullanılır. Wicks ve Whittaker (1975), lizardit, krizotil ve krizotil minerallerini çok şekilli (polymorphos) olarak düşünmüşler, ancak antigoriti bu kuram dışında bırakmışlardır. Moody (1976), lizardit, krizotil ve antigorit mineralleri arasındaki kimyasal değişikliğin küçük olmakla beraber yine de belirgin olduğunu vurgulamış ve şu sonuçları özetlemiştir.

- 1- Antigorit diğer serpantin minerallerine oranla daha yüksek  $SiO_2$  (% ağırlık olarak), daha düşük  $MgO$  ve  $+H_2O$  içerir.
- 2- Krizotilin  $Al_2O_3$  içeriği diğerlerine oranla düşüktür.
- 3- Lizardit daha yüksek  $Fe_2O_3$  ve daha düşük  $FeO$  içerir.
- 4- Lizardit ve krizotil ideal formüllerinden daha fazla  $+H_2O$  içerir.
- 5-  $FeO / Fe_2O_3 + FeO + Al_2O_3$  oranı en yüksek değerini antigoritte, en küçük değerini ise lizardit de gösterir.

Yukarıda değinilen özelliklere göre, serpantinitlerin mikros-

kopik incelenmesi pek inandırıcı olmamaktadır. Çünkü bu grup minerallerin hepsi yaklaşık olarak aynı bileşimde ( $H_4 Mg_3 Si_2 O_9$ ) ve optik özellikleri birbirlerine oldukça benzerdir. X-ışınları difraksiyon metodun da ise, vermiş oldukları ana pikler birbirine çok yakın olduğundan, tanıtıcı daha küçük piklerin elde edilmesi gerekir. Ancak numune difraktometreye konulurken hafifçe sıkıştırıldığından, yapraklı strüktürdeki mineraller yönleneceği için küçük pikler kaybolmakta, büyük piklerin ise şiddeti artmaktadır. İşte bu nedenle, optik ve X-ışınları difraktometre çalışmalarına (şekil 3-7) ek olarak D.T.A. çalışmalarına da (şekil 8-13) gereksinme duyulmuştur.

D.T.A. çalışmaları ile serpantin örneklerinde antigorit veya krizotil - lizardit ikilisinin varlığı kolaylıkla saptanabilir. Krizotil ve lizardit eğrileri  $637^{\circ} - 715^{\circ}C$  arasında bir endotermik pik'e sahiptir. Bu pikin 32 numune için ortalama değeri  $693^{\circ}C$  dir (Faust ve Fahey 1962). Antigoritlerdeki eğrilerde ise endotermik pikin en küçük değeri  $790^{\circ} - 802^{\circ}C$  arasında değişmektedir. Antigoritin diğer serpantin mineralleri ile karışım gösterdiği durumlardaki eğrilerde, endotermik pik ısı  $733^{\circ} - 763^{\circ}C$  arasındadır. Lizardit ve krizotil içeren eğrilerde, endotermik pikin en küçük ısı ile eksotermik pikin en büyük ısı arasında  $83^{\circ} - 145^{\circ}C$  fark vardır. Saf antigorit eğrilerinde bu eksotermik pik bulunmaz. Ancak, antigorit bir miktar da lizardit ve krizotil içerirse, endotermik pikin en küçük ısı ile eksotermik pikin en büyük ısı arasındaki fark  $38^{\circ} - 72^{\circ}C$  kadar düşer.

İnceleme alanında; özellikle serpantinlerin tektonik dokanaklarından, cevherleşme bölgelerinden ve ofiyolitli karmaşık içerisindeki olistolitlerden toplam 17 adet serpantin numunesi seçilmiştir. Bu örneklerin D.T.A. eğrileri, bu eğrilere ait endotermik ve eksotermik pik değerleri ile, bu değerlere karşılık gelen serpantin grubu mineralleri şekil 8-13, dizelge 1 de verilmiştir. Dizelgedeki sonuçlara göre, 9 adet serpantin örneğinin endotermik pik için en düşük ısı  $660^{\circ} - 710^{\circ}C$ ; eksotermik pik için en yüksek ısı ise,  $800^{\circ} - 812^{\circ}C$  arasında değişir. Endotermik pik ile eksotermik pik arasındaki ısı farkı da,  $100^{\circ} - 143^{\circ}C$  dir. Saptanan bu pik değerleri ve farkları, yukarıda verilen standartlaşmış eğrilerin pik değerleri ile karşılaştırıldığında, 9 adet serpantin örneğinin en fazla *klinokrizotil*, daha az *ortokrizotil* ve çok az da *lizardit* içerdiği sonucuna varılır. Diğer 8 adet serpantin örneğinin endotermik pikleri, krizotil ve lizardit'den daha yüksek ( $775^{\circ} - 773^{\circ}C$ ), eksotermik pikleri ise benzer ( $800^{\circ} - 815^{\circ}C$ ) bir ısı

değeri verir. Ancak endotermik - eksotermik pik değerleri arasındaki fark, krizotil ve lizardit'den oldukça düşüktür (35° - 55°). Sonuç olarak, bu 8 adet serpantin örneklerinin çoğunlukla *antigorit*, bir miktar da *krizotil* ve *lizardit* gibi diğer serpantin grubu minerallerini içerdiği anlaşılır. İncelenen serpantinlerin hiç birisi tamamı ile *antigorit* minerallerinden oluşmamıştır. Çünkü yukarıda da değinildiği gibi *saf antigorit numunesine ait eğrilerde eksotermik pik yoktur. Oysa örneklerimizin hepsi eksotermik pike sahiptir.* Serpantin minerallerinin jeotektonik anlamlarında ileride, serpantinleşme bölümünde değinilecektir.

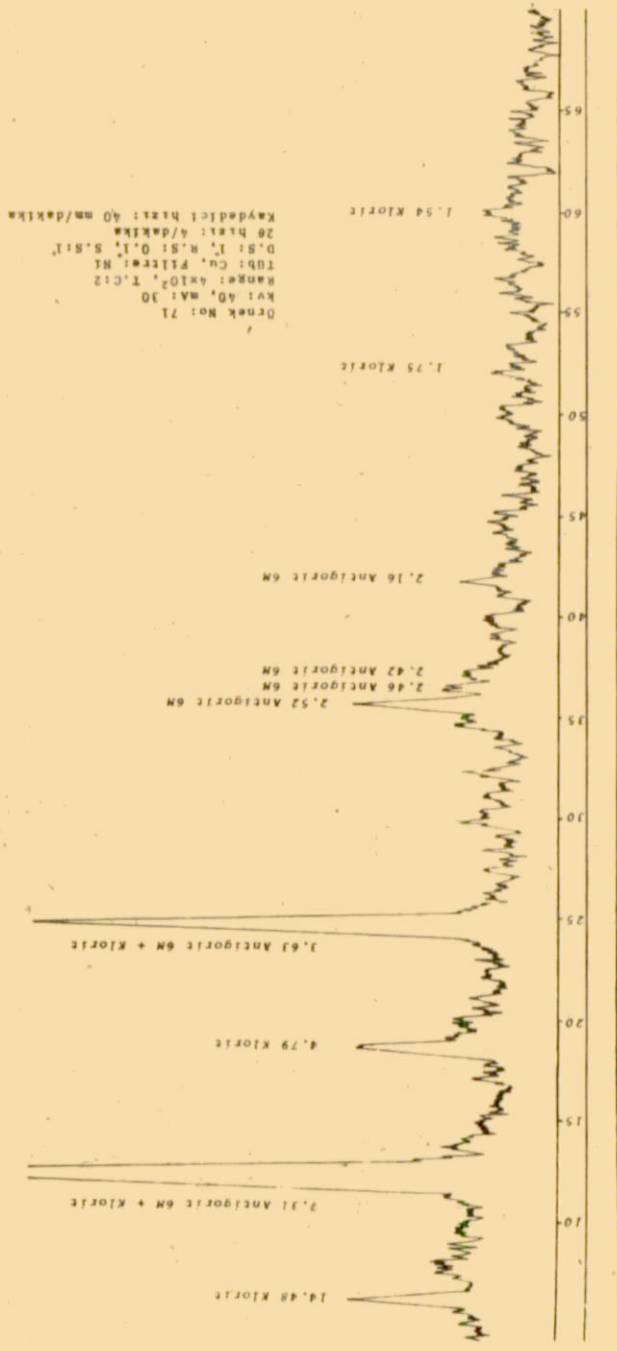
### 3.2.2.2 DİYORİT VE GABROLAR

Kuzeyde, Sağverdi T. dolaylarında D-B doğrultusunda yüzeyleyip, serpantinleşmiş peridotitlerle birlikte güneye doğru Eosen fliş üzerine itilmişlerdir (şekil 70). Güneyde ise, Alibeytaş Mvk. ve Şenek köyü civarında ofiyolitli karmaşık içerisinde diğer ofiyolitik kayalarla birlikte büyük, küçük bloklar halinde bulunurlar. Sağverdi T. yöresindeki diyorit ve gabrolar geçişlidir. Ancak, peridotitlerle kesin dokanak oluştururlar. Bu durum, ofiyolit kuşağının batıya doğru olan devamında da (Refahiye yöresinde) bilinmektedir (Tatar 1973). Koyu gri renkli, ince taneli, az ayrıışmışlardır. Bazen ince kuvars damarcıkları kayacı boydan boya kateder. Kloritleşme ve epidotlaşmadan dolayı yeşilimsi bir renk kazanmışlardır. Dokuları çoğunca taneli - mikrolitiktir. Porfirik doku ise çok az görülür. Mikroskop ve X-ışınları difraktometresi ile gabroyik kayalarda saptanabilen mineraller :

*Bitovnit (% 73 An), labrodorit (% 68 An), ojit, bazik hornblend, aktinolit, klorit, epidot, kalsit ve manyetit'tir.*

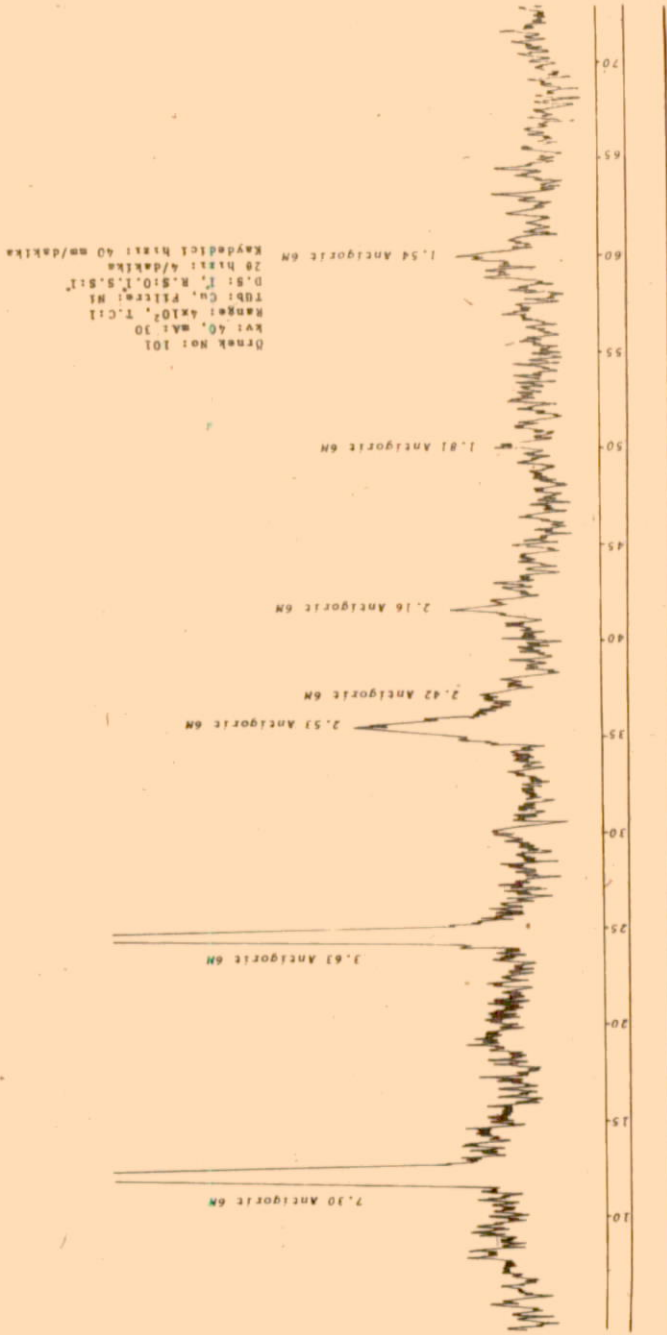
Plajiyoklazların % An değerleri albit ikizlerinin en büyük sönme açılarına göre tayin edilmiştir. Bazı kesitlerde, ojitlerin yaygın uralitleşme yanında yersel olarak serpantinleşme gösterdiği ve bazen de plajiyoklaz kalıntıları içerdikleri izlenir. Aktinolit, klorit, epidot ve kalsit, plajiyoklaz ve ferromagnezyen minerallerinin ayrışma ürünü olarak bulunurlar. Kloritlerin X-ışınları difraksiyon incelenmesinde klorit türünden oldukları anlaşılmıştır.

Gabroyik kayalarla geçişli olan diyoritler ise daha açık renkli ve daha fazla yayıllı olup, gabrolar gibi mikrolitik



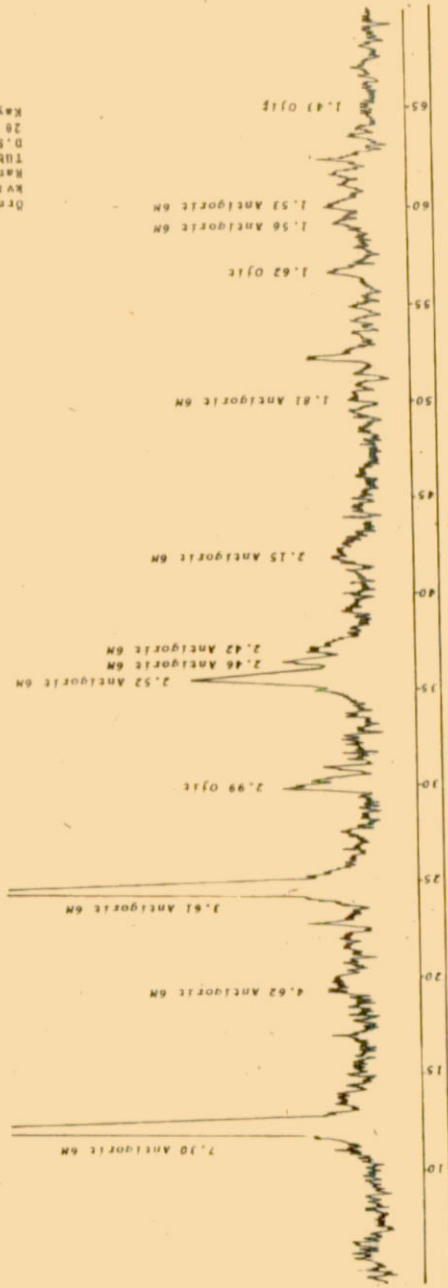
Şekil 3 Balıkan köyünün 3 km kadar batısından alınmış bir serpantin örneklerinin (71) X-ışınları difraktogramı.



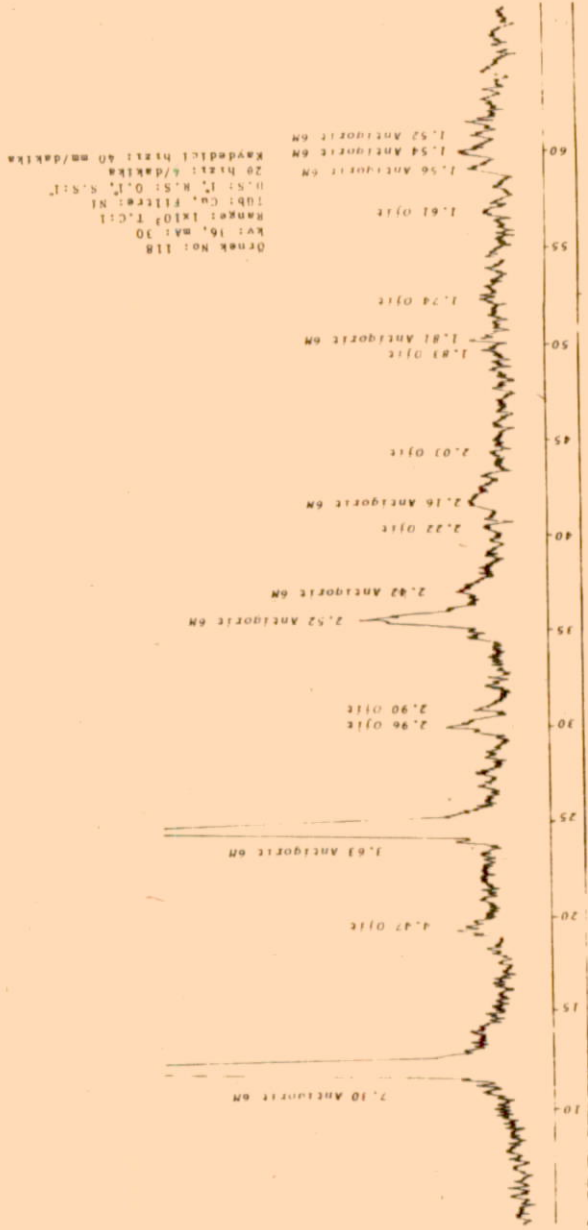


Şekil 4 Karacalar köyünün 1 km doğusundan alınmış serpantinleşmiş lerzolit örneğinin (101) X - ışınları difraktogramı.

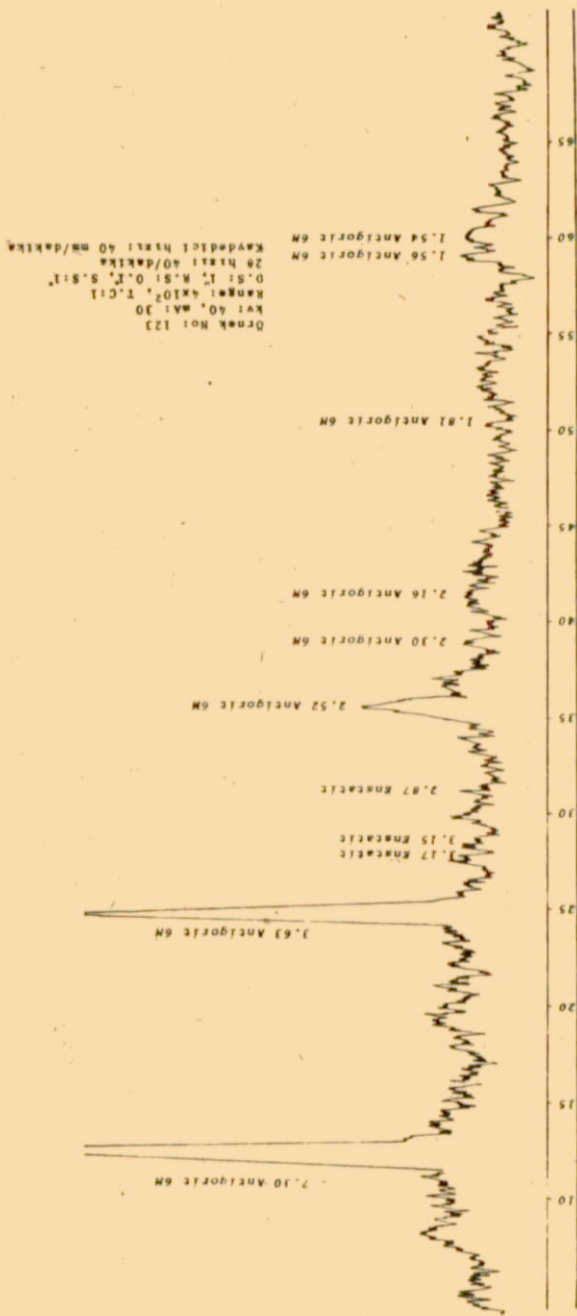
Ornek Not 117  
Kv1 36, Mat 30  
Kuvveti 0x10<sup>7</sup>, T.C.11  
TUBI G. M. S. 11, S. 11  
D. 81, 1, M. 51, O. T. 5511  
28 Haziri 4/dakika  
Kaydedici Hareti 40 mm/dakika



Şekil 5 Zürün köyündeki serpantinleşmiş olivinli piroksenitlerden alınan bir örneğin (117) X-ışınları difraktogramı.



Şekil 6 Zürün köyünün 1 km batısından alınmış serpantinleşmiş piroksenit örneğinin (118) X-ışınları difraktogramı.



Şekil 7 Zürün köyünün 1 km güneydoğusundan alınmış bir serpantinleşmiş piroksenit örneğinin (123) X-ışınları difraktogramı.

D. T. A.

mV : 0,2

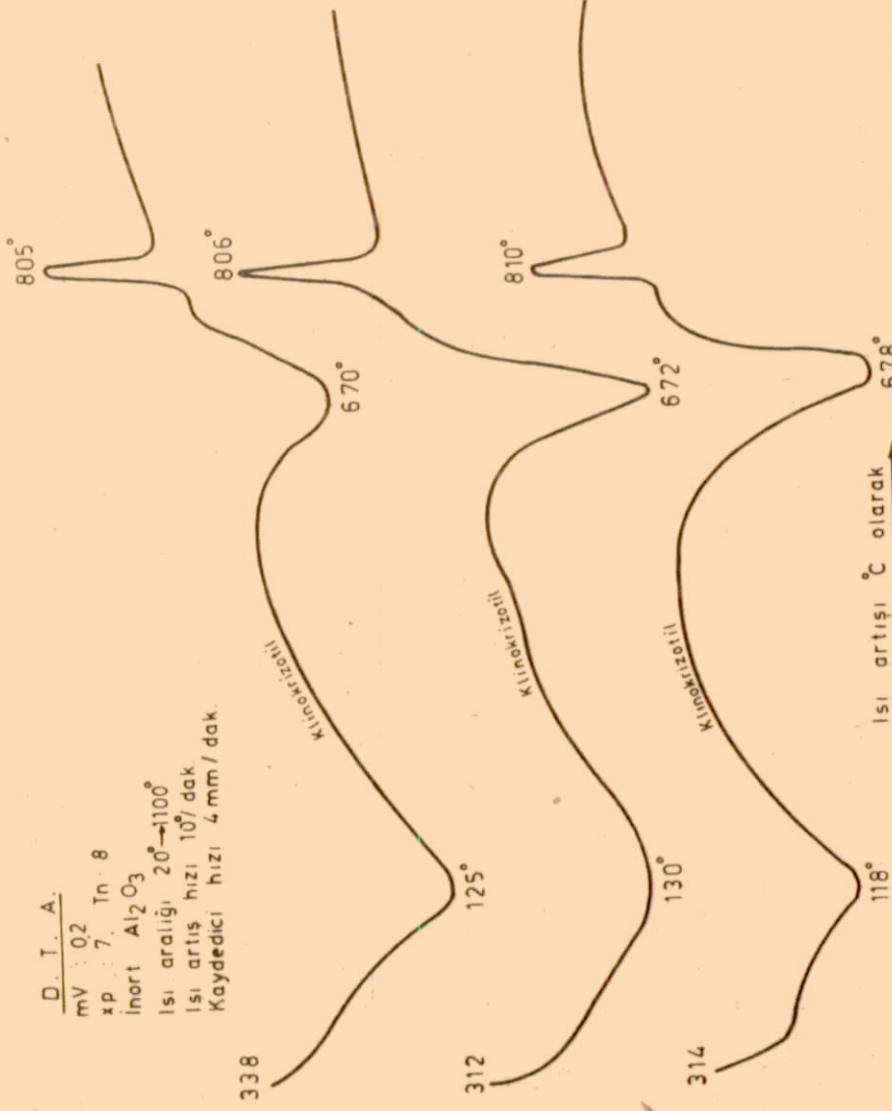
xp : 7, Tn : 8

inert Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

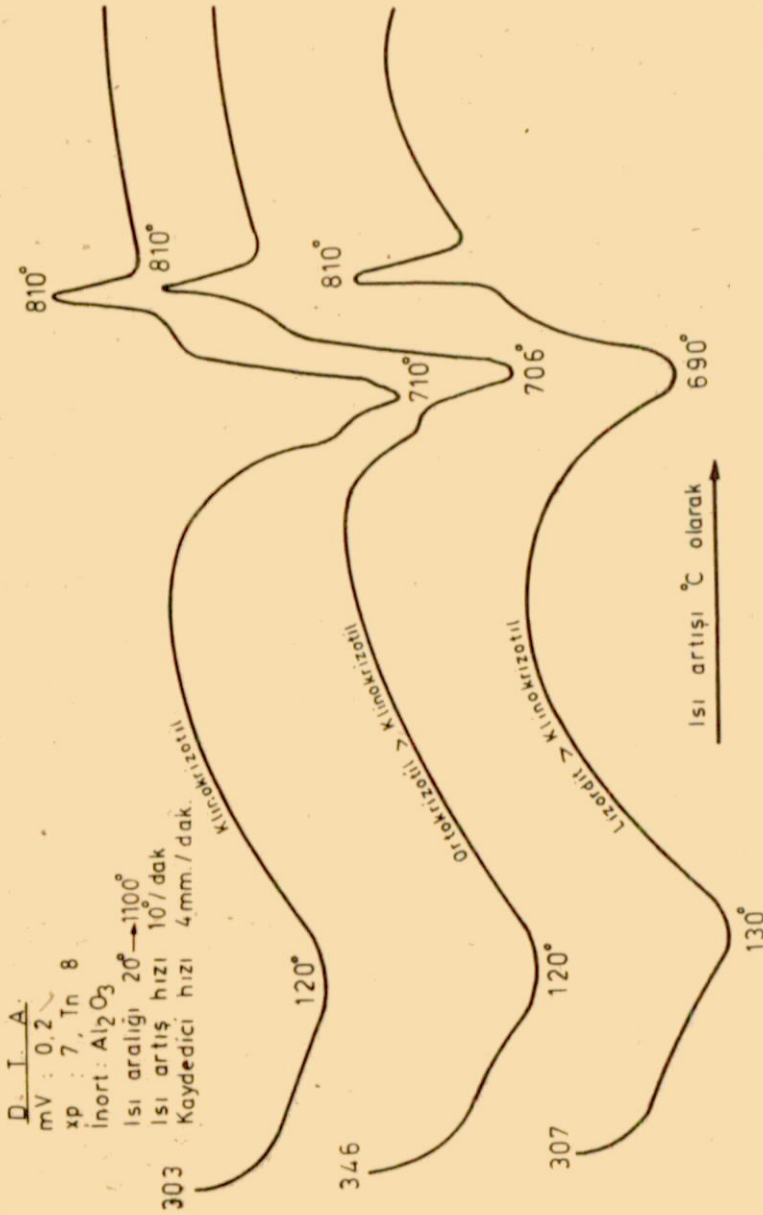
Isı aralığı, 20°→1100°

Isı artış hızı 10°/dak

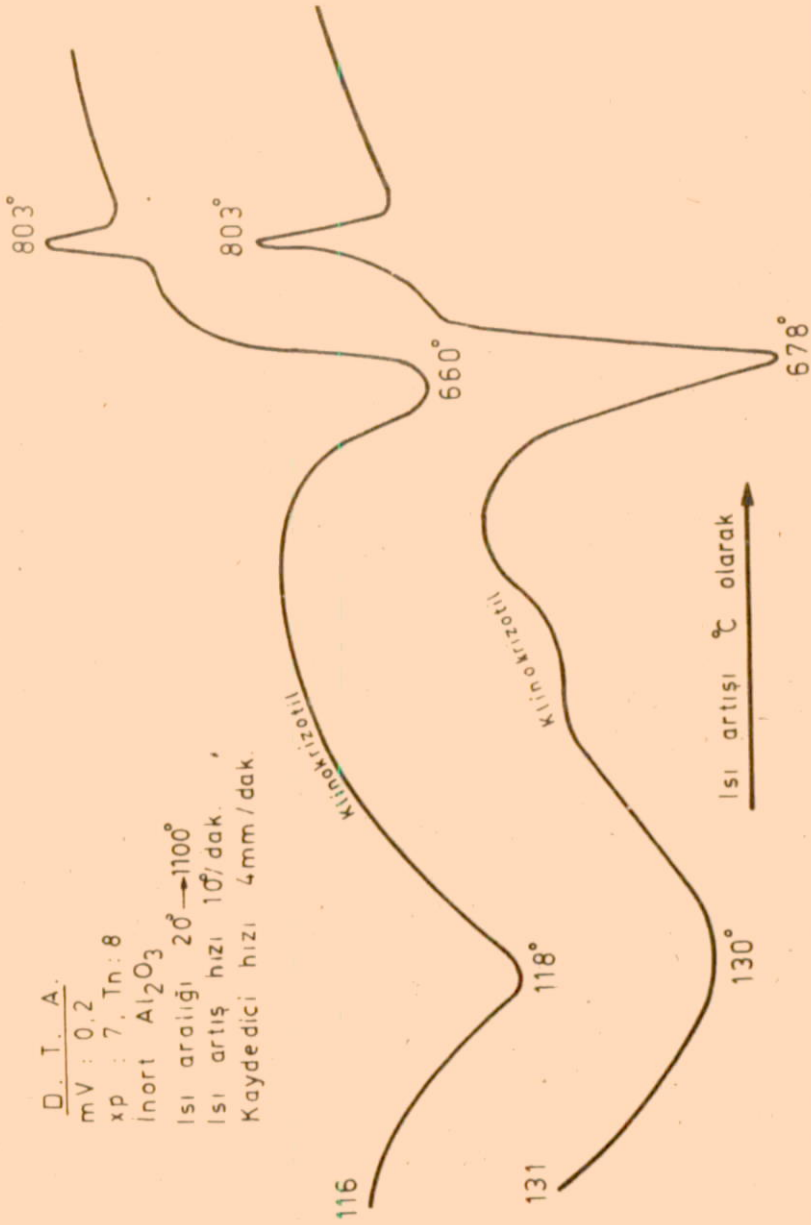
Kaydedici hızı 4 mm/dak.



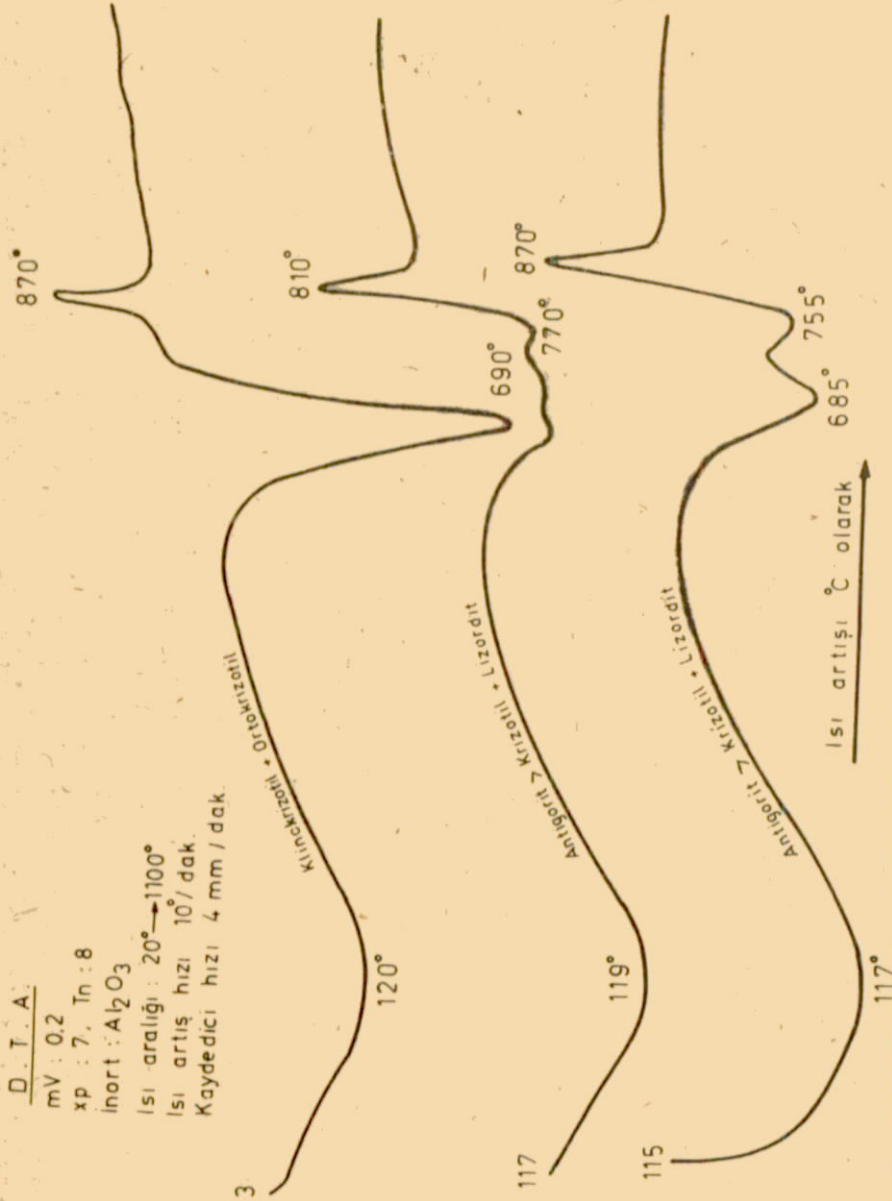
Şekil 8 Serpantinleşmiş peridotitlerin D.T.A. eğrileri, 338: Serpantinleşmiş harzburjit (Hınzoru köyünün 2 km kuzeyi), 312: Serpantinleşmiş harzburjit (Kiştim köyünün 500 m kuzeydoğusu), 314: Serpantinleşmiş harzburjit (Kiştim köyünün 500 m kuzeybatısı).



Şekil 9 Serpantinleşmiş peridotitlerin D.T.A. eğrileri, 303: Serpantinleşmiş harzburjit (Hınzoru köyü), 346: Serpantinleşmiş dünit (Güziken düzü mezarası), 307: Serpantinleşmiş harzburjit (Kiştım köyünün 2 km batısı).

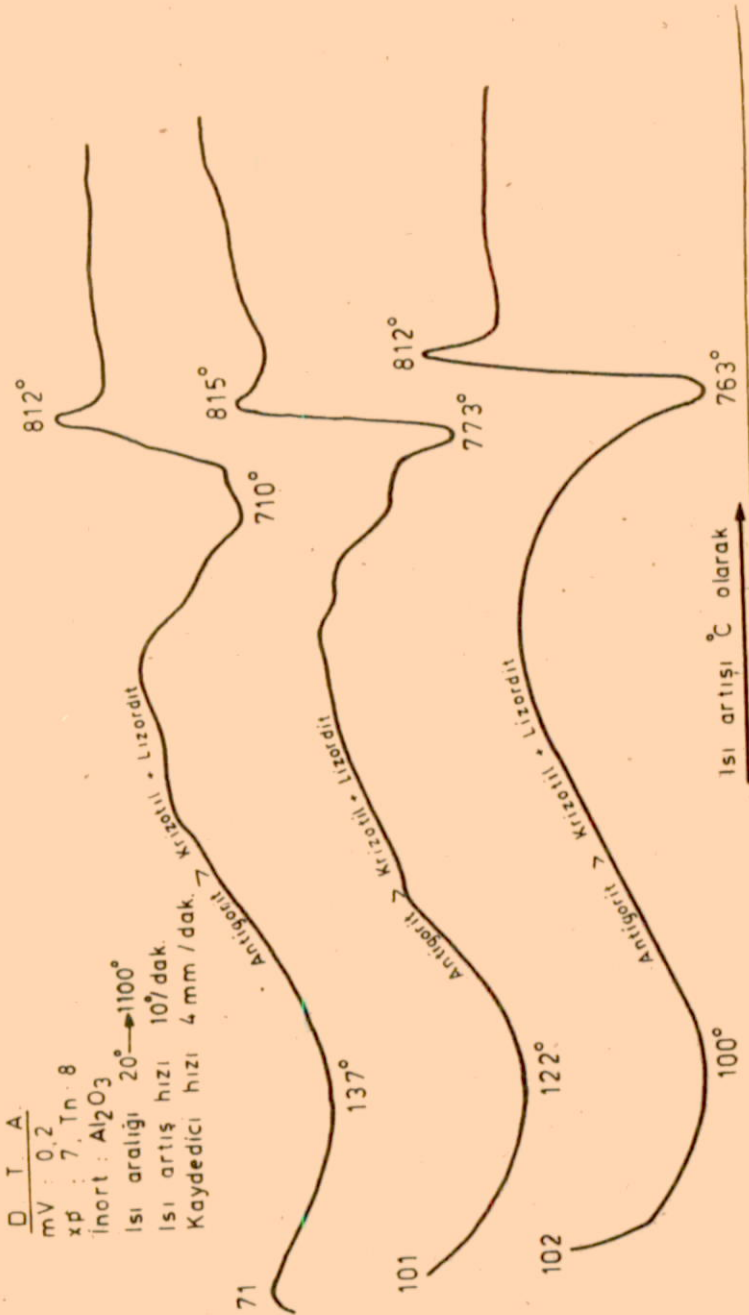


Şekil 10 Serpantinleşmiş peridotitlerin D.T.A. eğrileri, 116: Serpantinleşmiş lerzolit (Karacalar köyünün 2 km güneybatısı), 131: Serpantinleşmiş dünit (Kulokomu köyünün 2 km güneydoğusu).

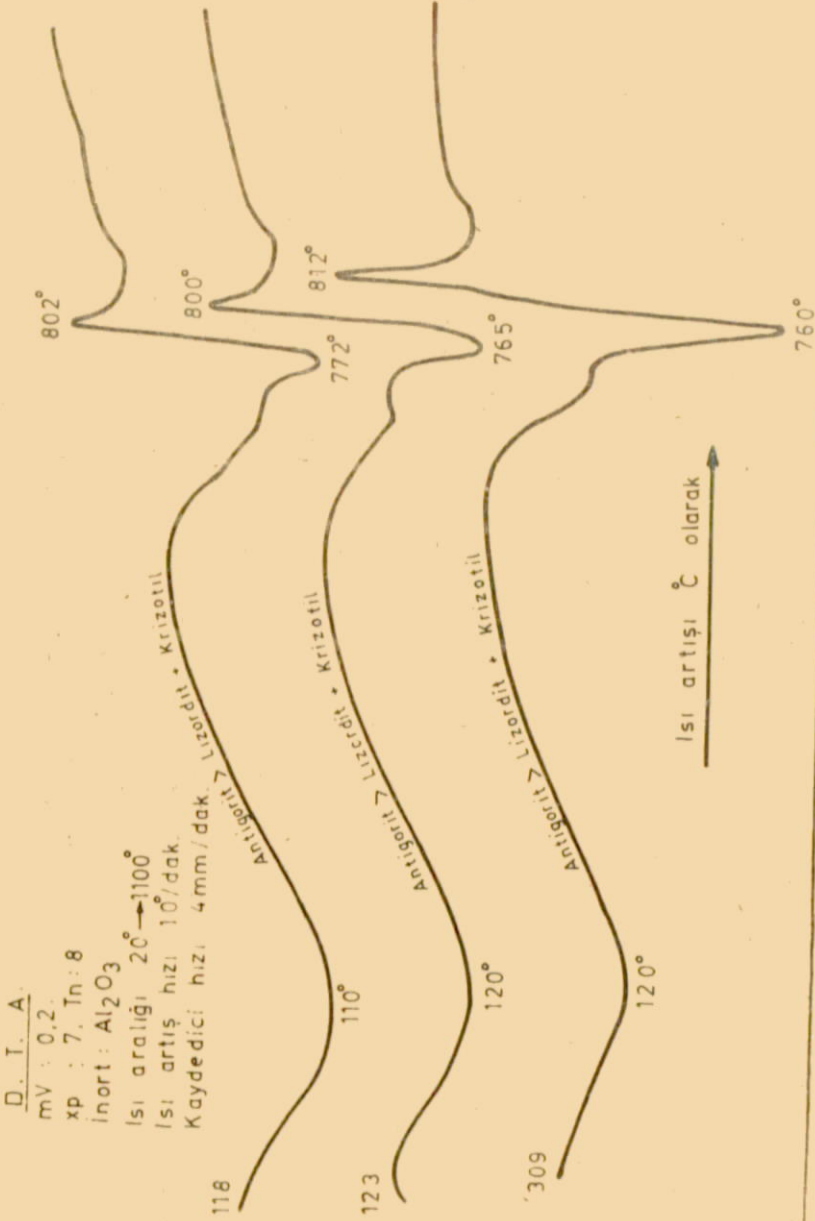


Şekil 11 Serpantinleşmiş ultramafitlerin D.T.A. eğrileri, 3: Serpantinleşmiş lertzolit (Şeteri'nin 1 km batısı), 117: Serpantinleşmiş piroksenit (Zürün köyü), 115: Serpantin (Hınzoru köyünün 1 km güneyi).





Şekil 12 Serpantinleşmiş peridotitlerin D.T.A. eğrileri, 71: Serpantinit (Balıkan köyünün 3 km batısı), 101: Serpantinleşmiş lertzolit (Karacalar köyünün 1 km doğusu), 102: Serpantinit (Karacalar köyünün 1,5 km doğusu).



Şekil 13 Serpantinleşmiş piroksenitlerin D.T.A. eğrileri, 118: Serpantinleşmiş piroksenit (Zürün köyünün 1 km batısı), 123: Serpantinleşmiş piroksenit (Zürün köyünün 1 km güneydoğusu), 309: Serpantin (Kışım köyünün 2 km kuzeydoğusu).

Numune No	Endotermik		Eksotermik		Endotermik - Eksotermik		Serpantin Minerallerinin İsmi
	Pik (C°)	Pik (C°)	Pik (C°)	Pik farkı (C°)	Pik farkı (C°)		
303	710	810	100		Klinikrizotil		
312	672	806	134		Klinikrizotil		
314	678	810	132		Klinikrizotil		
338	670	805	135		Klinikrizotil		
131	678	803	135		Klinikrizotil		
116	660	803	143		Klinikrizotil		
3	690	800	110		Klinikrizotil + Ortokrizotil		
346	706	810	104		Ortokrizotil + Klinikrizotil		
307	690	810	120		Lizardit + Klinikrizotil		
71	760	812	52		Antigorit > Krizotil + Lizardit		
101	773	815	42		Antigorit > Krizotil + Lizardit		
102	763	812	49		Antigorit > Krizotil + Lizardit		
115	755	810	55		Antigorit > Krizotil + Lizardit		
117	770	810	40		Antigorit > Krizotil + Lizardit		
118	765	802	37		Antigorit > Krizotil + Lizardit		
123	765	800	35		Antigorit > Krizotil + Lizardit		
309	760	812	52		Antigorit > Krizotil + Lizardit		

Dizelge 1 Serpantinleşmiş peridotit ve piroksenitlerin D.T.A. analiz sonuçları.

taneli veya porfirik dokuya sahiptirler. Mineralojik bileşimleri de gabrolara oldukça benzer, tek fark daha asidik plajiyoklaz içermeleridir.

*Andezin (% 46 An), bazik hornblend, aktinolit, klorit, epidot, kuvars, prehnit, manyetit ve pirit* içeren minerallerdir.

Plajiyoklazların en büyük sönme açılarına göre elde edilen % An değeri ile normatif plajiyoklaz % An değeri, 45-46 arasındadır. Bazik hornblendlerin 2v açıları Federof tablasında ~ 73° civarında ölçülmüştür. Amfibollerden dönüşmüş aktinolitler az çok demetler halinde bulunurlar. Klorit; plajiyoklaz ve amfibollerin son ayrışım ürünüdür ve oldukça yaygındır. Kuvars; ikincil olarak kayacı kateden damarlar halindedir. Prehnit; yalnızca bir kesitte oldukça az ve damarlar şeklinde izlenmiştir. Opak mineraller ortalama % 5 civarında manyetit ve piritten oluşmaktadır.

### 3.2.2.3 OLİVİNLİ DOLERİTLER

Yalnızca güneybatıda Miyosen kireçtaşı ve jipsli serisi içerisinde bloklar halinde bulunurlar (şekil 82). Koyu renkli, ince ve orta taneli olup, dokuları doleritiktir (şekil 96). Mineral bileşimlerini :

*Labrodorit (% 60 An), olivin (forsterit), ojit, iddingist, kuvars, klorit, epidot, kalsit, prehnit, zeolit ve opak mineral-oluşturur.*

Plajiyoklazlar; tam ve yarı şekilli, porfirik ve mikrolitik yapıda doleritik dokuyu oluşturacak şekildedirler. Olivin; plajiyoklaz lataları arasında porfirik ve mikrolitik taneler halinde ve kısmen serpantinleşmiştir. Çoğu zamanda iddingistleşme gösterirler. İleri derecede ayrışmış örneklerde ise kuvars, klorit, epidot, prehnit ve zeolit ikincil olarak boşluklarda ve ince damarcıklarda birlikte gelişmişlerdir.

### 3.2.2.4 BAZALT - DİYABAZ VE SPİLİT - METADİYABAZLAR

Ofiyolitik kayaların en yaygın, karmaşık litolojik birimidir. İnceleme alanının güneyinde, doğudan batıya doğru Herkünnet, Mutu, Pintige, Brastik köyleri ve civarında, K.A.F. Zonuna paralel olarak yüzeylenirler. Koyu gri, yeşilimsi renkteki lav-

lar yastık yapılı (şekil 75) veya masif şekillidirler. Çoğu zaman beyaz renkli kristalize kireçtaşı blokları içerirler. Bunun en güzel örneğini Yarbaşı köyünün yaklaşık 1 km kadar kuzeyinde verirler.

Bazaltlar; mikrolitik - porfirik ve yarı akış dokusuna (şekil 102), diyabazlar ise ofitik (şekil 101) dokuya sahiptirler. Diyabaz ve doleritler, çoğu kez Fransız ve İngiliz yazınlarında değişik anlamlarda kullanıldığı için, burada *diyabaz - dolerit* ayırımında rol oynamış etmenleri açıklamakta yarar görmekteyiz. Doleritler; arazide makroskopik görünüş ve tane büyüklüğü bakımından daha çok gabrolara yaklaştıkları halde, diyabazlar bazalt ve spilitlere daha yakındırlar. Mikroskopta; diyabazlarda ofitik ve demet doku, doleritlerde ise tipik doleritik doku egemendir. Ayrıca fay zonlarında veya bu zonlara çok yakın yerlerde (Herkünet köyünün 2 km güneyi ve Güzikendüzü mezrası) bazaltik kayaların ilksel dokuları plajiyoklazların ileri derecede ayrışmasından dolayı silinmiştir ve yuvarlak gözenekler ikincil kuvars - kalsit - klorit gibi minerallerle dolgulanmıştır (şekil 100). Bu tür kayaları da spilitlerden ayırt etmek için literatüre uygun olarak *metadiyabaz - metabazalt* terimleri kullanılmıştır. Ancak harita alma işleminde bazalt - diyabaz ve spilitlere dahil edilmişlerdir.

Mikroskop ve X - ışınları difraksiyon çalışmalarında şu mineraleri içerdikleri saptanmıştır :

*Labrodorit* (% 60 An), *albit*, *ojit*, *klorit*, *kalsit*, *epidot*, *zeolit*, *kuvars*, *opak mineraller*.

*Albit*; porfirik - mikrolitik ve ofitik doku gösteren labrodoritlerden türemiştir. Albitleşmiş plajiyoklaz lataları dik veya dike yakın sönme gösterirler. Bazen damarlar halinde, bazen de zeolit ile birlikte boşlukları doldurur şekilde bulunurlar. Özellikle spilitleşmiş bazalt ve diyabazlarda çok yaygındırlar. *Ojit*; mikrolitik ve porfirik yapıda olup tektonik etkilerden dolayı sıkça dalgalı sönme gösterir. Çift nikolde lacivertimsi - morumsu renk veren pennin cinsi klorit oldukça yaygındır. Spilitleşmiş bazaltların amigdoloidal boşluklarını doldurduğu gibi, epidotların ve ayrıca kuvars ile birlikte kalsitin efrafını hale şeklinde çevrelemiştir. Difraktometre grafiklerinde ise klorit 1 a türü saptanmıştır. *Zeolit*; boşluklarda ve damarlarda diğer ikincil mineraller ile birlikte spilitleşme minerali olarak izlenir. *Opak mineraller*; pirit, manyetit ve hematitden oluşur.

### 3.2.2.5 RİYOLİTLER

Riyolitik kayaçlar ofiyolit olarak isimlendirilemeyecek oranda aşırı silisyum içerirler. Ancak Miyashiro'nun (1975) 1. sınıf ofiyolitlerine ait volkanitleri andezit ile riyolit bileşimi arasındadır. Bu nedenle inceleme alanında yayıllımlı ve ofiyolitler ile birlik oluşturan riyolitlerin ofiyolitik kayaç grubu altında incelenmesi uygun görülmüştür.

Sahanın güneydoğusunda, Yıldız T. ve Güzikendüzü mezrası dolaylarında oldukça dar bir alanda yüzeyleyirler. Yataklanmaları, kıvrım eksenlerine karşılık gelen büyük küçük dayklar şeklindedir. Kurşuni renkli, çok az ayrılmış olup, iri kuvars taneleri içerirler (şekil 14 - 105). Dokuları porfiriktir. Mikroskopik incelemelerinde :

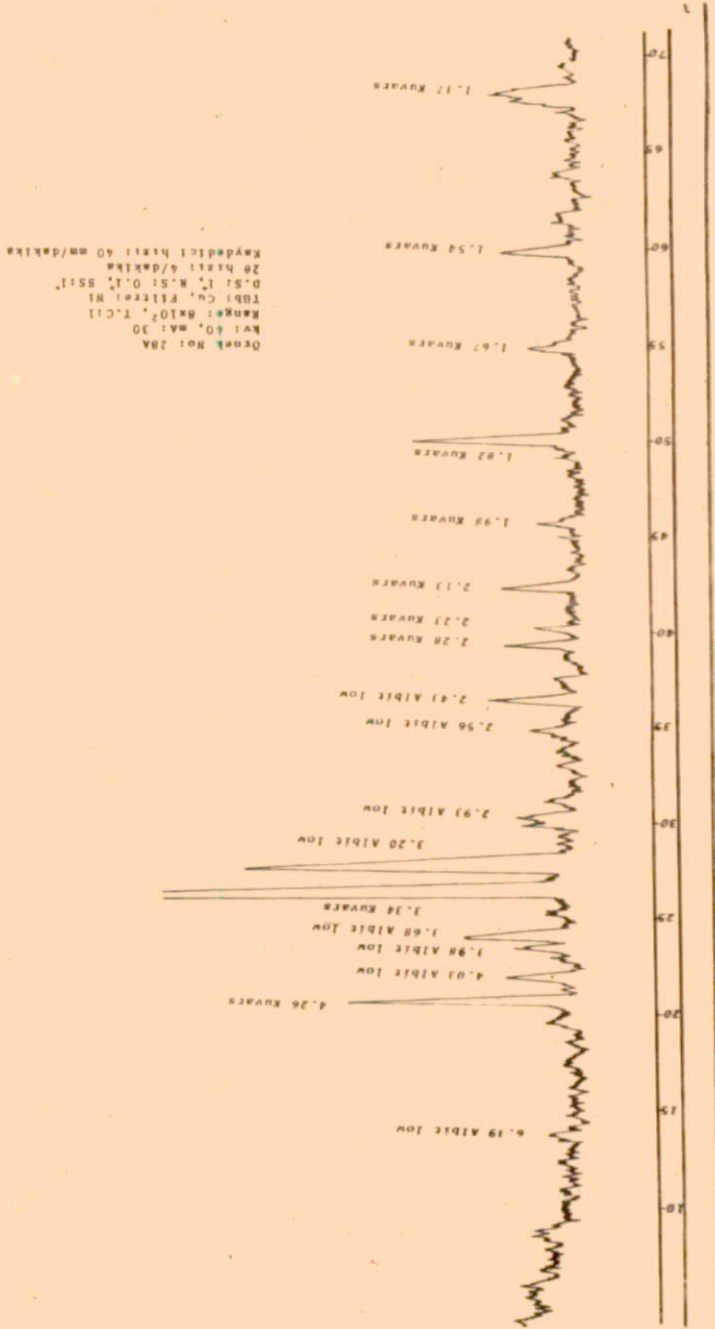
*Kuvars, oligoklaz, albit, sanidin, kalsit, klorit, epidot, opak mineralleri saptanmıştır.*

Porfirik kuvars taneleri tektonik olaylardan etkilenmişlerdir. Kayacın çoğunluğunu oluşturdukları gibi, ikincil olarak da kayacı kateden damarlarda kalsit ile birlikte izlenirler. Sanidin; tam şekilli, renksiz ve karlsbad ikizi göstermektedir. Ortoklazlardan farklı olarak -2v - 12° olup, daha berraktır. Kalsit, klorit, epidot ikincil mineraller olarak boşlukları doldururlar.

### 3.2.2.6 OFİYOLİTLERİN YAŞI HAKKINDA

İnceleme alanı ve çevresinde ofiyolitik kayaçlar, Üst Kretase - Paleosen yaşlı ofiyolitli karmaşığın öğelerinden birini oluşturduğuna göre, oluşum yaşları Üst Kretaseden önce olmalıdır. Ofiyolit oluşum yaşının alt sınırı hakkında ise kesin verilerimiz yoktur. Ancak, okyanus tabanının ilk çökelleri sayılan Üst Kretase yaşlı kırmızı kireçtaşı ve radyolaritlerin bazaltlar ile ara katkılı oluşu ve ileride değinileceği gibi ofiyolitik volkanik kayaçlar ile plütonik kayaçların olası kökensel ilişkileri dikkate alındığında, plütonik kayaçların oluşum yaşının da Üst Kretaseden önce, belki Alt Kretase yaşında olduğu sonucu çıkarılabilir.

Öte yandan yörede geniş sahalar kapsayan serpantin - diyabaz kütleleri içerisinde gelişmiş güzel serpilmiş durumda ve çeşit-



Şekil 14 Şeterinin 1,5 km kuzeyinde riyolitik dayklardan alınmış bir örneğin X - ışınları difraktogramı.

li büyüklükteki kristalize kireçtaşı bloklarının çoğu Kretase, bir kısmında Jura ve daha yaşlıdır (Ketin 1950). Ketin'e göre, "Senoniyen yaşlı flişler ve Bayburt yöresindeki Kampaniyen yaşlı kireçtaşları serpantinitleri örtmektedir. Diğer yandan, serpantinit intrüzyonu sırasında, Alt Kretaseden koparılan kireçtaşı blokları ile serpantinitler bir karmaşık birim oluşturdukları varsayımına göre, serpantinit intrüzyonu Senoniyenden yaşlı, Alt Kretaseden genç olmalıdır."

"Serpantinitlerin Orta Kretasede oluşumu (Ketin 1950)" görüşüne karşılık, Nebert (1961) Kelkit vadisinde yapmış olduğu gözlemlere dayanarak, serpantinit intrüzyonun Triyas'da geliştiğini iddia eder. Nebert'e göre; "Jura ve Kretase sedimanları içerisinde hiçbir yerde inisial magmatik kayalar olarak serpantinitlere rastlanmamış olması, serpantinitleşmiş ultrabazitlerin Liyas'dan daha yaşlı olduklarını ve bunlar ile birlikte bulunan fosilsiz kristalize kireçtaşları ile birlikteki hornştayn banklarının serpantinite eşlik etmiş olması, bu birimin Mesozoyik yaşta olduğunun kuvvetli bir delilidir." Buna ek olarak, araştırmacı görüşünü pekiştirmek amacı ile Refahiye serpantinit zonuun bir devamı olan Amasya serpantinit mesifleri üzerinde Liyas tabakalarının bulunduğunu ve Blumental tarafından serpantinitlere "Alt Liyas veya Triyas" yaşının verildiğini, bunun yanı sıra Bailey ve Mc. Callian de (1956) Ankara ve Alacahöyük civarındaki serpantinitlerin "Triyas - Jura" yaşında olduğu görüşünü kabullendiklerini belirtmiştir.

Tatar (1978) Erzincan - Refahiye arasında yapmış olduğu gözlemlerde her yerde yeşilistlerin serpantinitlerin üzerine geldiğini ve çoğu yerde dokanağın tektonik olmasına karşın (Nebert 1961, Tatar 1973) serpantinitler üzerindeki metamorfik kayalar zuhurlarının yabancı olduğuna veya peridotitlerin magmasal yolla sonradan şistler arasında sokulum yaptığına dair kesin verilere rastlanmadığını vurgular. Bu bulgulara göre Tatar; serpantinitlerin oluşum yaşlarının Paleozoyik (?) metamorfitlerinden de önce olabileceği görüşünü öne sürer.

### 3.3 ÜST KRETASE - PALEOSEN OFİYOLİTLİ KARMAŞIK SERİSİ

#### 3.3.1 OFİYOLİTLİ KARMAŞIK TANIMI HAKKINDA GENEL BİLGİ

Yeryuvarındaki dağılımları plaka sınırlarına karşılık gelen ofiyolitli karmaşıklar, Türkiye'nin jeotektonik evriminde



özellikle plaka tektoniği açısından önemli rol oynarlar.

HSÜ (1968) ofiyolitli karmaşığı (melanj) "çoğunca ezik, makaslamaya uğramış bir malzemedan oluşan hamur içerisinde yer alan çeşitli boyutlarda yerli ve yabancı (eksotik) blokların bulunduğu, haritalanabilir kayaç topluluğu" şeklinde tanımlar.

Dimitrijevic (1973) ofiyolitli karmaşık tanımına biraz daha açıklık kazandırmıştır. Ona göre "ofiyolitli karmaşık; yitilen bir plaka üzerinde kurulan derin çukurlarda okyanus tabanı, kıta yükselimi ve kıta şelfinden türeyen sedimentlerin, okyanus kabuğu - manto ultramafik malzemelerinin soğuk diyapirik kütleleri ile mekaniksel parçalar olarak karışımlarından oluşur."

Ganser (1974) ofiyolitli karmaşığın belirgin özelliklerini şu şekilde özetlemeye çalışmıştır :

- 1- Ofiyolitli karmaşık, çok defa kökeni belirsiz (eksotik) ve ofiyolit olmayan kayaçlarla şekillenir.
- 2- Karmaşığın hamuru ofiyolitik (çoğunca tektonik olarak ezilmiş serpantinitler) veya daha sonraki fliş devresine ait sedimentler olabilir.
- 3- Karmaşığın birimleri arasında kontak metamorfizma görülmez. Ancak metasomatik olaylar yerel olarak önemli olabilir.
- 4- Karmaşığın tabanı çoğunlukla tektonik dokanıklıdır. Üstü ise pelajik sedimentlerin veya flişimsi sedimentlerin denizel aşması (transgresyon) ile belirgindir.
- 5- Ofiyolitli karmaşık sedimanter (olistostromal) ve tektonik kökenlidir.
- 6- Genellikle kıtasal tip plakaların alta daldığı (subduction) ve okyanusal malzemelerin üzerleme yaptığı (obduction) yerlerde gelişirler.

### 3.3.2 İNCELEME ALANI OFİYOLİTLİ KARMAŞIK SERİSİ

Kuzey Anadolu Fay Zonunun güneyinde, yaklaşık D-B doğrultusunda çok geniş bir sahada yayımlıdır. Ofiyolitli karmaşığın yukarıdaki tanımına ve özelliklerine uygun olarak karmaşık seriyi iki bölümde incelemek olasıdır.

### 3.3.2.1 ÜST KRETASE TEKTONİK KARMAŞIĞI (krü - tk)

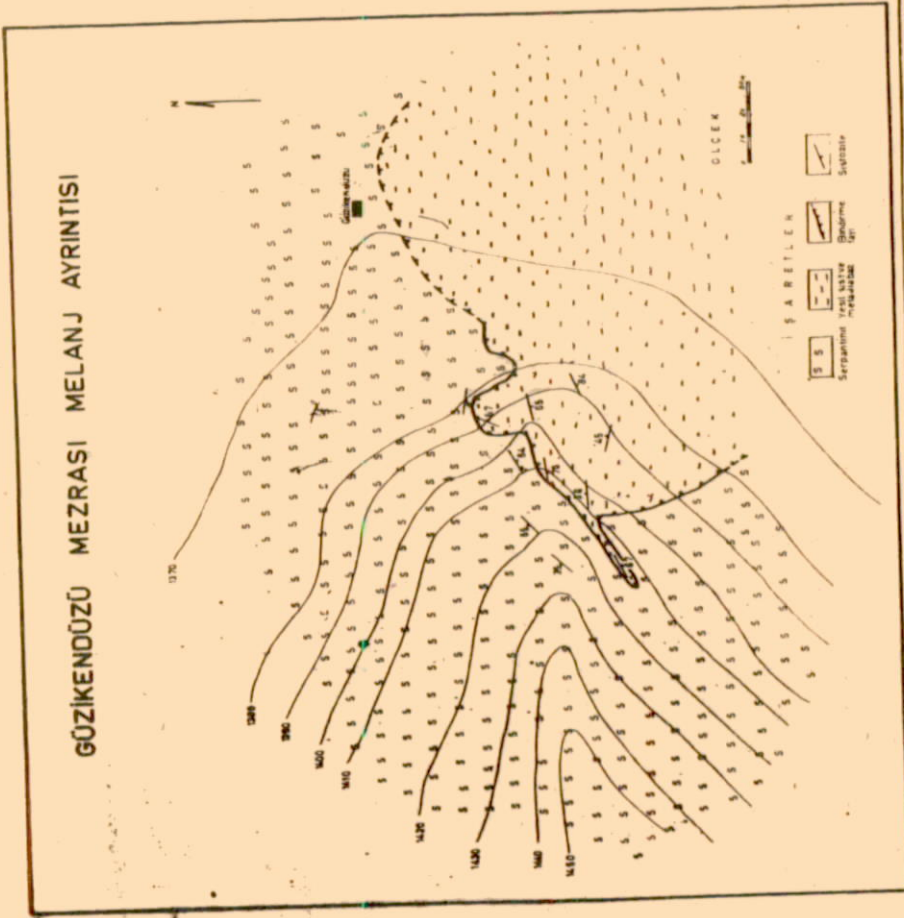
Ofiyolitli karmaşığın tabanını oluşturur. Doğudan batıya doğru Güzikendüzü mezrası, Mutu, Pintige ve Brastik köyleri civarında yüzeylenirler. Split-metadiyabaz ve piroklastları yanında radyolarit-kırmızı kireçtaşı gibi derin deniz çökelleri ile birlikte, serpantinit bloklarının tektonik olarak karmaşığı ofiyolitli tektonik karmaşığı (renkli karmaşık) şekillendirir. Ana çizgileri ile üst manto ve okyanus tabanı malzemelerinin tektonik karmaşığına karşılık gelen bu seri, ayrıca kökeni belirsiz (eksotik) yeşilşist, kalkşist, fillit ve kristalize kireçtaşı blokları da içerir. Yüzeyleme kuşağının doğu bölümünde etkin tektonik olaylar nedeniyle litostratifrafik ilişkiyi saptamak oldukça güçtür. Birimler arasındaki dokanaklar bindirileli ve ekaylı olup, bu zonlarda serpantinitler yapraklaşmış (şekil 15), volkanitler ise kataklastik bir yapı kazanmışlardır (şekil 99). Renkli karmaşık içerisindeki serpantinitlerin metadiyabaz ve yeşilşistler ile olan ilişkisini daha iyi açıklayabilmek için, Güzikendüzü mezrasında ayrıntılı jeolojik kroki alınmış ve gidilmiştir (şekil 15). Karmaşığın batı bölümünde ise birimler arasındaki ilişki daha açıktır. Örneğin Mutu ve Pintige yöresinde feldispatlı, kayaç kırıntılı kumtaşı ( $F > \% 10$ ;  $K > \% 25$ ;  $F > K$ ) ve marnlar, bazaltik yastık lavlar arasında 1-2 m kalınlığında fosil içermeyen ara katmanları oluştururlar. Üste doğru, radyolarit ve kırmızı kireçtaşları bu ara katmanların yerini alır ve daha da üstte (Pintige-Brastik köyleri civarı) bazaltik kayaçların 500-700 m kalınlığındaki örtüsünü oluştururlar.

Biyomikritik özellikteki kırmızı kireçtaşlarının paleontolojik incelemeleri Prof.Dr.Atife Dizer ve Doç.Dr.Engin Meriç tarafından yapılarak *Kampaniyen* yaşlı şu mikrofosiller saptanmıştır :

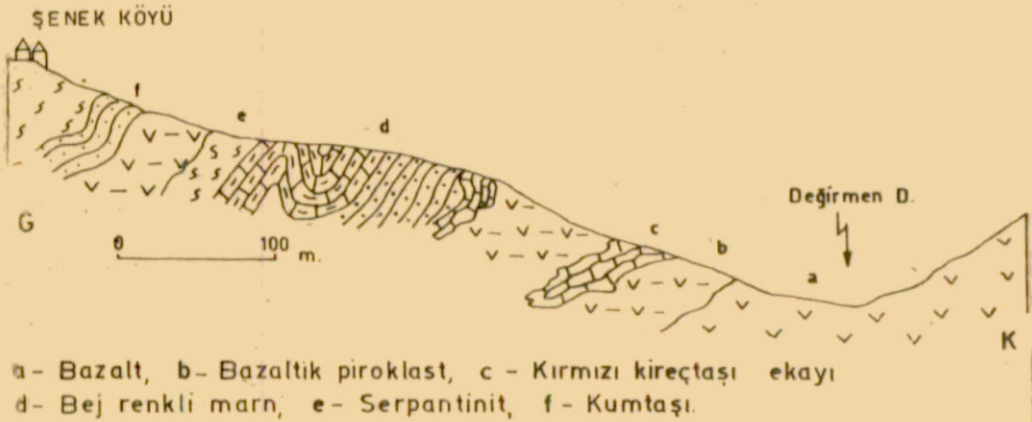
*Globotruncana lapparenti* (BROTZEN), *Globotruncana sp. (grup lapparenti)*, *Globotruncana sp. arca* (CUSHMAN), *Heterohelicidae*, *Heterohelix sp.*, *Lagenidae*.

Daha güneyde tektonik karmaşık küçük bir yüzeylemesini Rotan deresi boyunca verir. Bazaltik lav ve piroklastları ile birlikte, kırmızı kireçtaşı, bej renkli marn, kumtaşı ve serpantinitlerden oluşan seriye ait şematik kesitler şekil 16 ve 17'de gösterilmiştir.

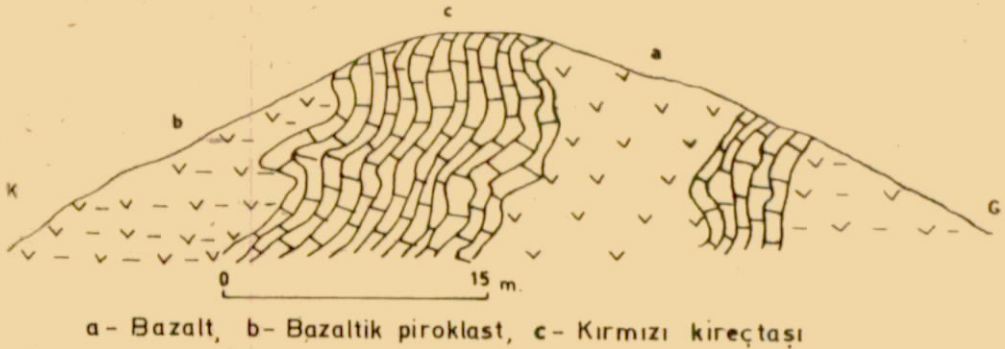
# GÜZİKENDÜZÜ MEZRASI MELANJ AYRINTISI



Şekil 15 Güzikendüzü mezrasında, tektonik karmaşık içerisinde, serpantinitle ile metadiya- bazların ilişkisini gösterir jeolojik kroki.



Şekil 16 Tektonik karmaşık serinin Şenek köyü civarındaki biçim bozulmasına uğramamış kısmının ayrıntısı.



Şekil 17 Mutu - Pülümür karayolunun 5 km güneyindeki tektonik karmaşık serinin tektonik etkilerden korunmuş bir kısmının yol yarmasındaki ayrıntısı.

### 3.3.2.2 ÜST KRETASE - PALEOSEN OLİSTOSTROM KARMAŞIĞI (krüp - ok)

Sedimanter kökenli olistolitler ve bunların çakıllarını içeren yığılımlar halindeki olistostromlar, sedimanter jeolojide sık rastlanan terimlerdir. Bu nedenle konuya girmeden önce, olistolit - olistostrom kavramı ve tanımlamalarının kısaca özeti verilmeye çalışılacaktır.

#### 3.3.2.2.1 OLİSTOLİT - OLİSTOSTROM TANIMI VE KAVRAMI

Sedimanter basenlerdeki çekim kaymaları sırasında veya sonucunda oluşan ve çoğunca bağlayıcı bir hamur içinde bulunan çeşitli boyuttaki bloklar *olistolit* olarak tanımlanmaktadır (Rigo de Righi 1956, Abbate ve diğerleri 1970).

Olistostrom kavramında olistolitlere bağlı olarak gelişmiş; köken, yerleşim, yapı, doku, konum ve boyutlarını esas olan birçok tanımlama ve sınıflamalar yapılmıştır (Flores 1959, Moore 1961, Dott 1963, Fiske ve Matsuda 1964, HSÜ 1968, Abbate ve diğerleri 1970, Lewis 1971, Bouma 1972, Elter ve Trevisan 1973, Gökçen 1974, Gökçen ve Şenalp 1975).

Abbate ve diğerleri (1970) fliş serileri içerisinde bulunan ofiyolitik karmaşık türevlerinden ofiyolitik breşleri *olistrom*, ofiyolitik kütleleri de *olistolit* olarak yorumlamıştır.

Gökçen ve Şenalp'a (1975) göre *olistostromlar*; sulu bir moloz akıntısı türevi olup, dereceli katmanlanma dışında sedimanter yapı göstermeyen, yanıl devamsız, katmansız, haritalanabilir, kalın ara yığılımlardır.

#### 3.3.2.2.2 İNCELEME ALANI OLİSTOSTROM KARMAŞIĞI

Tektonik karmaşık üste doğru matriksi çakıltaşı - kumtaşı - mar - piroklast - radyolarit ve kırmızı kireçtaşı aralanması; olistolit ve olistostromları ise ofiyolit, kristalize kireçtaşı ve granendiyorit blokları olan sedimanter kökenli karmaşığa geçiş gösterir. Sahanın büyük bir bölümünü kapsayan bu istiflenme, ritmik aralanması ve kalınlığı (1750 m) ile fliş fasiesini anımsatmaktadır. Kumtaşları G.LUCAS, P.CROS, J.LANG (1976) sınıflamasına göre *kayaç kırıntılı kumtaşı* ve *feldispatlı kayaç kırıntılı kuvars kumtaşı* türünden olup şu mineraleri içermektedirler :

*Plajiyoklaz, kuvars, kalsit, klorit, epidot, ojit, amfibol.*

Ayrıca bazalt, serpantinit, radyolarit, kireçtaşı ve yeşilşist gibi kayaç kırıntılarında izlenmektedir. Kalın, orta ve ince taneli; boz ve siyah renkli olan bu kumtaşları çok az fosil içerirler. Pilkinik mevkiine ait tek bir örnekte MEASTRİŞTİYEN (?) yaşlı şu fosiller Engin Meriç tarafından saptanmıştır :

*Lepidor bitoides sp, Siderolites sp.*

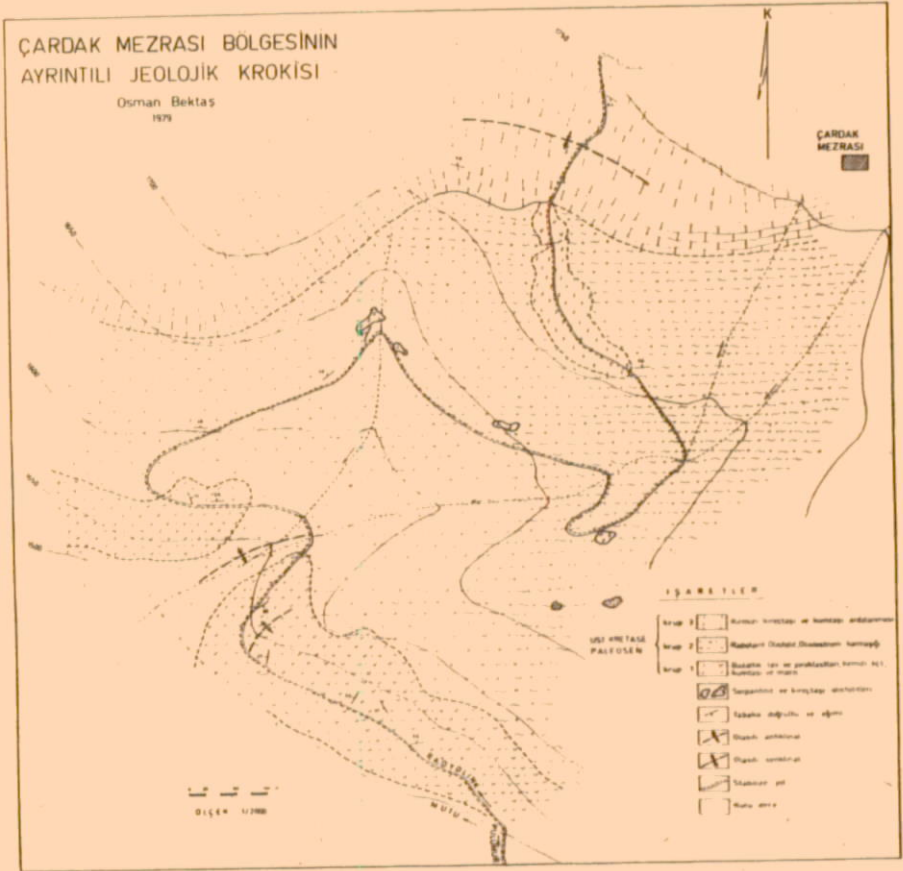
Çardak mezrasının batısında kumtaşlarının çakıl boyutuna kadar ulaştığı ve onlarla ardalanma gösterdiği de izlenebilmektedir. Piroklastik kayaçlar bazik volkanik kökenli tüf, tüfit ve aglomera türlerini kapsamaktadır. Koyu gri renkli olup, diğer çökel birimlere uyumlu tabakalaşma gösterirler.

Altta tektonik karmaşık serideki KAMPANİYEN yaşlı kırmızı kireçtaşlarının üstte doğru bu seri içerisinde PALEOSEN sonlarına kadar devamlı olduklarını belirten aşağıdaki fosiller Engin Meriç ve M.T.A. palentologu Erdal Tarı tarafından saptanmıştır:

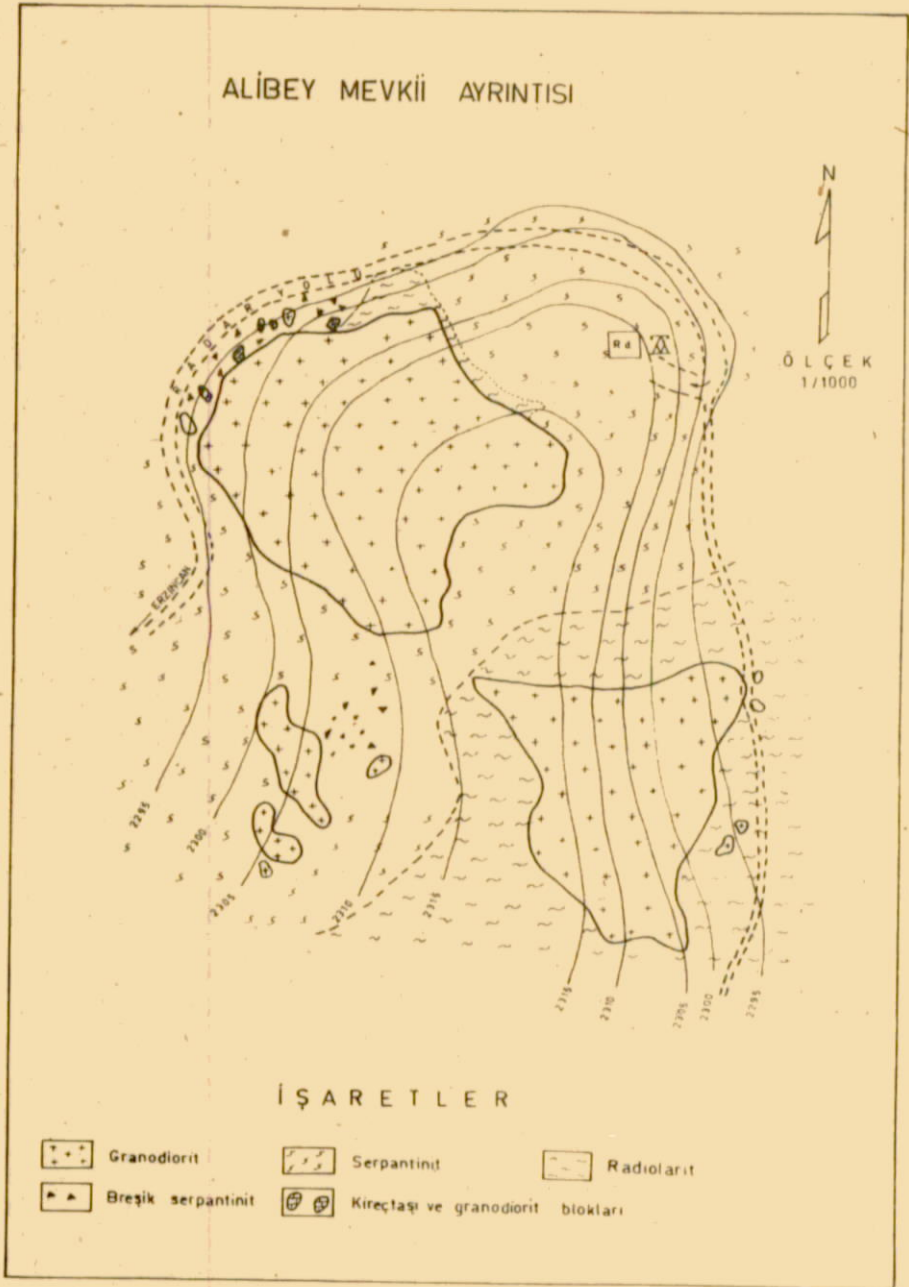
*Globigerina sp, Globorotalia sp. (grup ve Lascoensis)*

İnceleme alanının güneyinde Göbürge, Lengen, Şenek ve Çardak mezrası çevresinde büyük, küçük yüzeylemeler veren olistostromlar (şekil 79 - 80) ve olistolitler (şekil 81) serpantinit, gabro, radyolarit, kristalize kireçtaşı ve mermerlerden oluşmaktadırlar. Ofiyolitik kayaçların çoğu birlikte buldukları kireçtaşlarından dolayı ofikalsite dönüşmüştür. Bu olistolit ve olistostromlar çakıltaşı, kumtaşı, marn, radyolarit, kırmızı kireçtaşı ve piroklastların ardışımından oluşmuş seri içerisinde blok şeklinde veya düzensiz yığılımlar halinde görülürler. Rotan deresi ve Çardak mezrası yolu boyunca en iyi yüzeylemelerini veren tektonik ve olistostrom karmaşığın şematik ayrıntısı şekil 18'de gösterilmiştir. Daha doğuda Ali beytaşı mkv yöresindeki olistolit ve olistostromlar ofiyolitiklerin yanı sıra kireçtaşı ve grafik dokulu granadiyorit olistolitlerini de içerirler (şekil 19 - 81). Kireçtaşlarının paleontolojik incelenmesi sonucunda JURASİK yaşlı :

*Textularidae, Miliolidae, Algler,* belirgin olmayan *Foraminiferler* gibi fosiller saptanmıştır (E.Meriç). Biraz daha kuzeyde Yarbaşı köyü çevresinde ise aynı kireçtaşları içerisinde *Globotruncana* bulunmuş ve olistolitlere ÜST KRETASE yaşlı verilmiştir.



Şekil 18 Çardak mevrası yöresinde ofiyolitli karmaşığın ayrıntısı.



Şekil 19 Alibeytaşı ve mevkii yöresinde olistostrom karmaşığın ayrıntısı.



### 3.4 EOSEN FLİŞİ (ef)

İnceleme sahasının en büyük yüzeylemesini Kuzey Anadolu Fayının kuzey ve güney bloklarında veren Eosen fliş, her iki blokta farklı özellikler gösterir.

Kuzeydeki fliş oluşuğu güneyden K.A.Fayı ve ofiyolitli karmaşık ile kuzeyden ise serpantinit, diyorit - gabrolar ile sınırlandırılır. Sarıkaya, Balikan ve Sülümlür köylerini içine alan D-B doğrultulu yüzeyleme kuşağının kuzey ve güney dokanakları tektoniktir. Kuzeydeki ofiyolitik kayalar güneye, güneydeki ofiyolitik karmaşık serisi de kuzeye doğru Eosen fliş üzerine itilmiştir. Yakınsak (proximal) türbidit (Walker ve Mutti 1973, Şenalp 1977) fasiyesi özellikli bu çökeller, Bulanık, Karacalar ve Kıştim köyleri yakınlarında çakıl fliş ile ofiyolitler üzerine otururlar. Kumtaşlarının azınlıkta kaldığı bu fliş türünde çakıltaşı tabakaları ofiyolit, metamorfit, kireçtaşı ve radyolarit parçalarından oluşmakta; kalınlıkları ise 30-40 cm'den başlayıp 1,5 m'ye kadar ulaşmaktadır. Çakıltaşları üste doğru kaba, orta ve ince taneli kumtaşlarına geçiş gösterir. Tekrar çakıltaşı ile başlayan sekans, ardışıklı olarak devam eder.

Arazide kırmızı renkli görünüşleri ve 200 m'den fazla kalınlıkları ile kolayca tanınabilen bu ritmik seri, yanal olarak uzun mesafelerde devamlı değildir (bkz. jeolojik harita).

Karada veya beslenme bölgesindeki aşınmanın en şiddetli bir döneminde denizaltı yelpazelerinin üst kısımlarında, yani çök-el - kaynak alanına yakın olarak çökelen bu fliş, üste doğru aşınmanın daha az olduğu ve dolayısıyla türbidit akıntı hızlarının daha yavaş olduğu bir evrede kumlu flişe geçiş gösterir.

Kumlu fliş, kumtaşı ve şeyl aralanmasından oluşmasına karşın, istifte kumtaşları daha bol ve daha kalın tabakalıdır. Yersel olarak bitki kalıntıları ve olistostromlar içerirler (Arabayolu deresi mvk.). Tabaka kalınlıkları 2-3 mm'den, 4-5 cm'ye kadar değişmektedir. Daha üst zonlarda, kumtaşı ve kilttaşları yaklaşık olarak birbirlerine eşittir. Akıntı izleri (kaval yapıları, kanallar) daha çok kumtaşlarının alt yüzeylerinde izlenir.

Gerek çakıl fliş, gerekse kumlu fliş fasil bakımından çok fakirdirler. Arazi gözlemlerinde ve paleontolojik çalışmalarda yaş verebilecek fosiller bulunamamıştır. Ketin (1950), Holzer

(1955) bu seride yapmış oldukları araştırmalarda herhangi bir fosil saptayamadıklarından flişe olasılı ÜST KRETASE yaşı vermişlerdir. Aynı serinin yaşı Baykal (1953) tarafından OLİGOSEN olarak belirtilmiştir. Ancak aşağıdaki veriler EOSEN yaşına kesinlik kazandırmaktadır :

- 1- Her iki bloktaki flişin aynı stratigrafik düzeyde bulunması ve de güneydeki flişin Eosen yaşlı Nummulitler içermesi.
- 2- Erzincan - Refahiye arasında çok geniş yayımlı olan Eosen flişinin tabanında kırmızı renkli, kalın, ofiyolit çakılları içeren ve ofiyolitler üzerine gelen serinin (Holzer 1955, Nebert 1961, Tatar 1973) tanıtman oluşu;
- 3- Yörede Üst Kretase - Paleosen yaşlı kırmızı kireçtaşları ile birlikte bulunan radyolaritlerin Eosen flişinin çakılları içerisinde görülmesi;
- 4- Bölgede Oligosenin karasal olarak bilinmesi (Holzer 1955, Nebert 1961, Tatar 1973);
- 5- Sülümür köyü civarında Alt Miyosen kireçtaşlarının Eosen flişinin üzerine açılı uyumsuzlukla gelişi.

Yörede, K.A.Fayının sağ yönlü hareketini yüzeyleme biçimleriyle ortaya koyan Eosen flişinin güney bloktaki devamı inceleme alanının batı ucunda Tilek ve Erdene köylerini kapsar. Üst Kretase - Paleosen ofiyolitli karmaşığını açılal uyumsuzluk ile üstleyen çökel seri, ortaç (*intermediate*) fasiyeste denizaltı yelpazelerinin orta kısımlarında ve bu yelpazeleri besleyen kanalların ötesinde oluşmuşlardır. Kumtaşı, marn, şeyl oranları yaklaşık eşittir. Kireçtaşları ise daha azınlıktadır.

Kıta ve kıta sahanlığından besleyici kanyonlar ile getirilmiş ofiyolit, metamorfit, riyolit, kristalize kireçtaşı çakıl ve blokları, fliş içerisinde düzensiz olistolit - olistostrom yığılımları halinde görülür (Dereköy - Tilek arası). Kumtaşları çoğunca orta taneli olup, tabakalanmadüzgün ve devamlıdır. İçerdikleri mineral ve kayaç kırıntılarına göre kayaç kırıntılı, feldispatlı kayaç kırıntılı kumtaşları ve kuvars kumtaşı, feldispatlı kumtaşları gibi türleri ayırt edilebilir. İsimlerinden de anlaşılacağı gibi, kayaç yapıcı minerallerinin çoğunluğunu feldispat, kuvars ve ferromagnezyenler oluşturmaktadır. Kayaç kırıntılarında yukarıda değinildiği gibi ofiyolit ve metamorfik kayaç gruplarına aittirler.

Aşağıdereköy dolaylarındaki kayaç kırıntılı kumtaşları ritmik seriye EOSEN (Alt Eosen) yaşını verebilecek

*Nummulites sp, Discocyliina sp, Rotalia sp.* gibi fosiller içerirler (tayinler E.Meriç).

Aynı yöredeki biyomikrosparitik beyaz - krem renkli kireçtaşlarında *Nummulitik* fosiller içermektedir (Baykal 1953).

### 3.5 ALT MİYOSEN KİREÇTAŞLARI (ma)

Daha çok çalışma alanımızın dışında geniş yüzeylemeler veren Alt Miyosen (kuzeyde Başköy, Kuyulu dağ; güneyde Cencige ve Pülümür çevreleri) denizel fasiyeste gelişmiş olup, *Ostrea*, *Pecten*, *Echinid* ve Foramineferli kireçtaşları ile belirgindir (Stechepinsky 1941, Ketin 1950, Baykal 1953). İnceleme alanının kuzeyinde Sülümür köyü yöresindeki beyaz renkli, ince tabakalı, kumlu kireçtaşları açısız uyumsuzlukla Eosen fliş üzerine oturur. Litolojik ve fasiyes özellikleri yanı sıra, bol miktarda içerdikleri *Pecten* ve *Foraminifer* fosillerinden dolayı yukarıdaki tanıma uygun olarak *Alt Miyosen kireçtaşları* olarak tanımlanmıştır.

İnce kesitlerinde BURDIGALİYEN yaşını veren şu fosiller Dr. İzver Tansel tarafından saptanmıştır.

*Miogygsina sp, Miolapidocyliina sp, Miogygsinoides sp, Alger, Bryozoerler, Mercan kesitleri, Echinid diken ve plak kesitleri.*

Aynı kireçtaşları güneyde yine Eosen üzerine açısız uyumsuzlukla gelir ve yukarıdaki Foraminiferlere ek olarak aşağıdaki fosil türlerini içerirler :

*Miogygsina off. mediterranea BRÖNNIMANN, Miogygsina sp. irregularis (MICHELOTTI), Miogygsinoides sp, Neoalveolina sp, Quinqueloculina sp, Triloculina sp, Spirolina sp, Amphistegina sp, Asterigerina sp.*

Öte yandan, Fırat vadisi içerisinde, Güzikendüzü mezrasının yaklaşık 1 km kadar batısında, tren yolu üzerinde 100 x 10 m boyutlarındaki kireçtaşı bloku, Alt Miyosen makro ve mikro fosillerini içerir. Ofiyolitler üzerine oturmuş olan bu blok, Miyosen sonlarına doğru gelişen riftleşme (Grabenleşme, Ketin 1950) ile ilişkili olmalıdır.

### 3.6 ORTA - ÜST MİYOSEN JİPSLİ SERİSİ (mü j)

Güneyde Brastik yaylası ve çevresinde, Burdigaliyen biyomikritik kireçtaşlarının üzerine uyumlu olarak kırmızı renklilikli kireçtaşı, beyaz renkli kiltası, killi kireçtaşı ve jips' den oluşmuş ardalanmalı bir seri gelir. Çoğu kez ofiyolitik kayaçlar istif içerisinde yabancı blok veya konglomera şeklinde görülür (Şekil 82). 1000 m'ye varan kalınlıkları ve içerdikleri jipsden dolayı yöre ve çevresinde *jipsli seri* veya *alacalı seri* olarak bilinen bu birim, fosil içermez. Ancak, Miyoseni çok daha geniş alanlarda inceleyen araştırmacılar, jipsli serinin yaşını Orta Miyosen olarak kabul etmektedirler (Stechepinsky 1941, Ketin 1950, Irrlitz 1972).

Kurtman (1973) Sivas - Hafik - Zara bölgelerinde; Nebert (1961) Kelkit - Kızılırmak vadilerinde yapmış oldukları araştırmalarda, denizel Alt Miyosenin yanal ve düşey yönde Orta - Üst Miyosen jipsli serisine geçtiğini belirtmişlerdir. Öte yandan, gölsel veya yarı gölsel bu tür karasal çökeller ve özellikle jipsli seri, Erzurum - Kars yörelerinde Alt Pliyosen yaşlı havza kenarı karasal çökeller olarak tanımlanmıştır (Tokel 1979).

### 3.7 PLİYOKUVATERNER VOLKANİTLERİ

#### 3.7.1 PLİYÖSEN (?) ANDEZİTLERİ (P1 α)

Çalışma sahasının güneybatı köşesinde Hasanbeydağı T. mevkiinde görülen koyu siyah renkli, boşluklu, kalkalkalen andezitik lavlar Orta - Üst Miyosen jipsli serisini örter. Yaş hakkında kesin veriler yoktur. Ancak, Erzurum - Kars Neojen çöküntü havzalarının evrimine eşlik etmiş olan porfirik dokulu toleyitik andezitlerin yaşı, Pannoniyen (Alt Pliyosen) olarak belirtilmiştir (Tokel 1979).

İnceleme alanında, Fırat vadisinin yüksek tepelerinde örtü lavları olarak görülen bu volkanitlerin mineral içeriklerine göre adlandırılması oldukça zordur. Kimyasal analiz sonuçlarına göre yapılan sınıflamada ise andezit oldukları anlaşılmıştır. Porfirik ve sübofitik dokulu bu kayaçların mikroskopik özellikleri şöyledir :

Andezin (% 48 An), labrodorit (% 60 - 70 An), ojit, olivin

(fayalit), *iddingsit*, *opak mineraller*.

Plajiyoklazlar; mikrolitik - porfirik ve subofitik dokuda olup, çoğunlukla zonlu yapı gösterirler. Normatif plajiyoklaz değerleri % 41 - 43 An'tir. Tam ve yarı şekilli ojit taneleri bazen polisentetik ikizlidirler. Çoğunca kenarlardan merkeze doğru gelişmiş iddingistleşme şeklinde demirli ayrışım gösterirler. Fayalit türündeki (X-ışınları difrak difraktometre tayini) olivinler de ojitler gibi iddingistleşmişlerdir.

### 3.7.2 KUVATERNER DASİTLERİ (Q $\lambda$ )

Erzincan Ovası ve K.A.Fayı boyunca dizilen genç volkan konilerinden biri de inceleme alanının batısında, Sörperan köyü ve civarında yüzeylenir.

Arpat ve Şaroğlu (1975) Erzincan Ovasındaki genç volkanitlerde egemen türün trakitlerin olduğunu, andezitlerin ise çok daha dar alanlar kapsadığını belirtirken, volkan konilerinin oldukça korunmuş olmaları nedeni ile yaşlarının olasılıkla Kuvaterner olabileceğini ileri sürerler.

Sörperan köyü ve civarında tüf ve obsidyenler ile birlikte bulunan volkanik kayalar, çıplak göz ve mikroskopta incelendiğinde serbest kuvars görülmemesi nedeniyle andezit olarak adlandırılır (Ketin 1950, Arpat ve Şaroğlu 1975). Ancak kimyasal analizleri sonucunda % 69 - 72 arasında SiO<sub>2</sub> içerdikleri saptanmış, Irvın - Baragar (1971) sınıflamasına göre de dasit oldukları anlaşılmıştır. Buradan da silisin hamur içinde gizlenmiş olduğu sonucu çıkarılır.

Mikroskopik incelemelerinde yarı akış dokusu (Şekil 106) ile birlikte gözlenen mineraller :

*Andezin* (% 40 An), *labrodorit* (% 56 An), *bazik hornblend*, *biyotit*, *epidot*, *klorit*, *serisit*, *kalsit* ve *opak minerallerdir*.

Plajiyoklaz, amfibol ve biyotitler bazen tektonik etkilerden dolayı bükülmeler ve dalgalı sönme gösterirler. Az da olsa ayrıışmış örneklerinde, epidot, klorit, serisit ve kalsit gibi ikincil mineraller izlenir.

### 3.8 KUVATERNER ALÜVYON VE TARAÇALARI

Fırat vadisi ve nehirindeki en genç litolojik birim, eski ve yeni alüvyonlar olmak üzere farklı yüzeylemeler verir. Nehirin kuzey tarafında Sörperan, Tanyeri ve Çaykomu yörelerinde görülen tabakalı, gevşek yapılı taraçalar, yöre kayaçlarından oluşmuş ve *eski alüvyonlar* olarak tanımlanmışlardır. Buna karşın, Fırat nehirinin bugünkü yatağını oluşturan çakıllar, doğudan batıya doğru geniş yüzeylemeler oluşturur. Ayrıca Fırat nehrinin bazı kollarıda önemli derecede alüvyon bulundurur.

## 4 JEOKİMYA VE PETROLOJİ

### 4.1 BÖLGEDEKİ METAMORFİK KAYAÇLARIN JEOKİMYA VE PETROLOJİSİ

Alpin kuşakta çoğunca ofiyolitler ile yüzeyleme birliği oluşturan, ancak aralarındaki yaş ve kökensel ilişkileri tam olarak açıklığa kavuşmamış olan metamorfik kayaçlar, inceleme alanında ve Erzincan çevresinde yayımlıdır. Daha önceki bölümde de değinildiği gibi, bu metamorfik birimin çalışma sahası içinde kalan kısmının genel görünümü yeşilşist, metadiyabaz ve metasedimentitlerden oluşmuş karmaşık bir seri şeklindedir. Yöre ve çevresinde daha geniş bir alanda yapılan önceki çalışmalar sonucunda metamorfitlerin *epi-mezozon* (Ketin 1950) veya *yeşilşist-amfibolit* fasiyeslerinde (Ataman 1975) geliştiği belirtilmiştir. Bu tür metamorfik kayaçların metamorfizma fasiyesleri ve koşulları yanı sıra, kökensel kayacın petrolojik özellikleri ve jeotektonik konumlarına yönelik sorunlara az da olsa katkıda bulunmak amacı ile petrokimyasal çalışmalara ağırlık verilmiştir.

#### 4.1.1 METAMORFİZMA FASİYESLERİ VE KOŞULLARI

Yukarıda belirtilen amaca koşut olarak, petrolojik ve petrokimyasal çalışmalarda daha çok yeşilşist (özellikle mafik volkanitlerden türemiş) ve metabazitler üzerinde durulmuştur.

Bilindiği gibi suya aşırı şekilde doygun bazaltlar, ilerleyen ısı ve basınç şartlarına bağlı olarak amfibolit, yeşilşist ve glokofan şistleri veya lavsonit-albit-kloritşist ve laumontit-prehmit-kloritşistleri oluştururlar (Winkler 1976).

Yeşilşistlere geçişli olarak görünen inceleme alanı metabazitleri, ilerleyici metamorfizma fasiyesi ve koşulları açısından Japon ada yayındaki Shiojiri (Ryoke kuşağı) ve Central Abukuma bölgeleri metabazitleri ile (Miyashiro 1973) benzerdir. En düşük ısıda birincil plajiyoklazlar ve dokuları az da olsa korunmuştur. Yeniden oluşmuş mineraller, *kuvars*, *klorit*, *kalsit* ve *muskovit* yanında, daha az *albit* ve *epidottur*. Isı artışı ile yeniden kristalleşme tamamlanarak *aktinolit* görünmeye başlar (Şekil 98). Böylece tipik *yeşilşist fasiyesi* (Winkler 1976) geliştirilmiş olur. İlerleyen metamorfizma ile birlikte albit ye-

rini oligoklazaya bırakmaya başlayarak oligoklaz + aktinolit birliği yanı sıra, kahverenkli biyotit (Şekil 97) yaygın duruma geçer. Bu mineral birliği ise yeşilşist fasiyesinden amfibolit fasiyesine doğru geçişi gösterir (Katada 1965, Winkler 1967). Isıdaki daha fazla artış, yeşil hornblendin mineral birliğine katılması ile anlaşılır. Böylece amfibolit fasiyesinin alt sınırına ulaşılmış olunur. Sonuç olarak, düşük dereceli yeşilşist fasiyesinden, orta dereceli amfibolit fasiyesine doğru ilerleyici bir metamorfizmanın varlığı tanıtman mineralleri ile kanıtlanır.

Arazi incelemeleri ve mikroskop çalışmaları sonucunda bölgesel metamorfik kayaların en az ikinci bir metamorfizma fazından (dinamometamorfizma) etkilenmiş olduğu anlaşılmaktadır. Bu ikincil başkalaşım olayı daha çok normal veya bindirme fayları ile birlikte yörenin diğer yapısal özellikleri ile ilişkili olup, gerileyici metamorfizma niteliğinde olduğu düşünülmektedir. Kayacı kateden veya şistozite düzlemlerine paralel uzanan kuvars damarlarında veya boşluklarda gelişmiş olan zeolitler, çok düşük derecedeki ikincil metamorfizma fasiyesini oluşturur.

Mafik kayaların düşük dereceli (yeşilşist) metamorfizmalarındaki tipik mineral birliği :

Zoisit / klinozoisit veya demirce fakir epidot + aktinolit + albit + klorit ± kuvars.

daha düşük ısı şartlarında şu şekilde görülür :

Pumpellit + albit + aktinolit + klorit ± kuvars.

Isının düşmesi ile birlikte, demirce fakir epidot dengede kalamayarak bozulur ve yeni Ca-Al silikatları (lavsonit - laumontit) ve Ca-Al, Mg minerali (pumpelliti) oluşturur (Winkler 1967). İnce kesitlerimizde de saptanan pumpellit + aktinolit + klorit birliği, pumpellit - aktinolit fasiyesi adı ile tanınır (Hashima 1965, Winkler 1967'den). Ayrıca kayacı kateden kuvars damarlarında ve boşluklarda gelişmiş olan heulandit? ve laumontit gibi minerallerde zeolit fasiyesini tamamlar. Zeolit ve zeolit fasiyeslerinin oluşumunda  $PCO_2 - PH_2O$  rolü Zen (1961, Miyashiro 1973'den) tarafından tartışılmış ve aşağıdaki ilişkiler verilmiştir :

Heulandit +  $CO_2$  = kalsit + profillit (veya kaolinit) + kuvars + su

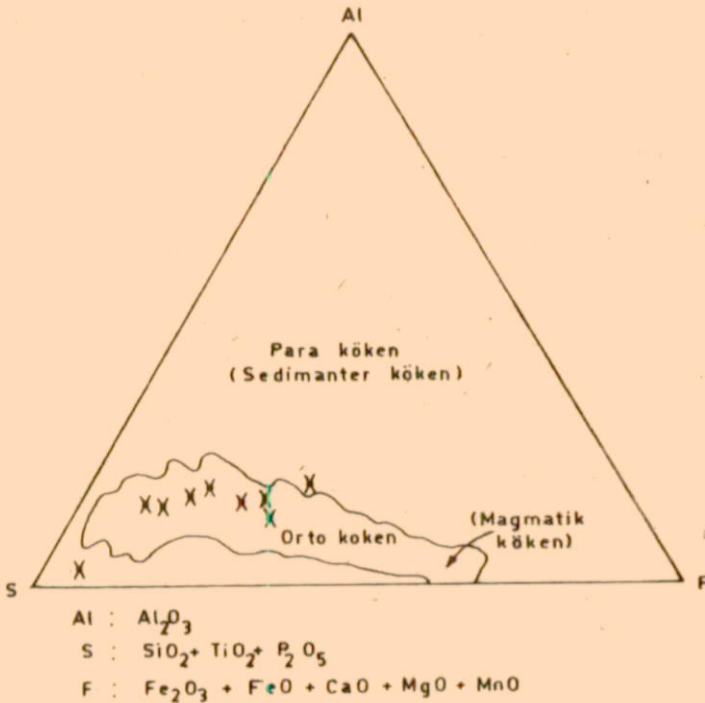
Laumontit +  $CO_2$  = kalsit = profillit (veya kaolinit) +  $H_2O$ .



Görüldüğü gibi yüksek  $PH_2O$  Ca - zeolitlerin oluşumuna yardımcı olurken, yüksek  $PC_2O$  bunları bozarak, kalsit ve alüminyumlu minerallerin oluşumunu sağlar. Bu nedenle yeşilşist fasiyesinde  $PC_2O$  yüksek, zeolit fasiyesinde ise düşüktür.

#### 4.1.2 KÖKEN KAYAÇLARININ OLUŞUM ORTAMLARI

Metamorfik kayaçların ana ve iz elementleri dizelge 2 ve 4'de verilmiştir. Daha önceki bölümde de değinildiği gibi, yeşilşistlerin çoğu arazi ve mikroskop gözlemlerine göre bazik volkanitlerden türemiştir. Bu görüşü Al - S - F diyagramı da (Ossann diyagramı; Ayan 1973'den) doğrulamaktadır (Şekil 20).



Şekil 20 Bölge metamorfik kayaçlarının Al - S - F diyagramındaki yerleri.

	65	97	100	114	345	59	110	332	347
SiO <sub>2</sub>	47.80	50.10	53.90	40.65	47.80	62.20	69.20	90.34	63.70
TiO <sub>2</sub>	1.52	0.51	1.20	2.18	1.06	0.77	0.52	0.09	0.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.60	12.30	15.00	17.00	13.15	14.15	12.80	2.59	11.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.60	2.50	5.35	10.90	4.50	1.20	1.30	3.24	1.45
FeO	11.65	4.20	4.25	7.75	2.30	5.60	3.70	0.45	3.95
MnO	0.27	0.20	0.41	0.36	0.10	0.13	0.08	0.02	0.11
MgO	1.90	5.00	4.65	4.20	2.15	5.10	1.15	0.27	3.40
CaO	5.40	10.40	3.60	7.05	17.85	1.75	4.45	0.69	4.00
Na <sub>2</sub> O	0.03	2.60	5.65	2.65	0.10	1.80	2.10	0.00	2.10
K <sub>2</sub> O	1.20	1.40	0.14	2.05	0.15	2.75	1.10	0.85	2.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.54	0.59	0.17	0.40	0.23	0.20	0.14	0.15	0.21
H <sub>2</sub> O	5.50	4.00	3.75	4.60	5.60	4.10	2.90	0.70	3.20
CO <sub>2</sub>	3.70	5.98	1.87	0.55	4.90	0.50	0.38	0.43	2.11
Toplam	99.71	99.78	99.41	100.34	99.89	100.25	99.82	99.82	99.51

Dizelge 2 Yeşilışt ve metadiyabazların % ağırlık olarak ana element analizleri.

59: Yeşilışt (Kulokomu köyünün 4 km güneydoğusu), 65: Yeşilışt (Kulokomu köyünün 3 km güneydoğusu), 97: Yeşilışt (Karacalar köyünün 2 km kuzeyi), 110: Yeşilışt (Karacalar köyünün 3 km kuzeybatısı), 114: Yeşilışt (Hınzoru köyünün 1 km doğusu), 332: Yeşilışt (Abge köyünün 1 km güneybatısı), 347: Yeşilışt (Güzikendüzü mezrası), 100: Metadiyabaz (Karacalar köyünün 2 km batısı), 345: Metadiyabaz (Güzikendüzü mezrası).

	65	97	100	114	345	59	110	332	347
Q	34.30	15.52	10.46	0.00	23.78	28.03	40.69	86.82	31.34
C	11.30	2.87	3.75	0.00	-	6.67	1.28	1.77	3.54
OR	7.09	8.27	0.83	12.11	0.89	16.25	6.50	5.02	16.25
AB	0.25	22.00	47.81	22.42	0.85	15.23	17.77	0.00	17.77
AN	-0.13	9.93	4.92	28.44	34.99	4.21	18.76	-0.28	5.13
WO	0.00	0.00	0.00	0.19	6.20	0.00	0.00	0.00	0.00
DI	0.00	0.00	0.00	0.14	5.36	0.00	0.00	0.00	0.00
FS	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
WO	-	-	-	-	2.60	-	-	-	-
HY	4.73	12.46	11.58	3.76	0.00	12.71	2.87	0.67	8.47
EN	13.11	5.18	2.16	0.82	0.00	8.26	5.01	0.00	5.14
FS	0.00	0.00	0.00	4.60	0.00	-	-	-	-
FO	0.00	0.00	0.00	1.11	0.00	-	-	-	-
FA	0.00	0.00	0.00	15.80	4.67	-	-	-	-
MT	11.02	3.62	7.76	4.14	2.01	1.74	1.88	1.25	2.10
IL	2.89	0.97	2.28	4.14	1.28	0.00	0.99	0.17	1.29
HM	0.00	0.00	0.00	0.00	1.28	0.00	0.00	2.37	-
AP	1.28	1.40	0.40	0.95	0.54	0.47	0.33	0.36	0.50
CC	8.42	13.60	4.25	1.25	11.15	1.14	0.86	0.98	4.80
H <sub>2</sub> O	5.50	4.00	3.75	4.60	5.60	4.10	2.90	0.70	3.20
Toplam	99.75	99.82	99.96	100.37	99.91	100.27	99.84	99.84	99.53

Dizelge 3 Yeşilşist ve metadiyabazların CIPW normları (sulu). Simgeler dizelge 2 de olduğu gibi.

	65	97	100	114	345	59	100	332	347
Li	28	25	14	28	-	46	10.5	-	46
Nb	29	0	0	21	0	4	0	0	9
Zr	264	41	65	211	130	156	50	24	198
Y	126	14	11	38	24	16	34	3	18
Sr	63	199	41	3409	76	10	45	0	96
U	4	0	0	3	0	0	0	0	0
Rb	48	15	0	80	0	115	7	14	95
Th	13	0	0	0	0	0	0	0	2
Pb	37	0	0	14	0	12	10	4	26
Ga	26	5	5	19	14	14	7	0	12
Zn	254	62	63	225	42	109	89	4	83
Cu	32	109	87	119	0	48	7	20	17
Ni	0	0	39	43	19	209	6	8	51
Co	23	16	43	73	0	37	2	2	14
Cr	0	0	95	29	247	249	6	4	102
V	66	325	241	516	337	158	0	41	106
Ce	23	0	0	88	0	82	0	0	58
Nd	30	0	0	48	0	27	0	0	18
Ba*	220	236	30	440	73	368	176	108	291
Ba	236-	266	18	483	129	337	151	94	259
La	20	2	7	47	5	47	0	0	36
Sc	29	13	51	37	35	19	17	0	11
S	0	0	0	0	96	0	0	0	0
Toplam	1343	1077	786	5511	1126	1709	455.5	225	1271

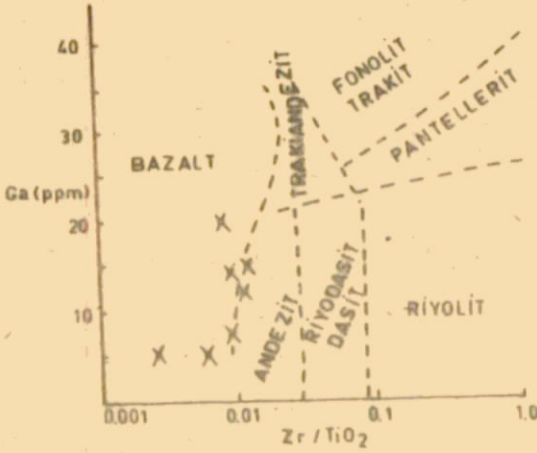
Dizelge 4 Yeşilşist ve metadiyabazların iz element analizleri (ppm).  
Simgeler dizelge 2 de olduğu gibi.

Mafik kayalardan türediği düşünölen yeşilşistler bu diyagramda *orto köken* alanına düşmektedir. Fakat aynı örnekler C - Al - Alk diyagramında *para kökeni* vermektedir (Şekil 21). Ancak Osan'nın C - Al - Alk diyagramı asit ve nötr kayalarda iyi netice vermesine karşın, bazik kayalarda yalnız sonuçlar verdiği de vurgulanmaktadır (Ayan 1973). Örneğın metamorfizma geçirmiş olan bir kireçtaşı, bu diyagramda C noktasına en yakın bir yerde bulunması gerekir. Böylece, para kökenli (sedimenter köken) bir kayaç orto köken (magmatik köken) alanında kalmış olur.

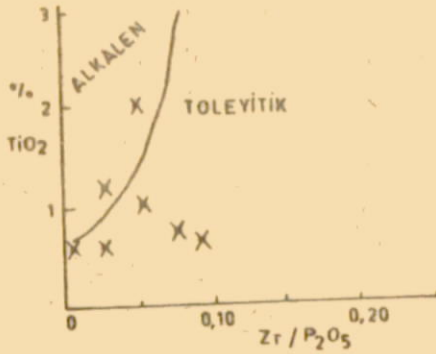
Pierce ve Cann (1973), Winchester ve Floyd (1976, 1977) bazik volkanik kayaların metamorfizmaları sırasında,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , Zr, Rb, Nb, Ga ve Y gibi elementlerin oldukça hareketsiz kaldıklarını ileri sürmüşlerdir. Metabazitlerin ve bunlardan türeyen yeşilşistlerin köken kayalarının oluşum ortamına geçmeden önce, ait oldukları kayaç ve magma tiplerini saptamak gerekir. Ga - Zr /  $TiO_2$  diyagramında (Winchester ve Floyd 1977)



Şekil 21 Bölge metamorfik kayalarının C - Al - Alk diyagramındaki konumları

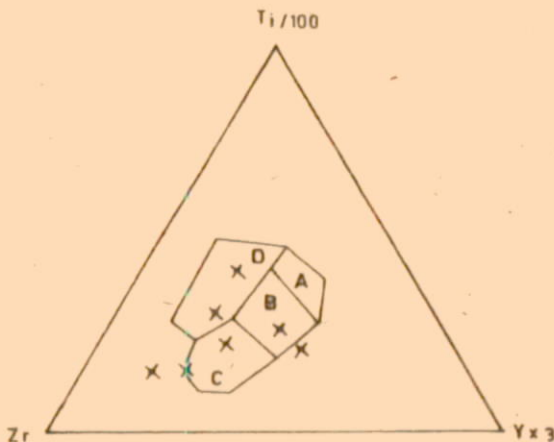


Şekil 22 Bölge metamorfik kayaçlarının Ga - Zr / TiO<sub>2</sub> diyagramındaki (Winchester ve Floyd 1977) dağılımları.



Şekil 23 Bölge metamorfik kayaçlarının TiO<sub>2</sub> - Zr / P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diyagramındaki (Winchester ve Floyd 1977) dağılımları.

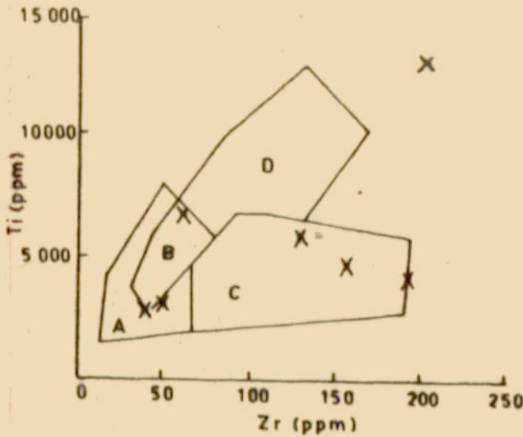
metamorfik kayaçların büyük bir kısmı bazalt alanında kalıp, az bir kısmında andezitlere doğru geçiş gösterir (Şekil 22).  $TiO_2 - Zr / P_2O_5$  diyagramında ise (Winchester ve Floyd 1977) mafik kayaçlardan 5'inin toleyitik, diğer 2'sinin de alkali netelikte olduğu anlaşılır (Şekil 23). Ancak bu diyagramda kalk-alkali kayaçlar içerilmediğinden aynı örnekler  $Ti / 100 - Zr - Y \times 3$  diyagramına (Şekil 24) yerleştirilmiştir.



Şekil 24 Magmatik kökenli bölge metamorfik kayaçlarının  $Ti - Zr - Y$  diyagramındaki (Pearce ve Cann 1973) yerleri. Okyanus tabanı bazaltları B, ada yayları bazaltları A ve B; kalk-alkali bazaltlar B ve C ve plaka içi bazaltları D.

Bu diyagramda görüleceği gibi kayaçların dağılımı belirgin bir magma tipini ve oluşum ortamını açık şekilde belirtmez. Oysa,  $Ti - Zr$  diyagramında (Şekil 25) çok daha dar alanda toplanan örnekler ada yaylarına özgü düşük potasyumlu toleyitikleri ve kalk-alkali bazaltları daha belirgin olarak yansıtmaktadır.

Öte yandan ilksel istiflenmesi volkanosedimanter bir oluşuğu anımsatan metamorfik karmaşığın sedimantolojik ortam açısından denestirilmesi yapıldığında, karadan uzak okyanus ortası sırttan çok, karaya daha yakın bir çökeltme ortamını belirttiği anlaşılır (radiyolarit, kireçtaşı ve kumtaşlarının oldukça yaygın olarak ara katmanlar halinde bulunması). Sonuç olarak yöre metamorfikleri ile ofiyolitlerin aynı jeolojik ortamda geliştikleri ortaya çıkar. Ancak yaş ilişkileri hakkında yeterli veri yoktur.



Şekil 25 Magmatik kökenli bölge metamorfik kayaçlarının Ti - Zr diyagramındaki (Pearce ve Cann 1973) yerleri. Okyanus tabanı bazaltları D ve B, ada yaylaları bazaltları A ve B ve kalk-alkali bazaltlar C ve B.

## 4.2 OFİYOLİTİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ

Bölgedeki ofiyolitlerin jeokimyasına girmeden önce, bu tür kayaçların doğrudan ilişkili olduğu levha hareketleri ve buna bağlı olarak gelişen magmatizmaya ait bazı genel bilgilerin anlatılması düşünülmüştür.

### 4.2.1 MAGMATİZMA VE PALAKA HAREKETLERİ HAKKINDA BAZI GENEL BİLGİLER

Eski levha sınırları ve bunları belirleyen ofiyolitik kuşaklar, halen çoğu araştırmacının plaka tektoniği kuramı kapsamındaki çalışma konularıdır. Özellikle ofiyolitlerin kökeni ve oluşum ortamları gibi sorunların çözümünde arazi incelemelerinin tamamlayıcısı olarak yapılan jeokimyasal çalışmalar, son yıllarda büyük bir önem kazanmıştır.

Güncel volkanizma ile plaka hareketleri arasındaki ilişkinin saptanmasından sonra, ofiyolitik karmaşıklardaki bazik ve



ve diğer volkanitler, ofiyolitlerin olduğu tektonik düzenin anlaşılmasında ultrabazik ve plütonik kayalara oranla çok daha fazla bir ilgi çekmiştir. Bu volkanik kayalar, eklenir ve harcanır plaka kenarları, plaka içi sıcak noktaları ve kıtasal levhaların çarpışma yeri olan eklem zonlarının tanınmasında önemli rol oynarlar. Bazı durumlarda da plaka hareketlerinin miktarı hakkında bilgi sağlayabilirler (Pearce 1975).

Eklenir plaka kenarlarında oluşmuş volkanik kayalar, okyanus tabanı bazalt serisine ait olup çoğunca toleyitik bileşimlidir. Fakat yatay gerilmelerin etmen olduğu bu tür okyanus ortası sistemlerinde alkalen kayalar (Melson 1967) ve andezitler (Hart 1971) az da olsa bulunabilmektedir. Ayrıca bu tip magmanın kenar basenlerde de oluştuğu bilinmektedir (Hart ve diğerleri 1972).

Okyanus adalarına ve kıtasal riftleşmeye karşılık gelen plaka içi toleyitik ve alkalen volkanik kayaların mantonun yükselmesi ile oluşan sıcak noktaları belirttiği ileri sürülmektedir (Wilson 1965, Morgan 1971). Hawai şeklindeki bu tür okyanusal volkanizmalar gerilim boşalmaları ile oluşmakta (Menard 1964, Green 1971) ve volkanik adaların alt seviyelerindeki toleyitik magma üste doğru bölümlenme ile alkalen bazaltları oluşturmaktadır (Green ve Ringwood 1967, Green 1971).

Harcanır plaka kenarlarında erüpsiyon yapmış volkanik kayalar başlıca ada yayı toleyitleri, kalk-alkali bazalt birliği ve şosonitler olmak üzere 3 grupta toplanırlar (Jakes ve White 1972). Bu 3 magma tipinin zaman ve bölgeye bağımlı, birbirleri ile geçişli olarak geliştiği görülür. Toleytik birlik çoğunca bazaltik olup, en erken volkanik ark erüpsiyonunu oluşturur (Jakes ve Gill 1970, Ewart ve Bryan 1972). Bu kayalar okyanus kabuğu üzerinde gelişirler. Kalk-alkali serisinin en yaygın volkanik kayaları andezitlerdir. Bunlarda ya toleyitlerden sonra veya okyanus çukurundan daha uzakta, kıtasal kabuk üzerinde faaliyet gösterirler. Bazaltik kayaların egemen olduğu şosonitik seri ise okyanus çukurundan en uzakta ve olasılıkla ada yaylarının en son erüpsiyonunu oluşturur.

Sugusaki (1972) kapanma oranları 2,5 cm / Sene'nin üstünde olan plaka hareketlerinin andezitik magmayı; 2,5-0 cm / Sene arasındaki kapanmanın ise alkalen magmayı geliştirdiğini ileri sürmektedir.

Sırt eksenlerindeki yayılma miktarı okyanus tabanı bazaltlarının kimyası ile saptanabilir. Bass (1971) daha hızlı yayılan

okyanus ortası sırtlardaki bazaltların, yavaş yayılımlı sırtlardaki bazaltlara oranla daha düşük Al ve daha fazla silis doygunluğu gösterdiklerini belirtir.

Scheidegger (1973) plajiyoklaz fenokristallerinin yayılma hızı ile ters orantılı olduğunu saptamış ve bunun yanı sıra yavaş ve hızlı yayılımlı sırtlardaki bazaltları, faktör analizi kullanılarak ayırt etmiştir.

Nisbet ve Pearce (1973) ise  $TiO_2$  ile yayılma hızı arasında ayrılmış kayaçlarda dahi geçerli olan bir ilişki bulmuştur.

#### 4.2.2 OFİYOLİTLERİN SINIFLANDIRILMASINA AİT BAZI GENEL BİLGİLER

Ofiyolitlerin en üst kaya birimlerinden olan bazaltlar jeokimyasal özellikleri ile oluştukları ortamın jeotektonik konumu hakkında bilgi sağlarlar.

Abisal toleyitleri ve ada yaylarının toleyit, kalk-alkali ve sositik kayaçları için ayırtman olan iz element verileri Jakes ve Gill (1970), Jakes ve White (1972) tarafından derlenmiştir.

Pearce ve Cann (1971,1973)  $Tl$ ,  $Zr$ ,  $Y$ ,  $Nb$  ve  $Sr$  gibi elementlerin çoğu kez yukarıda belirtilen magma tiplerini ve oluşum ortamlarını ayırt edici rol oynadıklarını belirtmişlerdir. Bu elementlerin ayrışma ve amfibolit fasiyesi alt sınırına kadar olan metamorfizma şartlarında dahi duraylı kaldıkları belirtilmiştir (Cann 1970). Genellikle nadir elementler ve  $Cr$  duraylı bir kimyasal davranış gösterirken (Bloxam ve Lewis 1972),  $Sr$  albitleşme ve büyük ayrışma sırasında hareketli olabilmektedirler (Pearce ve Cann 1973).

Ofiyolitlerin kökenini saptamak amacı ile Pearce ve Cann (1973) tarafından önerilen diyagramlarda, okyanus tabanı bazaltlarının ada yayı bazaltları ile karışmış olduğunu öne süren Miyashiro (1975), ofiyolitleri bazaltik kayaçların ana elementleri yanı sıra  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $V$ ,  $Ba$  ve  $Sr$  kapsamlarına göre 3 sınıfa ayırmıştır. Miyashiro'ya göre birinci sınıf ofiyolitler kalk-alkali ve toleyit dizileri volkanik kayaçlarını kapsarlar ve daha çok ada yayı çevresinde gelişirler. İkinci sınıf ofiyolitler, toleyitik seri volkanik kayaçları ile tanınırlar. Bunların bazıları olasılıkla okyanus ortası sırtlarda, bazıları da ada yaylarında oluşmuşlardır.

Üçüncü sınıf ofiyolit karmaşıkları, toleyit ve alkali volkanik seri kayaçları ile diğerlerinden ayrılır. Bu tür ofiyolitler bazı sıcak nokta adalarındaki ve duraylı kıtalardaki bazı volkanik kayaçlar ile belirgin bir kimyasal benzerlik gösterirler.

#### 4.2.3 ULTRAMAFİK KAYAÇLARIN JEOTEKTONİK ÖNEMİ

Volkanik kayaçların sınıflamasına benzer bir diğer sınıflamada ultramafik kayaç birliği için önerilmiştir (Wyllie 1967, 1969, 1970, Moores 1973). Tektonik sınıflamaya göre :

- 1- Tabakalı gabro - norit - peridotit birliği genellikle eklenir plaka kenarlarında;
- 2- Merkezi zonlanma gösteren dünit - peridotit intrüzyonları ve büyük batolitik karmaşıklardaki küçük ultramafik intrüzyonlar, olasılıkla harcanır plaka kenarlarında;
- 3- Ultramafik lavlar ve birlikteki intrüzyonları çoğunca Ar-keen sahalarında bilinmeyen tektonik konumlarda;
- 4- Alpin peridotitleri eklenir ve harcanır plaka kenarlarında;
- 5- Nodüller ve alkali kayaçlara eşlik etmiş olan diğer ultramafitler bazen plaka ortası oluşumları, bazen de volkanik sahalar altındaki manto malzemeleri olarak bulunurlar.

#### 4.2.4 ERZİNCAN - TANYERİ OFİYOLİTLERİNİN JEOKİMYA VE PETROLOJİSİ

Yöre ofiyolitli karmaşığı içerisindeki bazı volkanitler ultramafik ve diğer plütonik kayaçlara oranla çok daha geniş yayımlıdır. Diğer yandan volkanik kayaçların ofiyolitlerin sınıflamasındaki önemleri dikkate alınarak volkanitlerin jeokimya ve petrolojisi ayrı olarak ele alınmış ve diğer birimlerle oranla daha ayrıntılı incelenmiştir.

##### 4.2.4.1 VOLKANİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASI

Kuzeydoğu Anadolu ofiyolit kuşağının inceleme bölgesindeki volkanik kayaçlarına ait 10 adet örneğin ana ve iz element analizleri dizelge 5 ve 7'de verilmiştir. Bunlardan 8 tanesi spilitik ve bazaltik kayaçlara, 2 tanesi ise riyolitik dayk-

	41	46	134	136	203	264	290	328
SiO <sub>2</sub>	47.30	46.90	50.20	49.10	55.50	48.70	52.70	50.10
TiO <sub>2</sub>	0.73	1.16	1.08	1.78	0.65	0.47	0.30	1.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.90	12.30	14.00	14.70	16.00	16.60	14.75	11.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.10	2.95	2.70	8.45	4.85	4.90	4.10	2.50
FeO	4.00	7.15	6.70	4.10	5.00	2.50	4.95	5.95
MnO	0.15	0.25	0.18	0.18	0.16	0.14	0.12	0.20
MgO	5.65	7.10	7.05	3.65	3.25	2.25	7.25	9.15
CaO	12.80	16.85	9.55	8.10	5.90	11.45	6.30	11.35
Na <sub>2</sub> O	3.00	0.30	4.10	2.90	2.75	4.50	5.05	2.15
K <sub>2</sub> O	0.30	0.02	0.08	0.80	1.00	0.09	0.04	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.22	0.16	0.26	0.15	0.15	0.10	0.14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.65	4.25	3.70	4.75	4.20	4.15	3.60	5.05
CO <sub>2</sub>	2.52	0.11	0.37	1.30	0.12	3.90	0.15	0.15
Toplam	100.25	99.56	99.87	100.07	99.53	99.80	99.41	99.98

Dizelge 5 Tanyeri ofiyolitlerine ait bazalt ve spilitleşmiş bazaltların % ağırlık olarak ana element analizleri. 41: Spilitleşmiş bazalt (Mutu'nun 3 km güneydoğusu), 46: Spilitleşmiş bazalt (Mutu'nun 3 km güneyi), 134: Spilitleşmiş bazalt (Mutu'nun 3 km doğusu), 136: Spilitleşmiş bazalt (Mutu), 203: Spilitleşmiş bazalt (Mutu'nun 1 km güneybatısı), 264: Spilitleşmiş bazalt (Şenek köyü), 290: Spilitleşmiş bazalt (Brastik köyü), 328: Bazalt (Mutu'nun 2 km kuzeybatısı).

	41	46	134	136	203	264	290	328
Q	3.54	5.75	0.00	11.86	16.94	6.73	0.00	3.52
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	-	-	-
OR	1.77	0.12	0.47	4.73	5.91	0.53	0.24	0.83
AB	25.38	2.54	34.69	24.54	23.27	38.08	42.73	18.19
AN	26.30	32.16	19.56	24.73	27.53	24.83	17.46	22.41
WO	8.47	20.59	10.20	2.31	0.00	2.64	5.09	13.38
DI	6.54	12.73	6.42	2.00	0.00	2.28	3.58	9.31
FS	1.02	6.65	3.15	0.00	0.00	0.01	1.08	2.96
WO	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00
HY	7.54	4.96	6.00	7.10	8.10	3.33	13.72	13.49
EN	1.18	2.59	2.95	0.00	4.40	0.02	4.12	4.29
FS	0.00	0.00	3.60	0.00	0.00	0.00	0.53	0.00
FO	0.00	0.00	1.95	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00
OL	0.00	0.00	3.91	8.64	7.03	7.10	5.94	3.62
FA	7.39	4.28	2.05	3.38	1.23	0.89	0.57	2.28
MT	1.39	2.20	0.00	2.49	0.00	0.00	0.00	0.00
IL	0.00	0.00	0.00	0.62	0.35	0.36	0.24	0.33
HM	0.36	0.52	0.38	2.96	0.27	8.87	0.34	0.34
AP	5.73	0.25	0.84	4.75	4.20	4.15	3.60	5.05
CC	3.65	4.25	3.70	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O	100.27	99.58	99.89	100.09	99.55	99.82	99.42	100.00
Toplam								

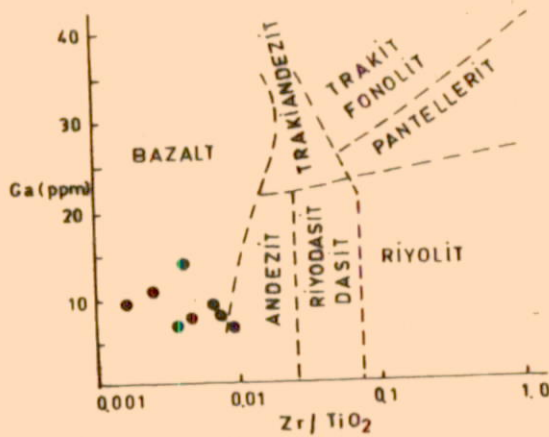
Dizelge 6 Tanyeri bazalt (328) ve spilitleşmiş bazaltlarının CIPW normları (sulu). Simgeler dizelge 5'de olduğu gibi.

	41	46	134	136	203	264	290	328
Li	10	-	-	-	10	10	14	-
Nb	0	0	0	2	0	0	0	0
Zr	62	109	82	117	29	29	30	30
Y	20	19	22	25	7	2	2	11
Sr	155	107	115	195	406	129	153	87
U	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	0	0	0	11	6	0	0	0
Th	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	2	0	0	0	0	0	0	7
Ga	9	8	8	14	11	7	6	9
Zn	59	66	62	97	77	74	66	63
Cu	64	59	54	34	61	104	51	128
Ni	139	34	113	34	0	0	74	70
Co	28	31	37	48	19	3	34	38
Cr	378	172	286	43	0	4	125	397
V	310	409	288	396	305	388	220	102
Ce	0	0	0	0	0	0	0	0
Nd	0	0	0	2	0	0	0	0
Ba*	11	8	14	104	213	12	39	23
Ba	42	55	22	114	241	42	52	0
La	4	17	7	22	3	0	0	0
Sc	37	42	37	45	38	26	46	47
S	79	615	549	52	0	0	0	0
Toplam	1383	1718	1676	1246	1199	804	866	1001

Dizelge 7 Tanyeri ofiyolitlerine ait bazalt (328) ve spilitleşmiş bazaltik kayaların iz element analizleri (ppm). Simgeler dizelge 5'de olduğu gibi.

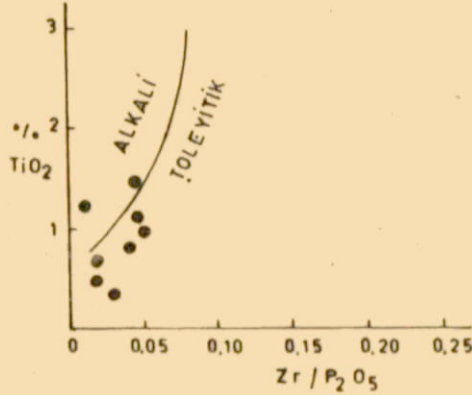
lara aittir. Mafik kayaçların mikrostopik gözlemleri yanı sıra, kimyasal bileşimlerine göre de sınıflamaları yapılmıştır. Bazaltik kayaçlardaki okyanus tabanı metamorfizması ve spilitleşme dikkate alınarak, sınıflamada bu tür başkalaşım olaylarından oldukça fazla etkilenen ana elementlerin yanı sıra, iz elementlerin de kullanılmasına özen gösterilmiştir.

Ga - Zr /  $TiO_2$  diyagramında (Şekil 26) mafik kayaçların büyük bir çoğunluğu yarı alkalen ve alkalen bazalt bölgesine yerleşmiş, yalnız bir tanesi (290) bazaltlardan andezit bölgesine geçiş göstermiştir.

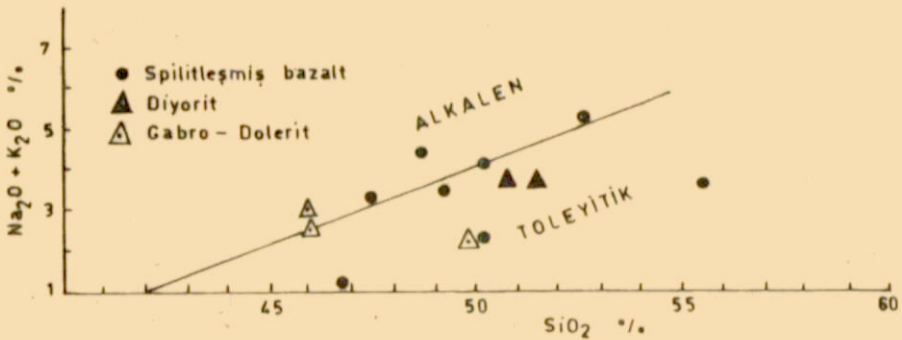


Şekil 26 İnceleme alanındaki spilitleşmiş bazaltik kayaçların Ga - Zr /  $TiO_2$  diyagramındaki (Winchester ve Floyd 1977) dağılımları.

Bazaltik kayaçların ait oldukları magma türünü saptamak amacıyla Macdonald ve Katsura'nın (1964)  $Na_2O + K_2O - SiO_2$ ; Winchester ve Floyd'un (1977)  $TiO_2 - Zr / P_2O_5$  diyagramları (Şekil 27) kullanılmıştır. Alkali-silis diyagramında (Şekil 28) bir kısım örnekler toleyitik alana düşerken bir kısmı da düşük dereceli başkalaşım olayları geçirerek alkali kısma geçiş göstermişlerdir (264, 290, 241). Nitekim alkali görünümlü bu örnekler  $TiO_2 - Zr / P_2O_5$  diyagramında (Şekil 27) toleyitik alanda yer aldığı gibi, 264 ve 290 nolu örnekler magmatizma sonrası ayrışma veya başkalaşım (metamorfizma) geçirmiş volkanik kayaçların yer aldığı V-V eğrisi (Miyashiro 1975) üzerindeki alan içinde kalırlar (Şekil 29). Nb içerikleri ( $< 3$  ppm) ve Y/Nb oranları da ( $> 8$ ), spilitleşmiş bazaltların alkalen özelliği (Pearce ve Cann 1973) gösterir niteliktedir.

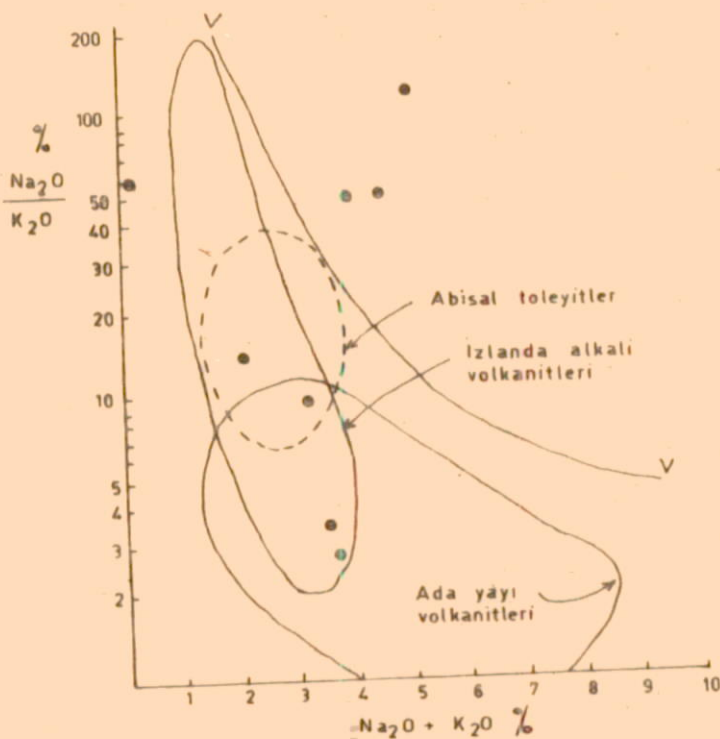


Şekil 27 İnceleme alanı spilitleşmiş bazaltik kayaçlarının TiO<sub>2</sub> - Zr / P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diyagramındaki (Winchester ve Floyd 1977) dağılımları.



Şekil 28 Spilitleşmiş bazalt, gabro ve diyoritlerin alkali-silis diyagramındaki (Macdonald ve Katsura 1964) yerleri.

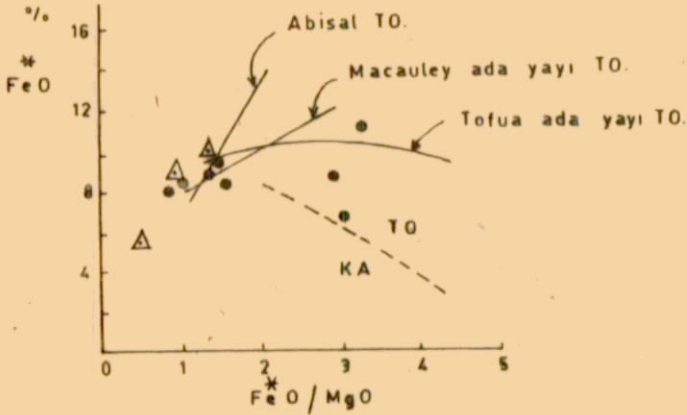




Şekil 29 Spilitleşmiş bazaltik kayaçların ayrışma veya başkalaşım derecelerini gösteren V-V diyagramındaki (Miyashiro 1975) yerleri.

Macdonald ve Katsura (1964) diyagramında kalk - alkali ve toleyit dizileri aynı alana karşılık geldiği için, bu sınır daha çok alkali ve alkali olmayanların ayrılmasında kullanılır.

Toleyitik ve kalk - alkali dizilerin ayrılmasında kullanılan  $\text{Fe}^*/\text{MgO} - \text{Fe}^*$  (Miyashiro 1975) diyagramında (Şekil 30)  $\text{Fe}^*/\text{MgO}$  oranları 2'den büyük olan spilitik kayaçların toleyitik olduğu görülmüştür (264, 203, 136). Diğer kayaçların  $\text{Fe}^*/\text{MgO}$  oranları 2'den küçük olduğu için, ayırt edici sınır bu kayaçlar için geçersizdir. Toleyit ve kalk - alkalilerin ayrımında kullanılan bir diğer diyagramda  $\text{Fe}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$  diyagramıdır (Miyashiro 1975).

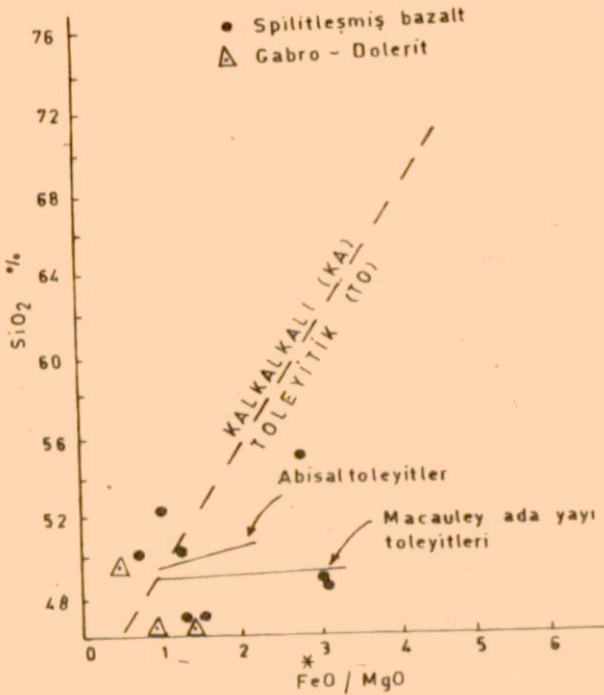


Şekil 30  $FeO - FeO / MgO$  diyagramında (Miyashiro 1975) spilitik kayaların dağılımı.

Bu diyagramda bazaltik (323) ve spilitik (290) iki örnek kalk - alkali, diğer 6 örnek toleyitik alandayer almıştır (Şekil 31).

Th / U oranı abisal toleyitler ile alkali bazaltları biri birinden ayırmak için önemli bir kriter olarak kullanılır. Tatsumoto (1978) abisal toleyitlerin düşük Th / U içeriklerinin 0.65 - 3 arasında değiştiğini, oysa alkali bazaltların Th / U oranlarının 3.3'den büyük olduğunu belirtir. Buna göre Th / U içerikleri < 3.3 olan Tanyeri bazaltik ve spilitik kayalarının alkali özellikte olmadığı pekiştirilmiş olur.

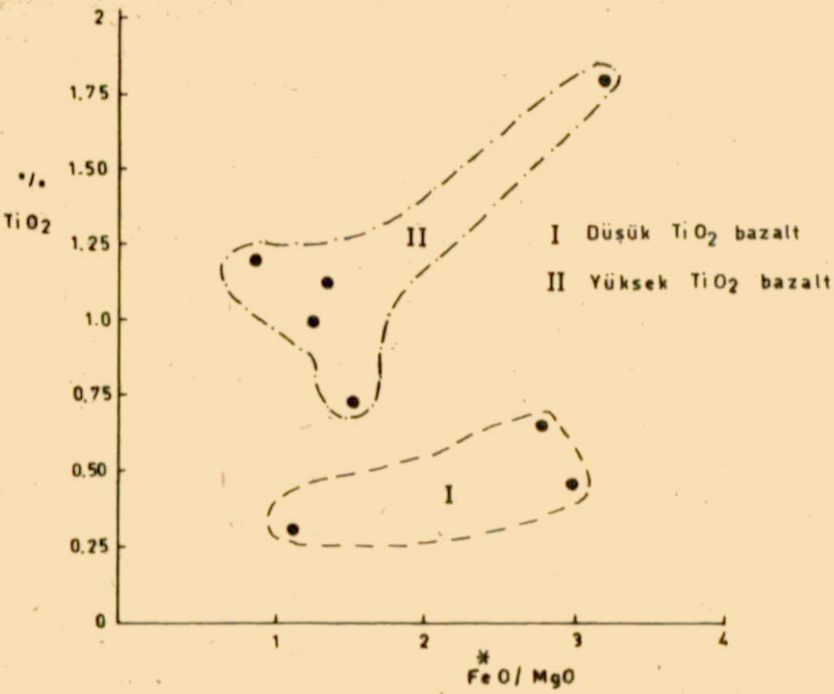
Humphries ve Thompson (1977) okyanusal bazaltlardaki Tl, P, Ni, Cr, Zr, Y ve  $FeO / MgO$ 'nın başkalaşım olaylarından oldukça az etkilenecek, ait oldukları magmanın özelliklerinin saptanmasında güvenceli olarak kullanılabilirliğini göstermiştir. Tanyeri spilitik - bazaltik kayaların  $TiO_2$  içerikleri % 0.30 - 1.78 arasında geniş bir alanda değişmektedir. Bu nedenle % 0.30 - 0.65  $TiO_2$  içerikli olanlar I. grup; % 0.73 - 1.78  $TiO_2$  içerikli olanları da II. grup altında toplanmışlardır (Şekil 32). Genellikle I. grup bazaltlar düşük, II. grup bazaltlar ise yüksek  $TiO_2$ 'li bazaltlar olarak adlandırılır (Coish ve Church 1979).



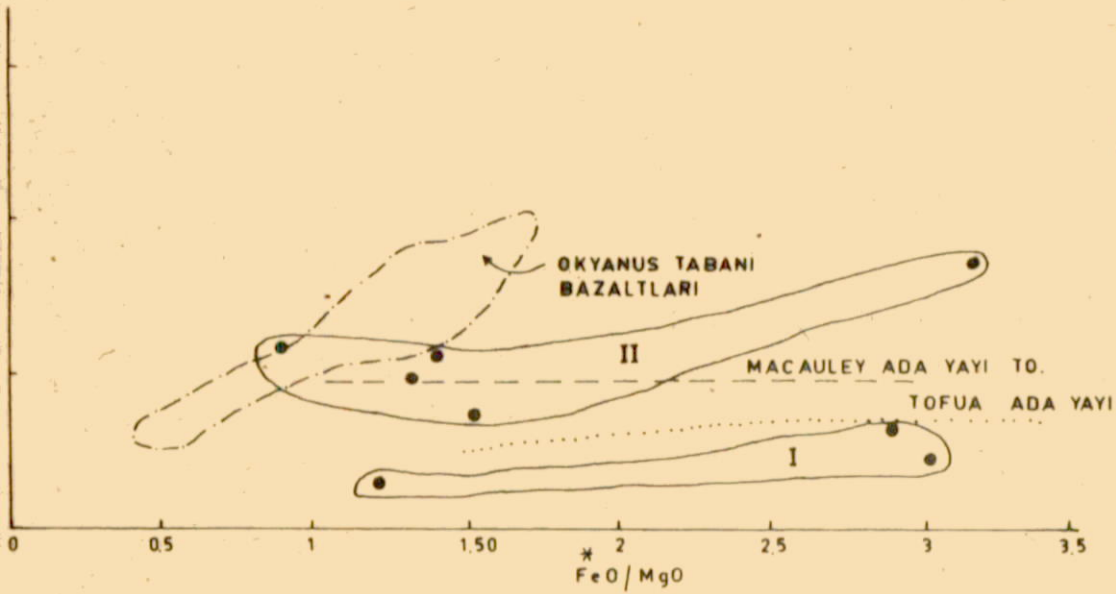
Şekil 31 FeO / MgO - SiO<sub>2</sub> diyagramında (Miyashiro 1975) spilitleşmiş bazalt, gabro ve diyoritik kayaçların dağılımı.

#### 4.2.4.1.1 FeO / MgO - TiO<sub>2</sub> DEĞİŞİMİ

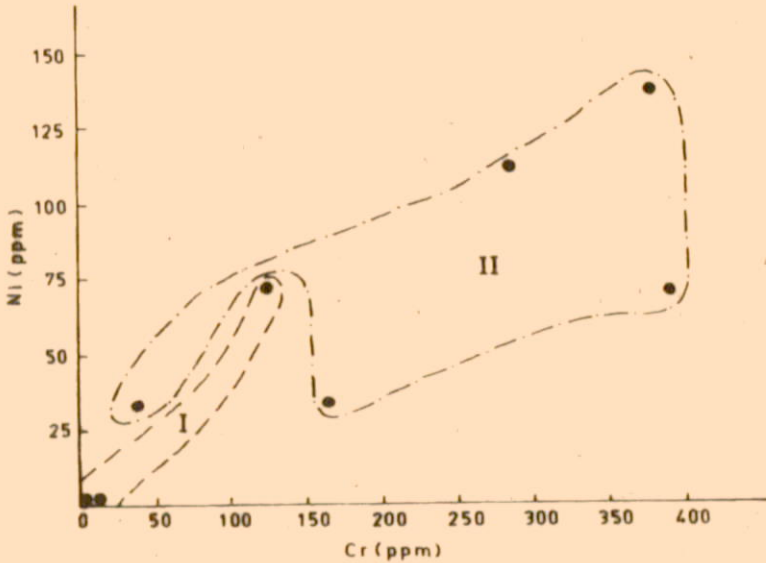
Köken magmanın tikel (fractional) kristalleşmesi, o magmaya ait kayaç dizisini verir ve tikel kristallenmedeki gelişmenin derecesi magmanın FeO / MgO oranındaki artış ile ölçülebilir (Miyashiro 1975). FeO / MgO - TiO<sub>2</sub> diyagramında I. ve II. grup Tanyeri spilitik - bazaltik kayaçları ayrı bölgelerde toplanırlar. Yüksek TiO<sub>2</sub> içerikli II. grup bazaltların çok daha az TiO<sub>2</sub> içeren I. grup kayaçlardan tikel kristallenme ile gelişmediği bir gerçektir. Çünkü TiO<sub>2</sub>'deki büyük artışa karşı (0.30 - 1.78), FeO / MgO oranı hemen hemen sabit kalmıştır (3.07 - 3.20). Ancak diyagramda da görüleceği gibi (Şekil 32) her iki grup kendi içerisinde bir tikel kristallenme doğrultusu göstermektedir.



Şekil 32 Tanyeri splitik-bazaltik kayaların TiO<sub>2</sub> içeriklerine göre gruplandırılması.



Şekil 33 TiO<sub>2</sub>-FeO/MgO diyagramında (Coish ve Church 1979) Tanyeri splitik bazaltik kayaların okyanus tabanı ve ada yayları bazaltları (Miyashiro 1975) ile karşılaştırılması.



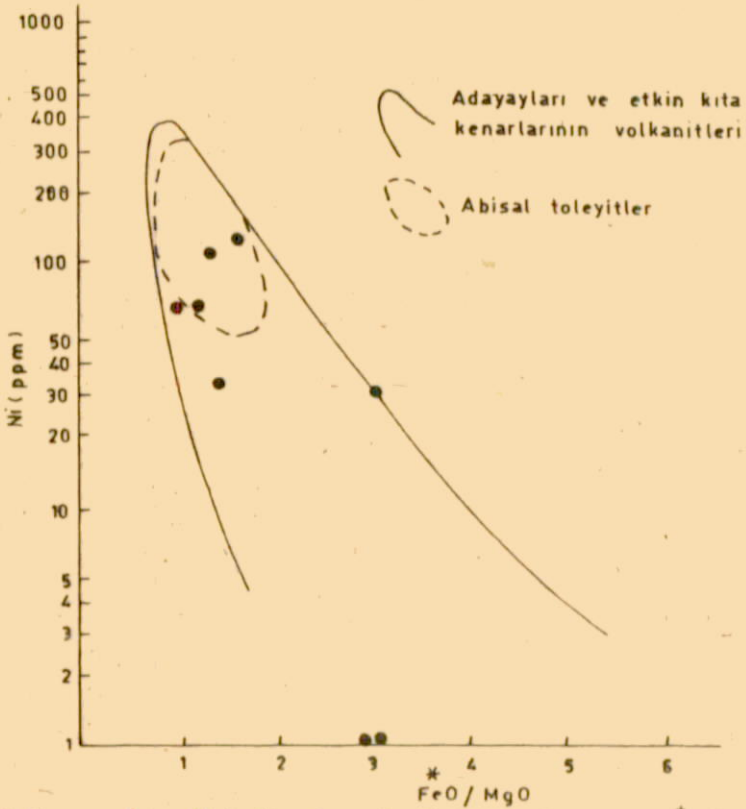
Şekil 34 I. grup (düşük TiO<sub>2</sub>) ve II. grup (yüksek TiO<sub>2</sub>) spilitik-bazaltik kayalarda Ni-Cr ilişkisi.

#### 4.2.4.1.2 <sup>\*</sup> FeO / MgO - Ni DEĞİŞİMİ

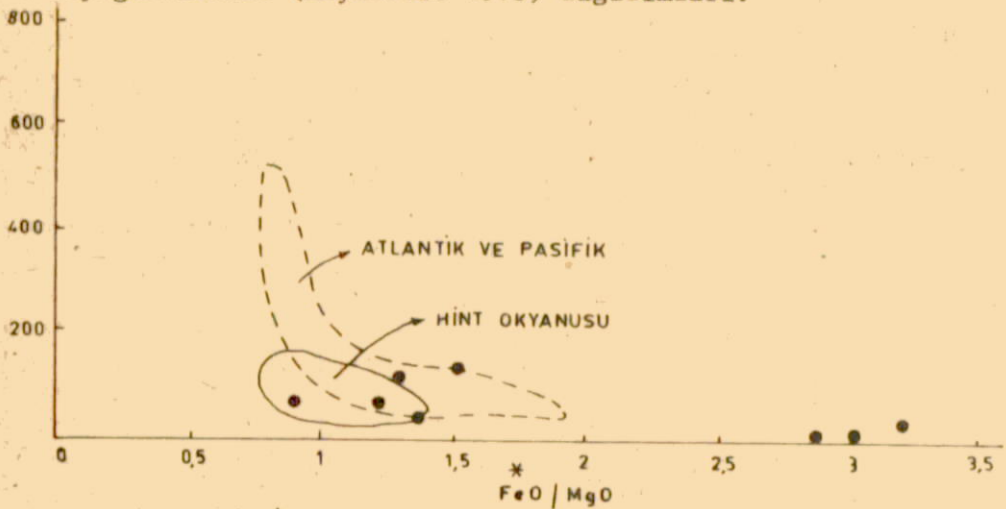
İz element kapsamaları, tikel kristallenmenin ilerlemesine bağlı olarak irdelendiğinde, daha anlamlı sonuçlar vermektedir. Tanyeri spilitik-bazaltik kayaların FeO / MgO - Ni ve Cr kapsamaları açık bir şekilde ayrışma (diferansiyasyon) doğrultusunu vermektedir (Şekil 34, 35, 36) I. grup volkanitler II. grup'a oranla daha ileri derecede ayrışmışlardır (Ni ve Cr < 7 - 10 ppm).

#### 4.2.4.1.3 Ti - Zr - Y İLİŞKİSİ

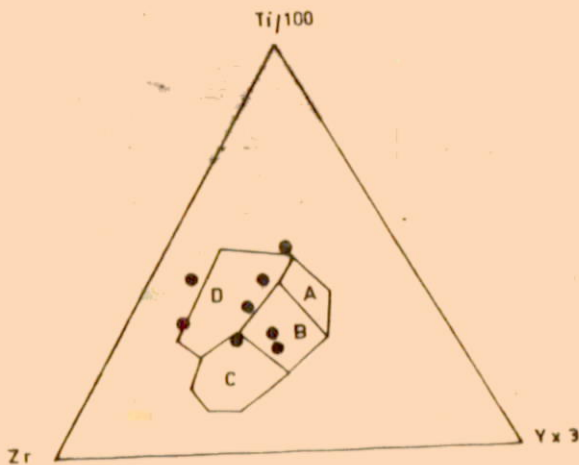
Pearce ve Cann (1973) bazaltik kayaların oluşum ortamlarını saptamak amacı ile önerdiği bu diyagramda, Tanyeri bazik volkanitleri ada yayı ve okyanus tabanı veya plaka içi bazaltlarına karşılık gelmektedir (Şekil 37).



Şekil 35 Tanyeri spilitik-bazaltik kayalarının  $FeO/MgO-Ni$  diyagramındaki (Miyashiro 1975) dağılımları.



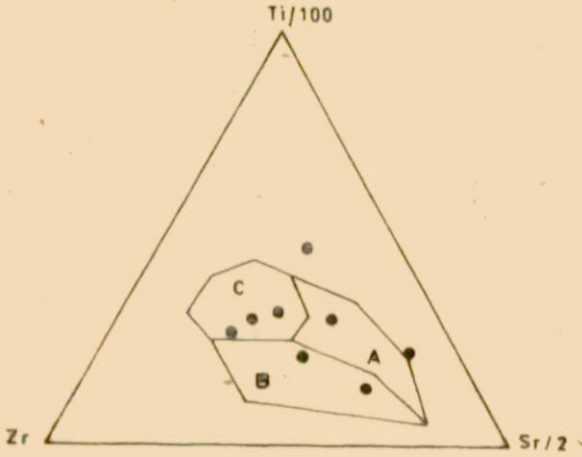
Şekil 36  $Ni-FeO/MgO$  diyagramında (Coish ve Church 1979) Tanyeri spilitik bazaltlarının okyanus tabanı bazaltları ile karşılaştırılması.



Şekil 37 Tl-Zr-Y diyagramında (Pearce ve Cann 1973) Tanyeri spilitik-bazaltik kayaçlarının yerleşimi. Okyanus tabanı bazaltları B, ada yayları bazaltları A ve B; kalk-alkali bazaltları C ve D ve plaka içi bazaltları D.

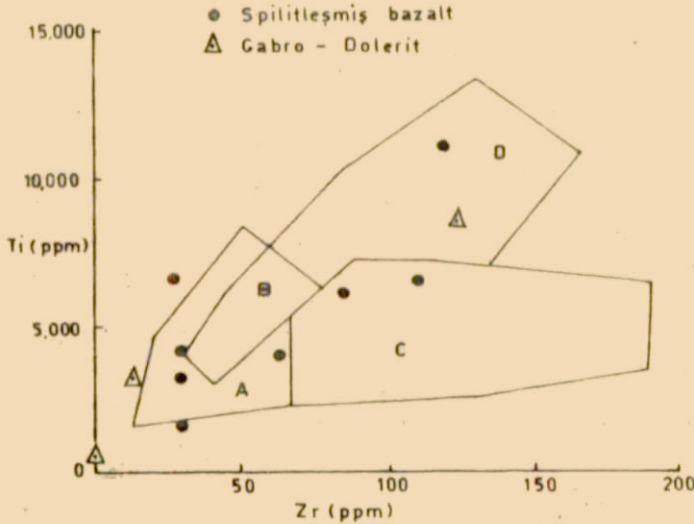
#### 4.2.4.1.4 Tl-Zr-Sr İLİŞKİSİ

Okyanus tabanı ayrışmasında ve spilitleşme olaylarında Sr, Tl ve Zr'a oranla çok daha hareketkilidir (Pearce ve Cann 1973). Fakat bu tür değişimler dikkate alınarak Sr, bazaltik kayaçların ayırımında kullanılabilir (Pearce ve Cann 1973). Tl-Zr-Sr diyagramında da Tanyeri spilitik-bazaltik kayaçları ada yayı ve okyanus tabanı kökenini işaret eder (Şekil 38).



Şekil 38 Ti - Zr - Sr diyagramında (Pearce ve Cann 1973) Tanyeri spilitik - bazaltik kayaçlarının yerleşimi. Okyanus tabanı bazaltları C, ada yayları bazaltları A ve kalk - alkali bazaltlar B.

#### 4.2.4.1.5 Ti - Zr İLİŞKİSİ



Şekil 39 Tanyeri spilitik - bazaltik kayaçlarının Ti-Zr diyagramındaki (Pearce ve Cann 1973) dağılımları. Okyanus tabanı bazaltları D ve B, ada yayları bazaltları A ve B ve kalk - alkali bazaltlar C ve B.



Tanyeri spilitik - bazaltik kayaçların jeotektonik konumları Tl - Zr diyagramında (Pearce ve Cann 1973) daha açık bir şekilde görülmektedir (Şekil 39).

I. ve II. grup volkanik kayaçlar, bu diyagramda ada yayı volkanitlerinin dağılım alanında yer alırlar. Ancak tek bir örnek (136) diğer diyagramlarda olduğu gibi okyanus tabanı bölgesine düşer (Şekil 33, 39).

#### 4.2.4.2 SPİLİTİK - BAZALTİK KAYAÇLARIN PETROJENEZİ

Tanyeri ofiyolitlerine ait bazik volkanitlerin ana ve iz elementleri yanı sıra, aşağıdaki nedenlerden dolayı harcanmış bir mantodan türemiş oldukları düşünülmektedir.

Genellikle yüksek Ni, Cr ve düşük FeO / MgO oranı ilkel magmanın tanınmasında kullanılan kriterlerdir. O'Hara (1973) erüpsiyon yapmış ilkel magmanın yükselmesi sırasındaki tikel (fractional) kristallenme nedeniyle birincil olmadıklarını belirtir.

Tanyeri bazik volkanitlerinin büyük bir kısmında, yüksek FeO / MgO ve düşük Ni, Cr içerdiklerinden, bunlarında ilkel magmaya ait olmadıkları, olasılıkla I. ve II. grup volkanitlerin kendi içlerinde ayrışma (diferansiyasyon) yönsemesi gösterdikleri belirtilmiştir (Şekil 32). I. grup volkanitler daha düşük TiO<sub>2</sub>, Zr, Y ve daha yüksek Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / TiO<sub>2</sub> değerleri ile II. grup volkanitlerden farklılık gösterirler.

Tüketilmiş (depleted) bir ultramafik kaynaktan kısmı ergime ile ayrılmış bazaltların Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / TiO<sub>2</sub> oranları yüksektir. Bu oran, harcanmamış bir mantoda (kondrit) ise yaklaşık 20 civarındadır (Coish ve Church 1979). Sun ve Nesbitt'e (1978) göre, harcanmamış bir mantonun erken kısım ergimesinde TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> den daha fazla tüketilir (depleted). Bu yüzden kısmı ergime neticesinde geriye kalan artığın Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / TiO<sub>2</sub> oranı yükselir. Eğer, erken ergiyik harcanmış mantodan uzaklaşırsa, daha sonra harcanmış kalıntının kısmı ergimesi, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / TiO<sub>2</sub> oranı kondritlerden daha büyük sınırları (likitleri) oluşturur. I. grup volkanitlerin Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / TiO<sub>2</sub> oranları 24.61 - 49.16 arasında değişirken, II. grup volkanitlerin Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / TiO<sub>2</sub> oranları 8.25 - 20.41 arasında değer alır. Kısmı ergimeden sonra yükselen magmanın tikel kristalizasyonu ile gelişen TiO<sub>2</sub> artışı da dikkate alınırsa, Tanyeri bazik volkanitlerinin harcanmış bir mantodan türemiş olabileceği düşünülür.

Bu bazik volkanitler şekil 32 de görüldüğü gibi FeO/MgO artışına uygun olarak TiO<sub>2</sub> artışı gösterirler. Bu ilişki Tanyeri ofiyolit birliğine ait bazaltik kayaçların toleyitik olma özelliğinden (Miyashiro 1975) kaynaklanmış olmalıdır. Ancak şekil 37, 38 ve 39 daki iz element diyagramlarında da bazı volkanik kayaçların kalk - alkalin alana yerleştiği görülür. O halde bu volkanik kayaçlar dalan okyanus levhası üzerinde yükselen suya doymuş toleyitik magmaların kalk - alkalin magmaya ayrılaşma (Ringwood 1975) ürünleri olabilir.

#### 4.2.4.3 TANYERİ VE KUZEYDOĞU ANADOLU OFİYOLİTLERİNİN OLUŞUM ORTAMLARI HAKKINDA

Okyanus kabuğu ve manto malzemelerinin karşılığı olarak bilinen ofiyolitler eklenir plaka kenarlarında (okyanus ortası sırtları) veya yay gerisi yayılma eksenlerinde veya Batı Pasifiktekine benzer kenar denizlerde de oluşabilirler (Gass ve diğerleri 1975). Ancak bazı öjeosenklinal sedimentler ile birlik oluşturan ofiyolitlerin jeokimyası hiç şüphe götürmeyecek şekilde okyanus ortası sırt sistemi veya kenar denizi kalıntılarının jeokimyası ile uyumsuz (Gass ve diğerleri 1975, Krebs 1975). Nitekim ofiyolitler üzerine yapılan güncel ayrıntılı çalışmalarında daha önceleri okyanus ortası sırtlarında geliştiği iddia edilen ofiyolit dizelerinin gerçekte bir alta dalma zonu ile ilişkili olabileceği vurgulanmıştır. Örneğin Pindos ofiyolitleri Montigny ve diğerleri (1973) tarafından "okyanus ortası sırtı" kökenli gösterilmesine karşın Capedri ve diğerleri (1980) Pindos lavlarının okyanus ortası volkanizması ile uyummadığını, bir ada yayı - kenar denizi sisteminin daha inandırıcı olduğunu savunmuşlardır. Öte yandan çok iyi gelişmiş dayk kümeleri içermelerine rağmen Troodos (Miyashiro 1975) ve Newfoundland Betts Cove (Coish ve Church 1979) ofiyolitleri bir ada yayı altında veya yay içi basende gelişmiş olabileceği düşünülmüştür. Ofiyolitlerin oluştuğu ortamları saptamak amacı ile daha çok iz element araştırmasına dayalı çeşitli yöntemler geliştirilmeye çalışılmıştır (Pearce ve Cann 1973, Miyashiro 1975, Gass ve diğerleri 1975, Church ve Coish 1976). Sun ve Nesbit'e (1978) göre düşük TiO<sub>2</sub> içerikli bazaltlar ada yayı veya yay içi bir havzada oluşmuştur. Çünkü, dalan plakanın ada yayı ortamına su sağlaması ile düşük Ti'li bazaltların oluşması için okyanus ortası ortamından daha uygun bir ortam geliştirilmiş olur ve düşük TiO<sub>2</sub> li bazaltlar harcanmış ultramafik kalıntılardan kısmi ergime ile gelişirler. Bu kurama göre Tanyeri ofiyolit birliğine ait bazik volkanitlerin Ti - Zr diyagramındaki

dağılımları (Şekil 39) bir ada yayı kökenine işaret etmektedir. Diyagramda tek bir kayaç örneği (136) okyanus tabanı bazaltları bölümüne düşerken diğer örneklerin tümü ada yayı bölgesinde veya hemen yakınında yer alır. Diğer yandan düşük Nb içerikleri de (<3ppm) ada yayı ortamını belirler (Pearce 1975) niteliktedir. Ayrıca  $\text{Fe}^*/\text{MgO} - \text{TiO}_2$  diyagramında da tüm bazik volkanik kayaçlar okyanus tabanı bazaltlarının bulunduğu alanın dışında yerleşirler (Şekil 33, 40). Şekil 33 de görüleceği gibi volkanik kayaçlar çok geniş bir aralıkta (0.89 - 3.2)  $\text{Fe}^*/\text{MgO}$  oranı gösterirler. Bu özelliğin yanı sıra yüksek  $\text{Fe}^*/\text{MgO}$  oranı ada yayı volkanizmasına özgü bir nitelik ise de (Miyashiro 1975) ayrışmadan (weathering) dolayı  $\text{MgO}$ 'ca fakirleşen ve  $\text{FeO}$ 'ca zenginleşen bazaltik kayaçlar yüksek  $\text{Fe}^*/\text{MgO}$  oranına sahip olabilirler. Ancak kayaçların mikroskopik gözlemlerinde ileri derecede bir ayrışma izlenmemiştir. Ayrıca bu konuya değinen Pearce (1975) Cr'unun ayrışma olayı karşısında oldukça duraylı kaldığını (Bloxam ve Lewis 1972) ve düşük Cr değerlerine karşın düşük  $\text{MgO}$  değerlerinin karşılık geldiği durumlarda (Cr ve  $\text{MgO}$ 'nun birlikte hareketi) yüksek  $\text{Fe}^*/\text{MgO}$  oranınının gerçeği yansıtacağını ve bir ada yayı ortamını belirteceğini vurgular. Tanyeri ofiyolitlerine ait bazik volkanitlerde de Cr ve  $\text{MgO}$  birlikte hareket ettiğinden (birlikte yükselme ve düşme) ve oldukça düşük  $\text{Cr} < 10\text{ppm}$  değerleri saptanabildiğinden yüksek  $\text{Fe}^*/\text{MgO}$  oranları gerçeğe yakın değerleri yansıtabilir. Diğer yandan bir karşılaştırma yapmak gerekirse ada yayı - kenar deniz sisteminde gelişmiş olabileceği düşünülen Pindos ofiyolit birliğine ait bazaltik yastık lavları (Capadri ve diğerleri 1980) ve Kanada kalkanındaki Labrodor Çukuru ofiyolitlerine (Miyashiro 1975) ait bazalt ve gabroların bir kısmının  $\text{Fe}^*/\text{MgO}$  oranları Tanyeri volkanitlerine göre daha da büyüktür. Ancak bu kayaçlarda ayrışmanın önemli rolü olabilir. Öte yandan yeşilist fasiyesi metamorfizmasından etkilenmiş Betts Cove ofiyolitlerine ait mafik kayaçların jeotektonik konumlarının saptanmasında Coish ve Church (1979) Humphries ve Thompson'ın (1977) çalışmalarına değinerek  $\text{Fe}^*/\text{MgO}$ 'ın volkanik kayaçların iksel bileşimini yansıtacağını belirtmiştir.

Sun ve Nesbitt'in (1978) bir ada yayı ve yay içi bir havzada oluştuğunu iddia ettiği Betts Cove ofiyolitlerinde Coish ve Church (1979) Tanyeri bazik volkanitlerinde görülen Ti - Zr ilişkisine benzer bir ilişki saptayarak Betts Cove ofiyolitleri oluşum ortamının henüz tam olarak açıklığa kavuşmadığını vurgular. Yazarlara göre bu denli geniş aralıklarda  $\text{TiO}_2$  değişimi gösteren tek bir ofiyolit dizisinde  $\text{TiO}_2$  değerleri esat

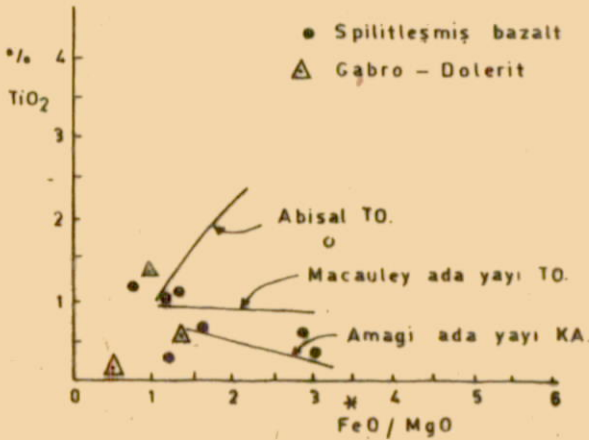
alınarak tektonik ortamların ayırt edilmesi gereksizdir. Sme-wing ve Potts (1976), Coish ve Church (1979) geniş aralıklı TiO değişiminin aynı tektonik ortamda değişik miktarda har-canmış ültramafik kaynaklardan gelişebileceğini belirtmişler-dir. Öte yandan Saunders ve diğerleri (1979) Doğu Scotia yay-gerisi yayılma bölgesinde Ti, P, Zr, Hf, Nb, Ta, Y gibi uyuş-maz (incompatible) elementler ile nadir toprak elementlerin (REE) düzenli olarak değiştiğini ve bu değişimin aslında aynı bir manto kaynağının değişik orandaki kısmi ergimesinden tü-re-yebileceğini vurgulamışlardır. Ancak Tanyeri ofiyolitlerinin okyanus ortası sırt'tan çok kıtaya daha yakın bir ortamda ge-lişmiş olabileceğini belirten önemli bir veride lavların yer yer (Mutu'nun 1 km kadar batısında ana yol üzerinde) volkanik kumtaşı ve marn ara katmanları içermiş olmasıdır. O halde ofi-yolitlere ait volkanik kayaların oluşum ortamı karadan veya adalardan gelen malzemelerin çökme alanı (terrijen bölge) içerisinde olmalıdır. Anadolu ofiyolit zonlarının karaya yakın derin çukurları veya adalar ile serpiştirilmiş derin bir deni-zi belirttiği görüşü de (Brinkmann 1976) önerdiğimiz ofiyolit oluşum ortamı ile uyum sağlamaktadır. Şurası bir gerçek ki bu gün için okyanus ortası sırtlardaki ofiyolit oluşum işlevi ada yayı ortamına göre çok daha iyi bilinmektedir. Miyashiro (1975) ada yayı kökenli dayk kümelerinin ada yayı boyunca küçük ölçek-li yayılma ya da yayılma benzeri işlemler ile var olan yeni ka-buğu gösterebileceğini veya önceden var olan okyanusal taş yu-varın yarılması ile dayk kümelerinin bu yarıklar boyunca geli-şip gabro ve ültramafitleri kapsayan magmatik karmaşık için yer oluşturabileceğini savunur. Güney Pasifik'teki ada yayı - okya-nus çukuru ve dağ sistemlerini levha tektoniğinden çok geniş ölçekli dikey yükselim tektoniği (global-vertical tectonics) ile açıklamaya çalışan Kreebs (1975) kıtadan biraz daha ileride gelişmiş okyanus kabuğunun alta dalma modelinde (Dewey ve Bird 1970) dahan levha üzerindeki hareketli (mobile) mağmalardan türemiş ofiyolitleri şematik olarak göstermiştir. Kreebs'e göre güncel (modern) ada yayı - okyanus çukuru sisteminde yay - çukur boşluğu ile (arc-trenç gap) çukur (trenç) arasındaki bölgenin mağmatizmasını birinci ofiyolitler (initial ophiolites) kayaaç türlerini ise fliš, karmaşık (melange), olistostrom ve pelajik sedimentlerin oluşturduğunu belirtir. Tanyeri ofiyolitik karma-şığının sediment türü ve fasiyesi de böyle bir ortamı yansı-tmaktadır. Örneğin derin deniz sedimentitleri ara katkılı yas-tık lav ve piroklastları ile bunları örten pelajik kırmızı ki-reçtaşı ve çamurtaşları yanı sıra denizel volkanoklastik sedi-mentitler ve radyolaritler Güney Pasifik'te okyanus çukuruna (trenç'e) yakın olarak gelişmiş New Hebrides yayını (Mitchell

ve Warden 1971) anımsatmaktadır.

Newfoundland Dunnage (Kay 1972) ve Yugoslavya Dinarit (Dimitrijevic 1973) ofiyolitli olistostramal karmaşıkları ise alta dalma zonu (Subduction) ile ilişkili bir okyanus çukurunda gelişmelerdir. O halde arazi gözlemleri ile birlikte jeokimyasal veriler ve ofiyolit - ofiyolitli karmaşık oluşumu kurgusal modelleri dikkate alındığında Tanyeri ve Kuzeydoğu Anadolu ofiyolitleri için şöyle bir model önerilebilir.

Pontid-ada yayınının daha güneyinde Senoniyen öncesi (?) gelişmiş bir alta dalma zonu eski okyanus kabuğu ve veya kıta kabuğu üzerine kurulmuş volkanik yayları geliştirebilir. Bu volkanik kayaçların oldukça geniş aralıklı kimyasal farklılığı yaklaşan plaka kenarında alta dalma zonu üzerinde gelişmiş gerilme tektoniği ile açıklanabilir. Böylece kenar havzanın (marginal basin) düşük Ti - Zr - Y lı bazaltları dalan litosferden sağlanan su ile tepkimeye giren ve daha fazla tüketilmiş ultramafik kalıntıların kısmi ergimesinden kaynaklanırken yüksek Ti - Zr - Y lı bazaltlar tıpkı okyanus ortası sırtı bazaltlarının oluşumu gibi daha az tüketilmiş kaynağın kısmi ergimesinden kaynaklanabilir. Veya bu her iki grup bazaltik volkanizma aynı kaynağın farklı orandaki kısmi ergimesi ile de gelişmiş olabilir. Böylece daha önce de değinildiği gibi Miyashiro(1975) ve Krebs'in (1975) önerdiği modeller ile birinci (initial) ofiyolitler gelişmiş olur. Daha ileri aşamada dalan litosfer üzerindeki mantodaki su alma tepkimeleri serpantin diyapirleri ile birlikte okyanus tabanının yükselmesine yol açar (Gass ve diğerleri 1975). Nihayet sıkıştırma kuvvetlerinin etkisi ile Newfoundland Carmanville ofiyolitli karmaşığının (Pajarı ve diğerleri 1979) evrimine benzer işlevler ile eski ve yeni kabukla birlikte ultramafitler ve birlikteki deren deniz çökelleri kıta yamacı üzerine doğru üzerlenir. İlerleyen üzerleme ile birlikte gereci çoğunca ofiyolit olan dürraysız ortamın olistolit ve olistostromları gelişir (Pajarı ve diğerleri 1979).

Üst Kretase - Paleosen ofiyolitli karmaşık serisini kesen ve Eosen flişi içerisinde çakılları içerilen riyolitik dayklar volkanit ve kırıntılı çökellerin yığılması ile birlikte giderek kalınlaşan kıta türü bir kabuğun oluşumunu gösterebilir (Miyashiro 1975). Çünkü tüm dünyada etken volkanik yaylarda tek düze olarak bazaltik, andezitik kayaçlar yaygındır. Riyolitik kayaçlar ise ancak tabanı kıtasal olan yaylarda görülür (Carmicheal ve diğerleri 1974).



Şekil 40 FeO/MgO - TiO<sub>2</sub> diyagramında (Miyashiro 1975) Tanyeri spilitleşmiş bazaltlarının dağılımı.

Sonuç olarak Tanyeri ofiyolitlerinin petrokimyasal ve sedimentolojik özellikleri yanı sıra bölge jeolojisi de göz önüne alındığında, ofiyolitik karmaşığın Miyashiro (1975) sınıflamasına göre I. sınıf ofiyolitler (toleyitik ve kalk - alkali volkanik kayaç dizileri içeren ada yayı - kenar deniz sistemi) özelliği gösterdiği söylenebilir. Ancak yöresel ofiyolit sorunlarına dönük bu çalışmadan çıkarılan sonuçların tüm Kuzeydoğu Anadolu ofiyolit kuşağındaki yüzeylemelerin tek bir ofiyolit oluşum ortamına ait olduğunu belirtmez. Kanımızca en azından Doğu Anadolu ofiyolitli karmaşıkların Newfoundland'de olduğu gibi (Coish ve Church 1979) hem okyanus ortası hem de ada yayı kökenli ofiyolit dilinimlerini içerebilir. Nitekim Yılmaz (1980, 1981) Tokat ile Sivas arasındaki Senomaniyen - Alt Senoniyen yaşlı ofiyolitli karmaşıklara ait diyabazların okyanus ortası sırtı kökenli olduğunu, oysa Üst Kretase yaşlı spilitik volkanitlerin kalk - alkalin özellikli ada yayı volkanizması ile ilişkili olabileceğini belirtir. Öte yandan Özkaya (1981) Fethiye, Ankara, Hakkari yörelerinde ofiyolitli karmaşık üzerine yapmış olduğu incelemelerinde ofiyolitli karmaşığın alt dokanağının tektonik olmadığını vurgulayarak gözlemlerin, kıta kabuğu üzerine tektonik bir prizma şeklinde yerleşmiş çukur (trenç) malzemesi olduğu varsayımından çok platform üzerinde giderek derinleşen ve dengesizleşen bir havzada geliştiğine ilişkin görüşleri destekler nitelikte olduğunu ve derin deniz çökeltileri ile bazik volkanik kayaçların karmaşığın oluştuğu havzanın ürünü gibi görüldüğünü belirtmektedir.

	28	279
SiO <sub>2</sub>	77.80	72.40
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.10	13.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.55	2.90
FeO	0.75	0.50
MnO	0.02	0.03
MgO	0.20	0.70
CaO	0.55	1.40
Na <sub>2</sub> O	3.80	5.40
K <sub>2</sub> O	1.45	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.11
H <sub>2</sub> O	1.05	1.40
CO <sub>2</sub>	0.11	0.88
<b>Toplam</b>	<b>99.72</b>	<b>99.54</b>

## CIPW NORM (sulu)

	28	279
Q	49.24	38.90
C	3.75	3.96
OR	8.57	1.18
AB	32.15	45.69
AN	1.44	0.66
WO	0.00	0.00
EN	0.00	0.00
FS	0.00	0.00
EN	0.50	1.74
FS	0.00	0.00
MT	1.76	0.78
IL	0.47	0.61
HM	0.34	2.36
AP	0.21	0.26
CC	0.25	2.00
H <sub>2</sub> O	1.05	1.40
<b>Toplam</b>	<b>99.74</b>	<b>99.56</b>

	28	279
Li	-	7
Nb	0	0
Zr	159	87
Y	53	3
Sr	37	456
U	0	0
Rb	14	0
Th	0	0
Pb	4	4
Ga	7	2
Zn	10	19
Cu	7	8
Ni	6	6
Co	0	9
Cr	6	11
V	0	36
Ce	0	0
Nd	0	0
Ba*	139	128
Ba	123	101
La	0	0
Sc	10	10
S	0	0
<b>Toplam</b>	<b>445</b>	<b>771</b>

Dizelge 8 Şeteri'nin 3 km kadar kuzeyinde riyolitik kayalara ait örneklerin % ağırlık olarak ana elementleri, iz elementleri (ppm) ve CIPW normları.

#### 4.2.4.4 PERİDOTİT - PİROKSENİT VE GABRO - DİYORİTLERİN JEOKİMYASI

Manto bileşimine çok yakın olan peridotit ve piroksenit gibi ultramafik kayalar ile bunlara eşlik etmiş olan mafik plütonik kayaların jeokimyası üzerine birçok çalışmalar yapılmıştır (Hess 1964, Engel 1965, Ringwood 1966). Ancak ilkel mantonun yanı sıra daha az harcanmış ve harcanmış mantonun (Tatsunoto 1978) kimyasal bileşimleri, evrimleri ve oluşturdıkları magma türleri tam olarak açıklığa kavuşmuş değildir.

Tanyeri ofiyolit birliğine ait serpantinleşmiş peridotit ve piroksenitler ile birlikte, diyorit - gabro ve doleritlerin ana ve iz element değerleri dizelge 9, 11, 12, 14'de verilmiştir.

A.F.M. diyagramında ultramafik - mafik kayaların ayrılaşma doğrultusu Papuan (Davies 1971) ve Umman (Allemann ve Peters 1972) Alpin tip ofiyolitleri ile karşılaştırılmış, saptanan sıkı benzerliğin ise Thayer (1967) tarafından verilen genel ofiyolitik kayaç ayrılaşma doğrultusu ile uyduğu görülmüştür (Şekil 41).

Ancak Tanyeri gabroları ile spilitleşmiş bazaltları arasındaki ilişki daha karmaşık gözükmemekte, bazaltlara doğru olan ayrılaşmada Fe oranı geçişli olarak artmaktadır. Ayrıca Tanyeri spilitik bazaltları Papuan bazaltlarına oranla daha alkali görüldüğü gibi, kimyasal bileşimleri de daha geniş bir alanda değişim gösterir. Bu farklılık magma bileşimine ve ayrılaşma derecesine bağlı olduğu kadar, farklı spilitleşme veya ayrışma gibi ikincil olaylardan da kaynaklanabilir.

Ultramafik ve mafik kayaların ana ve iz elementleri, ayrılaşma indeksine (D.I.) göre yerleştirilerek, ayrılaşma doğrultusu ve derecesi hakkında bilgi edinilmeye çalışılmıştır (Şekil 42, 43, 44).

MgO, olivin'in bölünmesinden (fractionation) sonra ultramafitlerden gabrolara geçişte ani düşüş gösterir ve ilerleyen ayrılaşma ile düşüşüne devam eder.

CaO ayrılaşma doğrultusu başlangıçta D.I. değeri ile birlikte yükselmiş, daha sonra bazalt ve gabrolardan itibaren ileri derecede ayrılaşma gösteren kayalara doğru düşüş göstermiştir.



	101	116	117	118	123	312	338	346
SiO <sub>2</sub>	41.70	40.70	41.70	43.50	42.80	39.40	44.30	41.30
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.02	0.02	0.09	0.06	0.02	0.03	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.85	0.50	2.35	2.45	2.60	0.50	0.50	0.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.00	5.95	3.50	2.15	1.85	4.45	4.20	5.3
FeO	4.25	1.85	4.05	4.80	4.85	3.60	2.40	2.05
MnO	0.15	0.13	0.13	0.13	0.15	0.13	0.12	0.12
MgO	33.40	34.85	33.90	32.40	33.85	35.70	33.35	36.15
CaO	2.25	0.05	3.80	2.55	2.10	1.05	0.35	0.10
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.08	0.13	0.04	0.08	0.03	0.02
K <sub>2</sub> O	0.07	0.03	0.02	0.08	0.09	0.04	0.02	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11
H <sub>2</sub> O+	10.70	15.35	9.85	11.35	11.20	13.90	14.00	13.75
CO <sub>2</sub>	0.40	0.24	0.13	0.19	0.17	0.62	0.30	0.16
<b>Toplam</b>	<b>99.95</b>	<b>99.80</b>	<b>99.62</b>	<b>99.91</b>	<b>99.85</b>	<b>99.58</b>	<b>99.69</b>	<b>99.65</b>

Dizelge 9 Tanyeri ultrabazik kayaların % ağırlık olarak ana element analizleri. 101: Serpantinleşmiş lerzolit, 116: Serpantinleşmiş lerzolit, 117: Serpantinleşmiş piroksenit, 118: Serpantinleşmiş piroksenit, 123: Serpantinleşmiş piroksenit, 312: Serpantinleşmiş harzburjit, 338: Serpantinleşmiş harzburjit, 346: Serpantinleşmiş dünit.

	101	116	117	118	123	312	338	346
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.00	1.08	0.00	0.00	0.00	0.07	0.70	0.46
OR	0.41	0.18	0.12	0.47	0.53	0.24	0.12	0.06
AB	0.34	0.34	0.68	1.10	0.34	0.68	0.25	0.17
AN	7.39	-1.86	5.99	5.87	6.65	0.70	-0.75	-1.23
WO	0.25	0.00	4.78	2.09	0.88	0.00	0.00	0.00
DI	0.20	0.00	3.96	1.69	0.71	0.00	0.00	0.00
FS	0.01	0.00	0.22	0.15	0.06	0.00	0.00	0.00
EN	37.96	50.73	27.27	39.18	36.66	36.30	63.72	49.24
HY	2.15	0.00	1.54	3.46	3.28	1.28	0.85	0.00
FS	31.57	25.29	37.30	27.92	32.91	36.89	13.57	28.61
FO	1.97	0.00	2.31	2.72	3.25	1.44	0.20	0.00
FA	5.80	6.33	5.07	3.12	2.68	6.45	6.09	6.91
MT	0.08	0.04	0.04	0.17	0.11	0.04	0.05	0.06
IL	0.00	1.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58
HM	0.24	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.26
AP	0.91	0.55	0.30	0.43	0.39	1.41	0.68	0.36
CC	10.70	15.35	9.85	11.35	11.20	13.90	14.00	13.75
H <sub>2</sub> O								
Toplam	99.97	99.82	99.64	99.93	99.87	99.60	99.71	99.22

Dizelge 10 Tanyeri ultrabazik kayaların CIPW normları (sulu). Simgeler dizelge 9 da olduğu gibi.

	101	116	117	118	123	312	338	346
Li	-	-	-	-	10	-	-	-
Nb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Zr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Y	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	91	0.0	0.0
U	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Rb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Th	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Pb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ga	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Zn	38	26	31	27	28	27	29	35
Cu	13	0	3	7	69	0	0	0
Ni	1659	2136	1746	1487	1496	2198	1659	2141
Co	71	90	82	81	69	90	80	85
Cr	2924	2019	3058	2648	4095	2229	4105	2500
V	88	40	81	68	82	32	36	54
Ce	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Nd	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ba*	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ba	8	5	6	6	6	3	5	2
La	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sc	14	11	12	13	18	8	11	10
S	91	149	0	93	0	2	33	748
Toplam	4907	4475	5019	4428	5871	4679	5959	5555

Dizelge 11 Tanyeri ultrabazik kayaların iz elementleri (ppm), Singeler dizelge 9 da olduğu gibi.

	104	120	122	250	261	348
SiO <sub>2</sub>	51.30	49.80	50.90	45.89	50.50	45.90
TiO <sub>2</sub>	0.86	0.09	1.26	1.46	1.06	0.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.80	16.30	14.85	15.40	15.40	18.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.35	1.00	1.85	4.18	2.60	4.15
FeO	7.75	4.85	8.85	5.85	6.60	6.85
MnO	0.17	0.11	0.18	0.15	0.15	0.20
MgO	5.60	10.15	5.05	9.01	7.05	7.45
CaO	10.10	12.10	10.40	11.80	8.70	10.35
Na <sub>2</sub> O	3.45	1.55	3.60	2.38	3.30	1.60
K <sub>2</sub> O	0.30	0.60	0.15	0.53	1.15	1.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.09	0.15	0.26	0.26	0.12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.75	2.95	2.45	3.50	2.75	3.40
CO <sub>2</sub>	-0.10	0.09	0.06	0.00	0.10	0.07
<b>Toplam</b>	<b>99.48</b>	<b>99.68</b>	<b>99.75</b>	<b>100.41</b>	<b>99.62</b>	<b>99.87</b>

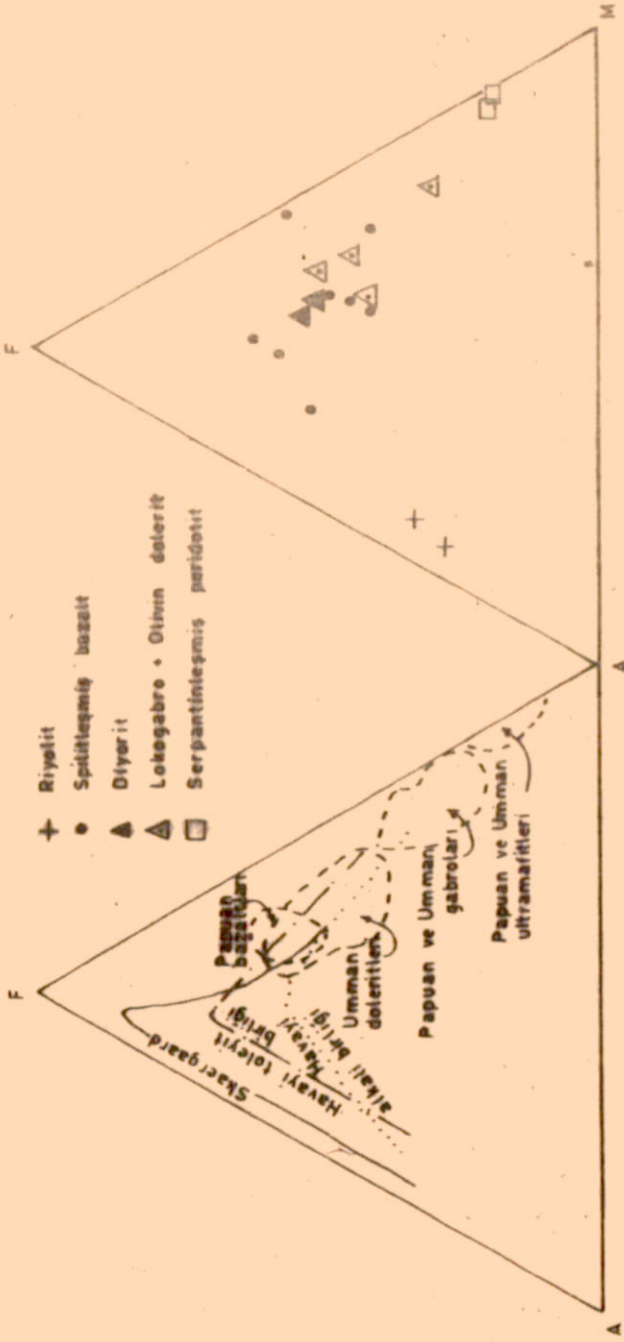
Dizelge 12 Tanyeri ofiyolit birliğine ait diyorit - gabro ve doleritlerin % ağırlık olarak ana element analizleri. 104: Diyorit (Bulanık köyünün 2 km kuzeyi), 122: Diyorit (Zürün köyünün 2 km güneydogusu), 120: Gabro (Zürün köyünün 2 km güneybatısı), 348: Gabro (Alibeytaş mevkiinin 2 km batısı), 250: Dolerit (Göbürge köyünün 4 km batısı), 261: Dolerit (Göbürge köyünün 3,5 km güneybatısı).

	104	120	122	250	261	348
Q	0.85	0.00	1.14	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	-	-	-
OR	1.77	3.55	0.89	3.13	6.80	5.91
AB	29.19	13.12	30.46	20.14	27.92	13.54
AN	24.01	35.75	23.92	29.77	23.81	39.53
WO	10.49	9.65	10.99	11.30	7.11	4.42
DI	5.63	6.70	5.32	8.31	4.49	2.83
EN	4.51	2.16	5.49	1.91	2.17	1.31
FS	-	-	-	0.00	0.00	0.00
WO	-	-	-	0.00	0.00	0.00
HY	8.32	16.49	7.26	1.43	9.57	11.78
EN	6.67	5.30	7.49	0.33	4.63	5.43
FS	0.00	1.47	0.00	8.90	2.45	2.77
FO	0.00	0.52	0.00	2.25	1.31	1.41
FA	3.41	1.45	2.68	6.06	3.77	6.02
MT	1.63	0.17	2.39	2.77	2.01	1.10
IL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HM	0.36	0.21	0.36	0.62	0.62	0.28
AP	0.00	0.20	0.14	0.00	0.23	0.16
CC	2.75	2.95	2.45	3.50	2.75	3.40
H <sub>2</sub> O						
Toplam	99.60	99.69	100.97	100.43	99.64	99.88

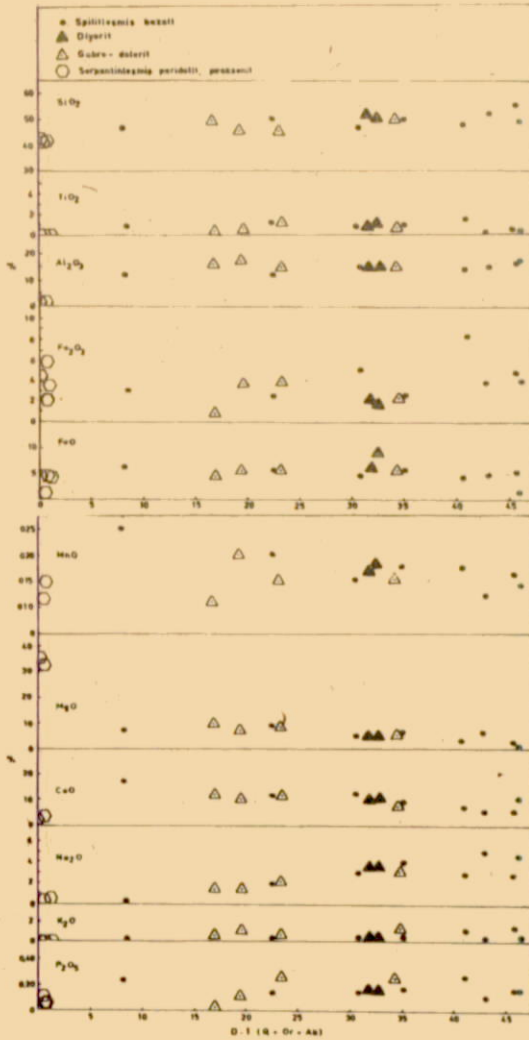
Dizelge 13 Tanyeri ofiyolit birliğine ait diyorit, gabro ve doleritlerin CIPW normları (sulu). Simgeler dizelge 12 de olduğu gibi.

	104	120	122	250	261	348
Li	-	-	4	-	-	21
Nb	0	0	0	0	0	0
Zr	60	0	59	129	151	10
Y	20	0	25	20	15	5
Sr	186	273	342	528	474	177
U	0	0	0	0	0	0
Rb	0	3	0	11	27	6
Th	0	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0
Ga	11	3	12	11	12	9
Zn	42	15	52	66	58	70
Cu	38	0	6	68	53	137
Ni	63	125	15	159	88	20
Co	36	23	43	42	18	47
Cr	95	355	30	409	228	47
V	414	144	436	174	190	420
Ce	0	0	0	15	0	0
Nd*	0	0	0	5	4	0
Ba*	62	17	66	237	269	376
Ba	76	35	51	231	302	393
La	6	0	9/	15	15	0
Sc	42	45	44	27	21	45
S	0	0	0	0	5	0
Toplam	1083	1011	1135	1914	1644	1399

Dizelge 14 Tanyeri ofiyolit birliğine ait diyorit, gabro ve doleritlerin iz elementleri (ppm). Simgeler dizelge 12 de olduğu gibi.



Şekil 41 Tanyeri ofiyolitik kayalarının diğer bazı Alpin tip ofiyolitler ile (Norman ve Strong 1975) karşılaştırılması.

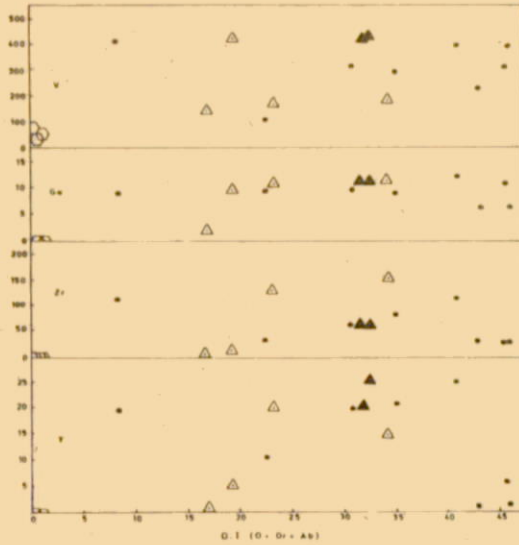


Şekil 42 Tanyeri ofiyolitik kayalarında ana elementlerinin ayrımlaşma indeksine (D.I.) göre dağılımları.





Şekil 43 Tanyeri ofiyolitik kayalarında iz elementlerin ayrışma indeksine (D.I.) göre dağılımları. Simgeler Şekil 42 de olduğu gibi.



Şekil 44 Tanyeri ofiyolitik kayalarında V, Ga, Zr, Y gibi iz elementlerin ayrışma indeksine göre dağılımları. Simgeler Şekil 42 de olduğu gibi.

MgO ve CaO'ın bu şekilde davranışları, olivin ve ortopiroksenden sonra kalsiyumca zengin klinopiroksenlerin kristalleştirmesini gösterebilir.

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> doğrultusu da gabro ve bazaltlardaki plajiyoklazların kristalleşmesine kadar yükselmiş daha sonra ise düşmüştür.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, artan D.I. değeri ile birlikte ultramafik kayalar

içerisinde bir düşüş gösterir. Bu düşüş gabroyik kayalara kadar devam eder. Daha sonra gabro, dayk ve splitik bazaltlarda aniden yüksek değerler kazanır.

Aynı D.I. değerleri arasında  $Al_2O_3$ 'ün hafifçe düşmesine karşılık  $Fe_2O_3$ 'ün artması, olivin ve klinopiroksenlerin bölümlenmesinden sonraki ergiyikte plajiyoklaz kristalleşmesinin demirce zenginleşmeye neden olduğunu gösterir.

$TiO_2$  de  $Fe_2O_3$  artışına eşlik eder. Sonuçta demir ve titanca zenginleşmiş en son ergiyikteki manyetit ve ilmenit kristallenmesi  $SiO_2$  artışını hızlandırır.

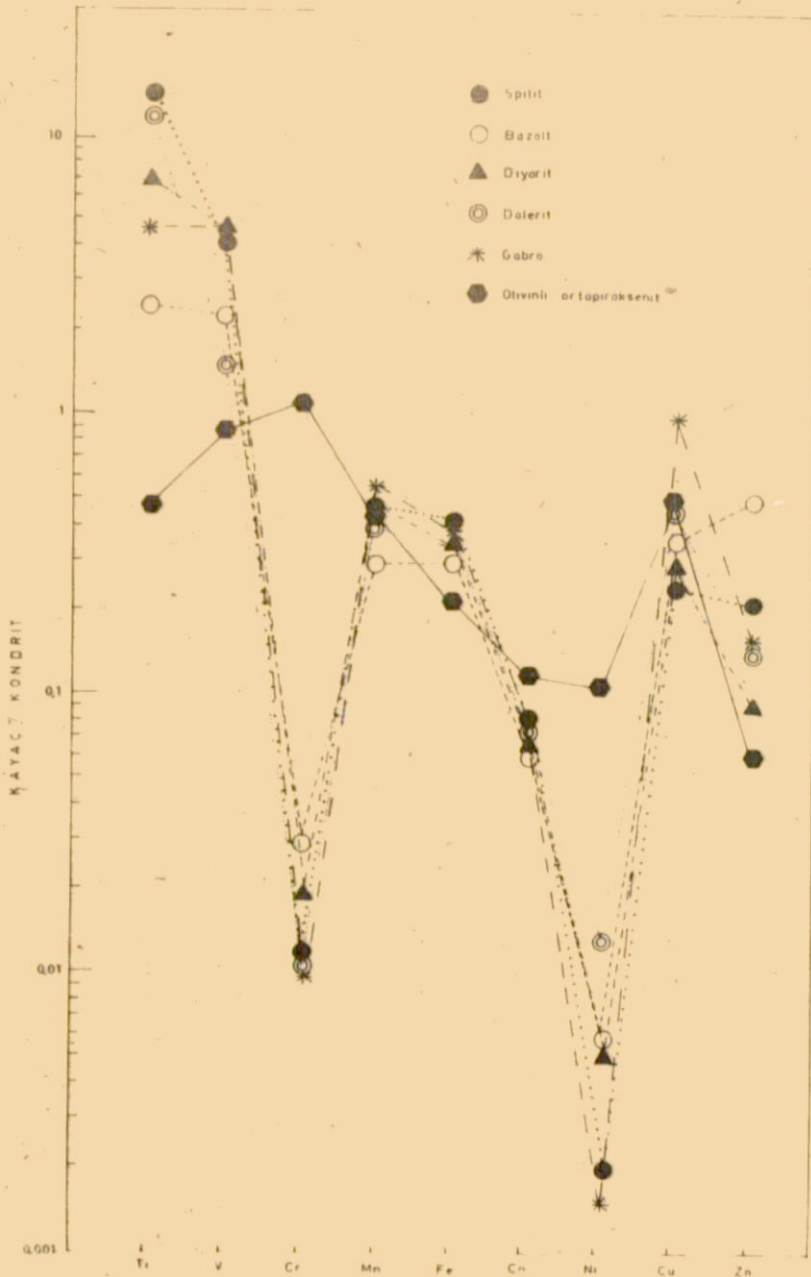
$Na_2O$ ,  $K_2O$  ve  $P_2O_5$  bölümlü kristallenmenin bir özelliği olarak D.I. ile birlikte artış göstermektedir.

Mn, çeşitli kristal şebekelerine girebildiğinden baştan sona kadar hemen hemen değişim göstermez.

Bölümlü kristallenme sırasında iz elementler de iyonik çap ve değerliklerine göre ana elementler ile sıkı bir ilişki içerisinde gelişirler. Örneğin; Rb, K tarafından içerilir bu yüzden Rb kendi mineral şekli ile görülmeyip daima K ile birlik oluşturur (Mason 1966). Bu özelliğe uygun olarak da D.I. diyagramında K ve Rb benzer yönseme gösterirler.

Tüm ultramafik ve mafik kayalardaki U, Th, Pb değerleri tüketilmiş bir mantonun veya ultramafik kaynağın özelliğini yansıtmaktadır.

Tanyeri ofiyolitik kayaların tümünün özelliklerini yansıtabilecek şekilde seçilmiş örneklerin geçişli (transitional) elementleri kondrite göre normalleştirilmiştir (Şekil 45). Diyagramda da görüleceği gibi splitik bazalt, dolerit ve gabrolar, Cr ve Ni için iç içe geçmiş (W) şeklini oluşturmuşlardır. Ultramafitlerde ise böyle bir şekil görülmez. Bu gibi şekiller okyanusal toleyitlerde (Engel ve diğerleri 1965) bölümlü kristalleşmeye uğramış Skaergaard sokulumunda (Wager ve Mitchell 1951) ve Pindos ofiyolitlerinde (Mantigny ve diğerleri 1973) saptanmıştır.



Şekil 45 Tanyeri ofiyolitik kayaçlarında geçişli elementlerin kondrite göre normalleştirilmiş diyagramı.

#### 4.2.4.5 PERİDOTİT - PİROKSENİT VE GABRO - DİYORİTLERİN PETROJENEZİ

Genel anlamıyla Kuzeydoğu Anadolu ofiyolitli karmaşık kuşağı içerisindeki taşınmış ve bireysel olarak gelişmiş ofiyolit kütlelerinden biri olan Tanyeri ultramafik-mafik karmaşığı (peridotit, piroksenit, gabro, diyorit) ofiyolit birliğinin diğer kısımları ile stratigrafik bir ilişki göstermez. Ultramafik birlik içerisindeki kayaç türleri Kızıldağ masifinde (Güneydoğu Anadolu) olduğu gibi (Aslaner 1973) birbirleri ile yanal geçişlidir. Genellikle bantlı yapı görülmez. Ancak Sörperan köyünün yaklaşık 1 km kadar güneyindeki verlitler ve Hinzoru köyünün 2 km güneyinde harzburjitlere bağlı olarak gelişmiş kromitler ve serpantinitle dar bir alanda bantlı yapıdadırlar. Şekil bozulmasına uğramış podiform kromit zuhurları da içeren metamorfik peridotitler çok az da olsa bantlı yapı bulundurmaları bakımından Aladağ (Doğu Toroslar) metamorfik peridotitlerine (Toros ofiyolit projeleri 1979) benzerlik gösterirler. Daha önceki bölümde Tanyeri ofiyolitlerine ait volkanik kayaçların tüketilmiş bir mantodan gelişebileceği belirtilmişti. Buna göre Tanyeri ultramafitleri de tüketilmiş manto kalıntılarına, gabro ve diyoritler ise kalıntıdan uzaklaşan bazaltik magmanın kesirli ayrılaşmasına karşılık gelebilir. Bu görüş de Tanyeri peridotitlerinin ait olduğu Alp kuşağı peridotitlerinin kökenlerine ait kuramlardan birini oluşturur. Bilindiği gibi Alpin peridotitlerinin kökeni güncel olarak iki büyük kurama dayanmaktadır.

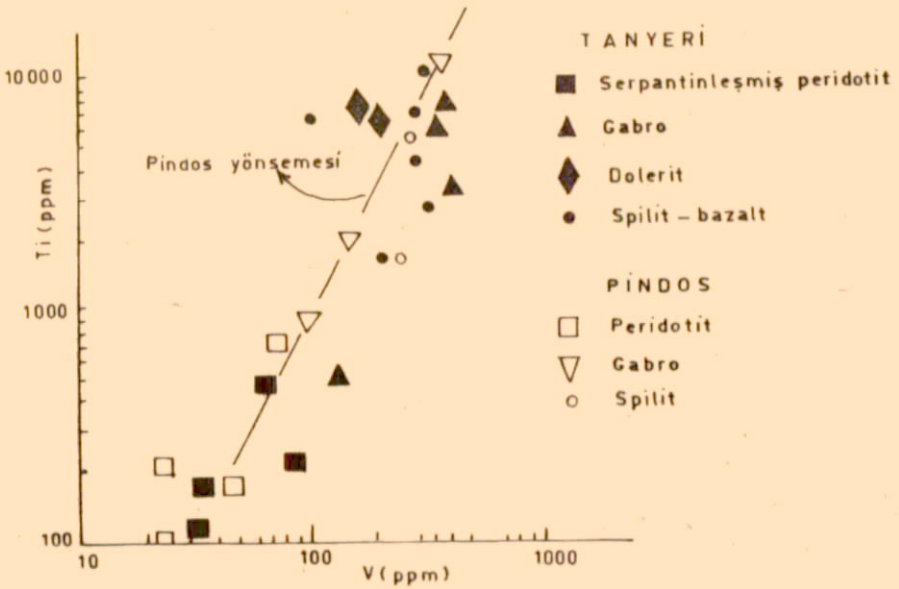
1- Kısmi ergime kuramına göre peridotitler mafik ergiyikler gibi daha kolay ergiyebilir kısmın uzaklaşmasından geriye kalmış ultramafik artıklardır. Aynı zamanda bu kuram bazaltik magmanın kökenini oluşturur (Ringwood 1962, Green ve Ringwood 1967, Dickey 1970, Menzies ve Allen 1974 ve Allen 1975).

2- İkinci büyük kuram Alpin peridotitlerinin yığılma işlemi ile bazik magmadan türediği şeklindedir. Bu kuram daha çok harzburjit türü ultramafik kayaçlar için önerilmiştir (Thayer 1970). Tetis kuşağı ofiyolitlerinde kümeli ultramafik ve mafik karmaşıklara sıkça rastlanır. Bu karmaşıklar eksiksiz ofiyolit topluluğu kesitlerinde metamorfik peridotitler geçiş zonu (Jackson ve diğerleri 1975) ile kümeli karmaşıklara geçerler. Greenbaum'a (1972) göre bu tür kayaçlar okyanus ortası sırtlarda, üst mantodan ayrılan gabroyik bir magmanın gravitativ kristal ayrılaşması ile oluşurlar.

Her ne kadar Tanyeri ofiyolitine ait volkanik kayaçlar tüke-tilmiş bir mantonun özelliklerini taşıyorlarsa da arazide kar- maşık bir durumda izlenen ültramafik kayaçlar ile bazik kayaç- ların kökensel ilişkileri ve jeotektonik ortamları tartışıla- bilir. Düşük Ti, Zr, Nb ve Cr içerikli Tanyeri spilitik bazalt- larının bir alta dalma zonu ile ilişkili olabileceğini belirt- miştik. AFM ve D.I. diyagramlarındaki (Şekil 41, 42, 43, 44) tipik ofiyolitik kayaç yönsemeleri yanı sıra, Tanyeri ofiyoli- tik kayaçlarının kondrite göre normalleştirilmiş şekli (Şekil 45) ve Ti-V dağılımı (Şekil 46) kökensel ilişkileri saptanmış. Pindos ofiyolitlerine (Montigny ve diğerleri 1973) büyük bir benzerlik gösterir. *Dolayısıyla, Tanyeri ofiyolitlerinin ül- tramafik kayaçlar ile bazik kayaçları arasında kökensel bir ilişkinin olabileceği ortaya çıkar.* Bu görüş Alpin peridotit- leri için yukarıda belirtilen 2. kuramı destekler nitelikte- dir. Ancak arazide diyorit ve gabroların geçişli olmasına kar- şın yığışım dokuları göstermemeleri ve peridotitlerin ancak yersel olarak bantlı yapıda bulunmaları bu kuramla uyumsuz gö- rünür ise de ileri derecedeki serpantinleşme vetektonizma pe- ridotitlerin bantlı yapısını silebilir. Öte yandan Vourinos (Everett ve diğerleri 1975) ve Papuan (Jaques ve Chappel 1980) ofiyolit birliklerinde tektonitlerde dahil olmak üzere bantlı peridotitler ile diğer kayaçlar arasında kökensel bir ilişki- nin varlığı ileri sürülmüştür. Ayrıca Vourinos'daki tektonit ve hemen üstlerindeki bantlı peridotitlere ait olivinlerin benzer oranda Mg (%91 - 93) içermiş olmaları nedeni bantlı pe- ridotitlerin artık harzburjitler üzerine magmatik yığışım iş- lemi ile gelişmiş olabileceği belirtilmiştir. *O halde Tanyeri ültramafitleri hangi tür peridotitlere karşılık gelirse gelsin ofiyolitik birliğin mafik kayaçları ile kökensel bir ilişkiye sahiptirler.*

#### 4.2.4.6 OFİYOLİTİK KAYAÇLARIN BAŞKALAŞIMI

Ofiyolitik kayaçların başkalaşım olaylarını okyanus tabanı ve karadaki ayrışma, spilitleşme ve serpantinleşme oluşturmaktadı- r. Tanyeri ofiyolitik kayaçlarının başkalaşım olaylarına geç- meden önce, halen tartışılmakta olan spilit - metabazalt terim- leri ve spilitleşme olayı yanı sıra, diğer başkalaşım olayla- rı hakkında bazı açıklayıcı bilgilerin verilmesinin yararı olacağı kanısındayız.



Şekil 46 Tanyeri ofiyolitik kayaçlarının Pindos ofiyolitleri ile (Montigny ve diğerleri 1973) Ti, V içerikleri bakımından karşılaştırılması.

#### 4.2.4.6.1 OKYANUS TABANI VE KARASAL AYRIŞMA (HALMYROLSİS VE WEATHERING)

Okyanus tabanında yayılan bazaltik kayaçların dış kısımları devamlı su ile temas halinde olduklarından iç kısımlara oranla çok daha fazla bozmuşlardır (Miyashiro 1975). Bu gibi olaylarda ana elementlerin hareketlilik derecesi ve yönü kayaç bileşimini önemli derecede etkiler.

Pearce (1976) denizaltı ayrışmasını önceki çalışmalardan kaynaklanarak (Engel ve diğerleri 1965, Moore 1966, Philpotts ve diğerleri 1969, Miyashiro ve diğerleri 1969, Hart R. 1970, Hart ve Nalwalk 1970, Matthews 1971) özetlemeye çalışmıştır. Pearce'e göre, okyanus tabanı ayrışmasında elementlerin hare-

ketliliği (kayacın kazandığı element + , kaybettiği element - )  
şöyle gruplanır :

Çok hareketli + H<sub>2</sub>O, + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, + K<sub>2</sub>O, - CaO, - MgO

Hareketli - NaO, - SiO<sub>2</sub>

Az hareketli + Toplam Fe, + TiO<sub>2</sub>

Hareketsiz Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Karalardaki ayrışmayı en iyi bir şekilde ayrışma zonlarında birkaç elementin göreceli hareketliliğini inceleyen Lisitsyna'nın (1968) çalışmaları açıklar (Pearce 1976'dan). Araştırmacının sonuçlarına göre, karadaki ayrışmada ana elementler aşağıdaki gibi davranırlar :

Çok hareketli - CaO, - NaO, - MgO, - K<sub>2</sub>O, + H<sub>2</sub>O

Hareketli - SiO<sub>2</sub>

Hareketsiz Toplam Fe, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>

#### 4.2.4.6.2 SPİLİTLEŞME

Kalsit, klorit ve albit ile tanıtan olan spilitleşme, bazaltik kayaların diğer bir başkalaşım olayıdır. Bu konuda şimdiye dek yapılan çalışmalar özellikle spilitleşmenin kökeni ve oluşum ortamı hakkında değişik öneriler kazandırmıştır :

1- Spilitleşme birincil yani magmatik bir olaydır (Amstutz ve Patwardhan, Bamba, Lehmann, Narebski, Pamic ve diğerleri 1974).

2- Spilitleşme otohidrotermal veya otometamorfik kökenlidir (Juteau ve Rocci, Spadea, Tane, Vozar 1974).

3- İkincil bir olay olan spilitleşme diyajenetik veya metamorfik kökenlidir (Battey, Coombs, Shilov, Smith, Vuagnat 1974). Melson ve Andel (1966), Cann (1969) spilitleşme sırasındaki elementlerin kimyasal hareketliliğini (spilitleşme olayında kayacın kazandığı element + ve kaybettiği element -) tanımlamaya çalışmışlardır.

Çok hareketli - CaO, - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, + H<sub>2</sub>O

Hareketli Na<sub>2</sub>O, + SiO<sub>2</sub>, + (MgO + FeO), - K<sub>2</sub>O



Hareketsiz  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  /  $FeO$  (Pearce 1976'dan)

Öte yandan, spilit ile metabazalt terimleri arasındaki sıkı bir ilişki vardır. Bazı yazarlar metabazaltı spilit kavramına dahil ederlerken, bazıları da her iki terimin farklı anlamlar içerdiklerini vurgulamışlardır. Örneğin Fiala (1974) spilit bileşimli metamorfitlerin ve bazen de magmatik doku kalıntılarının, ya birincil spilitlerin rejyonel metamorfizması ile veya birincil metabazalt ve metadiyabazaltların albitleşmesi ile türemiş olabileceğini belirtirken, Patwardhan ve Bhandari (1974) magmatizma sonrası (Postmagmatic) olaylar ile spilitik bileşim kazanan bazaltik kayaların spilit olarak adlandırılabilceğini, fakat bu tür kayaların kökenini ve bileşimini belirtmesi bakımından metabazalt teriminin kullanılmasının çok daha uygun olduğunu savunur.

Coombs (1974) ise çoğu spilitlerin düşük dereceli metabazaltlara karşılık gelebileceğini iddia eder. Oysa Yoder (1967) spilitleşmeyi metamorfizmaya uğramamış kalsit, serbest klinopiroksen, albit ve klorit oluşumu olarak tanımlar. Battey (1974) ise bu tanıma iyi korunmuş birincil dokuyu da eklemiştir. Öte yandan Vatinperignan ve Shaw (1972) spilitik kayaların bazaltlara oranla Li'ca bir zenginleşme gösterdiğini belirtmiş, Shaw ve diğerleride (1977) bu görüşü doğrulayan sonuçlar saptamışlardır. Ancak yazarlar bu kurama uymayan spilitik kayaların bulunduğunu da açıklamışlardır.

Ayrışmamış bazaltlarda Li değeri düşüktür. Örneğin Hint Okyanusu tabanına ait bazaltlarda ortalama Li değeri 5.4 ppm olarak saptanmıştır (Engel ve Fisher 1975). Bazı yazarlara göre bu değer daha yüksek olup (10.20 ppm), 75 ppm'in üzerindeki Li artışı ayrışma ile ilgilidir (Thompson ve Melson 1970, Thompson ve diğerleri 1974, Frey ve diğerleri 1974, Henrichs ve Thompson 1976, Shaw ve diğerlerinden 1977).

Frey ve diğerleri (1974) Li'mun ayrışma derecesini belirten önemli bir element olduğunu vurgulamışlardır. Fakat buradaki ayrışma spilitleşmeden çok camın palagonitik değişimidir.

#### 4.2.4.6.3 TANYERİ BAZALTIK KAYAÇLARININ SPİLİTLEŞMESİ

Yukarıdaki tanımlar dikkate alınarak, başkalaşıma uğramış Tanyeri ofiyolitik bazaltlarının spilitik mineral birliği ve iyi korunmuş birincil doku içermiş olanları spilit, dokuları

az çok belirsiz olanlarıda metabazalt veya metadiyabaz olarak adlandırılmıştır.

Ofiyolit yerleşimi ve yerleşim sonrası etkin K-G doğrultulu basınç gerilmeleri yanı sıra, bölgenin en önemli yapısal öğesini oluşturan K.A.F. Zonu hareketleri nedeniyle, metabazaltlar daha çok dinamo metamorfizma izlerini taşır. Bu nedenle, Tanyeri metabazaltları spilitik kayaların metamorfizmadan etkilenmiş şekilleri olabilir.

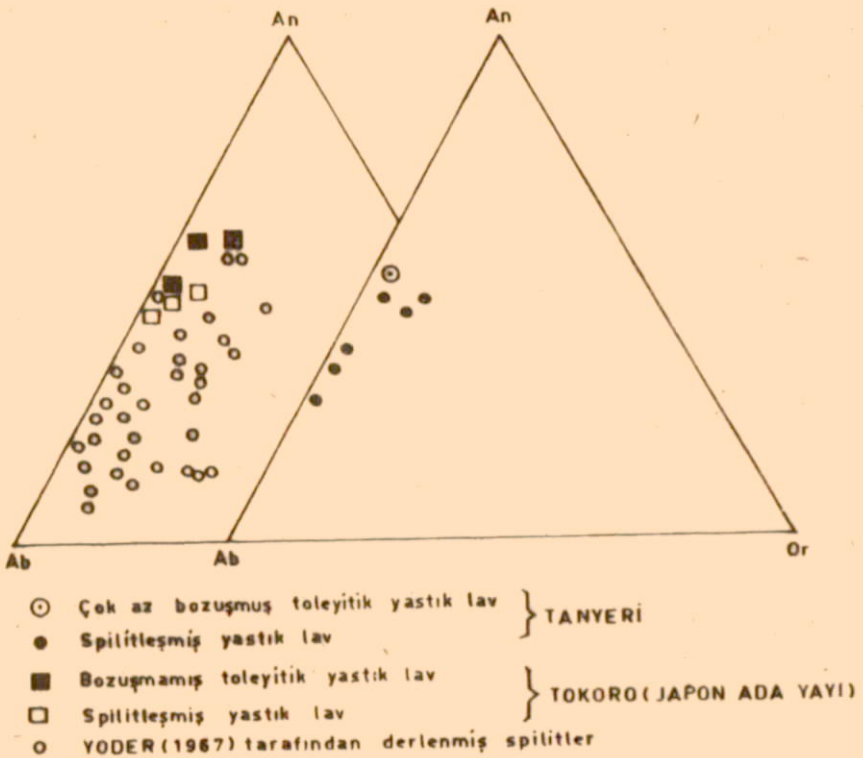
Spilit veya metabazaltların oluşumlarından günümüze dek geçirmiş oldukları başkalaşım olaylarının boyutları ve niteliğinin açıklanmasında V-V eğrisi (Miyashiro 1975) bir ölçüde yardımcı olmaktadır (Şekil 29). Tüm bozuşmamış Kuvaterner volkanitlerinin  $Na_2O + K_2O - Na_2O / K_2O$  değerleri, V-V eğrisinin altında kalmaktadır. Bunun karşılık Tanyeri ofiyolitik bazalt ve spilitlerin bir kısmı V-V eğrisinin üzerinde yer alır (örnek no: 264, 290, 134).

Şekil 47 de Yoder (1967) tarafından derlenmiş spilitlerin ve Tokoro (Japon ada yayı) spilitleşmiş ve ayrışmamış yastık lavlarının (Bamba 1974), Tanyeri ofiyolitik bazik volkanitleri ile karşılaştırılması görülmektedir.

Bu spilitik kayaç normatif feldispat diyagramında görüleceği gibi, Tokoro ve Tanyeri spilitik kayaları Yoder (1967) tarafından önerilen spilitik alan içerisinde benzer dağılım gösterirken ayrışmamış veya çok az ayrışmış olan bazaltlar bu alanın dışında kalırlar.

Tanyeri bölgesinde ofiyolitik seriye ait toleyitik bazaltlardan birbirlerine çok yakın olarak alınmış iki örneğin, (az ayrışmış ve spilitleşmiş) spilitleşme sırasındaki ana element değişimi Şekil 48 de verilmiştir. Tokoro spilitik kayaları ile karşılaştırılan Tanyeri spilitleri bu şekilde Tokoro spilitleri gibi spilitleşme olayında benzer kimyasal değişim gösterirler.

Eğer spilitleşmenin bazaltik kayaların bozuşması (alterasyon) ile oluştuğu kabul edilirse, bu durumda spilitleşme genel olarak Li'ma eşlik eder (bkz. spilitleşme bölümü). Oysa, spilitleşmiş Tanyeri bazaltlarının Li içerikleri (10 - 14 ppm) genel spilitik kayalar için verilen alt sınır değerinden (30 ppm) küçüktür (Şekil 49).

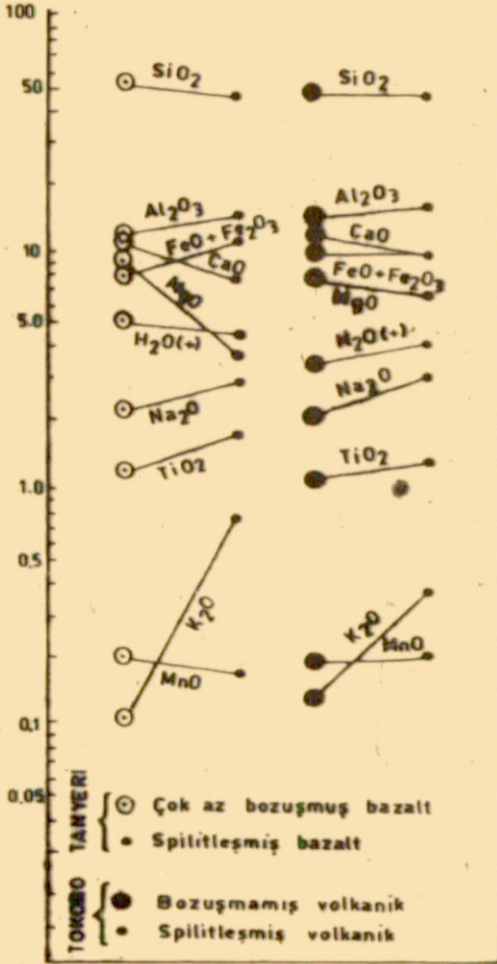


Şekil 47 Tanyeri spilitik kayaçları ile Tokoro (Japon ada yayı) spilitik kayaçlarının An - Ab - Or diyagramında (Yoder 1967) karşılaştırılması.

Vallence (1974) Deccan bazaltlarındaki spilitik kayaçların 8 - 10 ppm Li; bozuşmamış kayaçların ise 1 ppm Li içerdiğini belirtmiştir (Shaw ve diğerlerinden 1977).

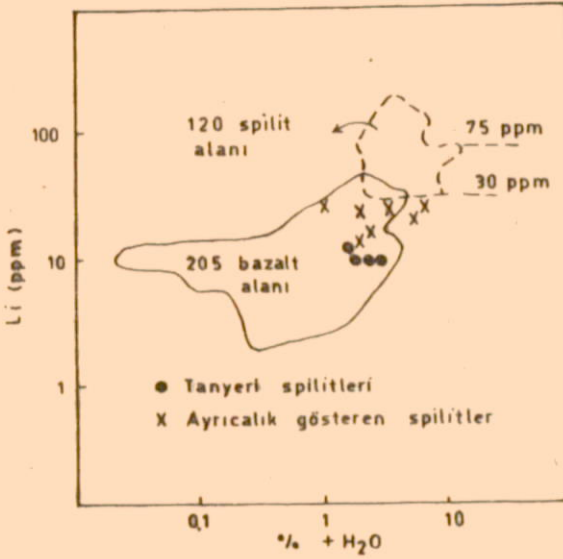
Bazaltik kayaç bozuşmasında  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 'e göre çok daha hareketli davrandığından  $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$  oranı bir diğer bozuşma indeksini verebilir.

Hart ve Nalwalk (1970) okyanus tabanı ayrışmasında  $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$  oranı ile  $\text{H}_2\text{O}$  miktarı arasındaki ilişkiyi açıklamıştır. Şekil 50 de  $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$  diyagramında görüleceği gibi bazaltik

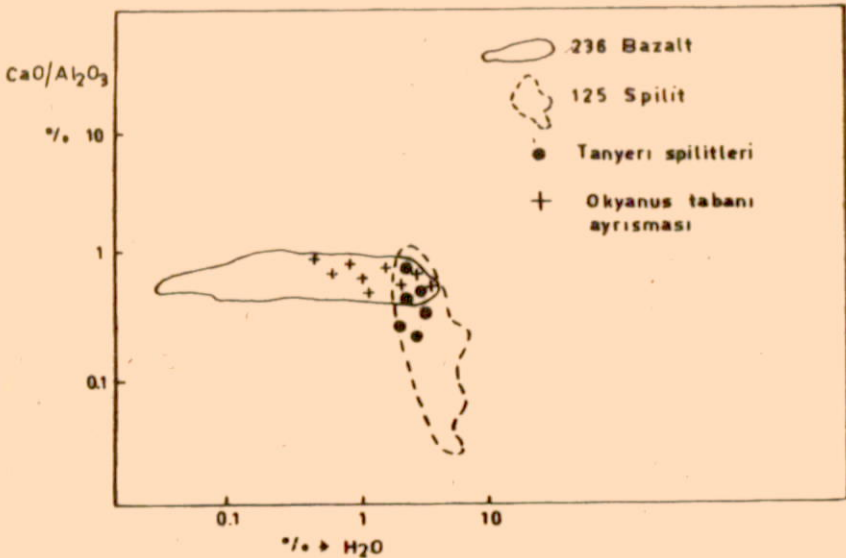


Şekil 48 Tanyeri ve Tokoro (Japon ada yayı; Bamba 1974) Toleyitik spilitik volkanik kayaçları arasındaki kimyasal değişimlerin karşılaştırılması.

kayaçların CaO / Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oranları düşük H<sub>2</sub>O değerlerinde büyük bir değişiklik göstermez. Oysa % 2'den daha büyük H<sub>2</sub>O içeriği ile CaO / Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oranı, Tanyeri ve diğer bölgelerdeki bazaltik kayaçların spilitleşme ve bozuşma olayları sırasında



Şekil 49 Tanyeri spilitik kayaların Li ve + H<sub>2</sub>O diyagramındaki (Shaw ve diğerleri 1977) dağılımları.



Şekil 50 Tanyeri spilitlerinin CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - H<sub>2</sub>O diyagramındaki (Shaw ve diğerleri 1977) yerleri.

önemli derecede değişir. Kalsiyumun bu davranışı Maurin (1974), Mottl ve diğerleri (1974), Hajash'ın (1974) hidrotermal deneyimlerine uyumluluk sağlar (Shaw ve diğerlerinden 1977).

#### 4.2.4.6.4 SERPANTİNLEŞME, SERPANTİN MİNERAL TOPLULUKLARI VE JEOTEKTONİK ÖNEMLERİ

Ultramafik kayaların çoğu hidratasyona uğrayarak kısmen veya tamamen serpantinleşirler. Moody (1976) serpantinleşme oluşumunu ve serpantinleşme sorunlarını yeniden ayrıntılı olarak gözden geçirmiştir. Prichard (1979) ise özellikle serpantinleşme sırasında serpantin minerallerinin oluşum sırası ve serpantin mineral şekilleri ile ilgili olarak bazı açıklayıcı bilgiler vermiştir.

Biz burada serpantin mineralojisi ve serpantinleşme olayı sırasındaki kimyasal değişikliklerden çok, serpantinlerin bulunuş şekilleri, serpantin mineral birlikleri ve bunların jeotektonik önemlerini içeren konulara değinmeye çalışacağız.

Coleman (1971) arazi gözlemlerine göre serpantinleşmiş kayaların şu şekilde dağılım gösterdiklerini açıklar :

- 1- Ultrabazik kayaların hidratasyonundan oluşmuş serpantinler: Bu serpantinleşme doğrudan ana kayaç ile ilişkili olarak gelişir.
- 2- Tektonik serpantinler: Yüksek derecede makaslama hareketlerine uğramış birincil ana kayaç parçalarını içeren serpantinlerdir.
- 3- Magmatik kayaçlar ile dolomit veya magnezitlerin dokanağında kristalleşen metasomatik serpantinler.
- 4- Serpantin yüzeylemeleri içeren önceki sahalardan oluşmuş sedimanter serpantinler.

Alpin tip peridotitlerin masif serpantin yüzeylemeleri çoğunca lizardit + krizotil + brusit + manyetit topluluğunu içerirler.

Coleman (1971) bu serpantin mineral birliğini damar şeklinde yüzeylenmeyen ve makaslama hareketlerinden etkilenmemiş serpantin kütlelerin tanıtmanı olarak yorumlamıştır.

Aslaner (1973) İskenderun - Kırıkhan bölgesindeki (Güneydoğu Anadolu) serpantinitlerin X-ışınları difratometre ve D.T.A. çalışmaları neticesinde lizardit + klinokrizotil + ortokrizotil içerdiğini; antigorit mineraline ise kesinlikle rastlanılmadığını vurgular. Oysa rejyonel metamorfizmadan etkilenmiş ultramafit sahalarda antigorit en yaygın serpantin minerali olup, lizardit ve klinokrizotile oranla daha egemendir (Coleman 1971).

Moody (1976) antigorit varlığının; serpantinleşme sırasındaki ilerleyici bir metamorfizmanın etkinliğini veya peridotitlerin lizardit ve krizotilden daha yüksek P, T şartlarında serpantinleştiğini belirtebileceğini düşünür. Okyanus tabanı ve ofiyolitli karmaşıklarda, serpantin minerallerinin oluşumunu lizardit, krizotil ve antigorit sırası ile veren Prichard (1979) antigorit makaslama zonlarında serpantinleşmenin son ürünü olarak lizarditten dönüştüğünü iddia eder.

#### 4.2.4.6.5 TANYERİ SERPANTİNİTLERİNİN-JEOTEKTONİK ANLAMLARI

Yukarıdaki açıklamalara göre, peridotitlerin hidrotasyonundan oluşmuş serpantinitler yanında, yersel olarak izlenen ve makaslama hareketleriyle gelişmiş tektonik (ezikli) serpantinitler, Tanyeri serpantinit zonunu oluştururlar. Bu serpantinit zonunun en ilginç yanı, önemli miktarda antigorit minerali içermiş olmasıdır (Şekil 3-13). Çoğunlukla sahanın kuzelinde serpantinit-metamorfit dokanağı boyunca izlenen antigorit minerallerinin varlığı şu şekilde yorumlanabilir :

1- Antigorit mineralleri, metamorfite - serpantinit üzerleme dokanağının belirtisidir.

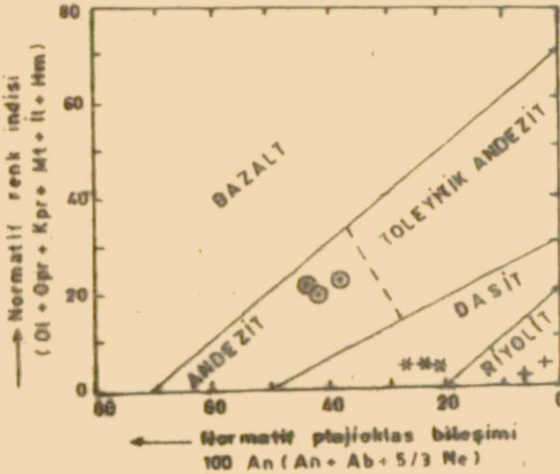
2- Veya bu serpantinitler, Alplerde olduğu gibi (Coleman 1971) kabuğun daha alt seviyelerini oluşturan kök zonu peridotitlerine (Den Tex 1969) karşılık gelebilir.

Ultramafik kayaçların jeotektonik anlamlarına değinen Moores (1973), bu tür kök zonu peridotitlerinin yüksek dereceli metamorfik sahaların derince aşınmış yerlerinde görüldüğünü ve derinde oluşmuş rekristalizasyon ile birlikte garnet-peridotit birliğini içerdiğini belirtir. Ancak Tanyeri ve çevresindeki metamorfik kayaçlar düşük dereceli metamorfitler ise de yine Moores (1973) bu tür serpantinit oluşmalarının henüz tam açıklığa kavuşmadığını vurgular.

#### 4.3 TANYERİ PLİYO - KUVERTNER VOLKANİK KAYAÇLARININ PETROKİMYASI VE JEOTEKTONİK ANLAMLARI

Jipsli seriyi örten Pliyosen (?) volkanitleri ile K.A.Fayı boyunca dizilim gösteren daha genç volkanik kayaçların (Kuvaterner) ana ve iz element analizleri dizelge 15 ve 16 da verilmiştir.

Normatif plajiyoklaz bileşim-normatif renk indisine göre kayaçların kimyasal adlanması yapıldığında, Orta-Üst Miyosen jipsli serisini örten volkanitlerin andezit, Erzincan Ovası Sörperan köyü Kuvaterner volkanik kayaçların da, dasitik bileşimde oldukları anlaşılmıştır.



Şekil 51 Normatif plajiyoklaz bileşimi - normatif renk indisine göre (Irvine ve Baragar 1971) Pliyo-Kuvaterner volkanik kayaçların adlandırılması.

Dasit ve andezitler,  $Ol' - Ne' - Q'$ ,  $Na_2O + K_2O - SiO_2$  ve  $Al_2O_3 - FeO - MgO$  diyagramlarında yarı alkali, AFM ve  $FeO - FeO / MgO$  diyagramlarında ise kalk - alkali magma türüne karşılık gelirler (Şekil 52, 54, 55, 56). Saha gözlemlerine göre,

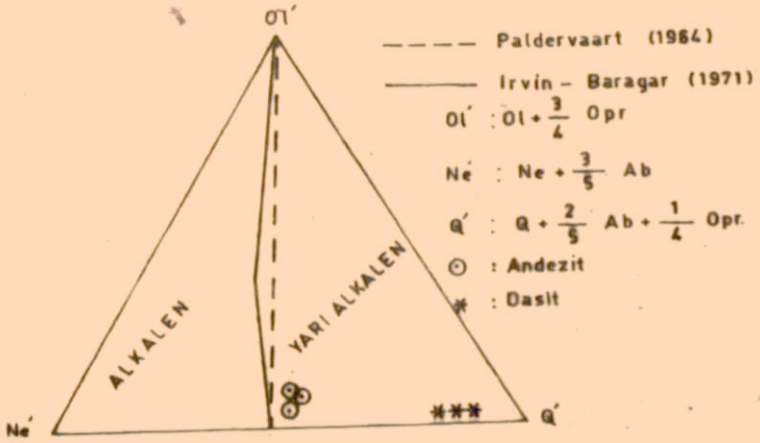


	247	248	249		347	248	249
SiO <sub>2</sub>	54.20	53.60	57.58	Li	14	10	-
TiO <sub>2</sub>	1.12	1.18	0.77	Nb	16	29	13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.80	17.35	16.40	Zr	280	319	239
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.45	6.20	3.35	Y	15	26	9
FeO	1.70	1.65	2.50	Sr	586	605	595
MnO	0.13	0.16	0.09	U	0	0	0
MgO	2.55	3.15	3.70	Rb	55	55	45
CaO	7.40	7.50	7.30	Th	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	4.00	3.75	3.85	Pb	0	0	4
K <sub>2</sub> O	2.25	2.20	2.25	Ga	12	14	11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.52	0.54	0.31	Zn	78	79	59
H <sub>2</sub> O	2.90	2.20	1.75	Cu	68	51	16
CO <sub>2</sub>	0.11	0.28	0.19	Ni	29	46	65
				Co	17	13	18
Toplam	100.13	99.76	99.96	Cr	70	75	95
				V	289	246	172
CIPW NORM (sulu)				Ce	37	46	85
	247	248	249	Nd	19	15	30
Q	6.30	6.60	9.04	Ba*	549	751	555
OR	13.30	13.00	13.30	Ba	601	816	541
AB	33.85	31.73	32.58	La	37	35	63
AN	23.97	24.01	20.82	Sc	16	13	8
				S	0	191	0
Dİ				Toplam	2211	2652	2075
WO	3.61	3.30	5.08				
EN	3.12	2.85	4.14				
FS	0.00	0.00	0.32				
HY							
WO	0.00	0.00	-				
EN	3.23	5.00	5.07				
FS	0.00	0.00	0.40				
OL							
FO	0.00	0.00	-				
FA	0.00	0.00	-				
MT	2.66	2.42	4.86				
IL	2.13	2.24	1.46				
HM	3.62	4.53	0.00				
AP	1.23	1.28	0.73				
CC	0.25	0.64	0.43				
H <sub>2</sub> O	2.90	2.20	1.75				
Toplam	100.16	99.80	99.98				

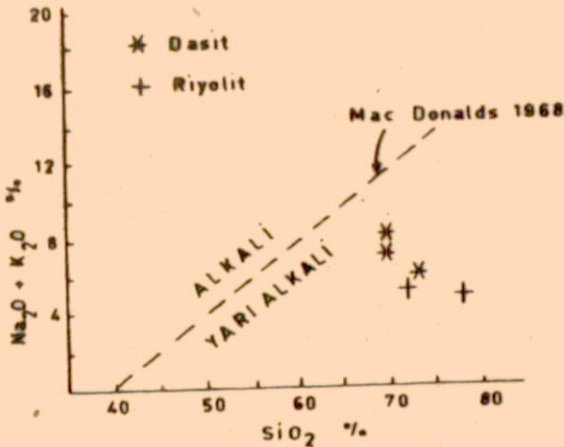
Dizelge 15 Tanyeri Pliyosen olivinli andezitlerinin (Göbürge köyünün 4 km güneybatısı) % ağırlık olarak ana element analizleri, C.I.P.W. normları ve iz elementleri (ppm).

	331	334	337		331	334	347
SiO <sub>2</sub>	72.90	69.85	69.60	Li	28	28	39
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.29	0.67	Nb	0	0	16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.15	14.75	13.75	Zr	152	162	211
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.75	1.65	0.70	Y	0	0	8
FeO	0.45	0.55	1.40	Sr	246	262	151
MnO	0.05	0.04	0.06	U	0	0	0
MgO	0.70	0.60	0.45	Rb	84	96	127
CaO	2.25	2.40	2.40	Th	0	0	14
Na <sub>2</sub> O	3.40	4.35	3.55	Pb	4	4	4
K <sub>2</sub> O	2.80	3.75	4.40	Ga	5	8	11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.14	0.12	Zn	23	28	41
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.90	1.55	2.75	Cu	7	7	7
CO <sub>2</sub>	-0.00	-0.00	-0.00	Ni	6	6	6
				Co	17	4	3
Toplam	99.84	99.92	99.85	Cr	5	5	6
				V	0	19	0
CIPW NORM (sulu)				Ce	41	40	66
				Nd	11	1	9
	331	334	337	Ba*	432	443	492
Q	36.92	24.85	26.74	Ba	419	441	444
C	1.75	0.00	0.00	La	28	34	47
OR	16.55	22.16	26.00	Sc	2	1	0
AB	28.77	36.81	30.04	S	0	0	242
AN	10.31	9.65	8.59	Toplam	1085	1146	1476
WO	0.00	0.56	1.06				
DI   EN	0.00	0.49	0.55				
FS	0.00	0.00	0.49				
HY   EN	1.74	1.01	0.58				
FS	0.00	0.00	0.51				
MT	0.57	1.06	1.01				
IL	0.68	0.55	1.27				
HM	0.36	0.92	-				
AP	0.31	0.33	0.28				
CC	0.00	0.00	0.00				
H <sub>2</sub> O	1.90	1.55	2.75				
Toplam	99.86	99.94	99.87				

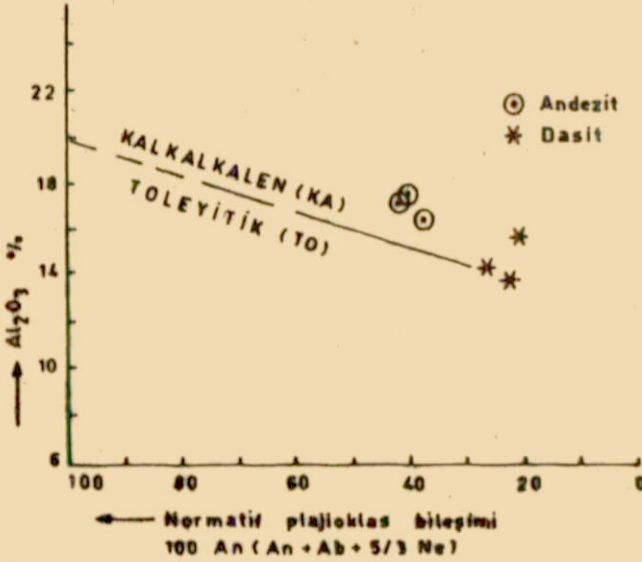
Dizelge 16 Tanyeri Kuvaterner dasitlerinin % ağırlık olarak ana elementleri; C.I.P.W. normları ve iz elementleri (ppm).



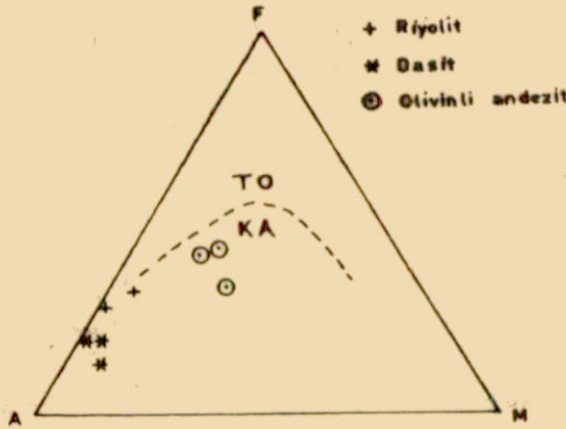
Şekil 52 Tanyeri Pliyo - Kuvaterner volkanitlerinin  $Ol'$  -  $Ne'$  -  $Q'$  diyagramındaki (Irvine ve Baragar 1971) yerleri,



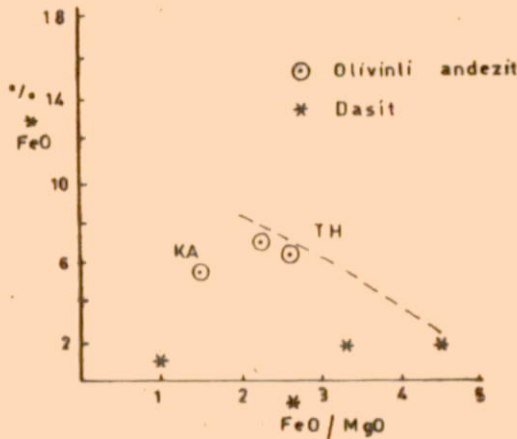
Şekil 53 Tanyeri Üst Kretase - Paleosen ofiyolitli karmaşığı'nı kesen riyolitik daykların ve Kuvaterner dasitlerin alkali - silis diyagramındaki yerleri.



Şekil 54 Tanyeri Pliyo-Kuvaterner volkanitlerinin normafit plajiyoklaz bileşimi -  $Al_2O_3$  diyagramında (Irvine ve Baragar 1971) gösterilişi.



Şekil 55 Tanyeri Üst Kretase - Paleosen ofiyolitli karmaşığını kesen riyolitik dayklar ve Pliyo-Kuvaterner andezit ve desitlerin AFM diyagramındaki (Irvine ve Baragar 1971) yerleri.



Şekil 56 Tanyeri Pliyo - Kuvaterner kalk - alkali volkanitlerinin  $\text{FeO}^* - \text{FeO} / \text{MgO}$  diyagramındaki (Miyashiro 1975) yerleri.

Erzincan Ovası çöküntü havzası ve K.A.Fayı ile ilişkili olarak geliştiği düşünülen bu volkanizmaların jeotektonik konumları henüz tartışmalıdır. Örneğin K.A.Fayını eski bir benioff zonu olarak düşünen Ataman ve diğerleri (1975) Erzincan andezitlerinin ilksel  $\text{Sr}^{87} / \text{Sr}^{86}$  oranlarına göre bunların Anadolu plakacığı ile Doğu Pontid yayının çarpışması sırasında, eğik bir sismik zon boyunca batan litosferin, kabuk veya mantomalzemeli kısımlarının ergimesi ile oluşturulduklarını ileri sürerler.

Buna benzer bir diğer görüş de, Doğu Anadolu'da Van bölgesindeki Neojen volkanitleri için önerilmiştir. Innocenti ve diğerlerine (1976) göre Arabistan, Anadolu ve İran plakalarının birleşim yeri olan Van bölgesinde kalk - alkali volkanizma Burdigaliyenden sonra; alkali volkanizma ise Üst Miyosenden günümüze dek etkinliklerini sürdürmüşlerdir. Yazarlar kalk - alkali volkanizmanın Arabistan / Anadolu - İran kıtalarının çarpışmasından sonra da işlevlerini sürdürebilmelerini, daha önceki alta dalma olayı sırasında (Arabistan plakasının Anadolu plakası altına dalması) oluşturulmuş magmanın litosferinde depolanması ile açıklanabileceğini belirtmişlerdir.

Ayrıca yazarlar bu görüşün doğruluğunu Miyosen sonrası kalk-alkalen magmanın ayrılaşma ürünlerinin yaygınlığı yanı sıra, Lambert ve diğerlerinin (1974) Ararat dağı için önerdikleri "litosfer içindeki magma ocağı" kuramı ile pekiştirmeye çalışmışlardır. Alkalin volkanizmanın oluşumu ise, kıtaların çarpışmasından sonra Üst Miyosende Anadolu-İran plakasının parçalanıp, birbirlerinden uzaklaşması ile açıklanmaktadır.

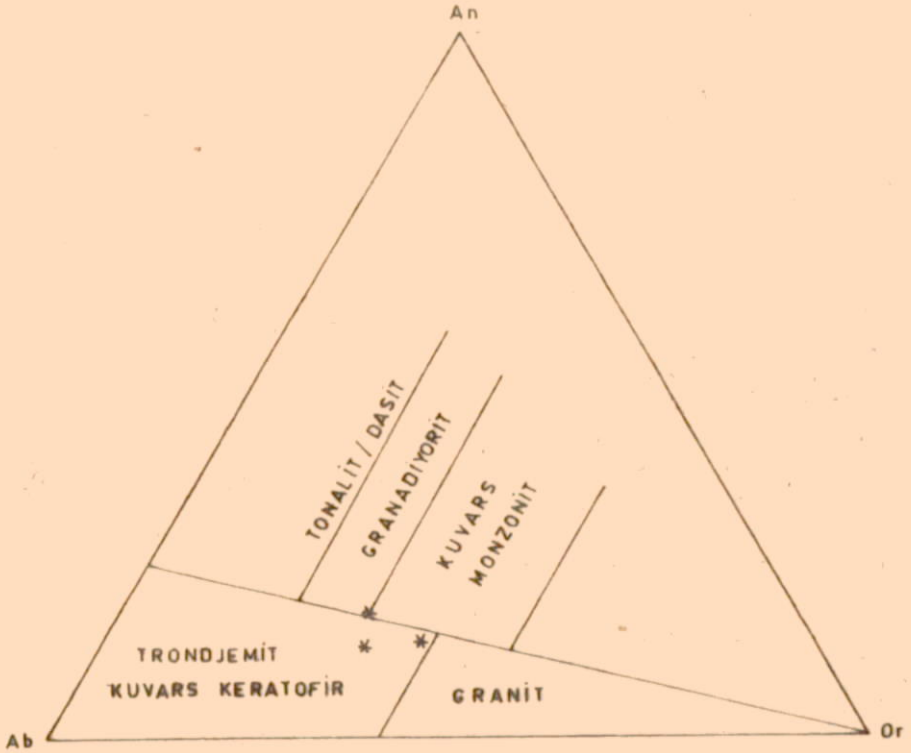
Öte yandan Erzurum-Kars yöresinde, Neojen çöküntüsü ile ilgili volkanizmayı petrografik ve petrokimyasal açıdan inceleyen Tokel (1979) Üst Miyosende başlayan alkali bazaltik magmanın Panoniyene kadar devam ettiğini, toleyitik örtü bazaltlarını oluşturan ikinci volkanizmanın da Kuvaterner başlarına kadar etkin olduğunu saptamıştır.

Tokel (1979) Neojen volkanik serilerinin tektonik yerleşimini açıklamak için Doğu Anadolu'da, Neojende bir yitim zonu varlığının kabul edilemeyeceğini, rift yapısı ile beraber oluşan kıta içi volkanizmanın açıklanması için "manto yükselmesi" varsayımının jeolojik, jeofizik ve petrokimyasal verilere uygun düştüğünü belirtir. Ancak bu görüş, Erzincan ve Van bölgelerinde yayımlı olan kalk-alkalen volkanizmanın oluşumuna açıklık getirmez.

Şengör (1980) Doğu Anadolu'da sıkışma bölgesinde kalınlaşan kıta kabuğunun alt kısımlarının kısmı ergimesi ve açılma çatlaklarından manto malzemesinin yükselmesi ile buradaki yaygın kalk-alkalen ve alkalin Pliyo-Kuvaterner volkanizmasını oluşturabileceğini öne sürer.

Doğu Anadolu'nun Neojen ve daha genç volkanizması genel olarak değerlendirildiğinde, derin üst manto kökenli alkalin ve sığ manto kökenli toleyitik (Tokel 1979) veya litosferde depolanmış kalk-alkali magmaların (Lambert ve diğerleri 1974, Innocenti ve diğerleri 1976) varlığı belirlenir. Farklı bu üç magma türünü Doğu Anadolu'da tek bir jeotektonik ortama uygulamak (manto yükselmesi ile ilgili rift oluşumu) yeterli değildir. Çünkü alkalin ve toleyitik magma birliği manto yükselmesinin bir sonucu olan rift oluşumuna eşlik ederse de, Doğu Anadolu'da Alt Miyosenden günümüze dek geniş bir zaman aralığı içerisinde etkinliğini sürdürmüş olan kalk-alkalen volkanizmanın varlığı bilinen rift yapılarının magmatizma birliği ile uyum sağlamaz. O halde esas sorun kalk-alkalen volkanizmanın jeotektonik konumu ve kökenidir.

Erzincan - Sörperan dasitleri normatif An - Ab - Or diyagramında (O'canner 1965) kuvars keratofir - trondjemit alanında yer alırlar (Şekil 57).



Şekil 57 Normatif An - Ab - Or diyagramında (O'canner 1965) Erzincan - Sörperan Kuvaterner dasitik volkanitlerinin yerleri.

Arth (1979) trondjemit ve kimyasal eşdeğeri olan dasitlerin oluşum ortamlarını kondrite normalleştirilmiş iz elementlerine göre OKYANUSAL (ofiyolitli karmaşık ve ada yayları); KITASAL (kıta kenarları ve kıta içi) olmak üzere farklı 4 grup altında toplamıştır. Buna göre Sörperan dasitlerinin kondrite göre normalleştirilmiş yüksek Ce (55.68) değeri kıta içi, düşük Nd (12.22) değeri ise ada yayı kökenini gösterir. Ayrıca Arth (1979) aynı tür kayaların farklı  $Al_2O_3$  içeriklerine göre KITASAL ( $Al_2O_3 > 14.5 - 15$ ) veya OKYANUSAL

( $Al_2O_3 < 14.5 - 15$ ) kökenli olarak ayrılabilceğini de göstermiştir.  $Al_2O_3$  değerleri 13.75 - 14.75 arasında değişen Sörperan daşitlerinin bu duruma göre okyanusal kökenli olabileceği düşünülür.

Tanyeri andezitlerinin iz elementleri gelişmiş ada yayları ve kıta içi (intracontinental) andezitlerinin tipik iz elementleri ile karşılaştırıldığında, bunların yüksek Cr, Ni, V ve düşük U, Th içerikleri bakımından ada yayı özellikli volkanitlere; yüksek Rb, Ba, Sr, La ve Zr içerikleri bakımında da kıta içi andezitlere benzer oldukları anlaşılır (Dizelge 17).

ppm	1	2	3
Rb	12	140	51.66
Ba	145	820	618.33
Sr	230	425	595.33
La	3.8	25	45
Th	0.8	13	0
U	0.4	4	0
Th /U	2.0	3.2	0
Ni	22	2	46.66
V	195	90	235.66
Cr	30	12	103.33
Zr	80	300	279.33

- 1: Gelişmiş ada yayları (Jakes ve White 1971)  
 2: Kıta içi andezitleri (Jakes ve Gill 1970)  
 3: Tanyeri andezitlerinin ortalama değerleri

**Dizelge 17** Gelişmiş ada yayları ve kıta içi volkanitlerinin iz elementleri ile Tanyeri andezitlerinin karşılaştırılması.

*Buradan da, ada yayı kökenli kalk - alkalin magmanın kıtasal kabuktan etkilenmiş olabileceği sonucu çıkarılır.*

İnceleme sahasında görülen kalk - alkalin volkanizmanın Orta - Üst Miyosenden sonra Fırat vadisinin ve K.A.Fayının oluşumu ile ilgili olarak geliştiği düşünülmektedir.

Öte yandan plaka içi volkanizmanın oluşum kuramlarından olan ve gerilme bölgelerine uygulanabilen "litosferik kırıklar boyunca magma akışı" (Turcotte ve Oxburgh 1978) dikkate alındığında, Neojen volkanizmasının jeotektonik konumu şöyle açıklanabilir :



Neojen başlarında Doğu Anadolu'da kıta - kıta, kıta - ada yayı çarpışmalarından sonra Zagros'ta olduğu gibi okyanusal alta dalma olayından kıtasal alta dalma olayına geçiş (Bird ve diğerleri 1975) gerçekleşebilir. Böylece dalan litosferin yaklaşık 110 km de suyunu kaybetmesi (Wyllie 1981) ve buna bağlı olarak da kalk - alkalin magma oluşumunun bir müddet daha (Mi-yosen sonlarına kadar Innocenti ve diğerleri 1976) devam etmesi beklenir. Ancak Pliyosen'den Kuvaterner başlarına kadar etkinliğini sürdürmüş olan kalk - alkalin volkanizma ise önceki yitimlere bağlı olarak gelişmiş kısmi ergimelerin ürünleri olan ve yükselerek kıta kabuğu içinde hapsedilmiş magma odaları (Lambert ve diğerleri 1974, Innocenti ve diğerleri 1976, Wyllie 1981) ile ilişkili olmalıdır. Ve nihayet Doğu Anadolu'nun rift yapılarının oluşumuna neden olan "manto yükselmesi varsayımı" ile (Özelçi 1973, Tokel 1979) gelişen ve litosferi kat eden kırıklar boyunca alkalin, toleyitik ve kalk - alkalin magmaların yüzeye çıkışı düşünülebilir.

## 5 YAPISAL JEOLOJİ

İncelēme alanı Alpin tektonik birliğine dahil edilen Pontid ve Torid kuşaklarının geçiş bölgesi içinde kalır. Bölgenin en önemli yapısal unsurları Erzincan grabeni ile birlikteki K.A. F. Zonu; yaklaşık D-B doğrultulu Eosen flişinin paralel kıvrımları ve bunlara paralel K-G hareket yönlü bindirmelerdir. Yapısal unsurların varlıkları ve konumları arazi bulgularının ve 1/10 000'lik hava fotoğraflarının denestirilmesi ile saptanmıştır. Genelde bir sıkışma tektoniğinin tüm özelliklerine sahip olan yörede metamorfik, magmatik ve çökel kayaların düzlemsel ve kırıklı yapı unsurları çeşitli diyagramlarda değerlendirilerek bölgesel tektonik yapıların mekanik yorumları amaçlanmıştır.

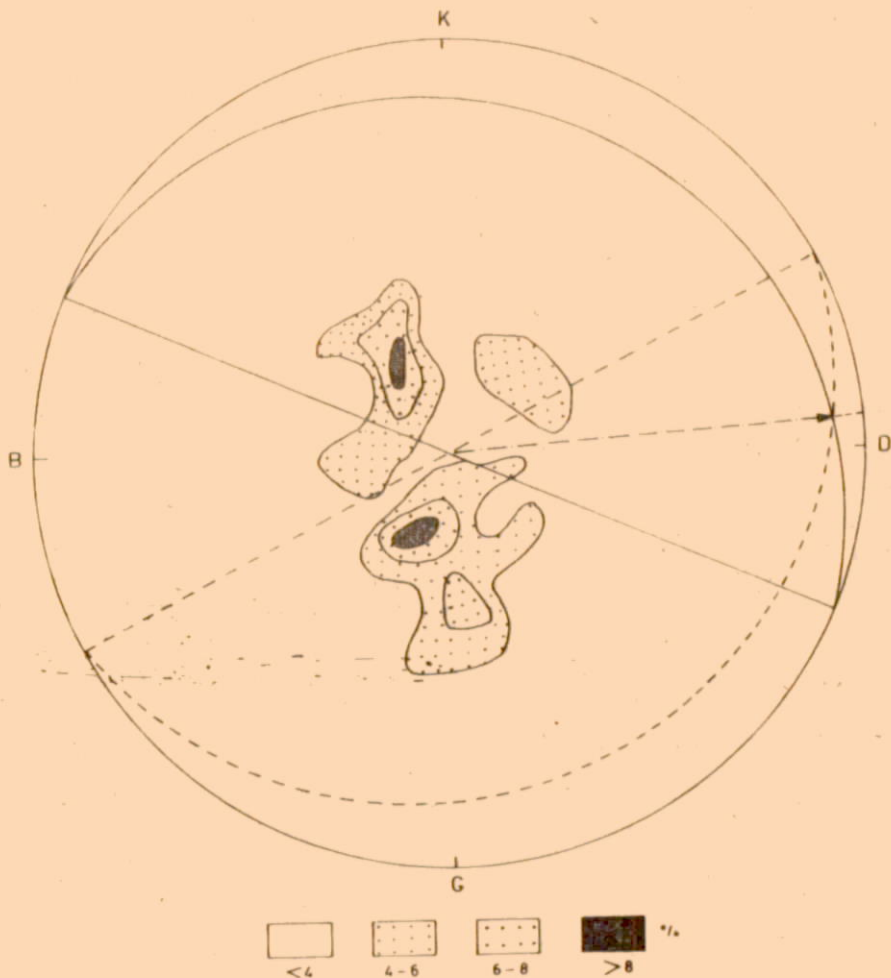
### 5.1 KIVIRIMLI YAPILAR

#### 5.1.1 PALEOZOYİK (?) YÜZEYLEMELERİNDEKİ KIVIRIMLI YAPILAR

Sedimanter ve volkanik kayaç kökenli metamorfik seride tabakalaşma yanında şistozite de izlenmektedir. En iyi şistozite yeşilşistlerde gelişmiştir. Metadiyabazlar bazen belirgin, bazen de çok zayıf şistozite gösterirken, çoğu zamanda masif yapıda bulunurlar. Genellikle tabakalaşmaya paralel olarak gelişmiş şistozite, kontur diyagramında değerlendirildiğinde genel eğim yönlerinin kuzeye ve güneye doğru, eğim açılarının da 50°'den küçük olduğu anlaşılır (Şekil 58). Farklı bu iki eğim yönü genel eksen konumları 83/8 olan kıvrımlı yapılara karşılık gelir. Buradan da, olası Paleozoyik yaşlı metamorfik serinin iç yapısının kendi yüzeleme doğrultusu ile birlikte, yöredeki Mesozoyik ve daha genç birimlerin yüzeleme doğrultularına uyumluluk gösterdiği sonucu çıkarılır.

#### 5.1.2 ÜST KRETASE - PALEOSEN YÜZEYLEMELERİNDEKİ KIVIRIMLI YAPILAR

Ofiyolitli olistostromal karmaşık olarak tanımladığımız birimin kıvrımlı yapısını fliş görünümlü kaba ve ince taneli detritikler, kireçtaşları ve volkanoklastik çökelletiler oluşturur. Kıtaya eklenmeleri sırasındaki biçim bozulması yanı sıra, oldukça sık, yatay ve düşey yöndeki fay hareketleri



Şekil 58 Metamorfitlerdeki şistozite ve tabaka düzlemlerine ait kontur diyagramı. (48 ölçü için Schimit ağı alt yarı küresi kullanılmıştır, açıklama için metne bakınız).

nedeniyle kazanılmış düzensiz tabakalaşma arazide belirgin büyük kıvrımlı yapıların tanınmasına olanak sağlamaz. Bu nedenle kıvrımlı yapılar harita üzerinde gösterilememiştir. Ancak genel tabakalaşma konumları ile ilgili bilgiler kontur diyagramından elde edilmiştir (Şekil 59). Şekilde de görüleceği gibi Üst Kretase - Paleosen sedimentitlerin tabakalı yapıları genelde eksen duruşları  $303^{\circ} / 5^{\circ}$  konumlu olan kıvrımlı yapılara karşılık gelir.

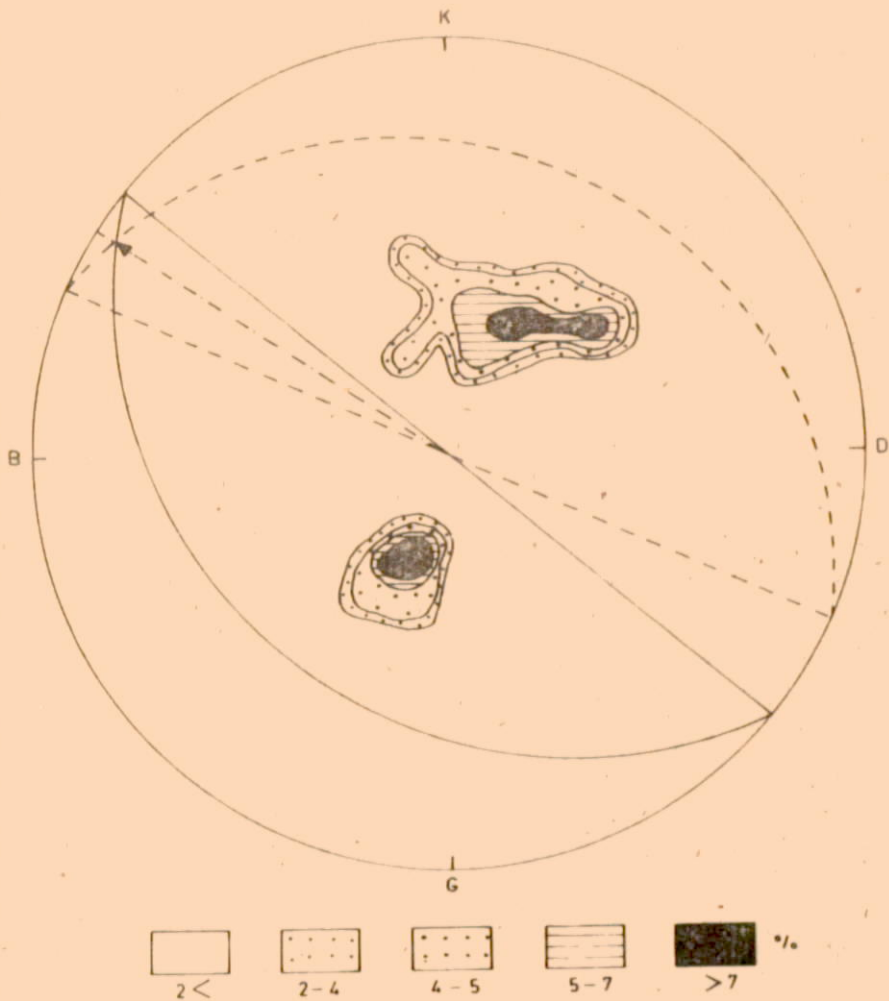
### 5.1.3 EOSEN YÜZEYLEMELERİNDEKİ KIVRIMLI YAPILAR

İnceleme alanında haritalanabilir kıvrımlı yapıları Eosen flişi bulundurur. Yüzeylemeleri K.A.Fayı tarafından sağ yönlü atıma uğratılmış çökel birimin, özellikle Üst Kretase - Paleosen ofiyolitli karmaşık serisi ile olan yapısal ilişkisinin daha iyi anlaşılabilmesi için, fayın kuzey ve güney bloğundaki Eosen tabakalanmaları ayrı ayrı ve birlikte değerlendirilmiştir.

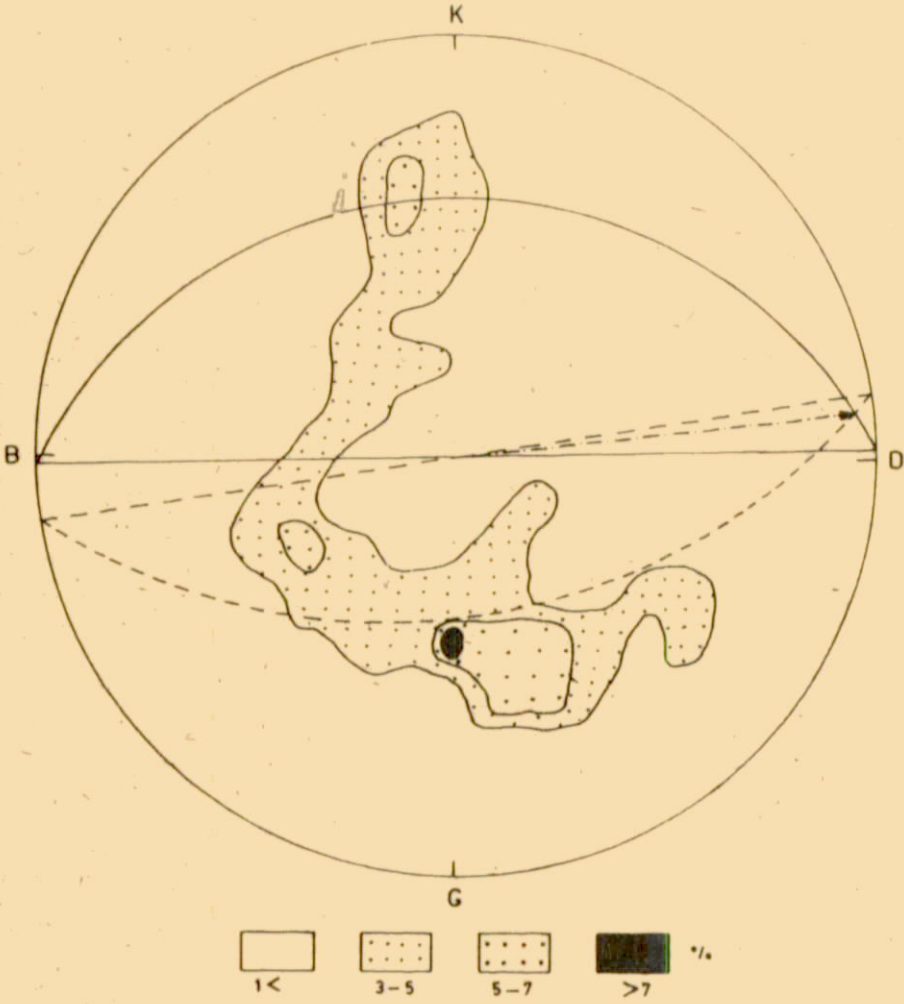
Güney blokta birbirine paralel, çoğu kez genç faylar tarafından biçim bozulmasına uğratılmış kıvrım eksenleri K.A.Fayı ile dar açı oluştururlar. 85 adet tabaka ölçüsünün steografik değerlendirilmesinde eğim yönlerinin KKB, GGD ve GB'ya doğru, egemen eğim açılarının  $50^{\circ} - 60^{\circ}$  arasında değiştiği ve kıvrım eksenleri konumlarının da ortalama  $82^{\circ} / 5^{\circ}$  civarında olduğu anlaşılır (Şekil 60).

Güneydeki kıvrımlı yapıların bir devamı görünümündeki Kuzey bloktaki Eosen kıvrımları, birbirlerine paralel konumları ve K.A.Fayı ile yapmış oldukları dar açı nedeniyle, fay zonuna bağlı olarak gelişmiş kademeli kıvrımları (enécholen folds) anımsatmaktadırlar. Ancak ileride de değinileceği gibi, Eoesen kıvrımları doğrudan fay zonuna bağlı olmayıp, yalnızca bu sağ yönlü hareketten etkilenmişlerdir. Deformasyonun ilk aşamalarında oluşan kıvrımlar, daha sonraki kırılma olaylarından etkilenmiş ve kıvrım eksenleri az da olsa biçim bozulmasına uğramışlardır.

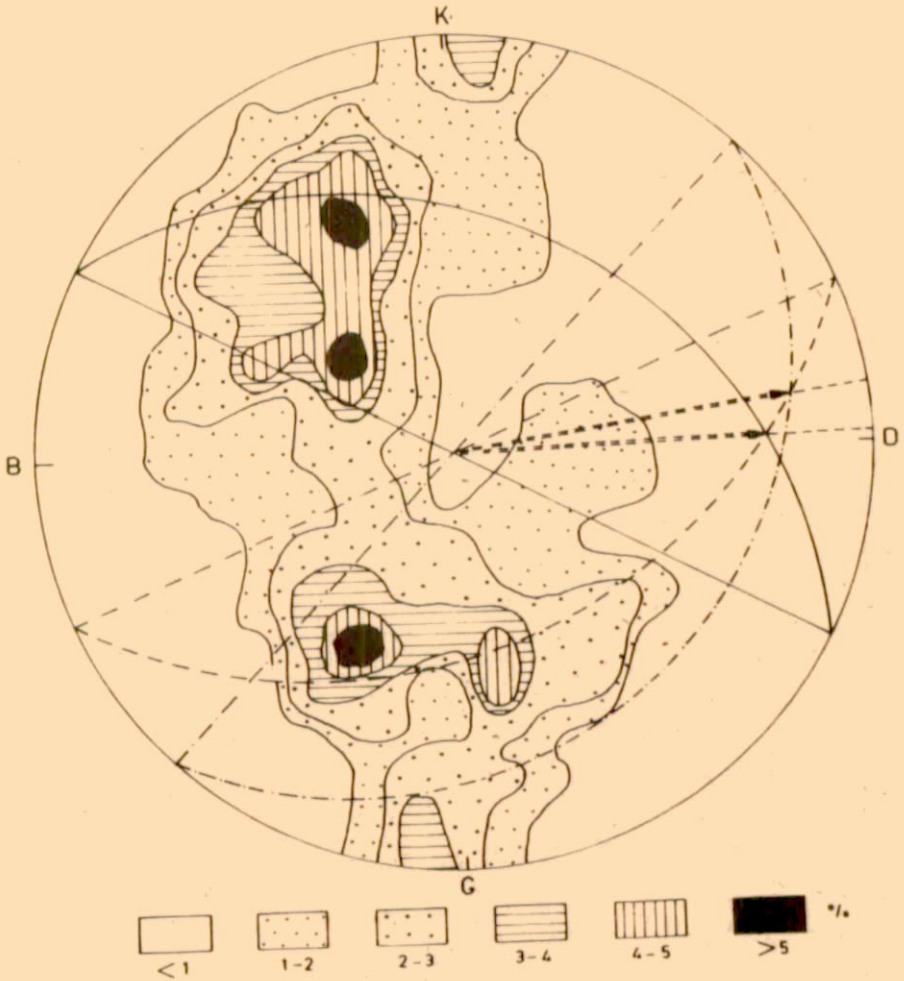
247 tabaka ölçüsünün kontur diyagramındaki dağılımları egemen eğim yönlerinin KKB, GGD ve KB, GB ya doğru olduğunu, eğim açıları arasında  $40^{\circ} - 50^{\circ}$  arasında değiştiğini gösterir (Şekil 61). Genelde kıvrım eksenlerinin konumu  $82^{\circ} / 18^{\circ} - 90^{\circ} / 24^{\circ}$  arasında değişirse de, jeolojik haritada görüleceği gibi, Eosen flişinin doğuşundaki KD - GB doğrultulu kıvrımlar batıya doğru gi-



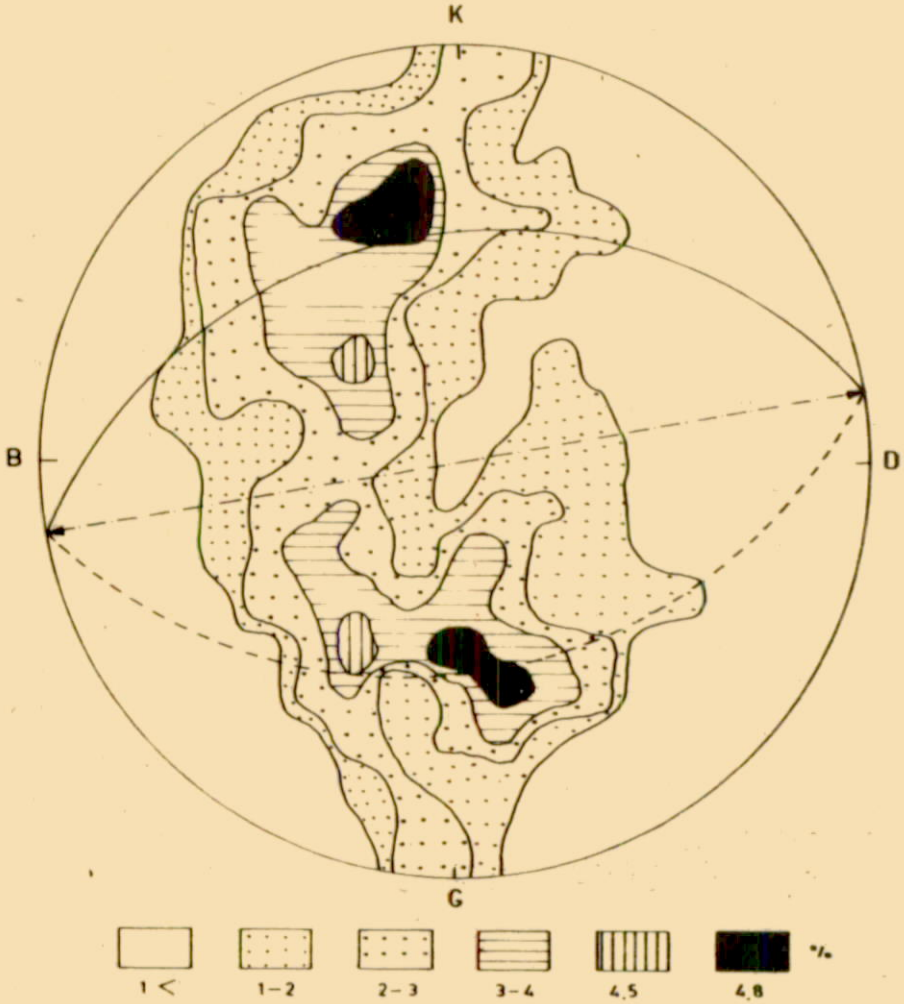
Şekil 59 Üst Kretase - Paleosen ofiyolitli karmaşık serisine ait tabakalı yapıların kontur diyagramı (71 ölçü için Schimit ağı alt yarı küresi kullanılmıştır, açıklama için metne bakınız).



Şekil 60 K.A.Fayının güney bloğunda kalan Eosen flişine ait tabakalı yapıların kontur diyagramı (85 ölçü için Schimit ağı alt yarı küresik kullanılmıştır, açıklama için metne bakınız).



Şekil 61 K.A.Fayının kuzey bloğunda kalan Eosen flişine ait tabakalı yapılara ait kontur diyagramı (247 ölçü için Schimit ağı alt yarı küresi kullanılmıştır, açıklama için metne bakınız).



Şekil 62 K.A.Fayının kuzey ve güney bloklarında kalan Eosen flişin tabakalı yapısına ait genel kontur diyagramı (332 ölçü için Schimit ağı alt yarı küresi kullanılmıştır, açıklama için metne bakınız).



dildikçe dirsek şeklindeki bükülmelerle konumlarını değiştirecek, KB-GD doğrultulu kıvrımları oluştururlar. Bu tür fay zonlarında, kademeli kıvrım eksenlerinin bir bölümünün ana fay zonu veya esas kıvrım doğrultusu ile düzensiz ilişkiler içinde bulunuşu çeşitli etkenlere bağlanırsa da, (sağ yönlü yırtılma olayı sırasında blokların yaklaşması, fay doğrultusundaki değişiklikler, düşey yer değiştirme hareketleri, sediment türü ve kalınlıklarındaki farklılık, kıvrımlara bitişik tabanın hareketliliği, Wilcox ve diğerleri 1973) Arap plakasının Anadolu plakasını kuzeye doğru itmesi ile gelişen sağ yönlü faylanma olayında (Tatar 1978, Şengör 1980) "blokların yaklaşması" etkenliğinin ağırlık kazanacağı açıktır.

Kuzey ve güney bloktaki Eosen tüm olarak ele alındığında, ege-men kıvrım yönlerinin  $78^{\circ}/0^{\circ}$  olduğu görülür (Şekil 62).

#### 5.1.4 MİYOSEN YÜZEYLEMELERİNDEKİ KIVRIMLI YAPILAR

K.A.Fayının kuzey ve güney bloklarında Eosen flišini açısal uyumsuzluk ile örten Miyosen kireçtaşlarının eğim yönleri kuzeyde KD; güneyde ise GD'ya doğrudur. Eğim açıları  $23^{\circ} - 30^{\circ}$  civarında olup, bazı yerlerde  $60^{\circ}$ 'ye varmaktadır (bkz. jeolojik harita). Miyosen yüzeylemelerinin çalışma alanında oldukça sınırlı oluşu kıvrım eksenlerinin saptanmasına olanak sağlamamıştır.

#### 5.2 KIRIKLI YAPILAR

Anadolu ve Pontid birliklerinin çarpışma kuşağında (Bergougnan 1971) yer alan inceleme alanı kayaçları, en azından Üst Kre-taseden K.A.Fayının oluşumuna dek K-G doğrultulu basınç kuvvetlerinin; sonrada bu basınç kuvvetlerine bağlı olarak gelişmiş (Seymen 1975, Tatar 1978) K.A.Fayının sağ yönlü hareketi etkisi altında kalmışlardır.

Her iki devredeki kuvvetler kayaçların yaşı, türü ve kalınlıklarının da etkisi ile değişik konumlu deformasyon yapıları oluşturmuşlar ise de, genellikle sonraki etkileyici kuvvetler önceki yapıların biçim bozulmasına veya bir kısmının daha da gelişmesine neden olduğundan, yöredeki kırıklı yapılar oldukça karmaşık bir düzendedir.

Öte yandan K.A.Fayının güneyinde kalan bloğun orman ile örtülü olması nedeni ile çoğu kez fayların ayrıntılı özellikleri saptanamamıştır. Bu nedenle kırıklı yapılar buldukları kayaç birimlerinin yaşlarına göre sınıflandırılmış ve doğrultuları karelej yöntemi (birim alandaki kırıklı yapı doğrultusu) ili saptanarak, gül diyagramlarında gösterilmiştir. Böylece kırıklı yapıların az da olsa sistematik bir analizi gerçekleştirilmiştir. Ayrıca ileride değinileceği gibi, yörede halen diri fay olarak bilinen K.A.Fayının (Arpat ve Şaroğlu 1975) oluşumundan bu yana geliştirmiş olabileceği deformasyon yapılarını saptamak amacı ile "deformasyon elipsoidi modelinden" de yararlanılmıştır.

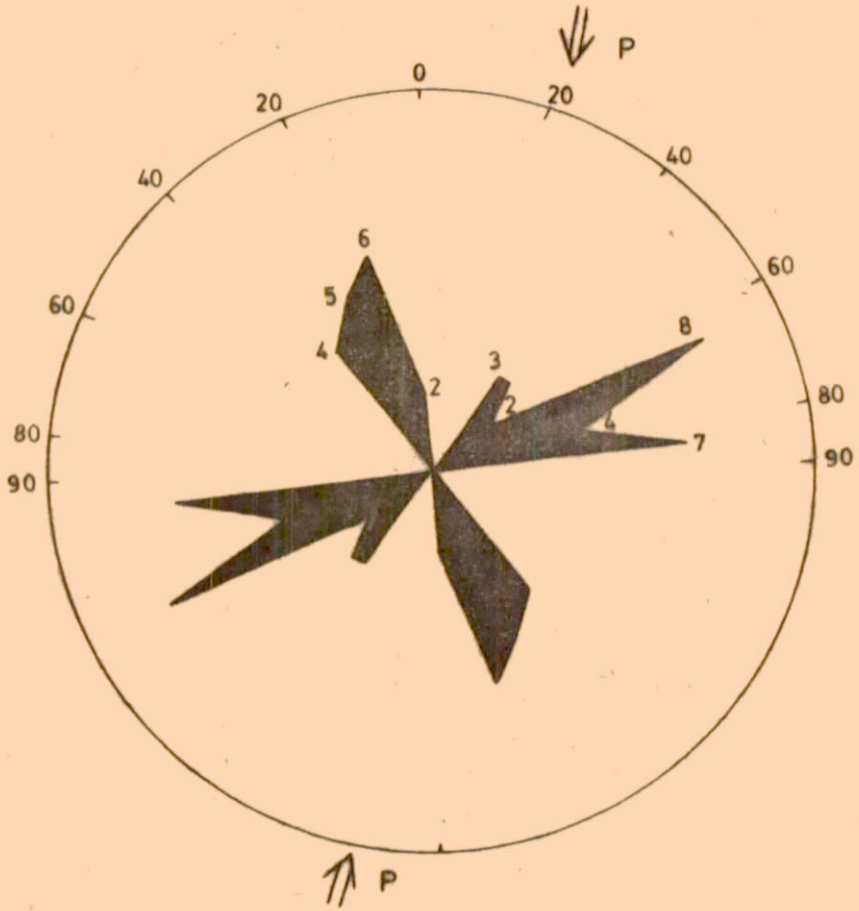
### 5.2.1 PALEZOYİK (?) YÜZEYLEMELERİNDEKİ KIRIKLI YAPILAR

Metamorfik kayaç yüzeylemeleri içerisinde görülen en önemli kırıklı yapı Hınzoru köyünün hemen kuzeyinden geçen, yaklaşık D-B doğrultusunda ve 7,5 km uzunluğundaki gravite fayıdır (Şekil 89).

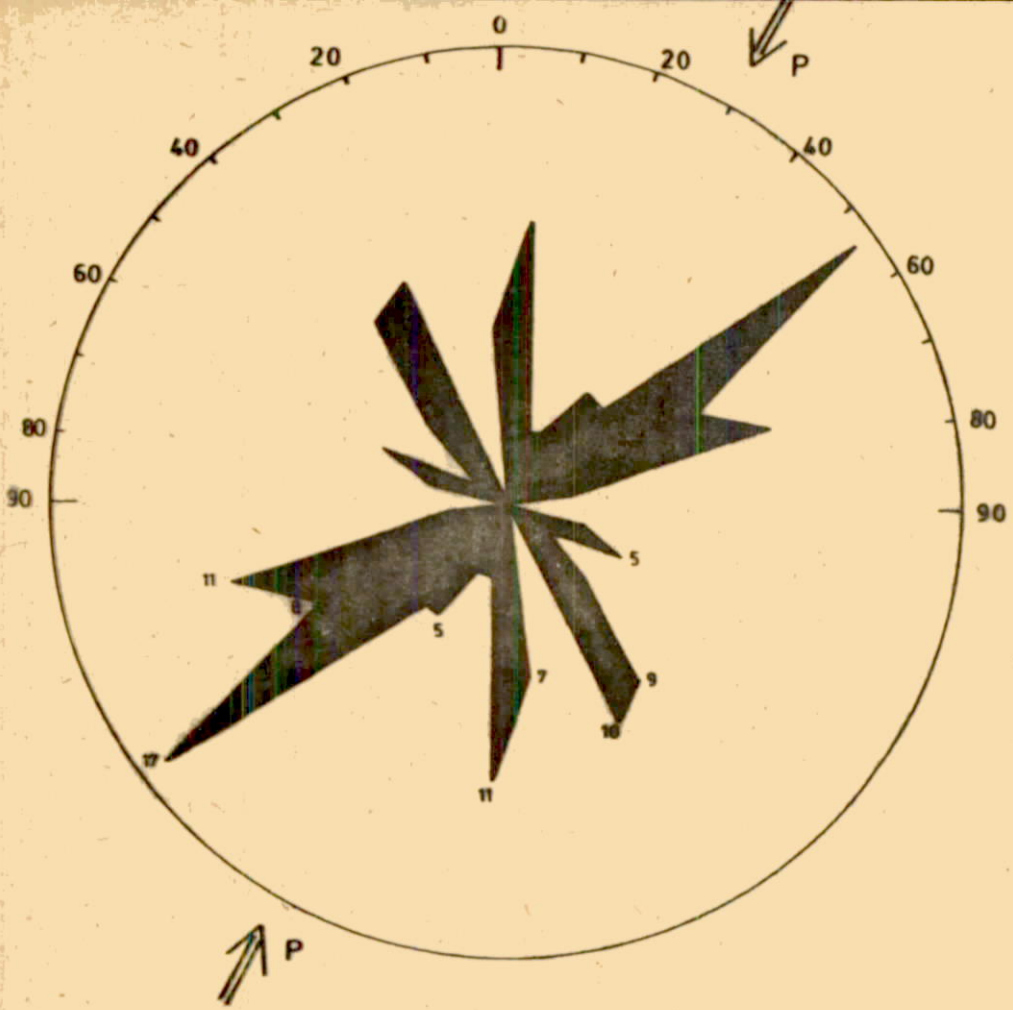
Daha doğuda Şarлак D. ve Arapçesmesi mevkiilerinde özellikle hava fotoğraflarında gayet net görülen kırıkların (Şekil 88) genel doğrultuları ise K10 - 30 B ve K40 - 80 D arasında değişmektedir (Şekil 63).

### 5.2.2 ÜST KRETASE - PALEOSEN YÜZEYLEMELERİNDEKİ KIRIKLI YAPILAR

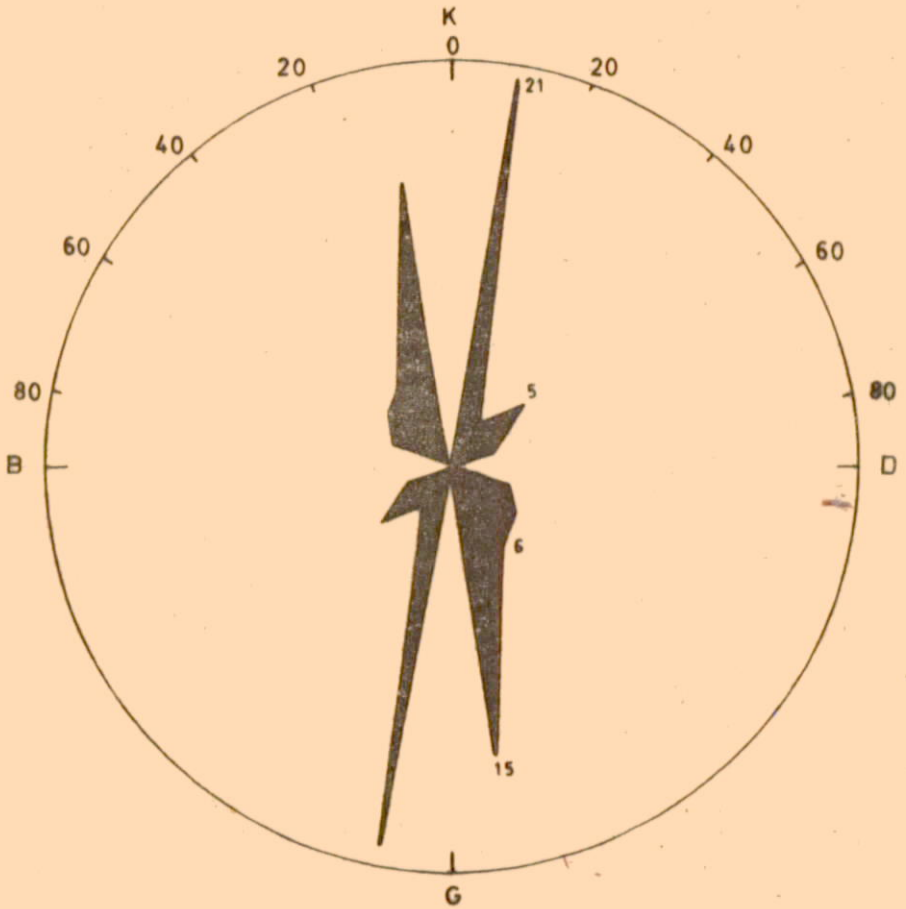
Bu yüzeylemeler içerisinde görülen ve K.A.Fayına az çok paralel eşlenik fayların doğrultuları K20 - 40 B, antitetik fayların ise K50 - 60 D arasında değişmektedir (Şekil 64). K.A.Fayı boyunca, Mutu ve çevresindeki yastık lavlarda görülen gravite fayları ve gerilme kırıkları da K10 D ve K10 B doğrultularında gelişmişlerdir (Şekil 65). Ancak bazı KKB - GGD doğrultulu sağ yönlü yırtılma fayları ile yaklaşık D-B doğrultulu gravite fayları K.A.Fayından önce oluşmuş olmalıdırlar. Özellikle Fırat vadisine paralel bu tür D-B doğrultulu gravite faylarının Erzincan grabenine koşut olduğu yani riftleşme sırasında oluştukları düşünülmektedir.



Şekil 63 Arapçeşme mevkiindeki metamorfitleerde kırık doğrularına ait gül diyagramı (44 ölçü).



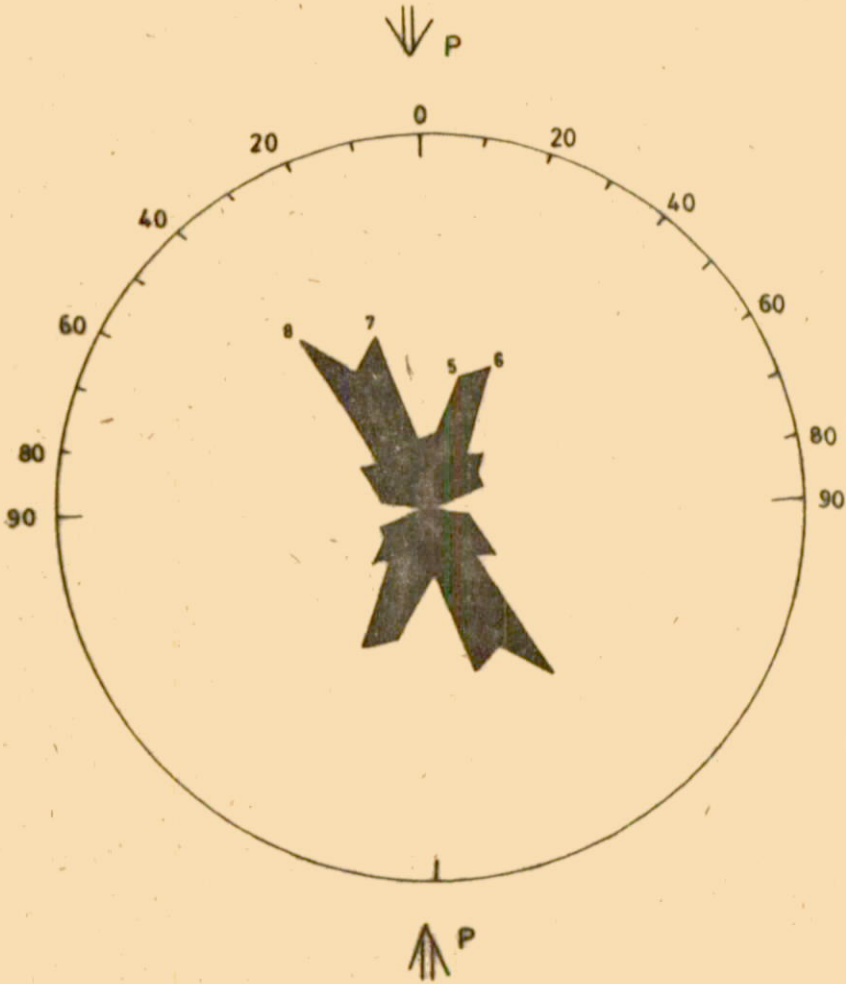
Şekil 64 Üst Kretase - Paleosen yüzeylemelerindeki kırık doğrultularına ait gül diyagramı (103 ölçü).



Şekil 65 K.A.Fayı boyunca Mutu ve çevresinde görülen yastık lavlardaki gravite ve çekme kırığı doğrultularına ait gül diyagramı (57 ölçü).

### 5.2.3 EOSEN YÜZEYLEMELERİNDEKİ KIRIKLI YAPILAR

Eosen flişi litolojik özelliğinden dolayı kırıklı yapılardan çok kıvrımlı deformasyon yapıları gösterir. Bu nedenle masif olan ofiyolitik kayalara oranla daha az kırıklı yapı içerirler. Bu birimdeki kırıklı yapıların en ilginç özelliği, jeolojik haritada da görüleceği gibi gravite faylarının yaklaşık birbirlerine dik olarak gelişmiş olmasıdır. Yukarıda da değinildiği gibi bunlardan yaklaşık D-B doğrultulu olanları riftleşme ile, yaklaşık K-G doğrultulu olanları da K.A.Fayı ile ilişkili olmalıdır (Şekil 66).



Şekil 66 Eosen yüzeylemelerindeki kırık doğrultularına ait gül diyagramı. (51 ölçü).

#### 5.2.4 HINZORU BİNDİRME FAYI

İnceleme alanının kuzeyinde yüzeylenen metamorfitletler ile serpantinleşmiş peridotitlerin dokanağı sahayı D - B doğrultusunda Kıştım, Hınzoru, Karacalar ve Zürün köylerinden geçecek şekilde kateden büyük bir bindirme fayına karşılık gelir.

Güneye doğru serpantinitletler üzerine itilmiş metamorfitletlerin tektonik dokanakları boyunca yer yer (Hınzoru köyü ve Kırmızı T. civarları) serpantinitletlerin ezikli yapıları izlenebilir. Özellikle Hınzoru köyünün batısında bindirme dokanağından arda

kalmış serpantinitler üzerindeki metamorfit blokları ise klip olarak gözüktür (bkz. jeolojik harita).

Kuzeyde metamorfitler ile serpantinitler arasındaki bu yapısal ilişki güneyde ofiyolitli tektonik karmaşık içerisinde de izlenir. Örneğin Güzikendüzü mezrası ve çevresinde metamorfik kayaların serpantinitler ile olan faylı dokanaklarında serpantinitler ezikli, yapraklı; metamorfitler ise az çok kataklastik yapı kazanmışlardır (Şekil 15, 99).

### 5.2.5 BULANIK BİNDİRME FAYI

Metamorfitlerin serpantinitler üzerine itilmesine karşılık, serpantinitler de aynı yönde, güneye doğru Eosen fliş üzerine itilmişlerdir. Bulanık köyü yakınından geçen ve Eosen kıvrım eksenlerine paralel olarak uzanan faylı dokanak boyunca yer yer flişe ait tabakalar ters dönmüş veya büyük eğim açıları kazanmışlardır (bkz. jeolojik harita).

Gerek Hınzoru gerekse Bulanık bindirme fayları yerel olmayıp, bölgesel niteliktedirler. Örneğin Erzincan'ın batısında da bu bindirmelerin varlığı bilinmektedir (Nebert 1961, Tatar 1978).

### 5.2.6 BALIKAN BİNDİRME FAYI

K.A.Fayının kuzey bloğunda kalan Eosen flişin güneyden ofiyolitli karmaşık ile olan faylı dokanağını oluşturur.

Hınzoru ve Bulanık bindirme faylarının hareket yönü güneye doğru olmasına karşın Balikan bindirme fayının kuzeye doğru olan hareketi ile ofiyolitli tektonik karmaşık Eosen fliş üzerine itilmiştir (bkz. jeolojik harita).

### 5.2.7 KERKAN BİNDİRME FAYI

Hareket yönü güneye doğru olan bir değer bindirme fayı da, sahanın orta kısımlarında ofiyolitli tektonik karmaşık ile ofiyolitli olistostromal karmaşık arasındaki yersel tektonik dokanağı oluşturur (bkz. jeolojik harita). Adı geçen tektonik kontak boyunca ofiyolitli tektonik karmaşık, olistostromal karmaşık üzerine güneye doğru itilmiştir. Yaklaşık K.A.Fayına paralel olarak uzanan bu bindirme fayı, Kerkan köyü yakınlarında 750 m kadar bir sağ yanal atıma uğratılmıştır.

### 5.2.8 KUZEY ANADOLU FAY ZONUNA İLİŞKİN ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Türkiye'nin önemli yapısal unsurlarından olan doğrultu atımlı sağ yönlü K.A.F. Zonu 1100 km uzunluğunda, ortalama 500-1000 m genişliğinde (Ketin 1972) olup, Türkiye'yi Marmara Denizinin güneyinden Kargı yakınlarına kadar yaklaşık D-B; Kargı'dan sonrada K 70 B doğrultusunda boydan boya kateder.

K.A.F. Zonu ve bununla eşlenik durumdaki Doğu Anadolu Fay Zonu (Arpat ve Şaroğlu 1972) birlikte Kuzey Anadolu Fay sistemini oluştururlar (Tatar 1978).

İlk kez 27 Aralık 1939 Erzincan - Kelkit depreminden sonra Erzincan - Ezinepazar arasında 340 km uzunluğunda bir yüzey kırığının oluşması (Pamir ve Ketin 1941, Parajes ve diğerleri 1942) ile Kuzey Anadolu'da önemli diri bir fayın varlığı saptanmıştır. Bu depremi izleyen ve günümüze değin süre gelen depremlerden, sismik çizginin 1150 km'lik uzantısı birbirine eklenerek, doğudan batıya doğru izlenebilmiştir (Ketin 1969).

1939 depreminden sonra K.A.F. Zonu üzerinde yer bilimcilerinin çalışmaları yoğunlaşmış, fayın gidişi ve makrosismik özellikleri saptanmıştır (Salomon ve Calvi 1940, Pamir ve Ketin 1941, Parajes ve diğerleri 1942, Pamir ve Akyol 1943, Pamir 1944, Blumental 1943, 1945, Ketin 1949, 1957, 1969, Ketin ve Roesli 1953, Pınar 1953, Ambraseys ve Zatopek 1968, Güçlü ve Uz 1969, Allen 1969, Ambraseys 1970). Ancak çok az araştırmacı doğrudan fay zonunun üzerinde ayrıntılı jeolojik incelemeler yapmıştır.

İlk ayrıntılı çalışmalar Havza - Ladik - Reşadiye arasında Blumental (1945) ile başlar. Bunu Abdüsselamoğlu'nun (1959) Murnusuyu vadisindeki çalışmaları izler. Daha sonraki çalışmalar, Gerece - Ilgaz arasında Tokay (1973), Kelkit vadisinde Seymen (1975), Suşehri - Erzincan Ovasının doğu ucu arasında Arpat ve Şaroğlu (1975), Erzincan - Refahiye arasında Tatar (1975, 1978) ve Van gölü bölgesinde Ketin (1977), Tchalenko (1977) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Ketin (1948) Erzincan depreminden sonraki 10 yıl içinde gelişen depremlerin oluş sırasını ve diri faylardaki atımların yatay ve düşey bileşenlerini inceleyerek, K.A.Fayının "doğrultu atımlı sağ yönlü bir fay" olduğunu ilk kez belirtmiştir. Ketin ayrıca 1939 da başlayan hareketlerin doğudan başlayıp çoğunca batıya doğru göç ettiğini vurgulamıştır. Bu sürenin,



fay zonunun etkin bir dönemine karşılık geldiğini de belirtmiştir. Ayrıca fay boyunca gelişen hareketlerin, yatay bileşenin düşey bileşenine oranla çok büyük 3.5:1 oranında geliştiğini saptamıştır.

26 Mayıs 1957 Abant depreminden daha önce, K.A.F. Zonunun Murnu suyu vadisindeki gidişini jeolojik ve jeomorfolojik veriler ile saptayan ve Abant depreminden sonra da bu zonun diri bir faya karşılık geldiğini belirten Abdüsselamoğlu (1959) ise, adı geçen vadi içerisindeki doğal baraj gölünün depremlerden sonra meydana gelen bir heyelanın vadiyi tıkaması ile oluştuğunu düşünerek, K.A.Fayının Pliyosenden önce gelişmiş olabileceğini öne sürmüştür.

Pavoni (1961) K.A.Fayının Tersiyer başlarından beri etkin olabileceğini belirtmiş ve Kuzey Anadoludaki kıvrımların, sürüklenme kıvrımları olarak bu fay boyunca gelişen sağ yönlü yırtılma hareketleri ile oluştuğunu model deneyler ile göstermeye çalışmıştır. Diğer yandan yazar, Ankara dolaylarındaki K-G doğrultulu kıvrımlı yapıları, Doğu Pontitlerin Jura - Kretase yaşlı çökellerine ait KD-GB uzanımlı kıvrımları ile karşılaştırarak ve Doğu Pontitlerin volkanik seviyelerini Köroğlu-Işık dağlarının volkanik kütesine (Galata masifine) bağlayarak, K.A.Fayı boyunca gelişmiş 350 - 400 km'lik bir doğrultu atımın varlığını göstermek istemiştir.

Ketin (1969) Pavoni'nin (1961) bu karşılaştırmasının jeolojik verilere uymadığını belirtmiş ve hareketin bu kadar büyük olmayacağını savunmuştur. Ketin'e göre, K.A.Fayı çok genç olup, olasılıkla Miyosenden sonra harekete geçmiş ve günümüze değin "belki birkaç 10 km'lik bir atım" sağlamıştır. Diri fayın kestiği yan dere yataklarındaki sağ yönlü bükülmelerden de, Kuvarterlerden beri 800 - 1000 m'lik bir ötelemenin saptanabildiğini belirtmiştir.

Kuzeydoğu Anadoludaki Neojen havzalarının litostratigrafik ve tektonik gelişimini inceleyen Irrlitz (1972) Kelkit vadisinin Pliyosen başlarında oluştuğunu düşünerek, bu vadideki doğrultu atımlı hareketlerin de Pliyosende başlamış olabileceğini belirtmiştir. Ancak yazar, Pliyosen - Pleistosen çökelleri arasında söz konusu olan hareketlerin bu devrede başlamış olduğunu belirtecek yapıların görülmediğini vurgulayarak, yırtılma hareketlerinin daha genç olduğu görüşünü benimsemiştir.

K.A.F. Zonundaki depremlerden yararlanarak, en büyük basınç ve

en büyük gerilme eksenlerinin bölgesel dağılımı Canitez (1973) tarafından incelenmiş, fay zonu boyunca KB - GD doğrultulu bir basınç sistemi ile GB - KD doğrultulu bir çekme sisteminin etkin olduğu anlaşılmıştır.

Tokay (1973) Gerede - Ilgaz arasındaki ayrıntılı çalışmalarında, K.A.F. Zonunun bölge yapısında bir rift zonuna karşılık geldiğini ve "riftin her iki tarafında içeriye doğru itilme ile oluşmuş ters fayların, rift içindeki kırıklı antiklinallerin, D - B doğrultulu tabakalardaki devrilmelerin doğrultu boyunca gelişen kaymalardan önce, K 30 B doğrultusunda çalışan basınç kuvvetlerinin etkinliğini kanıtladığını" belirtir. Yazara göre, Alt - Orta Pliyosenden sonra başlayan sağ yönlü hareketler toplam 60 - 80 km'lik bir atım oluşturmuştur. Plaka tektoniği açısından da bu sağ yönlü hareketlerin Arabistan blokunun kuzeye doğru hareketi ile Anatolidleri Pontidlere doğru sıkıştırmış olmasından kaynaklandığı kanısına varmıştır.

Kelkit vadisi yöresinde, K.A.F. Zonunun tektonik özelliğini inceleyen Seymen (1975) bu zonun Anatolid - Pontid kıtalarının çarpışması sonucu gelişen K - G doğrultulu teğetsel basınçların, dolayısıyla yükselmelerin ve sağ yönlü bir kuvvet çiftinin ortak etkileri altında, Orta Miyosende gelişmeye başladığını belirtmiştir.

K 70 B doğrultusundaki K.A.F. Zonunun, ana tektonik birlikleri ve D - B gidişli litostratigrafik birimleri 20°'lik bir açı ile kestiği de verilen bilgiler arasındadır. Ayrıca çevre jeolojisi ve yazın katkısı ile yazar, Orta Miyosenden beri Pontid - Anatolid sınırında zon boyunca 85 ± 5 km'lik bir ötelenmenin geliştiği ve yatay kayma hareketlerinin ortalama hızının 0,5 - 0,6 cm/yıl kadar olduğunu belirtir.

Ataman ve diğerleri (1975) "K.A.Fayı kırılma zonu bir kıtada yayı (Anatolid - Potid) çarpışması sonucu yutulmuş kenar deniz tabanlarının benioff zonlarında batması ile oluşmuştur" görüşünü benimsemişlerdir.

Ancak Bergougnan (1976) K.A.Fayının Erzincan yakınlarında Munzur dağlarını Pontidlerden ayırdığını fakat daha batıda, Ankara'nın kuzeybatısından Marmara'ya kadar uzanan bölgede, Pontid bloğu içerisinde kaldığını savunmuş ve Triyas'dan Neojen'e kadar süre gelen Pontid - Anatolid plakacıkları arasındaki ayrılmanın (okyanuslaşmanın) tek temsilcisinin ise, ofiyolitik kuşak olduğunu eklemiştir.

Tatar (1975) K.A.F. Zonunun Refahiye dolaylarındaki 22 km'lik kısmında yapmış olduğu gözlemlerinde, antitetik ve sentetik kademeli faylar ile birlikte kademeli kıvrımların D-B doğrultulu bir kuvvet çifti altında gelişen ve doğrultusu  $105^{\circ}$  olan ana fay zonu ile ilişkili olduğunu saptamıştır. Elde edilen bu sonuçların ise, kil modeli deneylerinde kesme kuvvetleri altında gelişen deformasyonlara benzerliği de yazar tarafından belirtilmiştir.

Arpat ve Şaroğlu (1975) Suşehri ile Erzincan Ovasının doğu ucu arasındaki çalışmalarında, K.A.F. Zonunu oluşturan faylanmalar da doğrultu atımın yanı sıra 1-2 m arasında değişen dikey atımın da geliştiği ve bilinenin aksine (Ketin 1972) kuzey bloğun güney bloğa oranla yükseldiği sonucuna varmışlardır.

Ketin (1977) Van gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yaptığı gözlemlerde, bu bölgede D-B doğrultusunda 4 fay zonunun bulunduğunu saptamış ve bunlardan kuzeydeki I numaralı olanının K.A.F. Zonunun bir uzantısı sayılabileceği kanısına varmıştır. Ayrıca 24 Kasım 1979 Çaldıran depremine neden olan "Çaldıran fayı"nın ise, K.A.F. sistemi içerisinde ana faya paralel ve onun gibi doğrultu atımlı sağ yönlü yeni bir kırık zonuna karşılık geldiğini; II ve III nolu zonlarında benzer özellikler gösterdiklerini belirtir.

Aynı bölgede Tchalenko (1977) hem K.A.Fayının hem de doğudan ve güneydoğudan gelen diğer büyük doğrultulu atımlı fayların yok olduğunu; bu bölgenin bir genişleme bölgesi niteliği taşıdığını kabul etmektedir.

Erzincan - Refahiye arasındaki K.A.F. Zonunun tektonik özelliklerine değinen Tatar (1978) LANDSAT görüntüsü üzerinde Bahik köyünün 3 km kadar kuzeybatısında ana fay ile kesişen ve buradan  $70^{\circ}$  yönünde Kop Hanlarına doğru uzanan büyük ve önemli bir çizgisellik saptamış, bunun K.A.Fayı ile eşlenik doğrultu atımlı sol yönlü bir fay olabileceği görüşünü ortaya koymuştur. Yazar tarafından "Kuzeydoğu Anadolu Fayı" olarak adlandırılan bu olası fayın K.A.Fayı ile yapmış olduğu geniş açının açığı ortayı ise, deformasyonun ilk aşamasındaki ana basınç gerilmesinin doğrultusu olarak düşünülmüştür.

Şengör (1979) K.A.F. Zonu boyunca kabuğun normalden daha ince olduğunu ve ötelenmenin düzenli olarak değişip değişmediğinin bilinmediğini belirtir. Yazar ayrıca, Karlıovanın doğusunda Varto ve Çaldıran depremleri ile gelişmiş olan devamsız ve

düzensiz sağ yanal atımlı yüzey kırıklarınının, K.A.Fayının devamını yansıtmadığını, bunların daha çok KB İran'ın düzensiz ve devamsız faylarına benzediğini ileri sürer.

### 5.2.9 KUZAY ANADOLU FAY ZONUNUN TANYERİ BUCAĞI YÖRESİNDEKİ ÖZELLİKLERİ

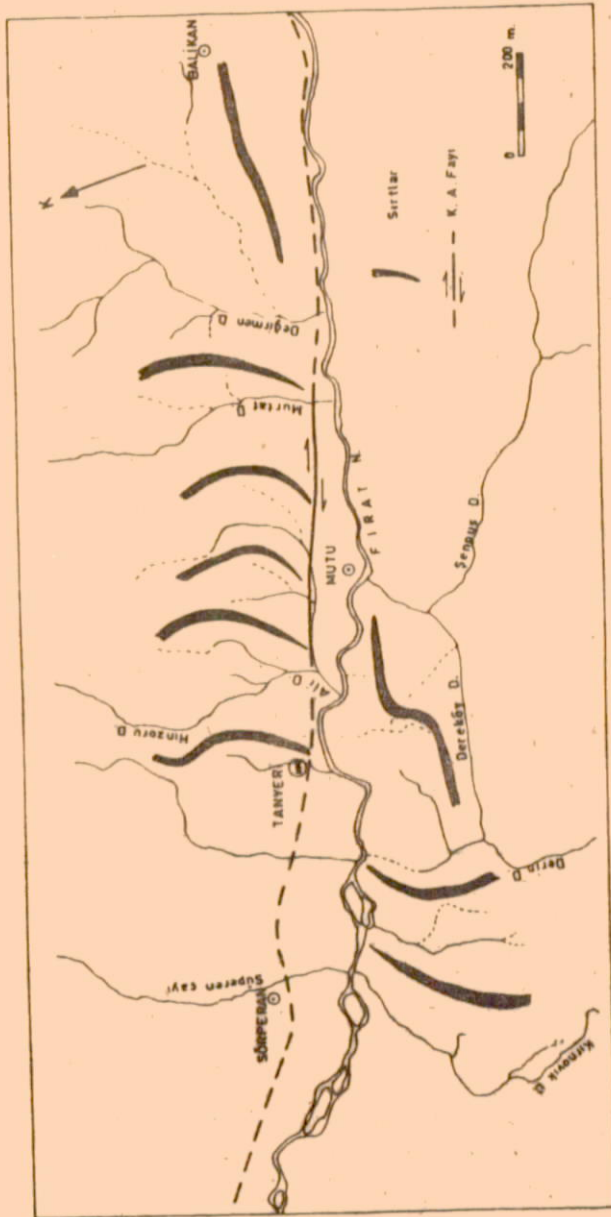
İnceleme alanının batısında, Kuvaterner yaşlı volkan konilerinin dizilimi ile belirlenen K.A.Fayı, Sörperan köyü yakınlarında  $120^{\circ}$  yönünde uzanıp, doğuya doğru Tanyeri, Mutu'nun 500 km kadar kuzeyi ve Çaykomu'ndan  $110^{\circ}$  yönünde geçerek, daha doğuda Fırat vadisine girip doğuya doğru devam eder.

Çoğunca Fırat'ın eski ve yeni alüvyonları ile örtülü olan fay zonunda, doğrudan gözlem yapma olanağı oldukça azdır.

Tanyeri, Mutu, Çaykomu ve Kulokomu yörelerinde derelerin karşısına gelen sırtlar ve dere yataklarındaki ötelenmeler (Şekil 90) gibi morfolojik belirtiler yanında, Mutu çevresindeki bazaltik kayalardaki şiddetli kayaç deformasyonları, Çaykomu köyünde fay zonuna bağlı olarak gelişmiş kaynaklar; Tanyeri ile Kulokomu köyleri arasında fay zonu boyunca görülen çöküntü yapıları (Collapse structure) ve gölleri (Şekil 79) K.A.F. Zonunun tanınmasını sağlayan diğer verilerdir. Dere yatağı ötelenmesinin en iyi örneği Kulokomu köyünün doğusundaki Murtat deresinde izlenir. Derenin demiryoluna birleştiği yerin 100 m kadar güneyinde eski dere yatağı ile yeni dere yatağı arasında 30 m kadar bir sağ yanal atım mevcuttur (Şekil 90).

Ana faya bağlı olarak gelişmiş sentetik ve antitek makaslama kırıklarından başka, Tanyeri ile Kulokomu köyü arasında fay zonu boyunca bazaltlarda gelişmiş gravite fayları ve gerilme çatlakları da izlenmektedir. Bunlardan sentetik fayların genel konumları K 20 - 30 B; antetik fayların K 50 - 60 D; gravite ve gerilme çatlaklarının konumları da K 20 E - K 20 B arasında değişmektedir (Şekil 65, 68, 69).

K.A.Fayının sağ yönlü hareketi, Eosen fliş yüzeylemesinin ve derelerin sağ yönlü ötelenmesi yanında, kuzey bloktaki derelerin ve bu dereler arasındaki sırtların doğuya doğru; güney bloktakilerin ise batıya doğru bükülme göstermeleri, fay zonu boyunca sağ yönlü kaymaları açıkça ortaya koymaktadır (Şekil 67). Bu tür morfolojik yapılar bloklar arasındaki sürüklenmenin, bir başka deyimle geniş ölçekli krip olaylarınının tanı-



Şekil 67 İnceleme alanında K.A.Fayı boyunca sağ yönlü kayma hareketlerini (KRİP) gösteren jeomorfolojik belirtiler. Açıklama için metne bakınız.

tıcı özellikleridir. Fayın K ve G bloklarında farklı fasiyes özellikleri gösteren Eosen fliş yüzeylemeleri 6250 m'lik bir sağ yanallı atımı belirtecek şekilde ise de daha önceki çalışmalarla saptanan toplam atıma göre (50-80 km Tokay 1973, Seymen 1975, Tatar 1978) oldukça küçük bir değerdir. Bu nedenle K ve G bloklardaki yüzeylemeler K.A.Fayının sağ yönlü hareketi ile daha batıdan ve daha doğudan gelerek bugünkü yerlerini almış olmalıdırlar.

### 5.3 UYUMSUZLUKLAR

İnceleme alanımızda Paleosen sonunda Anadolu, Eosen sonunda da Pireneyik orojenez fazlarının etkinliği saptanabilmiştir. Şekil 59 ve 60 da görüleceği gibi Üst Kretase - Paleosen ofiyolitli karmaşık serisi Eosenin çökel kayaçları tarafından açısal bir uyumsuzluk ile örtülmektedir. Yapılan paleontolojik ve stratigrafik çalışmalar sonucunda, Üst Kretasenin Paleosene geçişli olduğu ve dolayısıyla Laramiyen orejenik fazının yörede etken olmadığı anlaşılır. Yörenin bu özelliği Pontidleri anımsatmaktadır. Nitekim Erzincan'ın kuzeybatısında Alucra (Giresun) yöresindeki incelemelerinde Pelin (1977) bölgede en etken fazın "zannedildiği gibi Laramiyen değil, Anadolu fazının olduğu, Laramiyen fazının ise hiç etken olmadığı" görüşüne varmıştır.

Öte yandan, yazarın Üst Kretase - Paleosen yaşlı çökel kayaçlar için vermiş olduğu tabakalı yapılara ait kontur diyagramı, inceleme alanımızdaki aynı yaşlı kayaçların kontur diyagramı ile özdeştir (Şekil 59). Sonuç olarak, yörenin Üst Kretase - Paleosen paleocoğrafyası ve tektonik yapısı Pontid tektonik birliğine özgü niteliktedir.

Bölgenin Eosen sonunda Pireneyik orejenik fazı ile kara haline geçişi ve Burdigaliyende tekrar deniz tarafından istila edilmesini ise, Alt Miyosen yaşlı kireçtaşlarının Eosen fliş üzerinde açısal uyumsuzluk ile bulunuşları gösterir. Denizel Alt Miyosen ile gölsel Orta - Üst Miyosen arasında kesin açısal uyumsuzluklar saptanamamıştır. Ancak inceleme alanımızda Miyosen yüzeylemelerinin oldukça az bulunuşu, bu sonucu oldukça etkilemiştir. Daha geniş alanlarda Miyosen oluşuklarını inceleyen Ketin (1950) "bölgede son şiddetli kıvrılma hareketlerinin Miyoseni de içine alan Stayrik ve Attik orejenik fazları ile geliştiğini belirtirken, Tatar (1978) Refahiye'nin kuzeydoğusunda Miyosen ile Pliyosen arasında açısal bir uyumsuzluğun varlığından bahseder.

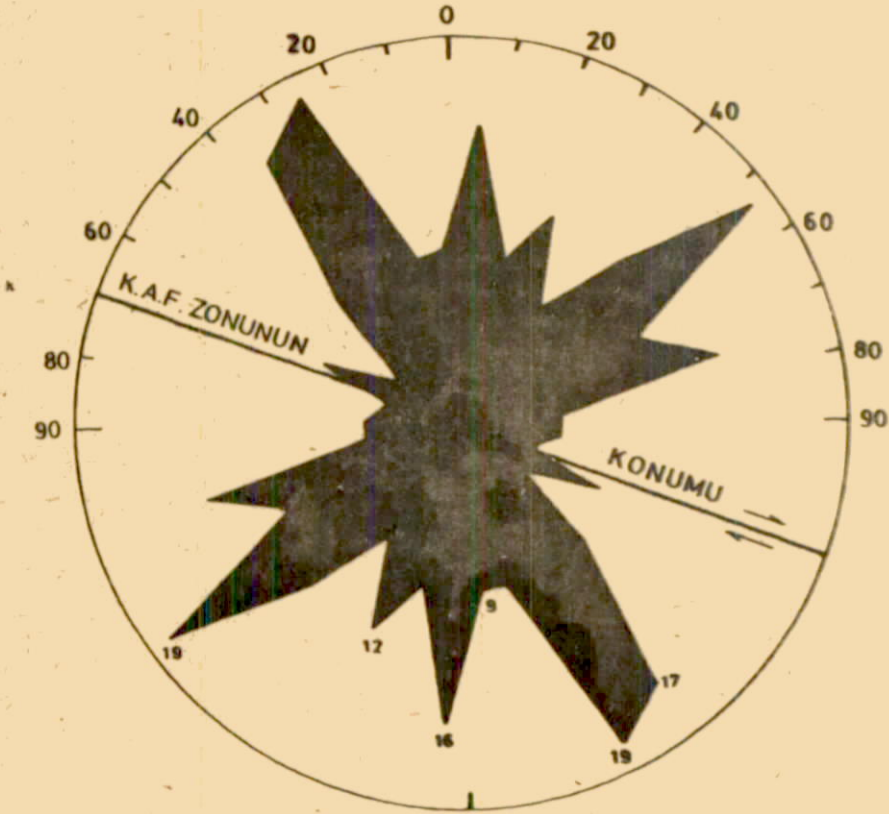
## 5.4 BÖLGEDEKİ TEKTONİK YAPILARIN MEKANİK YORUMLAMASI

Bölge tektonik yapıların mekanik yorumlamasının yapılabilmesi için her şeyden önce bu yapıları oluşturan kuvvetlerin yer ve zaman içindeki değişimlerinin bilinmesi gerekir. Bu amaçla inceleme alanındaki tabakalı, şisti ve kırıklı yapıların kontur ve gül diyagramlarından yararlanarak kuvvet yönlerinin zaman içindeki değişimleri saptanmış ve tektonik yapılarla olan mekanik ilişkileri irdelenmiştir.

Yörenin en yaşlı litolojik birimini oluşturan ve D-B doğrultusunda yüzeylenen Paleozoyik (?) metamorfik kayaçlarının yüzeyleme doğrultusuna paralel kıvrımlı yapısı (Şekil 58) yanı sıra, kırıklı yapılarına ait gül diyagramından da (Şekil 63) anlaşılacağı gibi, Paleozoyik (?) de etkin basınç kuvvetleri yaklaşık K-G doğrultusundadır. Üst Kretase - Paleosen yaşlı olistostramal ofiyolitli karmaşığın tabakalı yapılarına ait kontur diyagramı (Şekil 59) ve kırıklı yapılara ait gül diyagramından da (Şekil 64), Anadolu orejenik fazını oluşturan kuvvetlerin K 32 D doğrultusunda çalıştığı anlaşılır.

Eosen sonunda, basınç kuvvetleri KKD'dan KKB'ya doğru değişmiş (Şekil 62, 66) ve Pireneyik orejenez fazı ile Eosen flişinin paralel kıvrımlarını şekillendirmiştir. Sismik çalışmalarla da (Canitez 1973) K.A.F. Zonundaki güncel en büyük basınç kuvvetlerinin KKB - GGD doğrultusunda olduğu belirlenmiştir. K.A.F. Zonunun Burdigaliyen ile Pliyosen arasında olduğu (Şengör 1979) kabul edilirse, bölgenin en azından Burdigaliyene kadar yaklaşık K-G doğrultulu basınç gerilmelerinin; Burdigaliyenden sonra da, bu gerilmelerin K.A.Fayına paralel bileşenlerinin oluşturduğu doğrultu atımlı fay tektoniğinin (Seymen 1975, Tatar 1978, Şengör 1979) etkisi altında kaldığı sonucu çıkarılır.

Bu nedenle inceleme alanımızda doğrultu atımlı fay tektoniğinin etkinlik derecesi hakkında bilgi edinmek ve gelişen yapıların önceki yapılar ile olan benzerliklerini saptamak amacı ile yöredeki tektonik yapılar ve basınç gerilmeleri (Şekil 68) deformasyon elipsoidine şematik olarak uyarlanmıştır (Şekil 69). Şekil 69 da görüleceği gibi, elde edilen sonuçların sağ yönlü bir kuvvet çifti altında oluşturulmuş kil modeli üzerinde elde edilen sonuçlara (Wilcox ve diğerleri 1973) benzerlik gösterdiği anlaşılır. Bu benzerlik şöyle sıralanabilir :



Şekil 68 Tanyeri bucağı yöresinde kırıklı yapıların doğrultu gül diyagramı (açıklama için metne bakınız).

Kil deneyi sonucu      Arazi gözlem sonucu

Eosen kıvrım eksenlerinin ana fay ile yapmış olduğu açı

30°

26°

Sentetik makaslama kırıklarının ana fay ile yapmış olduğu açı

10° - 30°

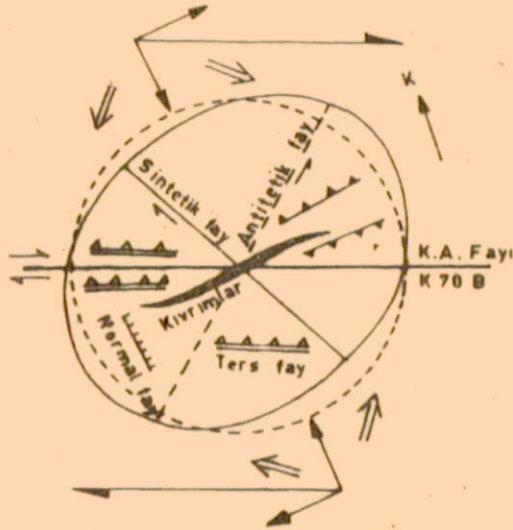
40°

Antitetik makaslama kırıklarının ana fay ile yapmış olduğu açı

70° - 90°

61°





K.A. FAYI: K70 B  
 SİNTETİK FAYLAR: K20-30 B  
 ANTİTETİK FAYLAR: K50-60 D  
 KADEMELİ KIVRIMLAR: ~ K82 D  
 TERS FAYLAR: ~ K70 B - ~ K81-86 D

Şekil 69 Tanyeri bucağı yöresindeki yapısal unsurların kil modeli (Wilcox ve diğerleri 1973) deneyimlerine uyarlanması.

Öte yandan yöredeki kayaçların tür, kalınlık ve fiziksel özellikleri bakımından tek düzelik göstermedikleri de dikkate alınır, benzerlik daha iyi anlaşılmış olur.

Sonuç olarak, Eosenden sonra KKB yönlü basınç gerilmeleri ile oluşturulan yaklaşık D-B doğrultulu kıvrımların ve bindirmelerinin, sağ yönlü fay tektoniği esaslarına az çok benzer oluşları, K.A.F. Zonunu oluşturan sağ yönlü yatay kuvvetlerin; KKB yönlü basınç gerilmelerinin bileşenlerinden biri oluşu açıklanabilir.

İnceleme alanında  $110^{\circ}$  -  $120^{\circ}$  yönünde uzanan K.A.F. Zonu ile bununla eşlenik durumdaki (Arpat ve Şaroğlu 1972) D.A.F. Zonu birlikte K.A.F. sistemini oluşturmaktadır (Tatar 1978).

K.A.F. sisteminin oluşum mekaniğine değinen Tatar (1978) K.A.F. sistemi ile güneyde Kenar Kıvrımları Bölgesinde kıvrım eksenleri ve bindirmesi; kuzeyde Doğu Pontid kırık sistemleri arasında, yaş ve oluşum mekaniği açısından ilişkiler bulunduğunu kabul etmiş ve bu yapıları oluşturan yatay basınç gerilmesinin, Arabistan plakasının yaklaşık 350° yönündeki bağıl hareketinden kaynaklandığı sonucuna varmıştır. Bu bağıl hareketin yönü de, K.A.F. sistemlerinin oluşturduğu geniş açının açısı ortayadır.

Tatar'a göre, K.A.Fayının batı bölümünde kuzeye doğru dış bükey bir yay oluşturması, fayın hareket mekaniği açısından sorun yaratmaktadır. Yazara göre, Arabistan plakasının bağıl hareket yönü K.A.Fayının batı bölümüne dik durumdadır. Dolayısıyla bu basınç gerilmesinin batı kesimde sağ yanal hareketi oluşturması güçtür.

Bize göre, K.A.Fayının sağ yanal hareketi doğrudan Arabistan plakasının bağıl hareketinden kaynaklanmamaktadır. Arabistan plakasının kuzeye doğru hareketi ile Anadolu ve İran plakaları arasında bulunan Van palakasının (Ketin 1977, s. 529'a bakınız) kuzeye doğru sıkıştırılması, Anadolu plakasının batıya doğru itilmesine, dolayısıyla K.A.Fayının sağ yanal hareketine neden olduğu kanısındayız.

K.A.F. sisteminin mekaniği ile ilgili kuramlarda (Tatar 1978, Şengör 1979) esasta salt K-G doğrultulu yatay basınç gerilmeleri düşünülmüştür. Oysa bölgesel ve global ölçekli yatay yöndeki kabuk kalınlığı değişikliklerinin kabuk içi büyük gerilmelere neden olduğu da bilinmektedir (Artyushkov 1973).

Öte yandan Anadolu veya Kuzey ve Doğu Anadolu fayları ile birlikteki dar rift zonları altında manto yükselmesi (Scholtz, Barazangi ve Shar 1971, Özelçi 1973, Tokel 1980) olasılığı da dikkate alınır, K.A.F. sistemi mekanizmasında yatay, düşey ve kabuk içi gerilmelerinin etkinliği ortaya çıkar. Böylece plaka hareketlerinin kuramsal mekaniği daha da karmaşık bir durum kazanır ve sonuçta K.A.F. sisteminin oluşum mekaniğinin laboratuvar deney sonuçları ile açıklanması güçleşir.

## 5.5 BÖLGENİN JEOTEKTONİK EVRİMİ HAKKINDA DÜŞÜNCELER

İnceleme alanında yapılan jeolojik gözlemler ve petrokimyasal çalışmalar ile birlikte, bölgeye ait yazından da (literatürden) yararlanarak jeotektonik evrim, gelişme aşamalarındaki farklılıktan dolayı "Paleotektonik" ve Neotektonik olmak üzere iki başlık altında irdelenmiştir.

### 5.5.1 PALEOTEKTONİK

Kuzey Anadolu Fay Zonunun oluşumuna dek süre gelen zaman içerisinde, bölgenin kazanmış olduğu jeolojik yapı Paleotektonik olarak tanımlanmıştır.

Genelde Alpin kuşağına dahil edilen çalışma alanı Anadolu'nun tektonik birlikleri esas alındığında Anatolidler ile Pontidlerin geçiş bölgesi içerisinde kalır (Bergougnan 1976).

Ancak Ketin (1966) ve Seymen (1975) Pontid-Anatolid sınırını daha kuzeyde, ofiyolit yüzeylemeleri ile belirlemiş ve çalışma alanını Anatolidlere dahil etmişlerdir.

Buna karşın Baykal (1953) Pülümür, Cencige, Mercan etekleri ve Fırat nehirinin güney kıyılarından geçen çizginin (yaklaşık çalışma alanı), Toridlerin kuzey sınırına karşılık geldiğini iddia eder. Daha önce de belirttiğimiz gibi, yöredeki Üst Kre-tase - Paleosen çökel kayaçların litofasiyes ve yapısal yönden Pontidlere özgü nitelik taşınması, bölgenin en azından Pontid - Anatolid geçiş bölgesi içerisinde kalabileceğini gösterir.

Sonuç olarak Ketin (1966), Seymen (1975) tarafından önerilen Pontid - Anatolid sınırının daha güneyden (çalışma alanı) geçmesi gerekir.

Bergougnan (1976) bugün bir arada bulunan ve Liyas "ammoniticarosso (ammonitli, kırmızı renkli)" fasiyesli arakatmanlarla tanıtılan Pontidlerle, Toridlere dahil edilen ve Batı Toros faunası ile tam bir benzerlik gösteren Munzurların, farklı litofasiyes özelliklerinden dolayı Liyas da birbirlerinden uzaklaşmış olduklarını ileri sürer. Ayrıca yazar bu modelin Dewey ve Alii'nin (1973) önerdiği "Triyas - Liyas devrelerine ait bir Türk plakasının varlığı" önerisi ile ters düştüğünü belirtir.

Akın (1979) Doğu Karadeniz sıradağlarının (Doğu Pontidler) tümü ile eski bir ada yayı sistemi oluşturduğunu, güneyde komşu olan Anatolidler birliğinin ise, bu volkanik yay sisteminin ön çukur kısmında geliştiğini ileri sürmektedir. Yazar ayrıca, Anatolidler ile Pontidler arasındaki Tetis Okyanusunun Mesozoyik ve Tersiyer süresince kuzeye doğru sürekli bir alta dalma olayı ile harcandığını belirtmiş ve bugünkü Karadenizin ada yayınının kuzeyinde bulunan aktif bir yan basen olarak değerlendirilmesi gerektiğini, bu basenin de orta kısımlarında okyanus kabuğuna dönüştüğünü savunmuştur.

Pontidler altında Eosen sonuna kadar sürekli bir yitim zonu (Ataman ve diğerleri 1975, Bergougnan 1976, Tokel 1977, Şengör 1979, Akın 1979, Ataman ve Koçman 1980) görüşüne karşın, Adamia ve diğerleri (1977) Türk - İran kıtacığı (Anatolid ve Toridler) ile Pontid - Transkafkas ada yayınının Orta Kretasede çarpıştıklarını iddia ederler.

Ancak çalışma sahasında yüzeylenen Üst Kretase - Paleosen yaşlı ofiyolitli karmaşık biriminin pelajik çökelleri ve fliş görünümlü detritik kayaçları ile birlikteki ofiyolitik olistolit ve olistostromları, bu devirde var olan bir okyanusun, okyanus çukuruna (trenç'e) oldukça yakın derin bir ortamını yansıtır. Öte yandan, aynı birime ait bazaltik kayaçların petrokimyasal özellikleri ve jeotektonik anlamları böyle bir ortamı belirtmektedir. Bu nedenle, eski bir okyanus tabanının kalıntıları olarak düşünülen yöre ofiyolit ve ofiyolitli karmaşıkları, güneyde Anatolid / Toridler (Munzurlar), Kuzeyde Pontidler arasında Üst Kretaseden önce gelişmiş bir okyanusun belirtileri olmalıdır. Bu kuramda, Orta Kretasede pontid - Anatolid / Torid çakışması görüşünü (Adamia ve diğerleri 1977) olanak dışı bırakır.

Etkinliği magmatik faaliyetler ile belirlenen Pontid yayı kenarına karşın, Erzincan'ın güneybatısında yer alan Munzurların Triyas, Jura ve Kretase yaşlı (Özgül 1978) kalın neritik karbonat istifleri, Anatolid / Toridlerin bu devirde duraylı (pasif) bir kıta kenarı özelliğinde olduğunu gösterir.

Arabistan plakasının kuzeydoğuya (Mc Kenzie 1972, 1976, Dewey ve diğerleri 1973, Alptekin 1973, Ketin 1977) veya kuzeybatıya (Tatar 1978) olan hareketi ile Anatolid / Torid kıtası Pontidlere doğru yaklaşmaya devam etmiş ve nihayet Paleosen sonunda Anadolu fazı ile ofiyolitler yükselerek kuzey ve güney yönlü bindirmelerle Pontid, Anatolid / Torid birlikleri üzerindeki yerlerini almışlardır.

Ofiyolitlerin Anatolid / Torid kıtası üzerinde daha fazla görülmeleri yükselen ofiyolitlerin yerleşmesi sırasında, Anatolid / Torid kıtasının Pontidlere göre daha alçakta oluşu ile açıklanabilir.

Anadolu orejenik fazından sonra yöre Eosen başlarında tekrar denizaltında kalmış ve gereci çoğunlukla ofiyolit, mermer ve metamorfik kayalardan türeme fliş tortulları birikmiştir.

Dilek ve Yılmaz (1980) Üst Kretase yaşlı yabancı karbonat blokları içeren Gevaş (Van) ofiyolitlerinin Üst Kretase ile Eosen arasında yerleşmiş olduğunu iddia ederler. Bu sonuç, inceleme alanımızdaki bulguların doğruluğunu tam olarak destekler.

Çalışma alanında KKB - GGD doğrultulu bölgesel basınç kuvvetleri Eosen sonunda Pireneyik fazını oluşturmuş ve Eosen kıvrımlı yapısını kazanmıştır. Böylece Eosen sonunda bir kıta kenarı (Pontid) üzerinde gelişmiş olan Pontid ada yayı ve Anatolid / Torid kıtası çarpışması ile yöre paleotektonik evrimini tamamlamış olur.

### 5.5.2 NEOTEKTONİK

İnceleme alanında K.A.F. Zonunun oluşumu veya genelde Anadolu - Arabistan plakalarının çarpışmalarıyla (Miyosen sonları) Neotektonik evre başlamış olur.

Miyosen kıta içi jeosenklinal ve lagünel fasiyeste gelişmiş olup, karbonatlı, killi ve jipsli çökel kayalarla tanıtmandır. Alt Miyosenden sonra başlayan yükselme hareketlerini (Ketin 1950, Şengör 1980, Atalay ve Koçman 1980) yer yer graben şeklindeki çökmeler izlemiş ve buna bağlı olarak da Erzincan Ovası oluşmuştur (Ketin 1950). Bu yükselmenin esas nedeni farklı iki görüş altında irdelenir. Bunlardan birincisi Doğu Anadolu'da kabukla birlikteki manto yükselmesi kuramı (Özelçi 1973, Tokel 1980, Atalay ve Koçman 1980), diğeri salt K - G doğrultulu basınçlar ile kabuk kalınlaşması ve kabuğun kemer şeklinde kubbelenmesi görüşüdür (Şengör 1980).

Özelçi (1973) Anadolu'nun 2000m'yi aşkın topoğrafik yüksekliği ile 100 miligal yüksek, buna karşın Doğu Akdenizin 100 miligal düşük Bouger anomolisi vermesi, bölgede gravite değerleri ile yükseklik ilişkilerinin ters olduğunu, dolayısıyla

le kabuğun manto ile birlikte yükselmiş olabileceğini düşünür.

Tokel (1980) Erzurum Kars yörelerindeki rift yapılarının Neojen yaşlı alkalin ve toleyitik volkanizmasını inceleyerek, bu tür yapıların ve magmatik işlevlerin jeotektonik anlamlarının açıklanmasında "manto yükselmesi" (Özelçi 1973) modelinin daha uygun olabileceğini savunur.

Ataman ve Koçman da (1980) bu kavramı Doğu Anadolu'nun bugünkü jeomorfolojik görünümü ile desteklemeye çalışır.

Scholtz, Barazangi ve Shar (1971) Kuzey Amerika'daki Basin and Range (tektonik kökenli dağ ve havzalar) bölgesi altında kıtasal kabuğun incelendiğini, bu bölgelerin yüksek ısı akımı (high heat flow) bölgeleri olduğunu ve rift yapıları altındaki kabuk incelmesinin kısmı ergimiş bir manto zonunun (düşük hız zonu) yükselmesi ile açıklanabileceğini belirtirler. Doğu Anadolu'da bu özelliklerin olup olmadığını belirleyecek jeofizik çalışmalar yeterli olmadığı için konu yine tartışmaya açıktır.

Ancak Toksöz ve Kenar (baskıda) yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerinden yararlanarak İstanbul - Tebriz arasındaki kesit boyunca yerkabuğunun yapısını incelemiş ve özetle şu sonuca varmışlardır :

"Gözlemsel eğriler kuramsal modeller için hesaplanan eğrilerle karşılaştırıldığında, ortalama 42 km kalınlığındaki yerkabuğu modelinin gözlemsel verilere uygunluk gösterdiği ve ayrıca yerkabuğunun (Mohorovicic sınırının) hemen altında üst manto-daki sismik dalga hız değerlerinin bir düşük hız zonunu belirtmediği anlaşılmıştır."

K.A.Fayı çoğu yerde (Erzincan, Gerede - Ilgaz vd.) dar rift zonları ile belirlenmiş tipik doğrultu atımlı sağ yönlü fay zonu morfolojisine sahiptir. Bu rift zonları fay hareketine bağlı olarak mı gelişmiştir? San Andreas ve diğer benzer fayların, fay doğrultusuna eğik (oblique) olarak geliştirdikleri tansiyonal kabuk parçalanması (örneğin Basin and Range bölgesi), sağ yönlü fay hareketlerinin sebep olduğu genişleme hareketlerinin dağılımı ile ilgili bulunduğu sonucuna varılmıştır (Stewart 1971).

Aynı şekilde Pavoni (1961) Kuzey Anadolu sıradağlarının oluşumunu açıklamak için faylanma ve kıvrımlanmayı birlikte geliştiren sağ yönlü kayma zonu modelini düşünmüştür (Seymen 1975'den).

Öte yandan Seymen (1975) Orta Miyosende Anatolid - Pontid çakışmasından sonraki K - G yönlü sıkıştırmaların oluşturduğu bindirme, dikey yükselme ve buna bağlı olarak gelişen gravite fayları (rift yapıları) ile K.A.Fayının sağ yönlü hareketinin yaklaşık aynı zamanda geliştiğini ileri sürer.

K.A.Fayının D - B doğrultusundaki bir kuvvet çiftinin etkisi altında oluşan kayma modeline karşın (Canitez 1962, Ketin 1969, Allen 1969) Irrlitz (1972) Kelkit vadisinin Pliyosen başlarında oluştuğunu düşünerek, vadideki doğrultu atımlı hareketlerin daha da genç olduğu görüşünü benimsemiştir.

Tokay (1973) Gerede - Ilgaz arasındaki ayrıntılı çalışmalarında Irrlitz'in görüşüne uygun olarak K.A.F. Zonu boyunca önce basınç kuvvetlerinin oluşturduğu yükselmeye bağlı rift yapıları; daha sonra sağ yönlü kayma hareketlerinin gelişebileceğini savunmuştur.

İnceleme alanında da D - B doğrultulu gravite faylarının yanı sıra, Karlıova eklemının doğusunda olduğu gibi (Şengör 1980) K - G doğrultulu açılma çatlakları ve gravite fayları izlenmektedir. Bunlardan D - B doğrultulu olanları Erzincan Ovası ve Fırat vadisinin oluşumu ile K - G doğrultulu olanları da daha sonraki yırtılma hareketleri ile ilişkili olmalıdır.

Sonuç olarak K.A.F. Zonu önce KKB - GGD doğrultulu basınç kuvvetlerinin oluşturduğu yükselmeye bağlı olarak riftleşme, sonra da sağ yönlü hareket olmak üzere iki aşamada gelişmiştir. Öte yandan çalışma alanında tepelerde görülen Alt Miyosen kireçtaşlarının Fırat vadisi içerisinde bulunması, riftleşmenin Alt Miyosenden sonra, yırtılma hareketlerinin de daha sonra (Orta - Üst Miyosende) gelişmiş olabileceğini düşündürür.

## 6 EKONOMİK JEOLOJİ

Çalışma sahası sınırlarında ekonomik değeri olabilecek manyezit ve kromit zuhurları bilinmektedir. Balıkan, Hınzoru ve Kıştım köyleri yakınlarında harzburjitlere bağlı olarak gelişmiş podiform kromitzuhurları daha çok küçük adeseler halinde görülürler. Ancak tek başlarına ekonomik değer taşımayan bu sahalar, toplu halde değerlendirildiğinde ortaya ekonomik bir potansiyelin çıkabileceği düşünülmektedir.

Daha batıda, Sörperan köyünün yaklaşık 2 km kadar kuzeyinde Kırmızı T. mevkiinde yüzeylenen manyezit cevherleşmesi de serpantinleşmiş verlitlere bağlı olarak bulunur.

Kromit ve manyezit cevherleşmeleri açısından ilginç olan sahada gerçek potansiyelin saptanabilmesi, ancak amaca yönelik ayrıntılı jeolojik ve jeofizik çalışmalarla gerçekleştirilebilir.

Ofiyolitli karmaşık içerisindeki büyük çaptaki kireçtaşı ve mermerler kireç ocağı ve taş ocağı olarak işletilmektedir.

Miyosen yüzeylemeleri ile birlikteki jipsler ve Fırat'ın geniş alüvyonları inceleme alanının diğer endüstriyel hammaddelerindedir.

Öte yandan Dereköy'ün yaklaşık 1 km kadar batısındaki Derviş Dere litolojik ve jeomorfolojik yapısı ile baraj yapımı için oldukça uygun bir yer olarak düşünülmektedir.



## 7 SONUÇLAR

1- Erzincan'ın 40 km kadar doğusunda Tanyeri ve bucağı çevresinde K.A.F. Zonunun yerel özelliklerini saptamak, ofiyolit ve ofiyolitli karmaşık sorunlarına az da olsa katkıda bulunabilmek ve yörenin ekonomik potansiyelini jeoloji açısından kaba çizgileriyle belirlemek amacıyla, ERZİNCAN 143 - C<sub>1</sub> - C<sub>2</sub> - C<sub>3</sub> - C<sub>4</sub> paftalarında yaklaşık 300 km<sup>2</sup>'lik bir sahanın ayrıntılı jeolojik haritası yapılmıştır.

2- İnceleme alanında litolojik birimler yaşlıdan genççe doğru şu şekilde sıralanmaktadır : Paleozoyik (?) metamorfik karmaşık serisi, Alt Kretase (?) ofiyolitik kayalar, Üst Kretase - Paleosen ofiyolitli karmaşığı, bunları kesen riyolitik daykalar, Eosen flişi, Alt Miyosen kireçtaşları, Orta - Üst Miyosen jipsli serisi Pliyosen (?) andezitleri, Kuvaterner dasitik volkanizması ve alüvyonlar.

3- Yörenin en yaşlı litolojik birimi olan metamorfitlerin metamorfizma fasiyesleri ve metamorfizma koşulları yanı sıra kökensel kayacın petrolojik özellikleri ile birlikte jeotektonik konumlarına yönelik sorunlara değinilmiştir :

A- Yeşilşist - metadiyabaz - kalkşist - kumtaşı - radyolarit ve kuvârs damarlarından oluşmuş metamorfik karmaşık serinin genel görünümü bunun eski bir volkano sedimanter bir istiflenme olduğunu açığa çıkarmaktadır.

B- Düşük dereceli yeşilşist fasiyesinden orta dereceli amfibolit fasiyesine doğru ilerleyici ve zeolit fasiyesine doğru gerileyici metamorfizmaların varlığı tanıtman mineral birlikleriyle saptanmıştır.

C- Arazi ve mikroskop gözlemlerine ek olarak Ossann'ın Al - S - F diyagramı da çoğu yeşilşistlerin orto (magmatik) kökenli olduğunu göstermektedir.

D - Ga - Zr / TiO<sub>2</sub> diyagramında orto kökenli metamorfik kayaların büyük bir kısmı bazalt alanında kalıp az bir kısmı da andezitlere doğru geçiş gösterir.

E - TiO<sub>2</sub> - Zr / P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diyagramında ise, analizi yapılan 7 örnekten 5'inin toleyitik, diğer 2'sinin de alkalin özellikte olduğu anlaşılır.

- F- Ti/100-Zr-Y x 3 diyagramında kayaçların dağılımı belirgin bir magma tipini ve oluşum ortamını göstermemesine karşın, Ti-Zr diyagramında çok daha dar bir alanda toplanan örnekler, ada yaylarına özgü düşük potasyumlu toleyitleri ve kalk - alkali bazaltları daha belirgin bir şekilde yansıtmaktadır.
- G- Şimdiye dek Paleozoyik yaşta bilinen veya kabul edilen metamorfik birimin litofasiyes veya diğer bazı özelliklerden dolayı Mesozoyik yaşta olabileceği görüşüne yer verilmiştir.
- 4- Ofiyolitli karmaşık seri farklı litolojik, yapısal ve litofasiyes özelliklerinden dolayı tektonik ofiyolitli karmaşık, olistostramal ofiyolitli karmaşık olmak üzere iki alt grup altında incelenmiştir.
- 5- Ofiyolitli karmaşık serinin karbonatlı seviyelerinde saptanan Üst Kretase - Paleosen yaşlı tanıtman fosillere göre ofiyolit oluşum yaşının Üst Kretaseden daha önce olduğu anlaşılar.
- 6- Eosen flişi ile üstlenen ofiyolitli oluşuklar Paleosen sonunda Anadolu orejenik fazı ile Pontid ve Anatolidlerdeki yerlerini almışlardır.
- 7- Toleyitik ve kalk - alkali özellikli spilitik bazaltlar Ti-Zr diyagramında ada yayı jeotektonik ortamını belirler.
- 8- Tanyeri ofiyolitlerinin petrokimyasal ve sedimentolojik özellikleri yanı sıra bölge jeolojisi de dikkate alındığında Tanyeri ofiyolitlerinin Miyashiro (1975) sınıflamasına göre I. sınıf ofiyolitler (kenar denizi - volkanik ark çevresi) özelliği gösterdiği söylenebilir.
- 9- Tanyeri spilitik kayaçları Li-H O diyagramında ayrıcalık gösteren spilitler alanında yer alır.
- 10-Tanyeri ofiyolitlerine ait A.F.M. ve D.I. diyagramlarındaki tipik ofiyolitik kayaç yönsemeleri yanı sıra, ofiyolitik kayaçların kondrite göre normalleştirilmiş şekli ve Ti-V dağılımı, plütonik kayaçlar ile volkanik kayaçlar arasındaki köknel ilişkinin varlığını gösterir.
- 11-İz element analiz sonuçlarına göre Tanyeri ultramafik ve mafik kayaçları tüketilmiş bir mantonun kısmi ergimesi ile gelişmiş bazik magmanın ürünleri olabileceği gibi ultramafitler kısmi ergimeden arta kalan kalıntıları da temsil edebilirler.

12- Serpantinleşmiş Tanyeri peridotitlerinin en ilginç yanı, önemli miktarda antigorit mineralleri içermeleridir. Bu antigorit minerallerinin varlığı 2 şekilde yorumlanmıştır.

A- Antigoritler metamorfik - serpantinit dokanağının belirtirleridir.

B- Bu tür serpantinitler, kabuğun daha alt seviyelerini oluşturan kök zonu peridotitlerine karşılık gelebilir.

13- Yüzeylemelerini K.A.F. Zonunun kuzey ve güney bloklarında veren Eosen flişi, her iki blokta farklı lito - fasiyes özellikler gösterir.

Kuzey blokta yakınsak (proximal) türbidit fasiyesi özelliğindeki istif, çakıl fliş ile başlayıp kum flişe geçiş gösterir. Güney blokta, Üst Kretase - Paleosen ofiyolitli karmaşığını açısal uyumsuzluk ile üstleyen Eosen fliş, ortaç (intermediate) fasiyeste, denizaltı yelpazelerinin orta kısımlarında ve bu yelpazeleri besleyen kanalların ötesinde çökelmişlerdir.

14- Eosen flişi açısal uyumsuzluk ile üstleyen denizel Alt Miyosen, yörede Burdigaliyen makro ve mikro fosillerini içeren kireçtaşı yüzeylemeleri şeklinde bulunurlar.

15- Orta - Üst Miyosen göl fasiyesinde gelişmiş olup evaporitlerle (kırmızı kumlu kireçtaşı, kiltası ve jips) tanıtmandır.

16- Fırat vadisi çöküntüsü (Erzincan Ovası) ile ilgili olarak gelişmiş Pliyo - Kuvaterner kalk - alkali andezitik ve dasitik volkanizmasının kökeni, ana ve iz element sonuçlarına göre Pontid - Anatolid / Torid ada yığı - kıta çarpışmasından sonra litosfer içerisinde depolanmış kalk - alkali magma odaları olmalıdır.

17- Metamorfik kayalar kırıklı ve kırıklı yapılarını yaklaşık K - G doğrultulu basınç kuvvetleriyle kazanmışlardır.

18- Üst Kretase - Paleosen yaşlı olistostramal ofiyolitli karmaşığın tabakalı ve kırıklı yapılarına ait kontur ve gül diyagramlarından da, bu devrede etkin basınç kuvvetlerinin K 32 D doğrultusunda olduğu anlaşılır.

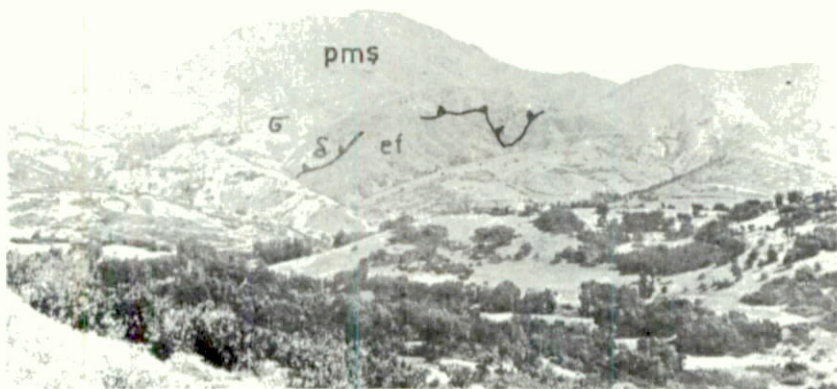
- 19- Eosen sonunda basınç kuvvetleri KKD'dan KKB'ya doğru de-  
ğişmiş ve Eosen flişinin yaklaşık D-B doğrultulu paralel  
kıvrımlarını şekillendirmiştir.
- 20- Yöredeki tektonik yapılar ve basınç gerilmeleri deforma-  
yon elipsoidine şematik olarak uyarlandığında elde edilen so-  
nuçların sağ yönlü bir kuvvet çifti altında oluşturulmuş kil  
modeli deneyimlerine benzerlik gösterdiği anlaşılır.
- 21- Eosenden sonra KKB yönlü basınç gerilmeleri ile oluşturu-  
lan D-B doğrultulu kıvrımların ve bindirmelerin, doğrultu  
atımlı fay esaslarına az çok benzer oluşları, K.A.F. Zonunu  
oluşturan sağ yönlü yatay kuvvetlerin, KKB yönlü basınç geril-  
melerinin bileşenlerinden biri oluşu ile açıklanabilir.
- 22- K.A.F. Zonunun oluşum mekanizmasında salt yatay basınç geril-  
melerinin yanı sıra dikey (manto yükselmesi kuramı) ve kabuk  
içi gerilmelerin de (yatay yöndeki kabuk kalınlığı farkından  
kaynaklanan iç gerilmeler) etkin rol oynadığı kanısındayız.
- 23- Çalışma alanında Anadolu ve Pireneyik orejenez fazları  
saptanabilmiştir. Paleontolojik ve stratigrafik çalışmalar so-  
nucunda Üst Kretasenin Paleosen geçişli olduğu, dolayısıyla  
Laramiyen orejenik fazının yörede etken olmadığı anlaşılır.
- 24- Yörenin Üst Kretase - Paleosen paleocoğrafyası ve tektonik  
yapısı Pontid tektonik birliğine özgü niteliktedir.
- 25- Üst Kretase - Paleosen yaşlı ofiyolitli karmaşık biriminin  
pelojik çökelleri ve fliş görünümlü detritik kayaçlarıyla bir-  
likte olistolit ve olistostromları, bu devirde Pontid - Anato-  
lid/Torid birlikleri arasında var olan bir okyanusun okyanus  
çukuruna oldukça yakın derin bir ortamını yansıtır.
- 26- Etkin Pontid yayı kenarına karşın (yaygın magmatizma) Mun-  
zurların Triyas - Jura - Kretase yaşlı kalın neritik karbonat  
istifleri Anatolid / Toridlerin bu devirde pasif bir kıta ke-  
narı özelliğinde olduğunu belirtir.
- 27- Arabistan plakasının kuzeydoğuya doğru olan hareketi ile  
Anatolid / Torid kıtası pontidlere doğru yaklaşmaya devam et-  
miş ve nihayet Paleosen sonunda ofiyolitler su yüzeyine çıkı-  
rak kıta kenarlarına yerleşmişlerdir.
- 28- Eosen başlarında yöre tekrar denizaltında kalmış ve KKB

yönlü bölgesel basınç kuvvetleri, Eosen sonunda Pireneyik orejenik fazını oluşturmuştur. Böylece Pontid - Anatolid / Torid ada yayı - kıta çarpışmasıyla yörenin paleotektonik evrimi tamamlanmış olur.

29- Neotektonik evrede K.A.F. Zonu KKB yönlü basınç kuvvetleriyle önce riftleşme, sonrada sağ yönlü yanal hareket olmak üzere iki aşamada gelişmiştir.

30- Daha çok tepelerde yüzeyleyen Alt Miyosen kireçtaşlarının Fırat vadisi içerisinde bloklar halinde ve K.A.Fayı hareketlerinden etkilenmiş olarak görülmesi, riftleşmenin (Erzincan Ovasının oluşumu) Alt Miyosenden sonra; sağ yanal hareketinde Orta - Üst Miyosende gelişmiş olabileceğini gösterebilir.

31- Çalışma alanında ekonomik değeri olabilecek kromit ve man-yezit cevher zuhurları ile kireçtaşı ve mermer ocakları belirtilmiştir.



Şekil 70 Karacalar köyünün güneyinden Paleozoyik (?) metamorfitleri (pms), Alt Kretase (?) serpantinitleri ( $\delta$ ) ve diyorit-gabroları ( $\sigma$ ) ile Eosen flişinin (ef) görünümü.



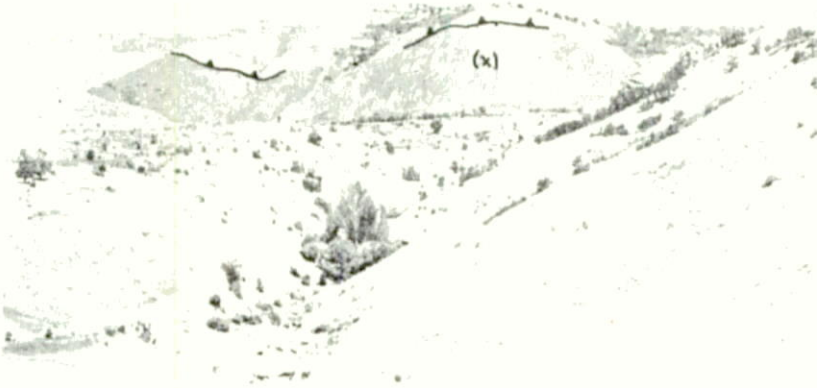
Şekil 71 Çaykomu köyünden kuzeye doğru bir bakış. Paleozoyik (?) metamorfitleri (pms) ve Eosen fliş (ef) üzerine güneye doğru itilmiş Alt Kretase (?) serpantinitleri ( $\sigma$ ).



Şekil 72 Sarıkaya köyünün 2 km kuzeybatısında Eosen fliş (ef) üzerine güneye doğru itilmiş serpantinitler ( $\sigma$ ) ve serpantinitlerde gelişmiş bir heyelanın güneyden görünümü.



Şekil 73 Karacalar köyü (K) çevresinde Eosen fliş (ef) üzerine güneye doğru itilmiş diyorit - gabbro ( $\delta$ ) ve serpantinitler ( $\sigma$ ) ile Karacalar heyelanının (H) havadan görünüşü. Fotoğraf merkezi Karacalar köyünün 1 km doğusuna rastlamaktadır.



Şekil 74 Şekil 73'de görülen alanın bir bölümünün yerden çekilmiş fotoğrafı. Her iki şekilde (X) işareti aynı arazi noktasını göstermektedir. Bakış güneyden kuzeye doğru.



Şekil 75 Mutu'nun 5 km doğusunda, tren yolu üzerinde Üst Kretase yaşlı ofiyolitli tektonik karmaşık seriye ait spilitik yastık lavların güneyden kuzeye doğru görünümü.

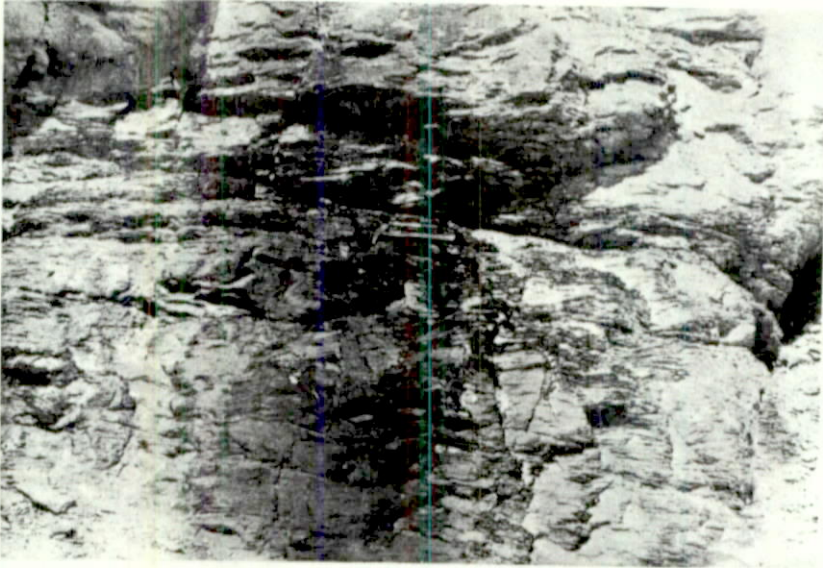




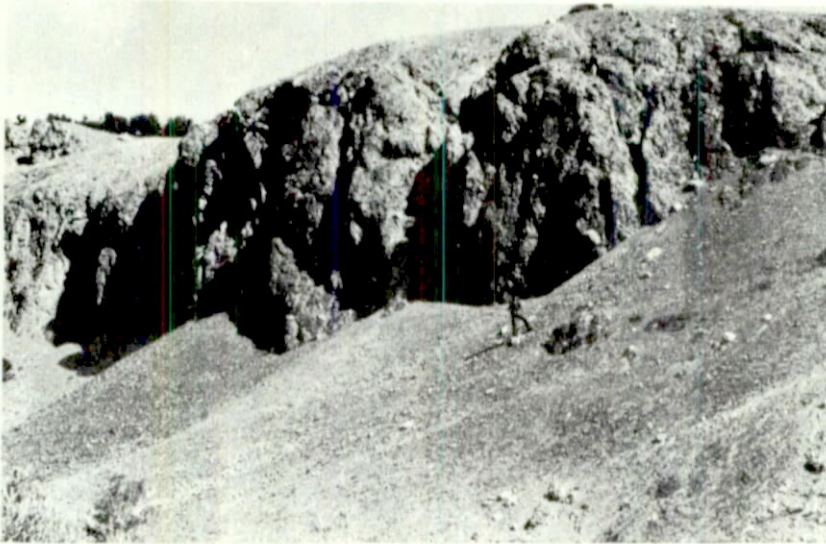
Şekil 76 Bulanık köyünün 3 km doğusunda, ofiyolitli seriye ait Alt Kretase (?) yaşlı diyorit - gabroların ( $\delta$ ) üzerine transgresif olarak gelen Eosen çakıl flişe (ef) ait batıdan doğuya doğru bir görünüm.



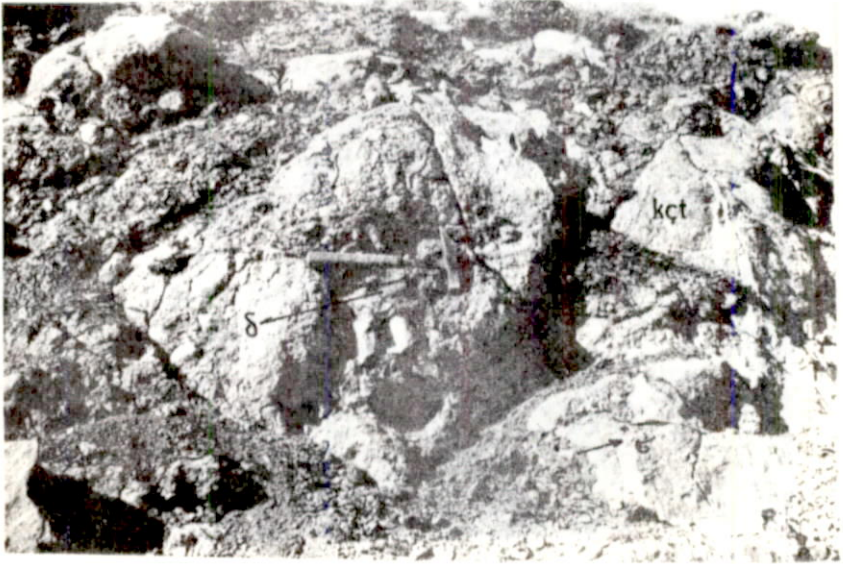
Şekil 77 Rezik mahallesinin 2,5 km kuzeybatısında Üst Kretase yaşlı tektonik ofiyolitli karmaşık seri içerisindeki büyük mermer bloklarına ait bir açık işletme. Bakış kuzeyden güneye doğru.



Şekil 78 Çardak mezrasınının 750 km kadar güneybatısında yol yarmasında görülen Üst Kretase - Paleosen yaşlı ofiyolitli karmaşık seriye ait kırmızı kireçtaşlarının ezikli yapısı. Bakış kuzeyden güneye doğru.



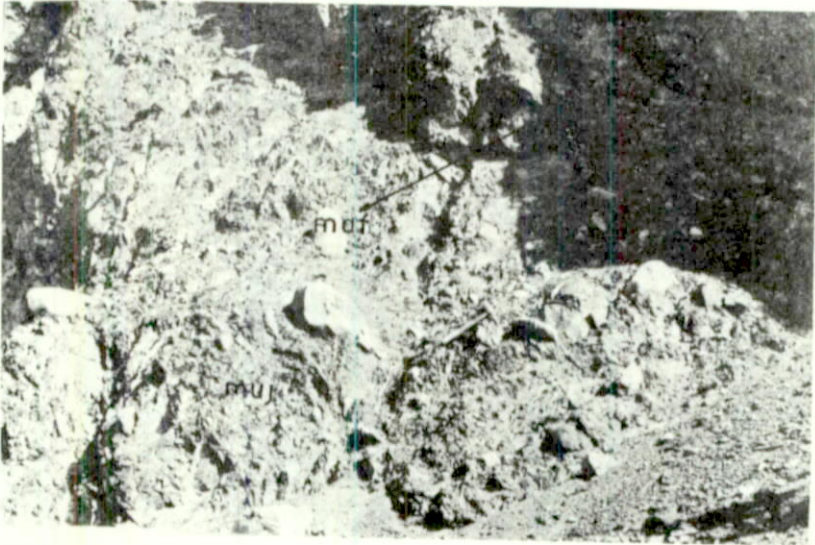
Şekil 79 Şenek köyünün 1 km kuzeybatısındaki Üst Kretase - Paleosen yaşlı ofiyolitli olistostromal karmaşık serisi içerisindeki gereci ofiyolitlerden ve kristalize kireçtaşlarından oluşmuş olistostromların doğudan batıya doğru görünümü.



Şekil 80 Şekil 79'daki olistostromların yakından görünümü-  
Üst Kretase yaşlı kristalize kireçtaşları (kçt) ve gabroyik  
( $\delta$ ) parçalar serpantinit ( $\sigma$ ) ile sıvanmış bir vaziyettedir.



Şekil 81 Alibeytaş mevkiinde Üst Kretase - Paleosen yaşlı  
ofiyolitli olistostromal karmaşık seri içerisindeki grafik  
dokulu (şekil 104) granadiyorit olistolitlerin kuzeyden gü-  
neye doğru görünümü. Ayrıntılı açıklama şekil 19 da.



Şekil 82 Göbürge köyünün 2 km güneybatısında Orta - Üst Miyo-  
sen jipsli serisi (muj) içerisinde görülen ofiyolitik yığı-  
şımlar (mof).



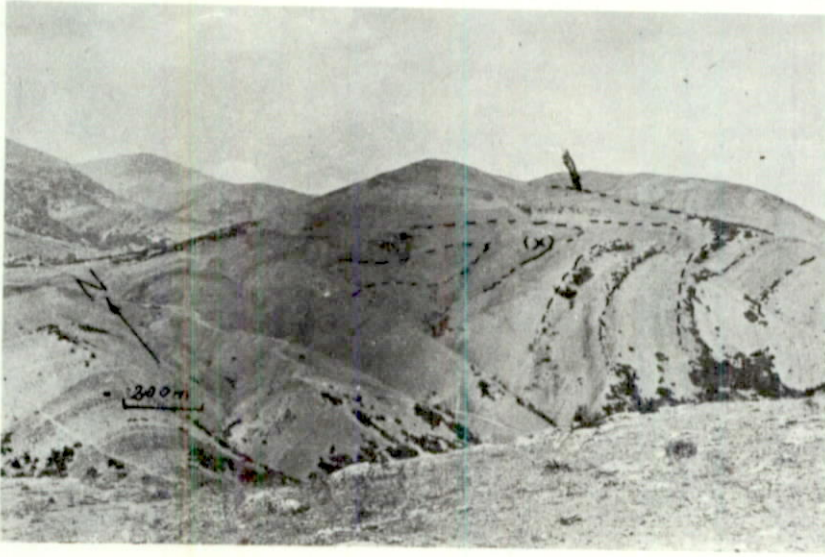
Şekil 83 Şekil 82'de görülen bölgedeki jipslerin nodüllü  
yapıları.



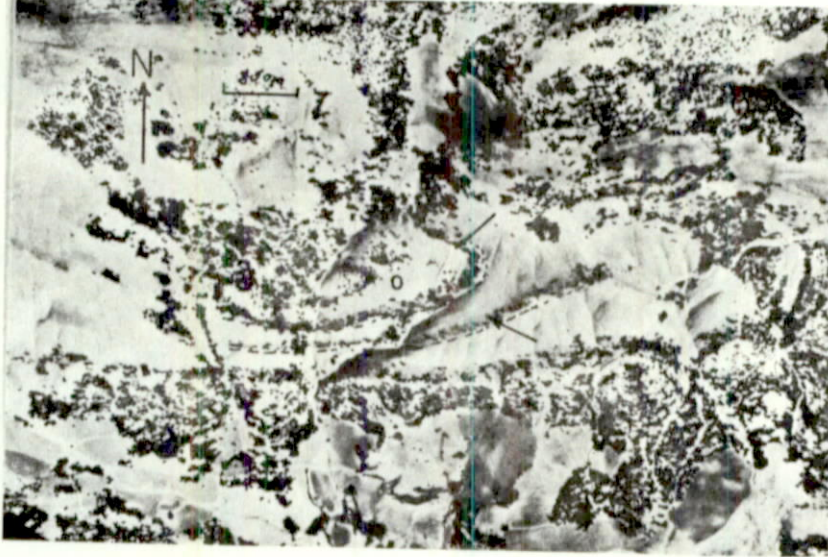
Şekil 84 Eosen flišinin kıvrımlı yapısının havadan görünüşü. Fotoğraf merkezi Zürün köyünün 4 km güneyine rastlamaktadır.



Şekil 85 Kıvrımlı Eosen flišine ait diğer bir havadan görünüm. Fotoğraf merkezi Rezik mahallesinin 2,5 km kuzeyine rastlamaktadır.



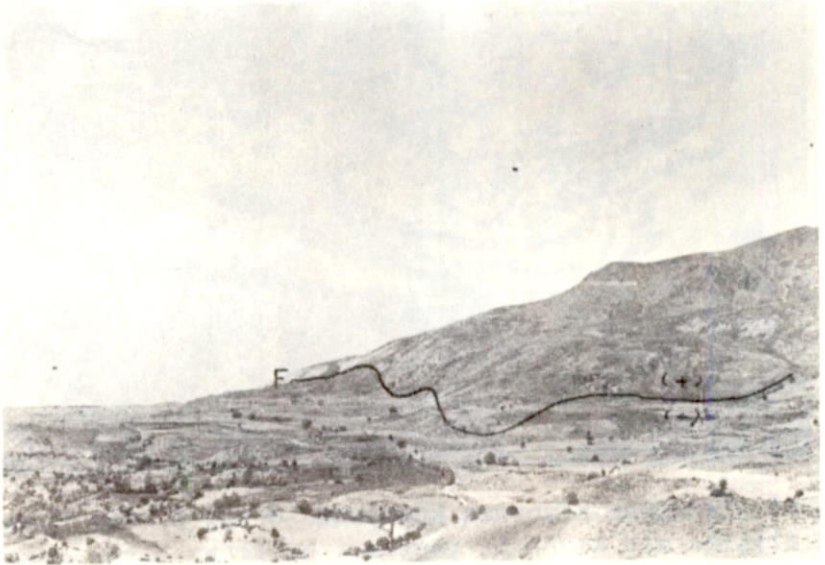
Şekil 86 Şekil 85'de havadan görünen alanın bir kısmına ait yerden çekilmiş fotoğraf. (X) işaretli noktalar şekil 85 ve 86'de aynı yerlere karşılık gelmektedir. Bakış güneyden kuzeye doğru.



Şekil 87 İnceleme alanının kuzeyinde Örsek T. (Ö) civarında Eosen flişine ait kıvrımlı yapıları belirten bitki anomalilerinin (oklarla gösterilmiştir) havadan görünüşü. Fotoğraf merkezi Örsek T. ye rastlamaktadır.



Şekil 88 Arapçeşme mevkiinde Paleozoyik (?) metamorfizmlerindeki metadiyabazlarda gelişmiş kırıklı yapıların (oklar ile gösterilmiştir) havadan görünüşü. Fotoğraf merkezi Arapçeşme sırtınının 500 m kadar batısına rastlamaktadır. Kırık doğrultularına ait gül diyagramı için şekil 63'e bakınız.

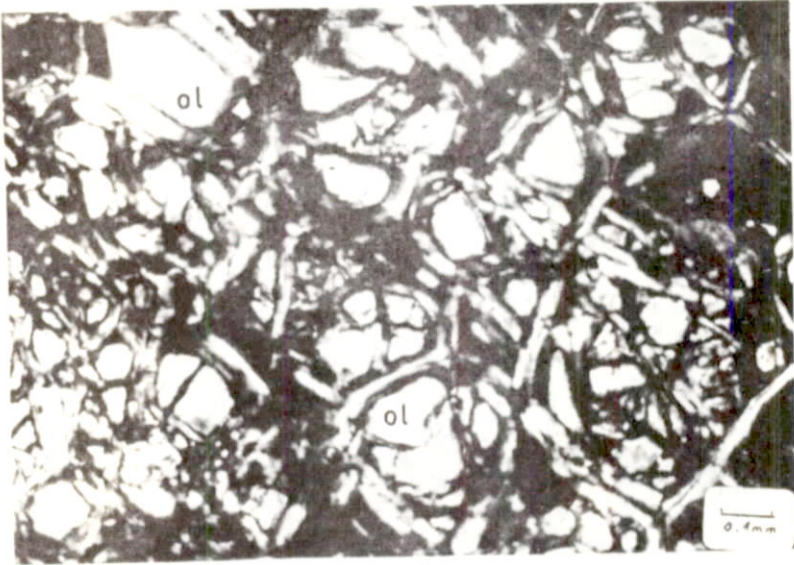


Şekil 89 Hınzoru köyünden geçen D-B doğrultulu ve Fırat vadisine paralel gravite fayından (F) bir görünüş.

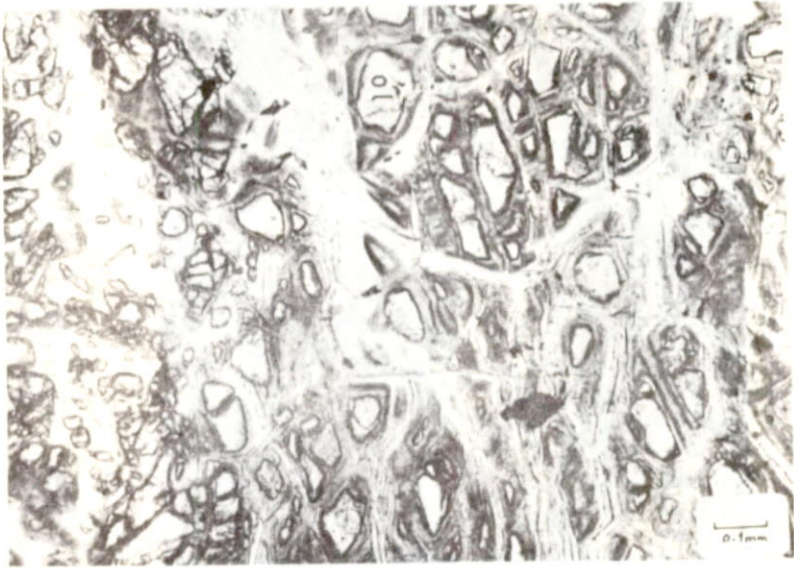


Şekil 90 İnceleme alanında K.A.F. Zonu ve buna bağlı olarak gelişmiş çöküntü yapıları (collapse structure (ÇY) ve dere yatağı ötelenmelerinin (DÖ) Mutu (M) ve Çaykoma (Ç) köyü yörelerindeki havadan görünimleri.

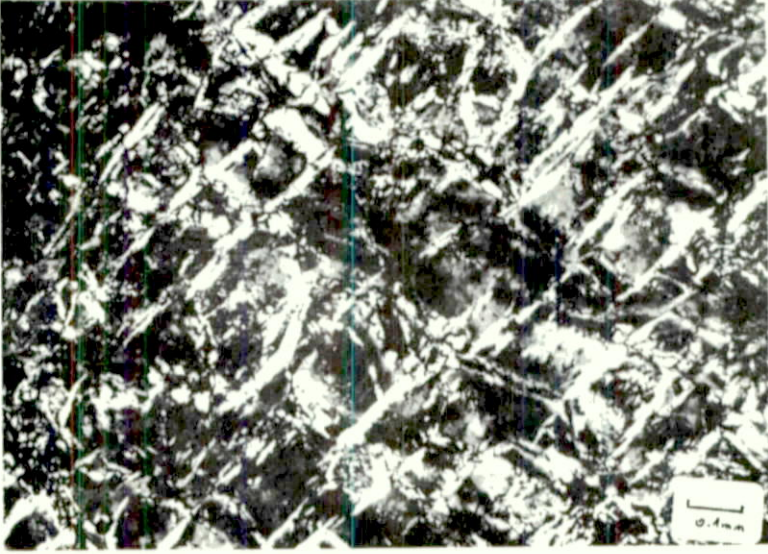




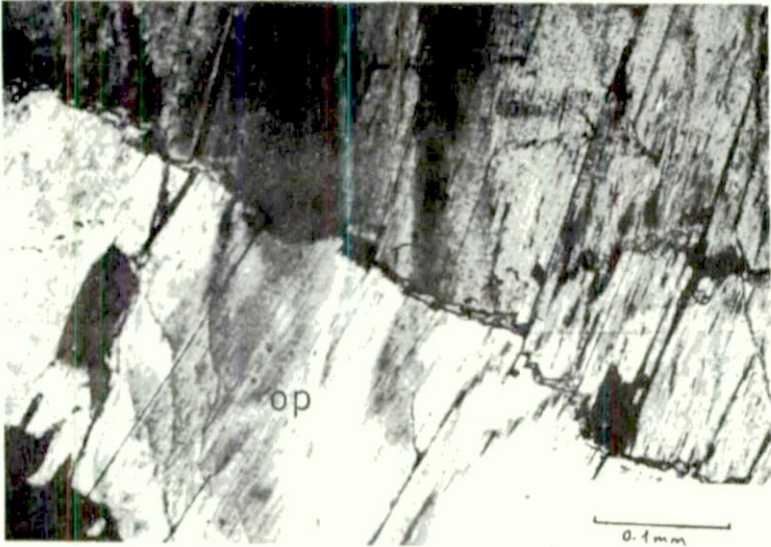
Şekil 91 Kulokomu köyünün 2 km güneydoğusundan alınan bir peridotit örneğinde olivinlerin (ol) kenarlardan merkeze doğru ve çatlaklar boyunca serpantinleşmeye başlaması (XN).



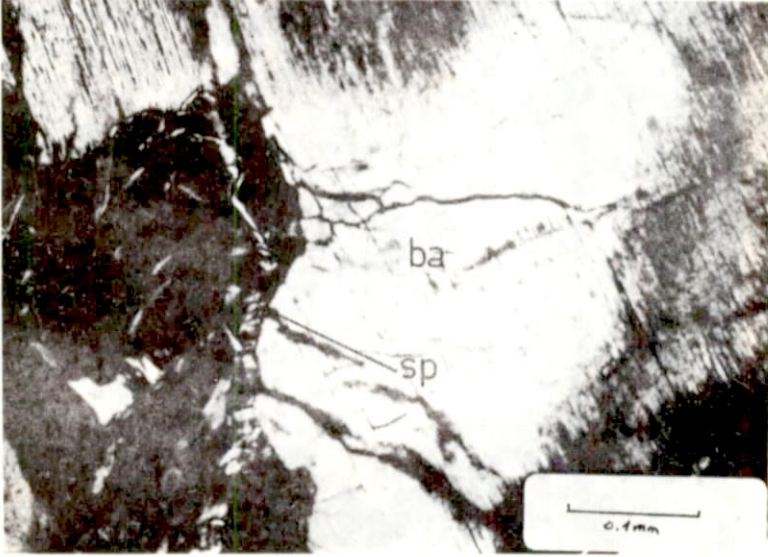
Şekil 92 Şekil 91'deki örneğin alındığı yerde, daha ileri derecede serpantinleşmiş bir örnekte, ileri derecede serpantinleşmiş olivin (ol) tanelerinin adacıklar halindeki kalıntılarının görünüşü (XN).



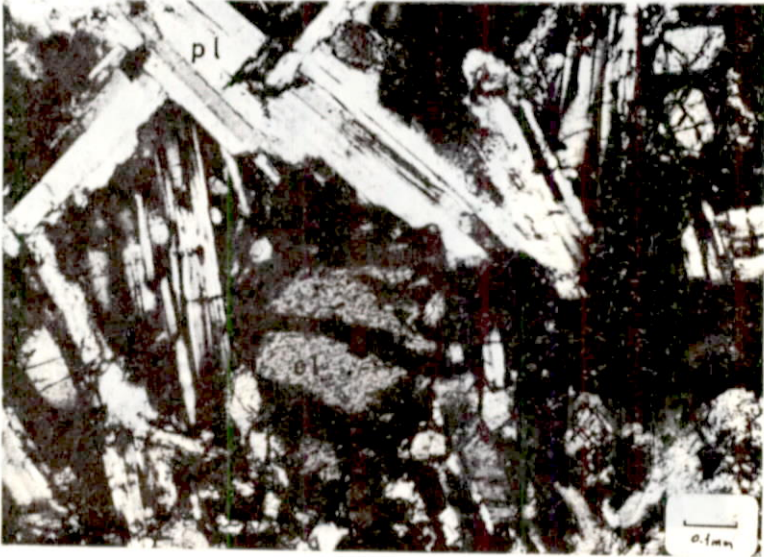
Şekil 93 Serpantinleşmiş peridotitlerde elek dokusunun ince kesitte görünüşü (XN). Örnek Şeteri'nin 2 km kuzeybatısında ofiyolitli olistostromal karmaşık içerisindeki serpantinleşmiş verlit bloğundan alınmıştır.



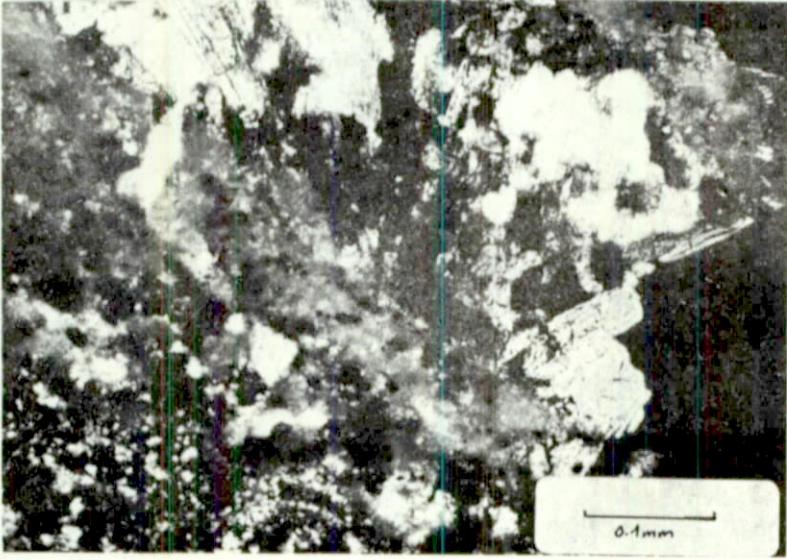
Şekil 94 Serpantinleşmiş harzburjitlerde tektonik olaylardan etkilenmiş bir ortopiroksen (op) mineralinin ince kesitte görünüşü (XN). Kiştim köyünün 1 km kuzeydoğusunda serpantinitletmetamorfite dokanağı.



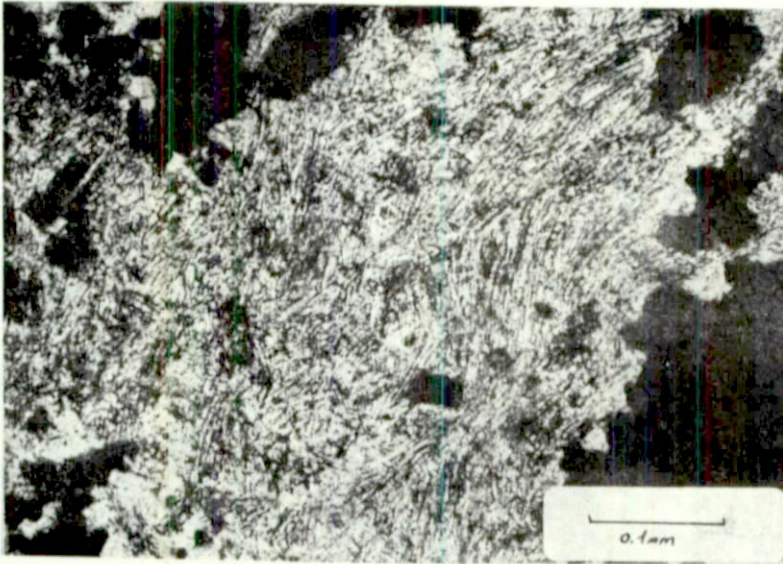
Şekil 95 Şekil 94'deki ince kesitin başka bir tarafında serpantinleşmiş bir ortopirosen mineralinin (bastit (ba)) ve serpantininin (sp) görünüşü (XN).



Şekil 96 Olivinli doleritlerde doleritik dokudaki plajiyoklaz lataları (pl) ve olivin (ol) tanelerinin ince kesitte görünüşü (XN). Göbürge köyünün 4 km güneybatısı.



Şekil 97 Metamorfik karmaşık seriye ait diyabazlardan türemiş yeşilistlerde biyotit (bi) ve klorit (kl) minerallerinin ince kesitte görünümü (XN). Hınzoru köyünün 2 km kuzeydoğusu.



Şekil 98 İnce kesitte metamorfik karmaşık seriye ait yeşilistlerdeki aktinolit (akt) minerallerinin görünümü (XN). Hınzoru köyünün 2 km kuzeydoğusu.



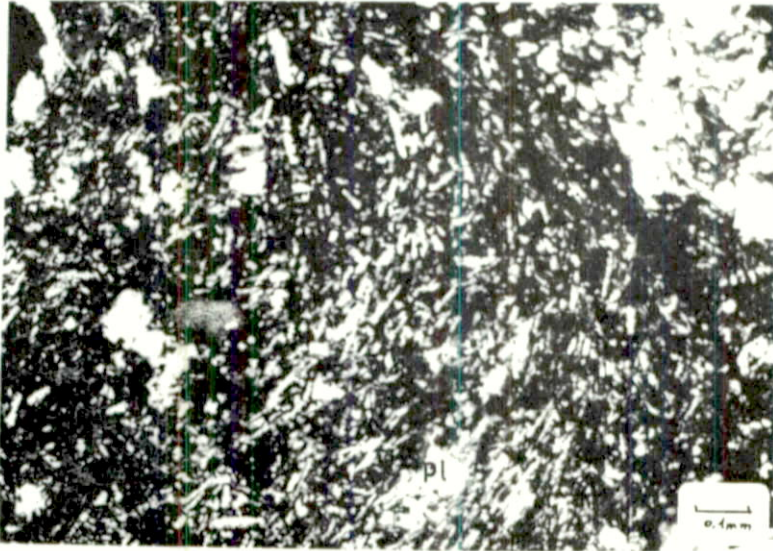
Şekil 99 Ofiyolitli tektonik karmaşık seride yeşilşist - metadiyabazlar ile serpantinitlerin tektonik dokanağında protomilonitleşmiş metadiyabazların ince kesitlerinden bir görünüm (XN). Güzikendüzü mezrasının 500 m batısı.



Şekil 100 Ofiyolitli tektonik karmaşık serideki metadiyabazların kalıntı ofitik dokuları, albitleşmiş plajiyoklazlar (pl) ve boşluklarda gelişmiş klorit (kl) mineralleri (XN). Güzikendüzü mezrasının 500 m batısı.



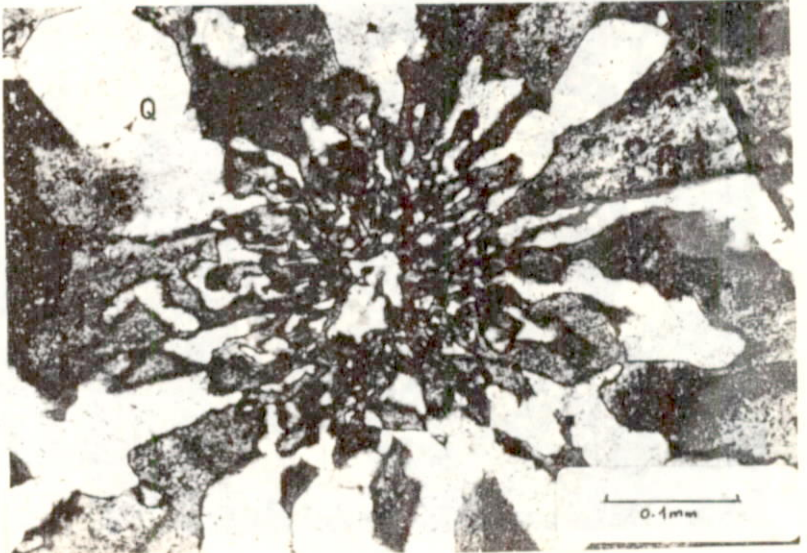
Şekil 101 Spilitleşmiş diyabazlarda ofitik doku, albitleşmiş plajiyoklaz (pl), boşluklarda gelişmiş kalsit ve klorit (ka-kl) minerallerinin ince kesitte görünümü (XN). Mutu'nun 1 km kuzeyi.



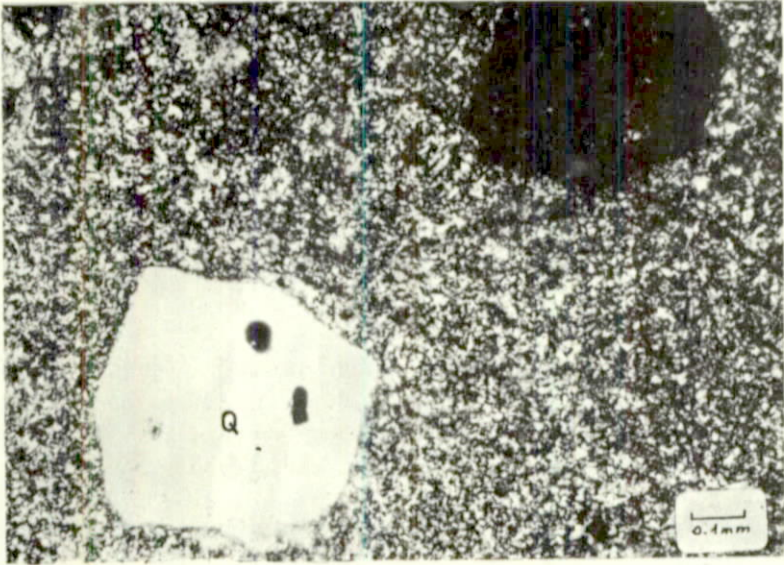
Şekil 102 Spilitleşmiş mikrolitik - porfirik dokulu bazaltlarda albitleşmiş plajiyoklazların (pl) yarı akış dokusu (XN). Mutu'nun 1 km batısı.



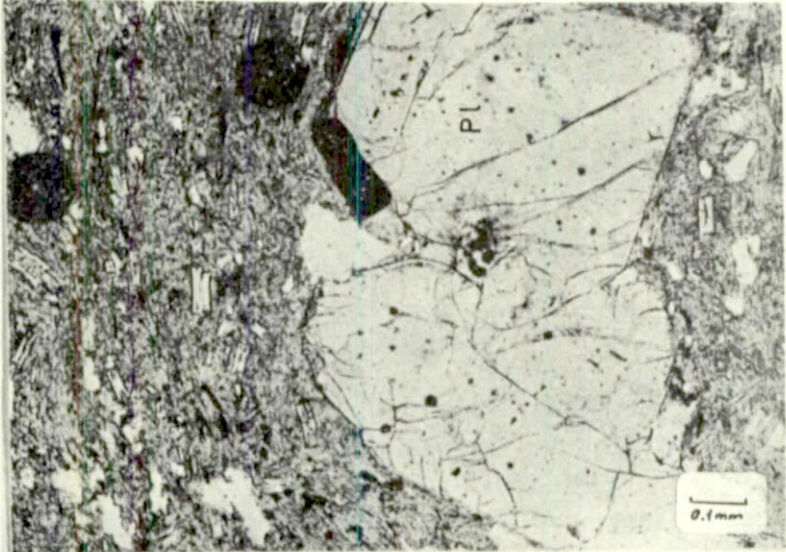
Şekil 103 Ofiyolitli olistostromal karmaşık içerisindeki granadiyoritik olistolitlerin (şekil 19) kataklastik dokusu (XN). Alibeytaşı mevki.



Şekil 104 Şekil 103'deki örneğe ait ince kesitin başka bir kısmında görülen yazı (grafik) dokusu (XN).



Şekil 105 Üst Kretase - Paleosen ofiyolitli olistostromal karmaşığını kesen riyolitik dayklarda mikrolitik hamur içerisindeki porfiri kuvars (Q) tanelerinin ince kesitte görünüşü (XN). Şeteri'nin 2 km kuzeydoğusu.



Şekil 106 İnceleme alanında K.A.F. Zonuna bağlı olarak gelişmiş Kuvaterner yaşlı dasitlerdeki plajiyoklazların (pl) yarı akış (pilotaxitik) dokuları (XN). Sörperan köyünün 1 km kuzeyi.



## HAL TERCÜMESİ

Osman Bektaş 1949 yılında Trabzon'da doğmuştur. Memur çocuğu olması nedeni ile ilk ve orta tahsilini Akçaabat (Trabzon), Keşap (Giresun) ilk okulları; Keşap Ortaokulu ile Trabzon ve Rize Liselerinde tamamlamış olup, 1968 yılında K.T.Ü. Jeoloji Bölümüne girmiştir. 1973 yılında Jeol. Yük. Müh. olarak mezun olmuş ve aynı yıl M.T.A. Maden Etüd Dairesi Bakır Servisinde arazi jeoloğu olarak göreve başlamıştır. 1977 yılında M.T.A. dan ayrılarak K.T.Ü. Jeoloji Bölümüne asistan olarak girmiş olan Osman Bektaş halen bu görevine devam etmektedir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Abbate, E., Bortolotti, V., Passerini, P., 1970, Olistostromes and olistoliths: *Sediment. Geol.*, 4(3/4), 521 - 558.
- Abbate, E., V. Bortoletti, P. Passerini, M. Sagri, 1970, The Northern Apenines geosyncline and continental drift: *Sedim. Geol.*, 4, 637 - 642.
- Abdüsselamoğlu, Ş., 1969, Almacık dağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi: İ.Ü. Fen Fak. Monografileri, sayı 14.
- Adamia, S.H.A., Lordkipanidze, M.B., Zakariadze, G.S., 1977, Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the caucasus: *Tectonophysics*, 40, 183 - 199.
- Akın, H., 1979, Geologie, Magmatismus und Lagerstättenbildung imostpontischen Gebirge / Türkei aus der Sicht der Plattentektonik: *Geologische Rundschau*, 68, 253 - 283.
- Allemann, F., Peters, T., 1972, The ophiolite radiolarite belt of the North-Oman Mountains: *Eclog. Geolog. Helv.*, 65, 657 - 697.
- Allen, C.R., 1969, Active Faulting in Northern Turkey: *Contrib. No 1577, Division of Geological Sciences, California Institute of Technology, U.S.A.*
- Allen, C.R., 1975, The petrology of a portion of the Troodos plutonic Complex, Cyprus |Ph. D. thesis|: Cambridge, England, Cambridge Univ.
- Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications: A dissertation presented to the faculty of the New Mexico Institute of the Mining and Technology.
- Ambraseys, N.N., Zatopek, A.A., 1968, The Varto - Üstükran (Anatolia) Earthquake of 19 August 1966, Summary of a Field Report: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 47 - 103.

- Ambraseys, N.N., 1970, Some characteristic features of the Anatolian fault zone: *Tectonophysics*, 9, 143-165.
- Amstutz, G.C., Patwardhan, A.M., 1974, A Reappraisal of the Textures and the Composition of the Spilites in the Permian-Carboniferous Verrucano of Glarus, Switzerland: Spilites and spilitic rocks International Union of Geological Sciences Series A, Number 4, 71-83.
- Arpat, E., Şaroğlu, F., 1972, Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler: M.T.A. yayını 78, 44-51.
- Arpat, E., Şaroğlu, F., 1975, Türkiye'de bazı önemli genç tektonik olaylar: T.J.K.B., cilt 18, sayı 1, 91-101.
- Arth, J.G., 1979, Some trace element in trondhjemites - their implications to magma genesis and paleotectonic setting: Trondhjemites, dacites, and related rocks, edited by F. Barker, U.S. Geological Survey, Denver, Colorado, U.S.A. 123-132.
- Artyushkov, E.V., 1973, Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities: *Jour. of geophysical research*, 78, 7675-7709.
- Aslaner, M., 1973, İskenderun-Kırıkhan Bölgesindeki ofiyolitlerin jeolojisi ve Petrografisi: M.T.A. yayını No 150.
- Atalay, İ., Koçman, A., 1980, Kuzeydoğu Anadolu'nun jeotektonik ve morfotektonik evriminin ana çizgileri: *Jeomorfoloji Dergisi*, yıl 9, sayı 8.
- Ataman, G., 1975, Kuzey Anadolu Fay Zonu bir Paleo-Beni-off zonu olabilir mi: *M.T.A. Dergisi*, sayı 84.
- Aubouin, J., 1964, *Geosynclines, Developments in geotectonics*: Elsevier, New York, 335 s.
- Ayan, M., 1973, Gördes migmatitleri: *M.T.A. Dergisi*, sayı 81, 132-156.
- Bamba, T., 1974, A series of magmatism Related to the Formation of Spilite: International Union of Geological Sciences Series A, Number 4, 83-113.

- Bass, M.N., 1971, Variable abyssal basalt populations and their relation to sea-floor spreading rates: *Earth planet Sci. Lett.*, 11, 18-22.
- Battey, M.H., 1974, Spiletes as Weakly Metamorphosed Tholeiites: *International Union of Geological Sciences Series A*, Number 4, 365-373.
- Baykal, F., 1953, Çimen ve Munzur dağları mıntıkasında Jeolojik etüdler: *M.T.A. Regisi*, No 1064. Yayınlanmamış.
- Bergougnan, H., 1976, Structure de la Chaine pontique dans le Haut - Kelkit (Word - East de l'Anatolie): *Bull. Soc. gèol. Fr.*, 18, 675-686.
- Bergougnan, H., 1976, Doğu Anadolu'da Avrupa ve Arabistan bloklarının çarpışması: *Yer Bilimleri*, Sayı 1.
- Bezzi, A., Piccardo, G.B., 1971, Stuctural features of the Ligurian ophiolites, petrological evidence for the "oceanic" floor of the northern Apenines geosyncline; a contribution to the problem of the Alpine type gabbro-peridotite associations: *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 10, 53-63.
- Bird, P., Toksöz, M.N., Sleep, N.H., 1975, Thermal and Mechanical Models of Continest-Continest Convergence Zones: *Jour. of Geophysical Resarch*, 80, 4405-4416.
- Blumenthal, M.M., 1943, Zur Geologie der Landstrecken der Erdbeben von Ende 1942 in Nord-Anatolien und dort selbst ausgeföhite makroseismische Beobachtungen: *M.T.A. yayını*, No 1/29, 33-58.
- Blumenthal, M.M., 1945, Die Kelkit - Dislaktion und ihre tektonische Rolle: *M.T.A. yayını*, sayı 2-34, 372-386.
- Borchert, H., 1961, Zusammenhange zwischen lagerstaten bildung Magmatismus und Geoteknik: *Geol. Rundschau*, 50, 131-165.
- Bortalami, G., G.V. Dal Piaz, 1070 II substrato cristallino della anfiteatro morenico di Rivoli - Avigliana (Prov. di Torino) ed alcune considerazioni sull'êvoluzione paleogeografica e strutturale della eugeosineclinale piemonte: *Mem. Soc. It. Sci. Nat. Mus. Cuv. St. Mat.*, Milano, 17 s.
- Bouma, A.H., 1972, Recent and Ancient Turbidites and Contourites: *Transactions-Gulf Coast. Ass. of Geol. Soc.*, 22, 205-222.

- Brinkmann, R., 1976, Geology of Turkey.
- Brunn, J.H., 1954, Les eruptions ophiolitiques dans le Nord Ouest de la Grece: Leur relations avec l'orogenese, 19. Uluslararası Jeol. Kongr. (Cezayir) Sec. XV., No 17, 19-29.
- Brunn, J.H., 1960, Mise en place et differentiation de l'association plutovolcanique du Cortège ophiolitique: Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 2, 115-122.
- Canitez, N., 1962, Gravite ve sismolojiye göre Kuzey Anadolu-da arz kabuğunun yapısı: İ.T.Ü. Maden Fak. yayınları.
- Canitez, N., 1973, Yeni kabuk hareketlerine ilişkin çalışmalar ve Kuzey Anadolu Fay Problemi: K.A.F. ve Deprem Kuşanğı Simpozyumu, M.T.A. yayını, 35-58.
- Cann, J.R., 1969, Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean: J. Petrology, 10, 1-19.
- Cann, J.R., 1970, Rb, Sr, Y, Zr, Nb in some ocean-floor basaltic rocks: Earth Planet. Sci. Lett., 10, 7-11.
- Capedri, S., Venturelli, G., Bocchi, G., Dostal, J., Garuti, G., Rossi, A., 1980, The Geochemistry and petrogenesis of an Ophiolitic Sequence From Pindos, Greece: Contrib. Mineral. Petrol., 74, 189-200.
- Carmichael, Lan S.E., Turner, Francis J., Verhoogen, John, 1974, Igneous Petrology: Department of Geology and Geophysics University of California, Berkeley, 739 pp.
- Carcwell, D.A., 1968, Possible primary upper mantle peridotite in Norwegian basal gneiss: Lithos 1, 322-355.
- Church, W.R., R.K. Stevenes, 1971, Early paleozoic ophiolite Complexes of the Newfoundland Appalachians, as Mantle-Oceanic Crust sequences: J. Geophys. Res., 76, 1460-1466.
- Church, W.R., Coish, R.A., 1976, Oceanic versus island arc origin of ophiolites: Earth planet. Sci. Lett., 31, 8-14.
- Coish, R.A., Church, W.R., 1979, Igneous Geochemistry of Mafic Rocks in the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland: Contrib. Mineral. Petrol., 70, 29-39.
- Coleman, R.G., 1971, Petrological and Geophysical Nature of Serpentinites: Geol. Soc. of Am. Bull., 82, 897-918.
- Coleman, R.G., 1971, Plate tectonic emplacement of upper mantle pe-

- Coombs, D.S., 1974, On the Mineral Facies of Spilitic Rocks and Their Genesis: International Union of Geological Sciences Series A, Number 4, 373-387.
- Davies, H.L., 1968, Papuan ultramafic belt, 23: Uluslararası Jeoloji Kongr., (Praque).
- Davies, H.L., 1971, Peridotite-gabro-basalt Complex in Eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. Dep. National Development, Australia, Bull. 128.
- Decandia, F.A., and P. Elter, 1969, Riflessioni sul problema delle ofiolitine nell'Appennino settentrionale (note preliminari): Atti. Soc. Sci. Nat. Mem. Ser. A., G., 1-19.
- Dewey, J.F., J. Bird, 1970, Mountain Belts and the new global tectonics: J. Geophys. Res., 75, 2625-2647.
- Dewey, J.F. et Alii, 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine System: Bull. Geol. Soc. Amer., 84, 3137-3180.
- Dickey, J.S., 1970, Partial fusion products in Alpine type peridotites, Serrania de la Ronda and other examples: Fifth anniversary Sym. Min. Soc. Am. Sp. 3 pp.
- Dickinson, W.R., 1971, Evidence for plate tectonic regimes in the rock record: Am. J. Sci., 272, 551-576.
- Dietz, R.S., 1963, Alpine serpentinites as oceanic rind fragments: Geol. Soc. Amer. Bull., 74, 947-952.
- Dilek, Y., Yılmaz, Y., 1980, Gevaş (Van) ofiyolitinin jeolojisi: 34, T.J. Bilimsel ve Teknik Kurultay Tebliği.
- Dimitrijevic, M.D., Dimitrijevic, M.N., 1973, Olistostrome melange in the Yugoslavian Dinarides and late Mesozoic plate tectonics: Jour. of. Geology, 81, 323-340.
- Dubertret, L., 1955, Geologie des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie), Notes et Mem. Sur le Moyent-Orient, Mus. Nat. d'Hist: Naturelle, Paris, 6, 5-224.
- Dott, R.H.Jr., 1963, Dynamics of Subaqueous gravity depositional processes: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 47, 104-128.

- Elter, P., Trevisan, L., 1973, Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Appennines: Gravity and Tectonics, J. Viley and Sons, New York, 175-178.
- Engel, E.E.J., Engel, C.G., Havens, R.G., 1965, Chemical characteristics of oceanic basalt and upper mantle: Bull. Geol. Soc. Am., 76, 719.
- Engel, C.G., Fisher, R.L., 1975, Granite to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, Western Indian Ocean: Bull. Geol. Soc. Am., 86, 1553-1578.
- Ewart, A. and Bryan, W.B., 1972, Petrology and geochemistry of the igneous rocks of Eua, Tonfan Islands. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 3281-3298.
- Everett, D.J., Green II, H.W., Moores, E.M., 1975, The Vourinos Ophiolite, Greece: Cyclic Unites of Lineated Cumulates Overlying harzburgite: Geol. Soc. Am. Bull., 86, 390-398.
- Faust, T., Fahey, J.J., 1962, The serpentine Group Minerals: Geol. Surv. professional paper 384 - A, 92 pp.
- Fiala, F., 1974, Some Notes on the Problem of Spilites: International Union of Geological Sciences Series A, Number 4, 9-23.
- Fiske, R.S., Matsuda, T., 1964, Submarine equivalents of ash flows in Tokiva formation, Japan: Amer. Jour. Sci., 262, 76-106.
- Flores, G., 1955, Discussion in Beneo E - Les resultats des etudes pour la recherche petrolifere en Sicile (Italie): Proc. Fourth World Petro. Cong., kism 1, 121-262.
- Flores, G., 1959, Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in sicily: World Petrol Congr., Proc., 5 th, N, Y, 1959, 13, 259-275.
- Frey, F.A., Bryan, W.B., Thompson, G., 1974, Atlantic Ocean floor: Geochemistry and petrology of basalts from Legsand 3 of the Deep Sea Drilling Project. J. Geophys. Res., 79, 5507-5527.
- Gansser, A., 1974, The ophiolitic melange, a World - Wide problem on the Tethyan examples: Eclogac. Geol. Helv., 673, 479-507.

- Gass, I.G., 1968, Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? *Nature*, 220, 39 - 42.
- Gass, I.G., Smith, G.A., Vine, J.F., 1975, Origin and emplacement of ophiolites in: *Geodynamics Today*. The British National Committee for Geodynamics.
- Gökçen, S.L., 1974, Erzincan - Refahiye bölgesi sedimanter jeolojisi I: Olistolit, türbidit ve olistostrom fasiyeleri: *Hacettepe Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 4, 179 - 205.
- Gökçen, S.L., Şenalp, M., 1975, Kayma oluşukları, olistostromlar ve türbidit fasiyelerini ayırıcı ana jeolojik, sedimentolojik ölçütler: *TBTAK V. Bilim Kongresi Tebliğleri (Yer Bilimleri Sektörünü)*, İzmir, 57 - 78.
- Green, D.H., Ringwood, A.E., 1967, The genesis of basaltic magmas: *Contr. Min. Petrol.*, 15, 103 - 190.
- Green, D.H., 1971, Composition of basaltic magmas as to oceanic volcanism. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A* 268, 707 - 725.
- Greenbaum, D., 1972, Magmatic processes at oceanic ridges evidence from the Troodos Massif, Cyprus: *Nature Phys. Sci.*, 238, 18 - 21.
- Güçlü, U., Uz, Z., 1969, 22 Temmuz 1967 Adapazarı - Mudurnusu-yu vadisi depremi üzerine incelemeler: *İ.T.Ü. Maden Fak. Arz Fiziği Enst. yayını*.
- Hajash, A., 1974, An experimental investigation of high temperature seawater-basalt interactions: *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, 6, 7 - 771.
- Hall, R., 1980, Unmixing a mélange: The petrology and history of a disrupted and metamorphosed ophiolite, SE Turkey: *J. Geol. Soc. London*, 137, 195 - 206.
- Hart, S.R., Nalwalk, A.J., 1970, K, Rb, Cs and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico Trench: *Geo. Cosmo. Acta.*, 34, 145 - 155.



- Hart, S.R., 1971, K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts: *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 268, 573 - 587.
- Hart, S.R., Glassley, W.E. and Karig, D.E., 1972, Basalts and sea-floor spreading behind the Mariana Island arc: *Eart Planet. Sci. Leff.*, 15, 12 - 18.
- Henrichs, S., Thompson, G., 1976, The low-temperature weathering of oceanic basalts by sea water - II. Trace element fluxes: *Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs*, 8, 913.
- Hess, H.H., 1964, The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaguez serpentinitised peridotite: *C.A. Nat. Acad. Sci. Natl. Res. Council Publ.* 1188, 169 - 175.
- Holzer, H., 1955, 63/2, 64/1 ve 64/2 paftalarında (Doğu Anadolu'da) 24.6.1954 tarihlerinde yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor: *M.T.A. Der. No 2367. Yayınlanmamış.*
- HSU, J.K., 1968, Principles melange and their bearing on the Franciscan Knoxville paradox: *Bull. Geol. Soc. Am.*, 79, 8, 1063 - 1074.
- Humphries, S.E., Thompson, G., 1977, Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts: *Geochim. Cosmochim. Acta.* 42, 127 - 136.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicatidi brozolo, F., Villari, L., 1976, Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian Plates (lake Van, Eastern Turkey): *Jour. of Volcan. and Geoter. Research*, 1, 103 - 112.
- Irrlitz, W., 1972, Litostratigraphie und tektonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolian: *Beih. Geol.* 3 b., 120, Hannover.
- Irvine, T.N., Baragar, R.A., 1971, A Guide to the Chemical Classification of the Common volcanic Rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523 - 548.
- Jackson, E.D., Thoyer, T.P., 1975, The Vourinos ophiolite, Greece: Cyclic Units of lineated cumulates overlying harzburgit tectonite: *Geol.Soc. Am. Bull.*, 86, 390 - 398.

- Jaques, A.L., Chappel, B.W., 1980, Petrology and Trace element Geochemistry of Papuan ultramafic Belt: Contrib. Mineral. Petrol. 75, 55-70.
- Jakes, P. and Gill, J., 1970, Rara-eart elements and the Island arcs tholeiitic series: Eart planet, Sci. Lett., 9, 17-28.
- Jakes, P. and White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Geol. Soc. Am. Bull., 83, 29-40.
- Juteau, Th., Rocci, G., 1974, Vers une Meilleure Connaissance du probléme des Spilites à partir de Données Nouvelles sur le Corterége Spilito-Keratophyrique Hercynotype: International Union of Geological Science Series A, Number 4, 253-331.
- Katada, M., 1965, Petrography of Ryoke metamorphic rocks in northern Kiso district, central Japan, J. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. econ. Geol. 53, 77-204.
- Kay, R.W., Hubbard, N.J., 1978, Trace elements in Ocean Ridge basalts: Eart and Planetary Science Letters, 38, 95-116.
- Kreebs, W., 1975, Formation of Southwest Pacific Island Arc-Trench and Mountain Systems: A.A.P.G. Bulletin, 59, 1639-1666.
- Ketin, İ., 1949, Son on yılda Türkiye'de vukua gelen büyük depremlerin tektonik ve mekanik neticeleri hakkında: T.J.K. Bülteni, cilt 2, sayı 1.
- Ketin, İ., 1950, Erzincan ve Aşkale arasındaki sahanın (1/100 000 lik 46/4 ve 47/3 paftalarının) jeolojisine ait Memuar: M.T.A. Rapor No 1950, yayınlanmamış.
- Ketin, İ., 1957, Kuzey Anadolu Deprem Fayı: İ.T.Ü. Dergisi, cilt 15, No 2, 49-52.
- Ketin, i., 1966, Tectonic units of Anatolia (Asia-Minor): M.T.A. Bull., 66, 23-35.
- Ketin, İ., 1969, Kuzey Anadolu Fayı Hakkında: M.T.A. Derg., No 72, 1.
- Ketin, İ., 1972, Yapısal Jeoloji: İ.T.Ü. Kütüphanesi, sayı 869.

- Ketin, İ., 1977, Van gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama: T.J.K. Bül. cilt 18, sayı 2, 149 - 155.
- Ketin, İ., 1977, Umumi Jeoloji: Cilt 1, İ.T.Ü. Maden Fak. Yay. 1096 s.
- Ketin, İ., Roesli, F., 1953, Makroseismische Untersuchungen über nordwestanotolische Beben vom 18, März 1953: Eclogae Geol. Helv., 46, 2, 187 - 208.
- Klein, G.D., Melo, U., Favera, J.C.D., 1972, Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous deltas, Reconca-vo Basin, Brasil: Geol. Soc. Ame. Bull., 83, 1469 - 1492.
- Knopf, A., 1948, The geosynclinal theory: Geol. Soc. Am. Bull., 59, 649 - 670.
- Kurtman, F., 1973, Sivas - Hafik - Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: M.T.A. Dergisi, sayı 80, 1 - 33.
- Lamarche, R.Y., 1972, Ophiolites of southern Quebec: Canadian Contrib. No 5 to Geodyn. Proj., 42, No 3, 65 - 70.
- Lambert, R.S.J., Holland, J.G. and Qwen, P.F., 1974, Chemical petrology of a suite of calc - alkaline lavas from Mt. Ararat, Turkey: J. Geol., 82, 419 - 438.
- Laubacher, H., 1969, Mountain Building: Tectonophysics, 7, 551 - 563.
- Lehmann, E., 1974, Environment Effects in Magmatic Spillite: International Union of Geological Sciences Series A, Number 4, 113 - 127.
- Lewis, K.B., 1971, Slumping on a Continental slope inclined at  $1^{\circ} - 4^{\circ}$ : Sedimentology, 16, 97 - 100.
- Lucas, G., Cros, P., Lang, J., 1976, Les roches sédimentaires. Étude microscopique des roches meubles et consolidées. Doin éditeurs, Paris.

- Macdonald, G.A. and Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: Jour. Petrology, 5-82-133.
- Mason, B., 1966, Principles of Geochemistry: Curator, Department of Mineral Sciences U.S. National Museum Washington, D.C., 329 pp.
- Mason, B., ed., 1971, Handbook of Elemental abundances in Meteorites (Gordon and Breach, New York, N.Y.) 555 pp.
- Maurin, N., 1974, Principaux resultats expérimentaux sur la mise en solution d'elements chimiques constitufits d'un basalte pour differentes conditions de pression de vapeur d'eau et de temperature: Géol Alpine 50, 107-110.
- Maxwell, J.C., 1969, "Alpine" mafic and ultramafic rocks the ophiolite suite, a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P.J. Wyllie: Tectonophysics, 7, 489-494.
- Mc Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean Region: Geophy. Jr. Ast. Soc., 30, 109-185.
- Mc Kenzie, D.P., 1976, Can plate tectonics describe continental deformations? Int. Symp. on the structural history of the Mediterranean Basins, 189-196.
- Melson, W.G., Van Andel, Tj. H., 1966, Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge 22°N Latitude, J. geophys. Res. 73, 5929-41.
- Melson, W.G., Jarosewich, E., Cifelli, R. and Thompson, G., 1967, Alkali olivine basalt dredged near st. Paul's Rocks, Mid-Atlantic Ridge: Nature, 215, 381-382.
- Merad, H.W., 1964, Marine Geology the Pacific. Mc Graw-Hill, N.Y.
- Menzies, M., Allen, C., 1974, Plagioclase Iherzolite-residual mantle relationships within two eastern Mediterranean ophiolites: Contr. Mineral. and petro., 45, 197-213.
- Mitchell, A.H., Warden, A.J., 1971, Geological evolution of New Hebrides Island Arc : J.Geol. Soc. London, 127, 501-530.

- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and Metamorphic Belts: George Allen ve Unwin LTD., London, 492 p.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, Characteristics and origin of ophiolites: Jour. Geol., 83, 294 - 281.
- Montigny, R., Bougault, H., Bottinga, Y., Allegra, C.J., 1973, Trace element geochemistry and genesis of the pindos ophiolite suite: Geochim. Cosmochim. Acta., 37, 2135 - 2147.
- Moody, J.B., 1976, Serpantinization a review: Lithos 9, 125 - 138.
- Moore, D.G., 1961, Submarine Slumps: J. Sed. Pet., 31, 343 - 357.
- Moores, E.M., 1969, Petrology and structure of the vourinos ophiolite complex, northern Greece: Geol. Soc. Am. Spec. Paper, No 118, 74 s.
- Moores, E.M., 1970, Ultramafic and Orogeny with models of the U.S. Cordillera and Tethys: Nature, 228, 837 - 842.
- Moores, E.M., 1973, Geotectonic Significance of ultramafic Rock: Earth Science Review 9, 241 - 258.
- Morgan, W.J., 1971, Convection plume in the lower mantle: Nature, 230, 42 - 43.
- Mottl, M.J., Corr, R.F., Holland, H.D., 1974, Chemical exchange between sea water and mid-ocean ridge basalt during hydrothermal alteration: an experimental study: Geol. Soc. Am. Abstracts with programs, 6, 879 - 880.
- Narebski, W., 1974, A statistical Study of Specific Petrochemical Features of Some Spilitic Rocks Series: International Union of Geological Sciences Series A, Number 4, 127 - 161.
- Nebert, K., 1961, Kelkit çayı ile Kızılırmak nehirleri (Kuzeydoğu Anadolu) mecra bölgelerinin jeolojik yapısı: M.T.A. Dergisi, No 57.
- Nicolas, A., 1968, Relation structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de series Lanzo: Bull. Suisse. Min. Petrog. 48, 145 - 156.

- Nicolas, A., 1969, Unè rue unitaire concernant Porgine da masifs ultrabasiques des Alpes occidentales internes: Acad. Sci. Comptes Rendus, 269, 1831-1834.
- Nisbet, E. and Pearca, J.A., 1973,  $TiO_2$  as a possible guide to past oceanic apending rates: Nature, 246, 468-470.
- O'Conner, J.T., 1965, A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 525 B, 79-84.
- O'Hara, M.J., 1973, Non-primary magmas and dubious mantle plume beneath Iceland: Nature 243, 507.
- O'Nions, R.K., Pankurst, R.J., 1978, Early Archaean rocks and geochemical evolution of the earth's crust: Earth and Planetary Science Letters, 38, 211-236.
- Özelçi, H.F., 1973, Doğu Akdeniz bölgesi gravite anomalileri: M.T.A. yayını, 80, 54-89.
- Özgül, N., 1978, Munzurların temel jeoloji özellikleri: 32 T.J. Bilimsel ve Teknik Kurultay tebliği.
- Özkaya, İ., 1981, Fethiye, Ankara ve Hakkari yöresinde üç kesit ve melanj üzerine gözlemler: Türkiye Jeoloji Kurumu 35. Bilimsel Bildiri Özeti, Ankara.
- Pajari, G.E., Pickerill, R.K., Currie, K.L., 1979, The nature, origin and significance of the Carmanville ophiolitic melange northeastern Newfoundland: Can. Jour. of Earth Sciences: 16, 1439-1452.
- Pamic, J., 1974, Middle Triassic Spilite-Keratophyre Association of the Dinarides and its Position in Alpine Magmatic-Tectonic Cyle: International Union of Geological Sciences Series A, Number 4, 161-175.
- Pamir, H.N., Ketin, İ., 1941, Das Anatolishe Erdbeben Ende 1939: Geol. Rund, Band 32, Heft 3.
- Pamir, H.N., Akyol, İ.H., 1943, Çorum ve Erbaa Depremleri: Türk Coğrafya Dergisi, sayı 2, 1-7.
- Pamir, H.N., 1944, Kuzey Anadolu Deprem çizgisi: Une ligne seismogen en Anatolie septentrionale. Rev. Fac. Sc. Univ. İstanbul, Série A, Tome IX, Fasç. 3.
- Parejas, Ed., Akyol, İ.H. ve Altınlı, E., 1942, LE tremblement de terre d'Erzincan du 27 Décembre 1939: Revue Fac. Sci. Univ. İstanbul, Sér, B, t VI, fasc. 3-4, 177-222.
- Patwardhan, A.M., Bhandari, A., 1974, Petrogenesis of Spilites

- Pavoni, N., 1961, Die Nordanatolisch Horizontalverschiebung: Geol. Rund, Band. 51, 122 - 139.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1971, Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Tl, Zr and Y: Earth planet. Sci. Lett., 12, 339 - 349.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290 - 300.
- Pearce, J.A., 1975, Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus: Tectonophysics, 25, 41 - 67.
- Pearce, J.A., 1976, Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts: Journal of Petrology, 17, 15 - 43.
- Pearce, J.A., Norri, M.J., 1979, Tl, Zr, Y and Nb Variations in volcanic Rocks: Contrib. Mineral. Petrol. 63, 33 - 47.
- Pelin, S., 1977, Alucra (GİRESUN) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi: K.T.Ü. yayını No 87.
- Peters, T.J., 1969, Rocks of the Alpine ophiolitic suite Discussion on the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P.J. Wyllie: Tectonophysics, 7, 507 - 509.
- Pınar, N., 1953, 13 Ağustos 1951 Kurşunlu depreminin jeolojik ve makrosismik etüdü: Fen. Fak. yayını, seri A, 18, 2.
- Prichard, H.M., 1979, A petrographic Study of the Process of Serpentinisation in Ophiolites and the Ocean Crust: Contrib. Mineral. Petrol. 68, 231 - 241.
- Reinhardt, B.M., 1963, On the genesis and emplacement of ophiolite in the Oman Mountaines Geosyncline, Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 49, 1 - 30.
- Rigo de Righi, M., 1956, Olistostromi reogenici in Sicilia: Boll. Serv. Geol. Italia, 75 (3), 185 - 215.

- Rigo de Rigni, M. and Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast Turkey: Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologist, 12-1911-1937.
- Ringwood, A.E., 1962, A model for the upper mantle: J. Geophys. Res., 67, 857-868.
- Ringwood, A.E., 1966, The chemical composition and origine of the earth: In Hurley, P.M. Mineralogy the Mantle. M.I.T. Press. Cambridge.
- Ringwood, A.E., 1975, Composition and petrology of the earth's mantle.
- Routhier, P., 1946, Volcano - plutons sous-marins du Cortège Ophiolitique: C.R. Acad. Sci., 222, 192-194.
- Routhier, P., 1953, Etude géologique du versant occidental de la Neuvelle Calédonia entre la Cola de Boghen et la pointe d'Arana: Soc. Géol. France Mem., 67, 271 s.
- Salomon - Calví, W., 1940, Anadolu'nun tektonik tarzı tesekküllü hakkında kısa izahat: M.T.A. yayını, No 1/18, 35-47.
- Saunders, A.D., Tarney, J., 1979, The geochemistry of basalt from a back - arck spreading centre in the East Scotia Sea Geo. Cosmo. Acta., 43, 555-557.
- Scheidgger, K.F., 1973, Temperatures and compositions of magmas ascending a long mid - ocan ridges: J. Geophys. R., 78, 3340-3355.
- Scholz, C.H., Barazangi, M., Sbar, M.C., 1971, Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin: Geol. Soc. of Ame. Bull, 82, 2979-2990.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği: Doktora tezi, 192 s, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- Shaw, D.M., Vatin - Perignon, N., Maysson, J.P., 1977, Mica in spilites: Geo. Cosmo. Acta., 41, 1601-1607.
- Shilov, V.N., 1974, The Pillow Lavas of Sakhalin and the Kurile Islands and their significance for the solution of the spilite Problems: International of Geological Sciences Series A, Number 4, 387-403.



- Smewing, J.D., Potts, P.J., 1976, Rare - eart abundances in basalt and metabasalts from the Troodos massif, Cyprus: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, 245 - 258.
- Spadea, P., 1974, Spilites of the Lucanian Appennine (Southern Italy): *International Union of Geological Sciences Series A, Number 4*, 331 - 349.
- Stchepinsky, V., 1941, Erzincan Mantıkasının jeoloji ve Maden Zenginlikleri: M.T.A. yayını, Seri C, Monografiler, 65 s.
- Steinmann, G., 1905, Die geologischen Bedeutung der Tiefseeab-saetzung der ophiolithischen Massengesteinen: *Berichte naturf. Gesell. Freiburg*. 16, 44 - 65.
- Steinmann, G., 1927, Die ophiolithischen Zonen in der Mediter-ranen Kettengebirgen: 14. Uluslararası Jeol. Kong. (Mad-rid), C.R. 2, 638 - 667.
- Stevenes, R.K., 1970, Cambro - Ordovician flysch sedimentation and tectonics in western Newfound land and their possible bearing on the proto - Atlantic ocean in "Flysch sedimen-tology in North America", Lajoie, J. (edit): *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper.*, 7, 165 - 178.
- Stewart, J., 1971, Basin and range structure: *Geol. Soc. of Ame. Bull.* 82, 1019 - 1044.
- Suess, E., 1909, *Das Antlitz der Erde*: F. Tremsky, Vienna 789 p.
- Sugisaki, R., 1972, Tectonic aspects of Andezite Line: *Nature Phys. Sci.* 240, 109 - 111.
- Sun, S.S., Nesbit, R.W., 1978, Geochemical Regularities and genetic significance of ophiolitic basalt: *Geology* 6, 689 - 693.
- Şenalp, M., Fakıoğlu, M., 1977, Bulantı akıntıları ve Türbi-ditler: *Yeryuvarı ve İnsan*, cilt 2, sayı 2, 25 - 39.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance: *J. geol. Soc. London*, 136, 269 - 282.

- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: T.J.K. yayını, 40 s.
- Tane, J.L., 1974, Quelques observations Nouvelles Relatives à la Genéese des Laves Spilitiques: International Union of Geological Sciences Series A, Number 4, 349-359.
- Tatar, Y., 1973, Refahiye'nin güneydoğusunda Conur köyü yöresi ofiyolitleri: K.T.Ü. Jeoloji Bölümü, 10 s.
- Tatar, Y., 1978, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan-Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler: Yer Bilimleri, cilt 4, No 1-2, ayrı baskı, 201-206.
- Tatsumoto, M., 1978, Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution: Earth Planet Sci. Lett., 38, 63-87.
- Taylor, S.R., 1965, The application of trace element data to problems in petrology: Phys. Chem. Earth 6, 133-213.
- Tchalenko, J.S., 1977, A reconnaissance of the seismicity and tectonics at the northern border of the Arabian plate (Lake Van region): Revue de Geogr. Physique et de Geol. Dynamique, XIX/2, 189-208.
- Tekeli, O., Evren - Ertan, İ., Erkan, A., Aksoy, A., Ürgün, B.M., Katı, Y., Erler, A., 1979, Toros ofiyolit projeleri: M.T.A. yayını.
- Tekeli, O., 1980, Aladağlarda peridotitlerle yakın ilişkili metamorfizmaların kökeni ve metamorfizması: 34, T.J. Bilimsel ve Teknik Kurultay tebliği.
- Thayer, T.P., 1967, Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpin intrusive complexes in: Ultramafic and related rocks. P.J. Wyllie (Ed). Wiley, New York, 222-239.
- Thayer, T.P., 1969, Gravity differentiation and magmatic reemplacement of pediform chromite deposits: Econ. Geol. 4, 132-134.
- Thayer, T.P., 1970, Chromite segregations as petrogenetic indicators: Geol. Soc. South Africa Sp. Publ. 1, 380-390.
- Thompson, G., Melson, W.G., 1970, Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: Implications for the boron cycle in the oceans: Earth Planet. Sci. Lett. 8, 61-65.

- Thompson, G., Bryan, W.B., Frey, F.A., Sung, C.M., 1974, Petrology and geochemistry of basalts and related rocks from sites 214, 215, 216, DSDP Leg 22, Indian Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Projects (editors C.C. Von der Borch and J.G. Sclatter), 459 - 468.
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, M.T.A. yayını, 12 - 29.
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalk - alkali andezitleri ve jeotektonizma: T.J.K. Bült. 20 (1), 49 - 54.
- Tokel, S., 1979, Erzurum - Kars yöresinde Neojen çöküntüsü ile ilgili volkanizmanın incelenmesi: Doçentlik tezi, 107 s. K.T.Ü. Jeoloji Bölümü.
- Toksöz, M.N., Kenar, Ö., 1980, Yüzeysel dalgalarından yararlanarak Türkiye'de yer kabuğu yapısı ve ortamın atfenüasyon özellikleri (baskıda).
- Turcotte, D.L. and Oxburgh, E.R., 1978, Intra-plate volcanism: Phil. Trans. R. Soc. Lond., 288, 561 - 579.
- Vallence, T.G., 1974, Spilitic degradation of a tholeiitic basalt: J. Petrol. 15, 79 - 96.
- Vatin - Perignon, N., Shaw, D.M., 1972, Comportement du lithium et d'autres éléments en trace dans quelques coulées triasiques de l'aiguille de Morges (Alpes françaises méridionales). Une contribution au problème de l'origine des roches spilitiques: Geol. Alpine 48, 201 - 206.
- Vožar, J., 1974, Comment on Spilitization of the Permian Eruptive Rocks of the Choc Nappe in the West Carpatians, Slovakia: International Union of Geological Sciences Series A, Number 4, 359 - 365.
- Vuognat, M., 1974, A New Appraisal of Alpine Spilites: International of Geological Sciences Series A, Number 4, 417 - 427.
- Wager, L.R. and Mitchell R.L., 1951, The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma