

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**ÇELİKHAN (ADİYAMAN) KUZEYDOĞUSUNDAKİ  
TEKTONO-METAMORFİK BİRİMLERİN  
METAMORFİZMA VE YAPISAL ÖZELLİKLERİ**

**Özlem ŞAHİN**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**ANKARA  
2008**

**Her hakkı saklıdır**

## ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

### ÇELİKHAN (ADİYAMAN) KUZEYDOĞUSUNDAKİ TEKTONO-METAMORFİK BİRİMLERİN METAMORFİZMA VE YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Özlem ŞAHİN

Ankara Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Veysel IŞIK

İnceleme alanı, metamorfizma ve tektonik etkinliğin yaşandığı Doğu Toros Orojenik Kuşağı içerisinde yer almaktadır. Bölgenin tektono-stratigrafisini alttan üste doğru Pütürge metamorfikleri, Maden karmaşığı ve Malatya metamorfikleri ile intrüzif kayalar oluşturmaktadır. İnceleme alanı içerisinde Pütürge metamorfikleri, Maden karmaşığı ve Malatya metamorfiklerinin jeolojik ilişkileri tektoniktir. Taşdamlar, Çat ve Korucak bindirmeleri bu birimlerin dokanaklarını oluşturmaktadır. İnceleme alanı içerisindeki kıvrımlar asimetrik ve dalımlıdır. Bu kıvrımların kıvrım eksenleri azimut cinsinden  $260^{\circ}/22^{\circ}$ ,  $260^{\circ}/23^{\circ}$  ve  $053^{\circ}/34^{\circ}$  durumdadır.

Pütürge metamorfiklerinin petrografik incelemeleri bölgede mika şist/mika gnays, granat mika şist/granat mika gnays, kalk-silikatik şist/kalk-silikatik gnays, kuvarsofeldispatik mika gnays, kuvarsitik şist/kuvarsit, mermer ve amfibolit türü kayaların varlığını ortaya koymaktadır. Pütürge metamorfikleri içerisindeki sillimanit minerallerinin varlığı, bu kayaların  $670-800^{\circ}\text{C}$  sıcaklık ve 7-9 kbar basınç koşullarına erişmiş metamorfizma etkisinde kaldığı sonucunu ve bölgedeki metamorfizmanın yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına kadar eriştiğini belirtmektedir. İnceleme alanı içerisindeki Malatya metamorfikleri ise yaygın olarak metakarbonatlardan, az oranda pelitik/psamitik ve metabazit türü kayalardan oluşmaktadır. Malatya metamorfiklerinin şist ve fillit türü litolojilerindeki kloritoyid mineralinin varlığı, bu metamorfiklerin yaklaşık  $500^{\circ}\text{C}$  sıcaklık ve 5 kbar basınç koşullarına erişmiş olabileceğini ve yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğradığını ortaya koymaktadır.

Arazi ve mikroskop verileri; inceleme alanı ve yakın çevresinin tektonik gelişiminin, Malatya metamorfiklerinin kuzeyden bölgeye yerleşimi ve Doğu Anadolu Fay Zonu'nun gelişimi ile şekillendiğini göstermektedir.

**Ekim 2008, 102 sayfa**

**Anahtar Kelimeler:** Doğu Toroslar, Çelikhán, Pütürge metamorfikleri, Malatya metamorfikleri, Metamorfizma

## ABSTRACT

Master Thesis

### THE METAMORPHISM AND STRUCTURE OF TECTONO-METAMORPHIC UNITS IN NORTHEAST ÇELİKHAN (ADIYAMAN)

Özlem ŞAHİN

Ankara University  
The Institute of Applied Science  
Department of Geological Engineering

Supervisor: Asst. Prof. Dr. Veysel IŞIK

Study area is located at the Eastern Taurus Orogenic Belt where metamorphism and tectonic activity happen. The tectono-stratigraphy of area from bottom to the top begins with Pütürge metamorphic rocks and continues with Maden complex and Malatya metamorphic rocks and finally ended with the intrusive rocks which is located at the top of section. The whole geologic relations between Pütürge metamorphic rocks, Maden complex and Malatya metamorphic rocks are tectonic in the study area. The thrust zone of Taşdamlar, Cat and Korucak consist the border of these geologic units. The folds are both asymmetric and wrapped in the study area. The axis of these folds are  $260^{\circ}/22^{\circ}$ ,  $260^{\circ}/23^{\circ}$  and  $053^{\circ}/34^{\circ}$  in azimuth.

The petrographic study of Pütürge metamorphic rocks explain the presence of mica schist/mica gneiss, garnet mica schist/garnet mica gneiss, calc-silicatic schist/calc-silicatic gneiss, quartzo-feldspar mica gneiss, quartzitic schist/quartzit, marble and amphibolite rocks. The presence of cillimanit minerals in Pütürge metamorphic rocks is an evidence of metamorphism that had affected the rocks at  $670-800^{\circ}\text{C}$  temperature and 7-9 kbar atmospheric pressure, and also this metamorphism reached high amphibolite stage. Malatya metamorphic rocks in the study area is formed with high broad metacarbonate and rare pelitic/psamitic and metabasic rocks. The presence of kloritoid minerals of Malatya metamorphic rocks in the schist and phillit lithologies explain the big metamorphism, which has occurred  $500^{\circ}\text{C}$  temperature and 5 kbar atmospheric pressure and happened in greenschist stage.

Field and microscobic works show that, the tectonic development of the study area and its milieu was shaped with the location of Malatya metamorphic rocks from the North and East Anatolian Fault Zone evolution.

**October 2008, 102 pages**

**Key Words:** Eastern Taurus, Celikhan, Pütürge metamorphics, Malatya metamorphics, Metamorphism

## TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın her aşamasında kaynaklarını, bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan, değerli fikir ve eleőtirileri ile beni yönlendiren danışman hocam, Sayın Yrd. Doç. Dr. Veysel IŞIK'a en içten teőekkürlerimi sunarım.

Tez çalıőmam sırasında, arazi imkanlarının oluşması konusunda her türlü yardımı sağlayan ve beni projelerine dahil eden MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı'ndan Sayın Yavuz Bedi ve çalışma arkadaşlarına; laboratuvar imkanlarının oluşması konusunda yardımlarını esirgemeyen MTA Genel Müdürlüğü Mineraloji-Petrografi Araştırmaları Koordinatörlüğü'ndeki amirlerime ve çizimler konusunda yardımcı olan arkadaşım İlker İleri'ye çok teşekkür ederim.

Ayrıca sabırları, güvenleri, maddi ve manevi destekleri ile her zaman yanımda olan aileme teşekkür etmeyi bir borç bilirim.

Özlem ŞAHİN  
Ankara, Ekim 2008

## İÇİNDEKİLER

ÖZET .....	i
ABSTRACT .....	ii
TEŞEKKÜR .....	iii
SİMGELER DİZİNİ .....	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	viii
1. GİRİŞ .....	1
1.1 Bölgenin Coğrafi Özellikleri.....	1
1.2 Bölgenin Jeomorfolojik Özellikleri.....	2
1.3 Bölgesel Jeoloji .....	4
1.4 Çalışmanın Amacı .....	17
1.5 Materyal ve Yöntem.....	17
2. ÖNCEL ÇALIŞMALAR .....	19
2.1 Bölgesel Jeoloji Nitelikli Öncel Çalışmalar .....	19
2.2 Bitlis-Pütürge Metamorfikleri'ni Konu Alan Öncel Çalışmalar .....	28
3. ARAŞTIRMA VE BULGULAR .....	32
3.1 Tektono-Stratigrafi .....	32
3.1.1 Pütürge metamorfikleri.....	34
3.1.2 Maden karmaşığı.....	38
3.1.3 Malatya metamorfikleri.....	40
3.1.4 İntrüzif kayalar .....	42
3.2 Petrografi .....	44
3.2.1 Pütürge metamorfikleri .....	44
3.2.1.1 Mika şist ve mika gnays.....	45
3.2.1.2 Granat mika şist ve granat mika gnays .....	47
3.2.1.3 Kalk-silikatik şist ve kalk-silikatik gnays .....	51
3.2.1.4 Kuvarso-feldispatik mika gnays .....	52
3.2.1.5 Kuvarsitik şist ve kuvarsit.....	53
3.2.1.6 Mermer.....	54
3.2.1.7 Amfibolit .....	55
3.2.2 Maden karmaşığı.....	58
3.2.2.1 Metaçamurtaşı (sleyt) .....	58
3.2.2.2 Metakarbonat/Biyomikrit .....	58

3.2.2.3 Volkanit .....	59
3.2.3 Malatya metamorfikleri.....	61
3.2.3.1 Mermer.....	61
3.2.3.2 Sleyt /Fillit .....	62
3.2.3.3 Şist .....	63
3.2.3.4 Amfibolit .....	67
3.2.4 İntrüzif kayalar .....	68
3.2.4.1 Pütürge metamorfiklerini kesen intrüzif kayalar .....	69
3.2.4.1.1 Pegmatoid .....	69
3.2.4.1.2 Granit .....	70
3.2.4.1.3 Diyorit .....	71
3.2.4.1.4 Gabro.....	71
3.2.4.2 Maden karmaşığı birimlerini kesen intrüzif kayalar .....	72
3.2.4.2.1 Granit .....	72
3.2.4.2.2 Monzonit .....	72
3.2.4.2.3 Diyorit .....	73
3.2.4.2.4 Gabro.....	74
3.3 Metamorfizma .....	74
3.3.1 Pütürge metamorfikleri.....	76
3.3.2 Maden karmaşığı.....	83
3.3.3 Malatya metamorfikleri.....	84
3.4 Yapısal Jeoloji .....	87
3.4.1 Büyük ölçekli yapılar .....	87
3.4.1.1 Kıvrımlar .....	87
3.4.1.2 Taşdamlar bindirmesi.....	88
3.4.1.3 Çat bindirmesi .....	88
3.4.1.4 Korucak bindirmesi .....	90
3.4.1.5 Doğrultu atımlı fay zonu.....	91
3.4.2 Orta-küçük ölçekli yapılar .....	91
4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR .....	92
KAYNAKLAR .....	96
ÖZGEÇMİŞ.....	102

## SİMGELER DİZİNİ

Al	alüminyum
Ar	argon
B	batı
Bi	biyotit
Ca	kalsiyum
Cl	klor
cm	santimetre
CO <sub>2</sub>	karbondioksit
CO <sub>3</sub>	karbonat
Cr	krom
D	doğu
Di	disten
Fe	demir
G	güney
Gr	granat
Hbl	hornblend
H <sub>2</sub> O	su
K	kuzey/potasyum
Kal	kalsiyum
kbar	kilobar
KE	kıvrım eksen
Kld	kloritoyid
km	kilometre
Kvs	kuvars
m	metre
Mg	magnezyum
mm	milimetre
MTA	Maden Tetkik Arama
Ms	muskovit
my	milyon yıl
Na	sodyum
O	oksijen

OH	hidroksit
Opm	opak mineral
Pb	kurşun
Pl	plajiyoklaz
Rb	rubidyum
S <sub>1</sub>	S <sub>1</sub> şistozitesi
S <sub>2</sub>	S <sub>2</sub> şistozitesi
Si	silisyum
Sil	sillimanit
SO <sub>4</sub>	sülfat
Sr	stronsiyum
Stv	stavrolit
Ti	titan
Zn	çinko
°	derece
°C	santigrad derece



## ŞEKİLLER DİZİNİ

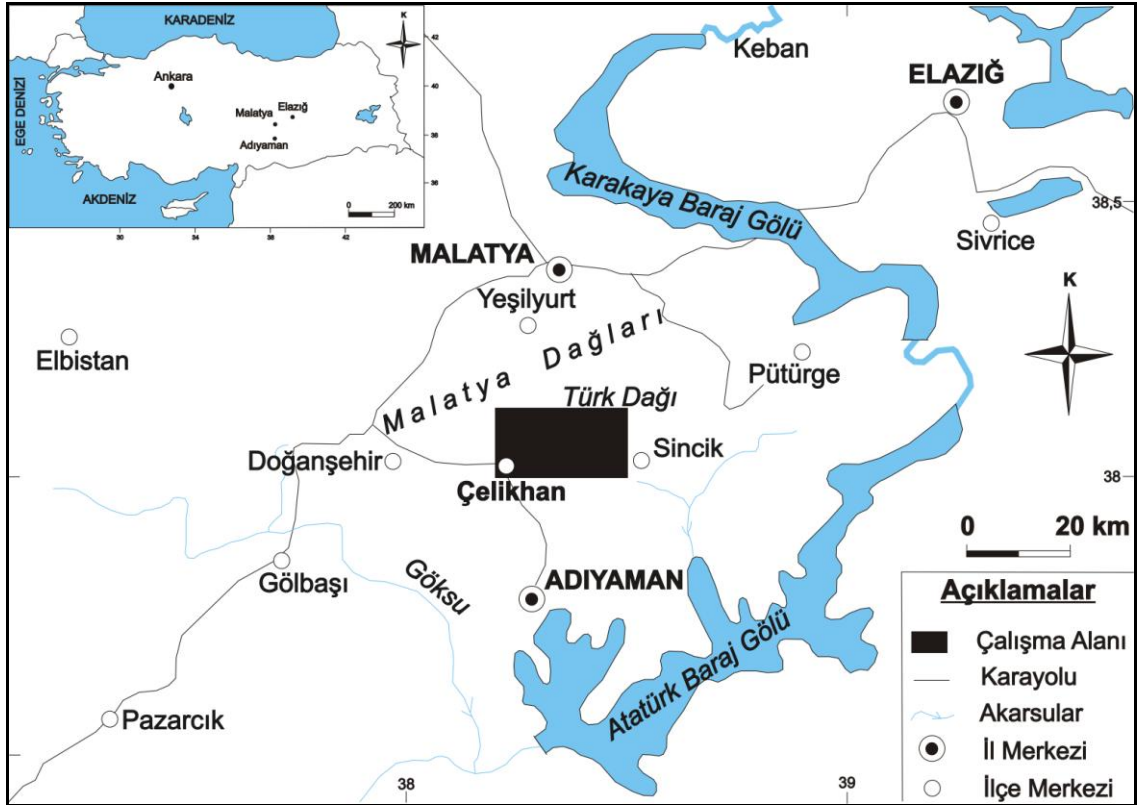
Şekil 1.1	İnceleme alanının yerbulduru haritası .....	1
Şekil 1.2	İnceleme alanı ve yakın çevresindeki ana tektonik yapılar .....	3
Şekil 1.3	Türkiye ve yakın çevresindeki levhaların konumu ve ana yapılar .....	5
Şekil 1.4	Doğu Toroslar, Malatya-Bingöl arasının jeoloji haritası.....	6
Şekil 1.5	Bitlis-Pütürge metamorfiklerine ait sadeleştirilmiş kolon kesitler.....	9
Şekil 1.6.a	Keban-Malatya metamorfiklerine ait sadeleştirilmiş kolon kesit.....	13
Şekil 1.6.b	Maden karmaşığına ait sadeleştirilmiş kolon kesit.....	13
Şekil 3.1	İnceleme alanındaki tektono-stratigrafik birimlerin sadeleştirilmiş kolon kesiti .....	32
Şekil 3.2	İnceleme alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası ve A-A' enine kesiti ..	33
Şekil 3.3	Mika şistteki kıvrımlanmadan yakın görünüm.....	34
Şekil 3.4	Granat mika şistten yakın görünüm.....	35
Şekil 3.5	Mika gnayslar içerisindeki kıvrımlı pegmatoidden genel görünüm.....	36
Şekil 3.6	Bantlı mermerden yakın görünüm.....	37
Şekil 3.7	Kıvrımlı bazik şistten genel görünüm .....	38
Şekil 3.8	Metaçamurtaşlarındaki küçük ölçekli kıvrımlanma .....	39
Şekil 3.9	Metaçamurtaşlarındaki zayıf foliasyon gelişimi .....	40
Şekil 3.10	Malatya metamorfiklerine ait mermerlerden genel görünüm.....	41
Şekil 3.11	Metakarbonatlara eşlik eden psamitik ve metabazik kökenli şistler .....	42
Şekil 3.12	Mika şistlere sokulum yapmış granitik intrüzif.....	43
Şekil 3.13	Mika şistlere sokulum yapmış diyabaz .....	43
Şekil 3.14	Çamurtaşlarına sokulum yapmış gabroyik intrüzif .....	44
Şekil 3.15	Mika şistten çift nikolde ince kesit görüntüsü.....	45
Şekil 3.16	Granat mika gnaystan: a. tek nikolde, b. çift nikolde ince kesit görüntüsü .....	48
Şekil 3.17	Stavrolit granat mika gnaystan tek nikolde ince kesit görüntüsü.....	49
Şekil 3.18	Disten granat mika gnaystan tek nikolde ince kesit görüntüsü .....	50
Şekil 3.19	Sillimanit granat mika gnaystan tek nikolde ince kesit görüntüsü.....	51
Şekil 3.20	Mermerden çift nikolde ince kesit görüntüsü.....	55
Şekil 3.21	Amfibolitten: a. tek nikolde, b. çift nikolde ince kesit görüntüsü.....	56
Şekil 3.22	Metakarbonattan tek nikolde ince kesit görüntüsü.....	59
Şekil 3.23	Muhtemel bazalttan çift nikolde ince kesit görüntüsü.....	60

Şekil 3.24	Mermerden çift nikolde ince kesit görüntüsü.....	61
Şekil 3.25	Kloritoyid mika şistten: a. tek nikolde, b. çift nikolde ince kesit görüntüsü .....	65
Şekil 3.26	Milonitik deformasyonun geliştiği pegmatoidden çift nikolde ince kesit görüntüsü .....	69
Şekil 3.27	Basınç-sıcaklık petrojenetik grid şeması .....	82
Şekil 3.28	Metamorfik fasiyes diyagramı.....	83
Şekil 3.29	Pütürge metamorfiklerine ait eş-alan diyagramları .....	89
Şekil 3.30	Korucak bindirmesi .....	90

# 1. GİRİŞ

## 1.1 Bölgenin Coğrafi Özellikleri

İnceleme alanı, Türkiye'nin güneydoğusunda Doğu Anadolu Bölgesi ile Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin sınırında yer almaktadır. Çalışma alanı, Adıyaman ili Çelikhan ilçesi kuzeydoğusunda, 1/25000 ölçekli Malatya L40-c3 ve L40-c4 paftalarının bir kısmını kapsamaktadır (Şekil 1.1). Çelikhan ilçesi, Adıyaman iline bağlı 9 ilçeden biridir. Kuzeyinde Malatya iline bağlı Yeşilyurt ilçesi, güneyinde Adıyaman merkez ilçesi, batısında Doğanşehir ilçesi ve doğusunda Sincik ilçesi bulunmaktadır. Adıyaman iline uzaklığı 60 km, Malatya iline uzaklığı ise 95 km'dir. 584 km<sup>2</sup>'lik bir yüzölçümüne sahiptir. Deniz seviyesinden yüksekliği ise 1388 m'dir. Dağlık alanlarda yükseklik 2600 m'ye ulaşmaktadır.



Şekil 1.1 İnceleme alanının yerbulduru haritası

Çelikhan ilçesinin tamamına yakını dağlık bir yapıya sahiptir. Doğu-batı uzanımlı bu dağlar Doğu Toroslar'ın kollarını oluşturmakta ve genel olarak "Malatya Dağları"

olarak adlandırılmaktadır. Kerbelek Dağı (2430 m), Karlık Dağı (2583 m) ve Türkdagi (2608 m), çalışma alanı içerisinde yer alan önemli yükseltilerdendir (Şekil 1.2).

Dağlar, Fırat Nehri'ni besleyen derin kesimli vadilerce parçalanmıştır. Bu vadilerdeki sular Fırat Nehri'nin kollarını oluşturmaktadır. Çelikhan ilçesinin 3 km kuzeyinde yer alan 5 km<sup>2</sup>'lik bir yüzölçümüne sahip doğal bir göl olan Abdülharap Gölü, Güneydoğu Anadolu Projesi'nin uygulamaya konulmasıyla, 2002 yılında yapımı tamamlanan Çat Baraj Gölü sahası içerisinde kalmıştır. Sulama amaçlı kullanılan baraj gölü 14,3 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplamaktadır. Sulama alanı ise 21.464 hektardır. Hipotermal, karbondioksitli, bikarbonatlı, sülfatlı, magnezyum ve sodyumlu Çelikhan İçmesi ise Çelikhan'ın 23 km kuzeydoğusunda bulunmaktadır.

Adıyaman ilinde genel olarak karasal iklim egemendir. Yani yazlar sıcak ve kurak, kışlar soğuk ve yağışlı geçmektedir. Ancak Doğu Anadolu ile Akdeniz Bölgeleri arasında geçit konumunda olduğundan, iklimi zaman zaman değişiklik göstermektedir. Adıyaman'ı doğudan batıya doğru bölen Toroslar'ın kuzeyinde kalan dağlık bölgenin iklimi ile güneyinde kalan bölgenin iklimi de birbirinden farklıdır. Çelikhan ve çevresini de içine alan kuzey kesiminde yazlar kurak ve serin, kışlar yağışlı ve soğuktur. Adıyaman ili genelinde en yüksek sıcaklık ortalaması 44 °C, en düşük sıcaklık ortalaması 14,6 °C, ortalama sıcaklık ise 17 °C olarak ölçülmüştür.

Çelikhan ve çevresi bitki örtüsü bakımından fakir bir alandır. 880-2000 m yükselteleri arasında meşe ve ardıçtan oluşan kuru ormanlar, 2000 m'den yüksek alanlarda ise yüksek dağ stepleri gelişmiştir.

Geçim kaynağı genellikle tarıma dayalı olup, Çelikhan Ovası'nın hemen hemen tamamında tütün yetiştirilmektedir. Daha batıya doğru ise tütünün yerini fasülye almaktadır.

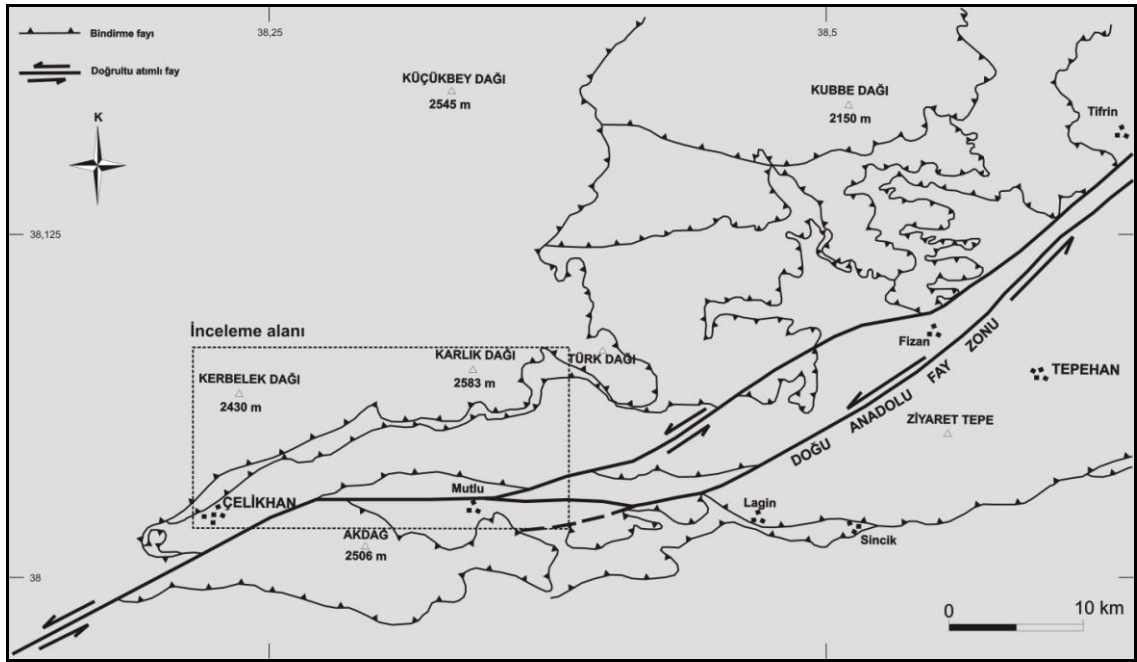
## **1.2 Bölgenin Jeomorfolojik Özellikleri**

Çalışma alanı, Doğu Toroslar'ın batı kesiminde ve Türkiye'nin büyük tektonik yapılarından olan Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı ile Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde yer almaktadır (Şekil 1.2). Bu iki büyük yapı bölgenin şekillenmesinde önemli rol oynamıştır. Özellikle Doğu Anadolu Fay Zonu yöredeki ovaların, vadilerin ve dağlık

alanların şekillenmesinde etkin olmuştur. Bu jeomorfolojik birimlerin her biri, aşınma yüzeyleri olan yükselti basamaklarında gelişmiştir (Özdemir ve Sunkar 2002).

Kuzeydoğudan güneybatıya doğru birbirinden uzaklaşarak bir kaç kol halinde devam eden Doğu Anadolu Fay Zonu, Çelikhan'ın doğusunda inceleme alanına girmektedir. Bu açılma, çalışma alanımızın hemen batı-güneybatısında yer alan Çelikhan'ın bulunduğu kesimin çökmesine neden olmuştur. Yaklaşık 15 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplayan Çelikhan Ovası, tektonik hareketlerin yanı sıra flüvyal süreçler ve Permo-Karbonifer yaşlı mermerlerin karstlaşması ile oluşan bir çöküntü alanıdır (Sunkar 2000, Özdemir ve Sunkar 2002).

Doğu Anadolu Fay Zonu yörede Çelikhan Ovası'nın oluşumunu sağlaması dışında morfoloji üzerinde daha başka izler de bırakmıştır: Akarsu aşındırması ve karstlaşmayı kontrol etmiştir; ova çevresindeki Pliyo-Kuvaterner yelpaze çökellerini deforme etmiş ve yükseltmiştir; topografyayı yatay ve düşey faylanmalarla parçalayarak basamaklı bir görünüm kazandırmıştır (Özdemir ve Sunkar 2002).



Şekil 1.2 İnceleme alanı ve yakın çevresindeki ana tektonik yapılar (Yazgan vd. 1987'den sadeleştirilmiştir)

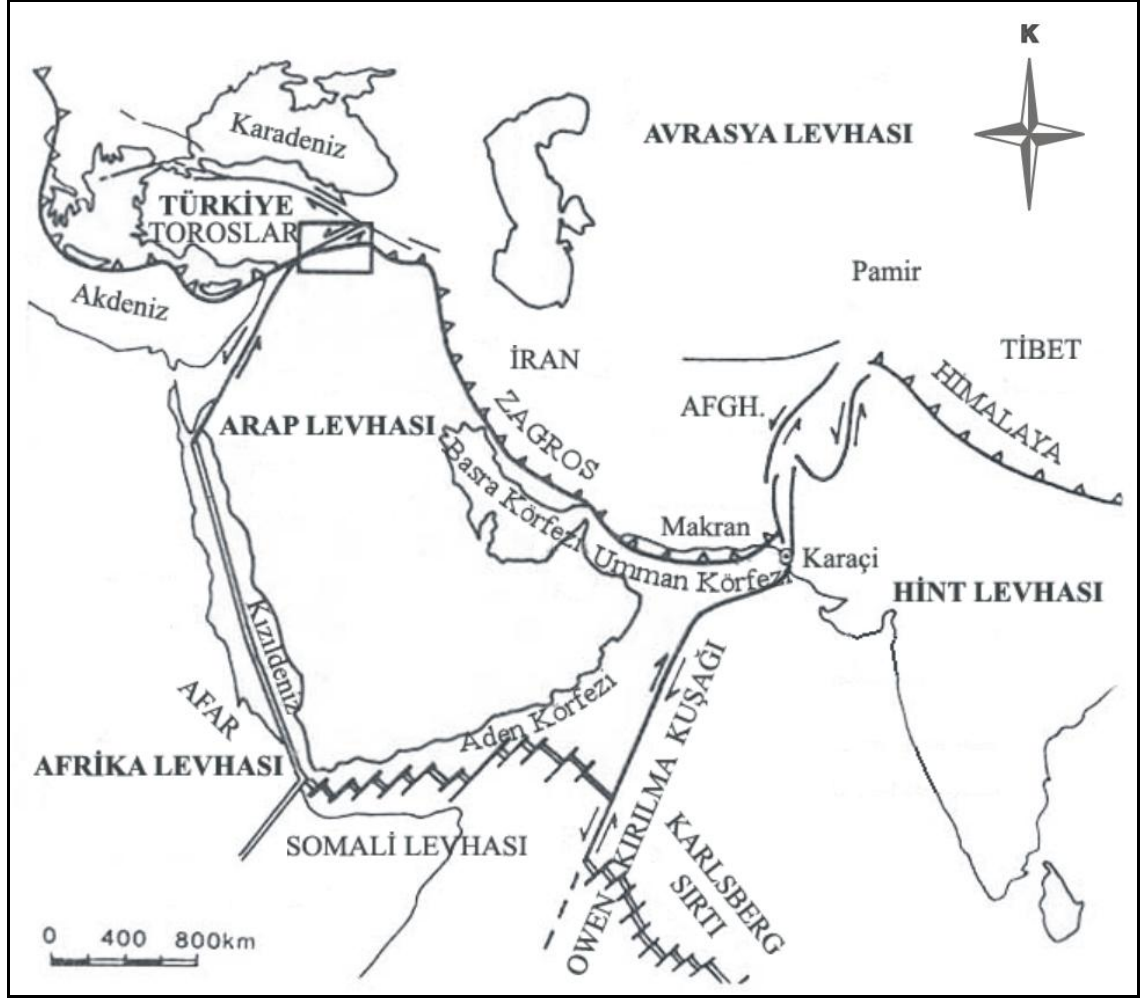
Önemli tektonik hareketlerin meydana geldiği alanda aşınmaya karşı farklı direnç gösteren, bol kıvrımlı, bindirmeli ve faylı yapıdaki kaya grupları bulunmaktadır. Bu

kayalardan Paleozoik-Mesozoik yaşlı Pütürge ve Malatya metamorfikleri, Tersiyer yaşlı Maden karmaşığı ve Pliyo-Kuvaterner-Kuvaterner yaşlı alüvyonlar çalışma alanımız içerisinde gözlenebilmektedir. Bu birimlerden Pütürge metamorfikleri, Malatya metamorfikleri ve Maden karmaşığı, tektonik hareketlerle ilk oluştukları ortamlarından başka alanlara taşınmış olup, çalışma alanında bindirmeli ve naplı yapılar halindedir. Nap konumlu bu birimler ve Güneydoğu Anadolu Bindirme Zonu, Doğu Anadolu Fay Zonu tarafından parçalanmıştır, aşınımına karşı zayıf zonlara akarsular yerleşmiş ve örtü birimler içerisine gömülerek tektonik pencereler açığa çıkmıştır, asimetrik vadiler oluşmuştur (Özdemir ve Sunkar 2002). Çalışma alanımızın biraz daha güneyinde kalan kesimde ise Çelikhhan Çayı'na kavuşan derelerde sol yanal atımlar gözlenmiştir.

Çelikhhan Ovası'na yalnızca birkaç kilometrelik mesafelerde topografya birden yükselmektedir. 1250-1350 m yüksekliğe sahip olan Çelikhhan Ovası'ndan birkaç kilometre uzaktaki asıl çalışma alanımızda da topografya 2000 m'yi aşmaktadır. Özdemir ve Sunkar (2002)'a göre; bu ani yükselti farkı yörenin esas jeomorfolojik özelliğinin “dağlık” olduğunu açıkça ortaya koymaktadır. Bölgedeki sıkışmaya bağlı olarak gelişen bindirmeler ve Doğu Anadolu Fay Zonu inceleme alanındaki dağlık alanların daha da yükselmesine neden olmuştur. Bu dağlık alanlar üzerindeki zirve düzlükleri ise dar alanlı parçalar halinde olup, aşınım yüzeyi karakterindedir. Eosen'den günümüze kadar sürekli aşınım alanları olmuşlardır. Bölge özellikle Miyosen'den sonra şiddetli tektonik hareketlerle yükselmiş, faylarla parçalanmış ve eğimlenmiştir. Topografyada en geniş yeri tutan 800-1000 m kalınlıktaki mermerler, aşınımına dayanıklı oldukları için daha yüksek alanlar oluşturmuştur.

### **1.3 Bölgesel Jeoloji**

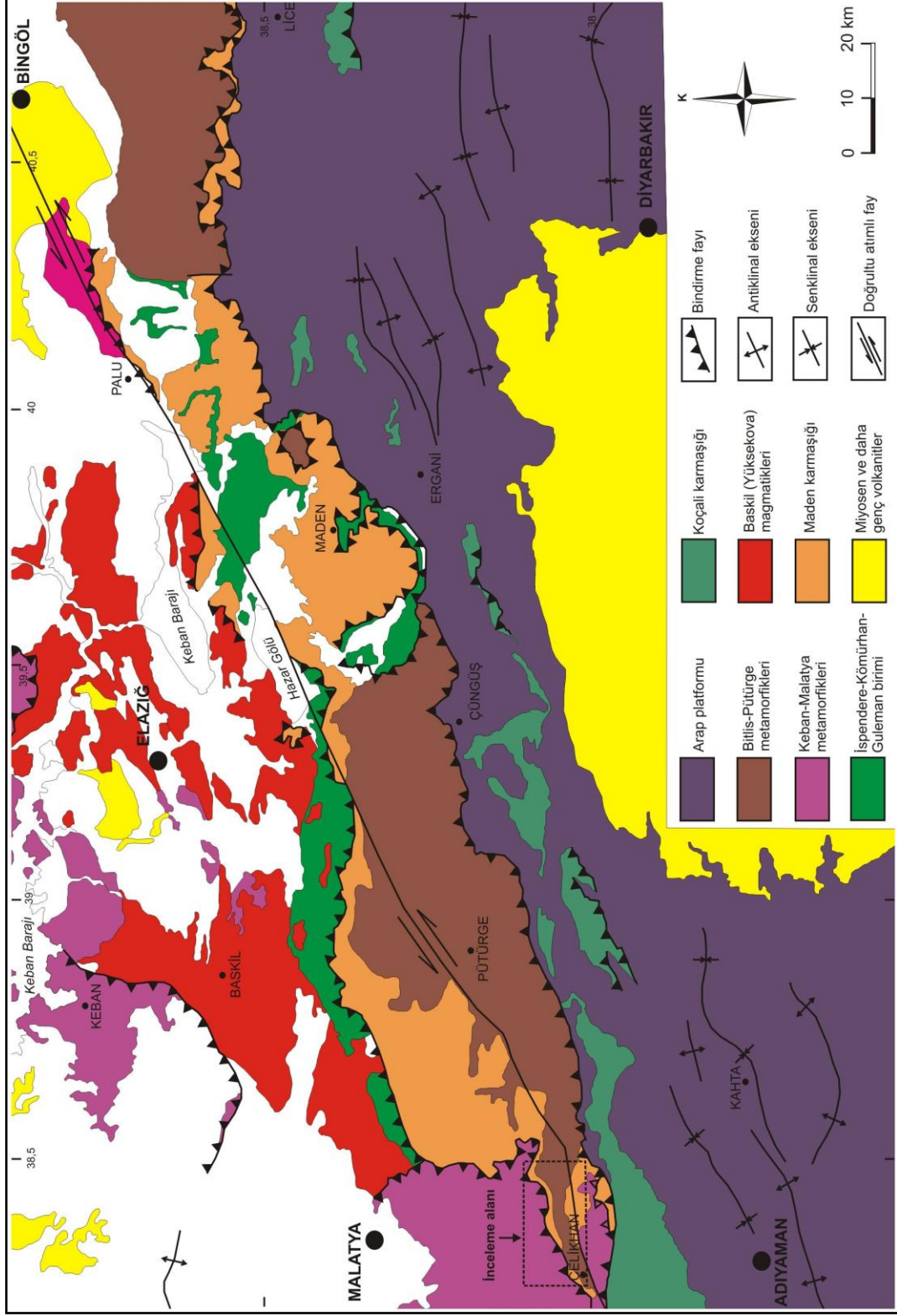
Anadolu'nun tektonik birlikleri orojenik gelişim esasına göre kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toroslar ve Kenar Kıvrımları Kuşağı olmak üzere 4 bölüme ayrılmıştır (Ketin 1966). Özgül (1984) ise; Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağının devamı olan Toroslar'ı, Batı, Orta ve Doğu Toroslar olmak üzere 3 bölümde irdelemiştir. Çalışma alanımızı da içine alan Doğu Toroslar, Ecemiş Fayı doğusundan başlamakta, Arap Levhası'nın kuzey sınırını çevreleyecek şekilde bir yay çizmekte ve İran'da Zagros silsilesi olarak devam etmektedir (Şekil 1.3, 1.4).



Şekil 1.3 Türkiye ve yakın çevresindeki levhaların konumu ve ana yapılar (Yazgan and Chessex 1991'den alınmıştır)

Doğu Toroslar pek çok tektonik birimi kapsamaktadır. İnceleme alanı ve yakın çevresi şu ana birimlerden meydana gelmektedir: Arap platformu, metamorfik masifler (Örn. Bitlis-Pütürge metamorfikleri, Keban-Malatya metamorfikleri), İspendere-Kömürhan-Guleman birimi, Koçali karmaşığı, Yüksekova karmaşığı (Baskil magmatik kayaları), Maden karmaşığı ile Kretase-Pliyosen çökel ve volkanik kayaları (Şekil 1.4). İnceleme alanı bu birimlerden Bitlis-Pütürge metamorfiklerine, Keban-Malatya metamorfiklerine ve Maden karmaşığına ait birimleri kapsamaktadır.

Güneydoğu Anadolu'nun doğu kesiminde yer alan Arap Levhası; Alt Paleozoik-Alt Miyosen yaşlı alt ve üst otokton sedimanter seviyelerden ve Geç Kretase esnasında platform üzerine üzerleyen ofiyolitik kayalardan oluşmaktadır. Alt ve üst otokton sedimanter seviyelerin bağlantıları, Geç Kretase ofiyolit napı tarafından kesilmiştir



Şekil 1.4 Doğu Toroslar, Malatya-Bingöl arasındaki jeolojik haritası (Yazgan and Chessex 1991'den sadeleştirilmiştir)



Elmas ve Yılmaz 2003). Yazgan vd. (1987)'ye göre; Arap Levhası, (Bedinan, Handof, Hazro, Gomaniibrik, Uludere, Mardin, Kastel formasyonlarından oluşan) otoktonlar, (Kastel havzasına çekim kaymalarıyla yerleşmiş kıta yamacı çökelleri -Hezan-, okyanusal kökenli ofiyolitler -Koçali- ve pelajik çökellerden -Konak- oluşan) alloktonlar ile (Koçali karmaşığı üzerine transgresif olarak gelen Terbüzek formasyonu ile başlayıp, Besni, Germav, Gercüş, Midyat ve Lice formasyonları ile devam eden) neotoktonlardan oluşmaktadır. Yazgan and Chessex 1991 ise; Doğu Toroslar'ın en güneyinde tanımladıkları Arap Levhası'nı, otokton, allokton ve neotoktonlar olmak üzere 3 bölümde ele almışlardır. Çalışmacılara göre; otoktonlar, Prekambriyen'den başlayıp Alt Triyas'a kadar düzenli bir istif sunmuştur. Alt Triyas'tan Barremiyen'e kadar ise genişlemeli sisteme bağlı bir bölgesel yükselim gelişmiş ve bir çökel boşluğu olmuştur. Barremiyen-Alt Turoniyen esnasında ise transgresyonla hızlı bir çökelim gerçekleşmiş ve böylece Mardin formasyonu gelişmiştir. Turoniyen'de, okyanus kabuğundaki sıkışmalara bağlı hızlı bir yükselim daha gerçekleşmiş ve bu durum transgresyonu sonlandırıp regresyonu başlatmıştır. Bu yükselen platformda Koniasiyen-Santoniyen'de çökel boşluğu olmuştur. Kampaniyen'de ise önçukur Kastel Havzası gelişmiş ve Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen'de havzada fliş karakterindeki kumtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan Kastel formasyonu çökelmiştir. Bu havzanın çökeli, Bitlis-Pütürge metamorfik masiflerinin yükselimi ile eş zamanlı olarak yorumlanmıştır (Yazgan and Chessex 1991). Araştırmacılara göre; aynı zaman aralığında bu havzaya kuzeyden allokton olarak gelen, çekim kaymalarıyla yerleşen Mesozoik Okyanusu'nun parçaları olan ofiyolitler (Koçali formasyonu) ve onun fliş tipi sedimantasyonla gelişen pelajik çökelleri (Barremiyen-Alt Turoniyen yaşlı Konak formasyonu) ve kıta yamacı çökelleri (Orta Triyas-Alt Kampaniyen yaşlı Hezan birimi) yerleşmiştir. Orta ve Üst Maastrichtiyen'deki post-orojenik çökeller ise transgresif olarak tümünü örtmüştür. Üst Maastrichtiyen'den itibaren Arap Levhası üzerinde neotoktonlar çökelmeye başlamıştır. Üst Maastrichtiyen'den Orta Eosen'e kadar sıkışma evresi devam etmiştir. Bu esnada Arap Levhası üzerinde Terbüzek, Besni, Germav ve Gercüş formasyonları transgresif (?) olarak çökelmiştir. Orta Eosen'den Alt Miyosen'e kadar genişlemeli bir evre olmuş ve bölgesel bir transgresyon gelişmiştir. Bu esnada Midyat, Lice ve Çüngüş formasyonları çökelmiştir. Alt Miyosen'den itibaren Kızıldeniz'in açılmaya başlamasıyla Arap Levhası'nın hareketinde değişim meydana gelmiş ve bu da yeni bir

sıkışma evresi yaratmıştır. Bu esnada, Pütürge-Bitlis metamorfikleri Çüngüş formasyonu boyunca Arap Levhası kuzey kenarına bindirmiştir.

Doğu Toros Platformu içerisinde farklı adlarla tanımlanmış metamorfik topluluklar yer almaktadır. Yılmaz vd. (1992)'ye göre; bu metamorfik toplulukların (Bitlis, Pütürge masifleri ve Keban, Malatya, Engizek, Binboğa metamorfikleri) tamamı birbirinin eşdeğeridir ve Toros Mesozoik karbonat platformundan türemiştir. Her biri büyük bir metamorfik birliğin parçalarıdır ve Geç Kretase-Erken Miyosen arasındaki tektonik ve jeolojik olaylarla birbirinden ayrılmıştır. Ancak bölgede yapılmış olan farklı çalışmalarda (Boray 1975, Yılmaz 1975, Perinçek 1980, Bingöl 1984, Çağlayan *et al.* 1984, Göncüoğlu and Turhan 1984, Asutay 1985, Yazgan vd. 1987, Yılmaz vd. 1987, Genç 1990, Yazgan and Chessex 1991, Erdem 1994, Erdem ve Bingöl 1997, Yılmaz 1999), bu masiflerin köken kayaları, metamorfizma dereceleri ve yapısal jeoloji özellikleri incelenmiştir. İncelemeler sonucunda aralarında farklılıklar bulunduğu ve bu bakımdan masiflerin birbirine benzerlik göstermiş olduğu görülmüşse dahi, tamamının birbirinin eşdeğeri olamayacağı görüşleri de bildirilmiştir.

Bitlis-Pütürge metamorfikleri; Alp-Himalaya Orojenik Kuşağı'nın devamı olan Doğu Toroslar'ın egemen tektonik birimidir ve bölgenin stratigrafik ve yapısal temelini oluşturmaktadır. Doğu Toros Ön Bindirme Kuşağı'na paralel olup, yaklaşık DKD-BGB uzanımlıdır. Metamorfiklerdeki ilk tanımlama Tolun (1954) tarafından yapılmış olup, Bitlis ili çevresindeki kayalar "Bitlis metamorfik masifi" olarak adlandırılmıştır. Benzer kayalar çok daha batıda Pütürge civarında da incelenmiş ve "Pütürge metamorfikleri" olarak adlandırılmıştır (Perinçek 1979). Bu bakımdan Pütürge metamorfikleri, Bitlis metamorfiklerinin daha batıdaki uzantısı olarak kabul edilmektedir.

Özellikle Bitlis metamorfikleri üzerinde çalışan araştırmacılar, metamorfikleri stratigrafik olarak farklı düzeyleri temsil eden iki ana kaya grubu altında toplamışlardır (Örn. Boray 1975, Yılmaz 1975, Çağlayan *et al.* 1984, Göncüoğlu and Turhan 1984, Genç 1990) (Şekil 1.5). Ancak bu iki grup, farklı bölgelerde farklı çalışmacılar tarafından, eski temel ve epimetamorfik örtü (Yılmaz 1971); alt birlik ve üst birlik (Boray 1973, Helvacı 1983); temel ve Permiyen (Genç 1977); alt topluluk ve üst topluluk (Erdoğan 1982, Erdoğan ve Dora 1983); Hizan grubu ve Mutki grubu (Göncüoğlu and Turhan 1984); alt metamorfikler ve üst metamorfikler (Şengün 1984);



alt grup ve üst grup (Genç 1985); alt metamorfik birlik ve üst metamorfik birlik gibi farklı adlarla anılmıştır. Bitlis metamorfikleri Göncüoğlu and Turhan (1984) tarafından, Hizan grubu ve Mutki grubu olarak 2 alt birime ayrılmıştır. En alt birimi oluşturan Hizan grubu, silisli magmatik kayalardan türemiş eklojit bantları ve merceklerini içermektedir, ayrıca sedimanter kökenli şist ve gnayslardan oluşmaktadır. Hizan grubunu uyumsuzlukla üzerleyen Mutki grubu ise metakuvarsit ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan şelf sedimanları ile temsil olunmaktadır. Genç (1990) ise; Bitlis metamorfiklerini, granat şist, biyotit şist, kuvars mika şist, amfibolit ve gnays ardalanmasından oluşan topluluk ile piritli mika şist, mika şist, metakuvarsit, mermer, amfibolit ve gözlü gnayslardan oluşan alt birlik kayaları ve mika şist, klorit şist, metakuvarsit, kalkışist ve mermerlerden oluşan üst birlik kayaları olmak üzere 2 birime ayırmıştır. Ancak, üst birlik kayalarının dokuları ve mineralojileri ile alt birlik kayalarına benzerlik gösterdiklerini belirtmiştir. Boray (1975); Bitlis masifi metamorfiklerinde yapısal ve petrografik özelliklerine göre, mermer, kuvarsit, granatlı mika şist, mika şist ve hornblend şistten oluşan alt birlik ve kireçtaşı, mermer, kuvarsit ve şist, fillit ve pelitik şistlerden oluşan üst birlik kayaları olmak üzere 2 birlik ayırtlamıştır. Yılmaz (1975); Bitlis masifi metamorfik kayalarını, amfibolit, amfibollü gnays, paragnays, beyaz ve yeşil gnayslardan oluşan eski kütle ve alt yeşilşistler, muskovitli kuvarsitler, kalkışistler, rekristalize kireçtaşları, üst yeşilşistler ve rekristalize karstik kireçtaşlarından oluşan epimetamorfik örtü birimleri olmak üzere 2 kaya grubunda ele almıştır. Çağlayan *et al.* (1984); kaya dizisinin Prekambriyen granitler tarafından kesilen bir metamorfik çekirdek ve bunu örten Paleozoik-Mesozoik sedimanter kaya kütlelerinden oluştuğunu belirtmiştir. Yazgan and Chessex (1991) ise; metamorfiklerin, gözlü gnays, granitik gnays, amfibollü gnays, mika şist, kalkışist, mermer, klorit-serisit şist, metagrovak ve arkozik grovaktan oluştuğunu belirtmiştir.

Benzer tanımlamalar Pütürge metamorfikleri için de yapılmıştır (Erdem 1994, Erdem ve Bingöl 1997). Buna göre, alt metamorfik birlik ile üst metamorfik birliği pirofillitli bir makaslama zonu ayırmaktadır. Alt metamorfik birlik alttan üste doğru, masifin çekirdeğini oluşturan gözlü gnays, üzerinde intrüzif dokanak ilişkili (granit kökenli gnayslarca kesilen) biyotit şist, amfibol şist ve granatlı şistlerden oluşmaktadır. Alt metamorfik birliğe ait tüm birimler amfibolit-prasinit damarlarınca kesilmektedir. Üst metamorfik birlik ise distenli kuvars damarları ve mercekleri içeren muskovit şist,

granat-stavrolit-mika şist ve en üstte ise kalkşist ve mermerlerden oluşmaktadır (Erdem ve Bingöl 1997).

Bitlis-Pütürge metamorfiklerinin, Prekambriyen-Üst Triyas zaman aralığında çökeldiği belirtilmektedir (Yazgan vd. 1987, Yazgan and Chessex 1991).

Metamorfiklerin metamorfizması ile ilgili olarak, Barrowiyen tipi bölgesel metamorfizmanın amfibolit ve yeşilşist fasiyeslerinde metamorfizma geçirdiği bildirilmektedir (Boray 1975, Yılmaz 1975, Yazgan vd. 1987, Genç 1990, Yazgan and Chessex 1991, Yılmaz vd. 1992, Erdem ve Bingöl, 1997, Yılmaz 1999). Buna göre, ilk fazda almandin-amfibolit fasiyesinde metamorfizma gelişirken, bu metamorfizmanın migmatit gelişimine de neden olduğu, daha sonra ise gerileyen metamorfizma ve kataklastik metamorfizma olaylarının geliştiği belirtilmektedir (Yılmaz vd. 1992). Ayrıca temeli oluşturan kristalin şistler ile intrüziiflerin dokanağında da hornblend-hornfels fasiyesinde termal metamorfizmanın geliştiği bildirilmiştir (Pişkin 1978).

Metamorfizma yaşı hakkında da farklı görüşler yer almaktadır. İlk etkili metamorfizma evresinin (Alpin Metamorfizması) Geç Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen'de yaşandığı ve masifin yeşilşistten üst amfibolit fasiyesine kadar Barrowiyen tipi bölgesel metamorfizmaya uğradığı (Yazgan vd. 1987); Alp Orojenezi öncesinde (Hersiniyen Orojenezi) bölgesel metamorfizmaya, Alp Orojenezi esnasında ise bindirme zonlarında dinamik metamorfizmaya maruz kaldığı (Boray 1975); alt birlik kayalarının Permiyen öncesinde amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığı ve bu metamorfizmanın muhtemelen Kaledoniyen Orojenezi esnasında meydana gelmiş olabileceği, Permiyen sonrasında ise üst birlik kayalarının (alt birlik kayalarında da gerileyen metamorfizmaya neden olan) yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığı ve bu metamorfizmanın da muhtemelen Alp Orojenezi esnasında meydana gelmiş olabileceği (Genç 1990); eski kütlelerin ilk metamorfizma yaşının Kretase (Eo-Alpin, 90 my), hem eski kütleleri hem de üst birimleri etkileyen ikinci metamorfizma yaşının ise Eosen (Alpin, 40 my) olduğu (Helvacı and Griffin 1984) şeklinde farklı metamorfizma yaşlarından bahsedilmektedir.

Deformasyon evreleri ile ilgili olarak, 4 deformasyon evresi geçirdiği (Hempton 1984); Permiyen öncesinde, tek bir orojenezin ürünü olan 3 deformasyon evresinin geliştiği (Boray 1975); ilki Permiyen öncesinde (muhtemelen Kaledoniyen Orojenezi esnasında)

alt birlik kayalarında  $S_1$  şistozitesi yaratan, ikincisi ise Permiyen sonrasında (muhtemelen Alp Orojenezi esnasında) alt birlik kayalarında  $S_2$  şistozitesini yaratırken üst birlik kayalarında da ilk ve tek  $S_1$  şistozitesini yaratan 2 deformasyon evresinin yaşandığı (Genç 1990) şeklinde farklı yorumlar bulunmaktadır.

Bu metamorfiklerin oluşum ortamı hakkında farklı görüşler bulunmaktadır. Buna göre, (1) Arap Levhası'nın kuzey kenarını temsil ettiği (Özkaya 1982, Yazgan vd. 1987, Yazgan and Chessex 1991); (2) Anadolu Levhası'nın güney kenarında çökeldiği (Perinçek 1980); (3) Arap ve Anadolu Levhaları arasında açılma ile oluştuğu varsayılan okyanus kabuğunun, yani ofiyolitik istifin temelini temsil ettiği (İleri vd. 1976); (4) Arabistan Levhası kenarından riftleşmeyle açılmış olan Neo-Tetis okyanus kabuğu tarafından kuşatılmış bir veya daha çok sayıda ufak kıta dilimleri olduğu (Aktaş and Robertson 1984) şeklinde farklı görüşler bulunmaktadır.

Doğu Toros Kuşağı içerisinde tanımlanan metamorfik masiflerden biri de Keban-Malatya metamorfikleridir (Şekil 1.6.a). En geniş mostralarını Keban ve çevresinde sergileyen metamorfikleri Kipman (1976); başlıca alt şist, Keban mermeri ve üst şistler olmak üzere 3 birime ayırmıştır. Malatya metamorfikleri olarak tanımlanan metamorfikler ise Yazgan (1983) tarafından Keban metamorfiklerinin güneydeki uzantıları olarak ele alınmıştır. Birim, Yılmaz vd. (1993) tarafından ortak özellikleri de göz önüne alınarak Keban-Malatya birimi olarak adlandırılmıştır.

Keban-Malatya metamorfiklerinin kökeninin karbonatlı kumtaşı olduğu düşünülmektedir (Asutay 1985). Genellikle şist, kalkşist, mermer ve rekristalize kireçtaşları ile temsil edilmektedir.

Keban-Malatya metamorfiklerinin oluşum yaşı ile ilgili olarak da, Alt Karbonifer-Üst Permiyen yaşlı olduğu (Yılmaz 1992); Permokarbonifer'den başlayıp, Triyas'a kadar uzanan bir zaman aralığında oluştuğu (Özgül 1976, Kipman 1981, Asutay ve Turan 1986); Permo-Karbonifer esnasında çökeldiği ve Üst Kretase yaşlı latit ve traki-latit dayklar tarafından kesildiği (Bingöl 1984); Permiyen'den Üst Kretase'ye kadar değişik kaya gruplarını içerdiği (Yılmaz vd. 1987); metamorfiklerin en üst yaşının (dolomitli mermerler içerisindeki *Involutina* sp. fosiline göre) Üst Triyas olarak belirlendiği (Karaman vd. 1993) şeklinde yorumlar yapılmıştır.

YAS	BİRİMLER	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Üst Kretase	Yılmazlı		Çakıldaşı-kumtaşı matrisli, mermer ve kireçtaşı bloklu olistostrom Diskordans
Jura-Kretase	Malatya Metamorfiti		Dolomitik kireçtaşı
			Dolomit
			Killi, mikritik kireçtaşı
			Rekristalize kireçtaşı ardalanması
			Killi, kumlu, az kristalize kireçtaşı
Triyas	Malatya Metamorfiti		Kumtaşı-kireçtaşı
			Diskordans
			Karbonatlı kumtaşı-silttaşı
Permo-Karbonifer	Malatya Metamorfiti		Rekristalize kireçtaşı
			Dolomitik kireçtaşı
Permo-Karb. Üstesi			Normal dokanak
			Granatlı kuvars mikaşist

(a)

YAS	BİRİMLER	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
			Peridotit-metagabro-amfibolit-metadiyabaz
			Fillit-metaçamurtaşı
Alt-Orta Eosen	Maden Karmaşığı		Olistostromal çakıldaşı
			Fillit-spilitik lav-pelajik kireçtaşı ardalanması
			Olistostromal çakıldaşı
			Spilitik lav-grovak-şeyl-pelajik kireçtaşı ardalanması
			Fillit-spilitik lav-pelajik kireçtaşı-olistostromal çakıldaşı
			Pelajik kireçtaşı
			Kireçtaşı
			Nummulitli kireçtaşı
			Killi kireçtaşı
			Kumlu kireçtaşı
Üst Kretase Alt Eosen	Kızılkaya Metamorfiti		Karbonatlı kumtaşı
			Olistostromal çakıldaşı
			Kumtaşı
			Kireçtaşı-kalkarenit-kalsirudit
			Kumtaşı
			Bazik lav-aglomera-olistostromal çakıldaşı
			Metabazit-metapelitik şist

(b)

Şekil 1.6.a. Keban-Malatya metamorfiklerine ait sadeleştirilmiş kolon kesit (Yılmaz ve Duran 1997), b. Maden karmaşığına ait sadeleştirilmiş kolon kesit (Yılmaz and Yiğitbaş 1990)

Bölgesel ve kontakt metamorfizma izleri taşıdıkları belirtilmektedir (Asutay 1985).

Üst Kretase esnasında, Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzeye Keban Levhası altına doğru dalımı ile gelişen Baskil magmatiklerinin (Koniasiyen-Santoniyen), Keban karbonatlarında kontakt metamorfizmaya neden olduğu ve böylece piroksen-hornfels fasiyesi kayaları ve skarn kayalarının oluştuğu belirtilmektedir (Asutay 1985).

Bölgesel metamorfizması ile ilgili olarak da, parajenez itibariyle düşük dereceli metamorfizmanın (yeşilşist) kuvars-albit-klorit subfasiyesinde metamorfizmaya uğradığı (Asutay 1986); amfibolit ve yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya maruz kaldığı (Karaman vd. 1993); yüksek diyajenez-çok düşük metamorfizma koşullarını yansıttığı ve almandin-amfibolit ve yeşilşist fasiyesindeki mineral parajenezlerine sahip olduğu (Yılmaz 1999) belirtilmektedir.

Metamorfizma yaşı ile ilgili olarak, Jura-Alt Kretase zaman aralığında metamorfizmaya uğradığı (Kipman 1976, Perinçek 1978, Bingöl 1984); olasılıkla Alt Jura'da metamorfize olduğu (Karaman vd. 1993); bölgede bilinen orojenik olaylar zinciri içinde ilk sıkışma hareketleri Turoniyen'de başladığından, Keban karbonatlarının da olasılıkla Turoniyen-Alt Maastrichtiyen (Senoniyen) zaman aralığında metamorfizmaya uğradığı (Yazgan 1984); ofiyolit naplarının yerleşmesi ile Üst Kretase'de metamorfize olduğu (Yılmaz vd. 1987) şeklinde yorumlar yapılmıştır.

Keban-Malatya metamorfikleri nap konumlu metamorfik birimlerdir. Orta Eosen yaşlı Maden grubu üzerine tektonik olarak gelmektedir (Yılmaz 1999). Miyosen'den itibaren gelişen sıkışmaların etkisiyle, güneye doğru bindirme düzlemiyle Maden karmaşığı üzerine itilmiştir.

Üzerinde Malatya metamorfiklerinin geliştiği Keban Levhası, Geç Triyas'tan itibaren açılmaya başlayan Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzeyinde yer almaktadır. Ancak, Keban-Malatya metamorfiklerinin oluşum ortamı hakkında farklı görüşler bulunmaktadır. Keban Levhası'nın, Tetis Okyanusu'nun açılmaya başladığı Geç Triyas ya da Jura'ya kadar Afrika-Arap Levhası'nın bir parçası olduğu (Yazgan and Chessex 1991) ya da Keban-Malatya masifi ve Bitlis masifinin kaya türü özellikleri ve stratigrafik dizilimleri yönüyle Doğu Toros Platformu'na benzediği ve platformun (güneyinde izlenebilen) metamorfik karşılıkları olduğu (Yılmaz 1998) düşünülmektedir.

Koçali karmaşığı; GD Anadolu'da yaygın yüzeylemeleri bulunan okyanusal kabuk ürünleridir. Birim, başlıca ultrabazik kayalar ile volkanik ve sedimanter kaya blok ve dilimlerinden ve olistostromal malzemelerden oluşmaktadır. Ultrabazikler yaygın olarak serpantinleşme gösterirken, ayrıca diyorit, diyabaz ve gabrolar yer almaktadır. Sedimanter kayalar volkanik kayalar ile yanıl ve düşey ilişkili olup, kireçtaşı, kumtaşı, konglomera, şeyl ve radyolaritlerden oluşmaktadır. Volkanik kayalar ise yaygın oranda yastık lavlar ile aglomera ve tüflerden meydana gelmektedir. Birimin yaşı Üst Jura-Alt Kretasedir. Birim diğer birimler ile hemen hemen tektonik ilişkilidir. Bazı alanlarda Miyosen birimleri ile uyumsuz olarak örtülmektedir (Perinçek 1979).

İspendere-Kömürhan-Guleman birimi; başlıca ofiyolit, metaofiyolit, amfibolit ve kıta kabuğu kayalarının tektonik dilim ve merceklerinden oluşmaktadır (Yazgan and



Chessex 1991). Bu birimin İspendere ofiyoliti, tabanda fazla kalın olmayan dünit ve verlitten oluşan ultramafik kümülatlardan meydana gelmektedir. Ultramafik kümülatlar, kümülat ve izotrop gabrolar tarafından üzerlenmektedir. Bu iki gabro arasında plajiyogranitler bulunmaktadır. Ofiyolit birimi, üstte kalın levha dayk karmaşığı içermektedir. En üstte ise bazaltik volkanik kayalar dışında radyolarit, mikritik kireçtaşı bulunmaktadır. İspendere ofiyolit dizisi, Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen yaşlı fliş tarafından örtülmektedir (Yazgan and Chessex 1991).

İspendere-Kömürhan-Guleman birimi içindeki Kömürhan birimleri, diğer ofiyolitik birimlerin aksine metamorfize olmuş ve yaygın deformasyon etkisinde kalmıştır. Birim, tabanda başlıca foliasyonlu diyoritik kayalar ile üzerine gelen amfibolitlerden oluşmaktadır. Amfibolitlerin K-Ar yaşları 89-127 my arasındadır (Yazgan and Chessex 1991). Yazgan and Chessex (1991) bu yaşları ilk okyanusal sıkışma evresi olarak yorumlamışlardır. Bu amfibolitlere kısmi ergime kökenli granodiyoritler sokulum yapmaktadır. Araştırmacıların granodiyoritlerin biyotitlerinden elde ettikleri K-Ar yaşı ise 85 my'dır. Yine harzburjitleri kesen granofirdeki muskovit yaşı ise 78 my olup, bu yaşlar Baskil magmatizmasının aktivasyon zamanı olarak yorumlanmıştır (Yazgan and Chessex 1991). Yazgan and Chessex (1991) yine bu kesimdeki sin-tektomatik diyoritlerden elde ettikleri 75-76 my yaşlarını, ofiyolit üzerlemesi ve Pütürge metamorfiklerinin ana metamorfizma zamanı olarak yorumlamışlardır (Yazgan and Chessex 1991). Birimin üst kesimi ise kalın milonitik gabroik kayalar ile temsil edilmektedir. Bu 250-300 m'lik yoğun deforme zonun üstünü bantlı-olivinli gabro ile gabrolar oluşturmaktadır (Yazgan and Chessex 1991).

Guleman ofiyoliti tam bir ofiyolit dizi oluşturmayan tektonik dilimlerden oluşmaktadır. Birimi, tabanda harzburjit ve dünitler ile kromit merceklerini bulunduran tektonitler oluştururken, üstte gabro ve piroksenitlerin bulunduğu kümülatlar yer almaktadır (Engin 1984, Özkan ve Öztunalı 1984). Kümülat serisi, Türkiye'deki diğer iyi bilinen ofiyolitik kümülatlardan farklı bir dizilim sunmaktadır ve hiçbir levha dayk kompleksi de göstermemektedir (Yazgan and Chessex 1991).

Yüksekova karmaşığının GD Anadolu bölgesinde, Hakkari-Maraş arasında geniş yüzeylemeleri bulunmaktadır (Perinçek 1979). Karmaşık bu geniş yayılım içerisinde yersel litoloji farklılıkları gösterse de başlıca düzenli konumlu volkanitler (bazalt,

diyabaz, dasit, tf, aglomera), sedimanter kayalar (kireçtaşı, kumtaşı, şeyl, konglomera) ile intrziflerden (gabro, diyorit, monzodiyorit, granodiyorit, granit, tonalit) oluşmaktadır. Baskil çevresindeki yüzeylemeleri Baskil magmatitleri (Asutay 1986) veya magmatik kayaları (Yazgan and Chessex 1991, Dumanlılar vd. 2006) olarak tanımlanmaktadır. Birimin ngrlen yaşı Koniasiyen-Kampaniyen olmakla beraber, K-Ar hornblend, biyotit ve sanidin yaşları 75-86 my yaşlarını sunmaktadır (Yazgan vd. 1987). Buradaki intrüziflerin kökenine yönelik çalışmalar bunların yay magmatizması ürünleri olduğu ve I-tipi özellik gösterdiği yönündedir (Yazgan and Chessex 1991, Dumanlılar vd. 2006).

Doğu Toros Platformu içerisinde yer alan ve çalışma alanımızda da gözlenen diğer bir birim Maden karmaşığıdır (şekil 1.6.b). Birim, ilk kez Ketin (1948) tarafından Ergani-Eğil dolaylarında “Maden serisi” olarak isim bazında kullanılmıştır. Genellikle “Maden karmaşığı” olarak adlandırılan birim, farklı çalışmacılar tarafından Maden birimi, Maden grubu, Maden grubu içinde Maden birimi, Maden kompleksi, Baykan kompleksi, Baykan grubu, Baykan formasyonu, Baykan karmaşığı, Baykan karmaşığı içinde Maden birliği, Baykan napı birimleri içinde bir birim ve Ergani kompleksi gibi farklı adlarla da tanımlanmıştır (Yılmaz ve Duran 1997).

Maden karmaşığı Orta Eosen yaşlıdır. Pütürge metamorfiklerini uyumsuzlukla üzerlemektedir. Eosen sonrası tektonik olaylara bağlı olarak da Kömürhan metaofiyolitleri tarafından üzerlenmektedir (Yazgan vd. 1987).

Alttan üste doğru: Kumlu kristalize kireçtaşı, kırmızı çamurtaşı (hafif sleytleşmiş), mermer, şist, kuvarsit, volkanit, olistostromal çakıltaşı (kumlu-siltli bir matrikse sahip kırmızı kireçtaşı çakıllarından oluşmaktadır), karbonat çimentolu kumtaşı, kristalize kireçtaşı, kırmızı biyomikrit, çamurtaşı, nummulitli kireçtaşı, yastık lavlar, bazaltik aglomera, bordo çamurtaşı, tf ve volkanitlerden (spilitik bazalt, andezit) oluşmaktadır (Yılmaz 1999).

Yazgan vd. (1987) ise; Maden karmaşığını otokton çökeller, olistostromal Maden oluşumu ve volkanik Maden oluşumu olarak 3’e ayırmıştır. Otokton kellerin Pütürge metamorfikleri üzerine uyumsuzlukla geldiğini belirtmiştir. Ofiyolitik merccekler içeren olistostromal Maden oluşumunun ise otokton çökeller üzerine bindirme zonundan sonra

tektonik olarak geldiğini ve kıta yamacı ve kıta-altı önçukurunda tektonik olarak oldukça hareketli bir ortamda çökeldiğini söylemiştir. Volkanik Maden oluşumunun (piroklastikler, andezitik lav akıntıları ve yarı-derinlik kayaları), Maden karmaşığının en üst tektonik dilimini oluşturduğunu ve belirgin bir deformasyon ve prehnit-pumpelleyit fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini belirtmiştir.

Maden havzasının ve içerisindeki volkanizmanın geliştiği ortam hakkında da şu farklı yorumlar yapılmıştır: Okyanus tabanı yayılımı veya kenar denizi ortamında olduğu (İleri vd. 1976, Sungurlu ve Arpat 1978); gerilme kökenli açılmış derin deniz havzasında geliştiği (Şengör and Yılmaz 1981); kıta kabuğu üzerinde geliştiği (Özkaya 1978, Perinçek 1979, Perinçek ve Özkaya 1981, Yazgan 1981, 1984, Michard *et al.* 1984, Yazgan vd. 1987, Yazgan and Chessex 1991, Yılmaz 1992, Karaman vd. 1993, Yiğitbaş and Yılmaz 1996); okyanusal kabuk üzerinde gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan, erginleşmemiş ensimatik bir adayayı volkanizmasının ürünü olduğu (Özçelik 1985).

#### **1.4 Çalışmanın Amacı**

Güneydoğu Anadolu levha tektoniği açısından özel bir öneme sahiptir. Bitlis Kenet Zonu bu kesimde olup, Alp-Himalaya Orojenik Kuşağı'nın oluşumunda tektonik açıdan kritik bir bölgedir. Bu tez çalışması ile Bitlis Kenet Zonu içerisinde, Çelikhan (Adıyaman)-Malatya arasında yer alan Bitlis-Pütürge ve Keban-Malatya metamorfiklerinin petrografisi ve metamorfizması ile bu birimlerin bölgede yer alan Maden meta-volkanosedimanterleri ve birbirleri ile olan yapısal ilişkilerinin irdelenmesi, elde edilen verilerin de bölge jeodinamiği içerisinde sunulması amaçlanmıştır.

#### **1.5 Materyal ve Yöntem**

Tez çalışması; literatür araştırmaları, saha çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere 3 aşamada gerçekleştirilmiştir.

Literatür araştırmaları, teze katkı sağlayacak rapor, tez ve makalelerin derlenmesi ve incelenmesi şeklindedir. Öncel çalışmalar bölümünde ve tezin içerisindeki diğer bölümlerde de bu çalışmalara yer yer değinilmektedir.

Saha alışmaları, Haziran-2006 ve Eylöl-2006 olmak üzere iki ayrı dönemde yapılmıştır. İlk dönem çalışması çalışma alanını tanımak ve örnekleme yapılacak lokasyonları belirlemek amacıyla yapılmış bir teknik gezidir. İkinci dönem çalışması ise inceleme alanında yüzeyleyen metamorfik ve meta-volkanosedimanter kayaların özelliklerini ortaya koymak için ayrıntılı jeolojik gözlemlerin yapıldığı ve ince kesitleri yaptırılacak olan yönlü ve yönsüz örneklerin derlendiğı geniş kapsamlı bir saha çalışmasıdır.

Laboratuvar alışmaları, derlenen 24 adet yönlü ve 180 adet yönsüz örneğın ince kesitlerinin hazırlanması sonrasında Zeiss marka alttan aydınlatmalı mikroskopta incelenmesi ile başlamıştır. Bu incelemelerde örneklerin petrografik tanımlamaları, mikro-dokusal özellikleri ve metamorfik zon-fasiyes özellikleri belirlenmiştir. Elde edilen veriler öncel çalışmalar ışığında bölgesel jeoloji içerisinde değerlendirilerek, inceleme alanının jeodinamik özelliğine yaklaşımda bulunulmuştur.

## 2. ÖNCEL ÇALIŞMALAR

Tez çalışmasının öncel çalışmalar bölümü, (1) Bölgesel jeoloji nitelikli öncel çalışmalar ve (2) Bitlis-Pütürge metamorfiklerini konu alan öncel çalışmalar olmak üzere iki başlık altında sunulacaktır.

### 2.1 Bölgesel Jeoloji Nitelikli Öncel Çalışmalar

Ketin (1966)'e göre Anadolu, orojenik gelişim esasına göre dört farklı birlikten oluşmuştur. Bunlar kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toroslar ve Kenar Kıvrımları Kuşağı'dır. Araştırmacı, Toroslar'ın Kretase sonunda şiddetli orojenik hareketlere maruz kaldığını, Eosen sonunda ve Oligosen döneminde etkilerin devam ettiğini ve kuşağın Miyosen'den itibaren su üzerine yükseldiği yorumunu yapmıştır.

Pişkin (1975), Çelikhhan çevresi ultrabazikleri içindeki rodenjitleri tanımlamıştır. Araştırmacı çalışmasında, rodenjitlerin serpantinler içerisinde bulunduğunu ve bunların gabbro kökenli kayalar ile ilişkili olduğunu ve rodenjitleşme ile ofiyolitler arasındaki ilişkiyi vurgulamıştır.

Hall (1976), Toros Kenet Zonu'nun evrimi ve ofiyolit yerleşimini konu alan çalışmasında iki tektonik olayın varlığına işaret etmiştir. İlk tektonik olayın Geç Kretase esnasında gerçekleştiğini, ofiyolitik melanjın yarı-denizel bir ortamda çekim kaymalarıyla güneye doğru yerleştiğini ve bu yerleşimin bölgedeki okyanusal litosferin yitiminin tamamlanmasıyla ilişkili olabileceğini belirtmiştir. İkincisinin ise Miyosen esnasında gerçekleştiği, ofiyolitik melanjın bindirmelerle yerleştiği ve bu yerleşimin kıtasal çarpışmanın son evresiyle ilişkili olabileceği yönünde görüş bildirmiştir.

Pişkin (1978), Çelikhhan doğusundaki lökokuvarsmonzonit olarak tanımladığı kayaların Hersiniyen sonrası ve Lütésiye öncesi bir aralıkta oluştukları ve Paleosen'de yerleştikleri sonucuna varmıştır. Araştırmacı, intrüzyonun kökeninin melez bir magma olabileceğini ve sokulum yaptığı metamorfik kayaları hornblend-hornfels fasiyesinde metamorfizmaya uğrattığını öne sürmüştür.

Perinçek (1979), Çelikhhan-Sincik-Koçali alanının jeoloji araştırmasını konu alan çalışmasında, Toros Orojenik Kuşağı ile Güneydoğu Anadolu Kenar Kıvrımları Kuşağı

arasında haritaladığı kaya birimlerini, otokton ve allokton birimler olmak üzere 2 bölümde irdelemiştir. Araştırmacı, çalışma alanının kuzey kesiminde bulunan metamorfitlerin, Üst Triyas'a (okyanuslaşmanın başlangıç evresi) kadar Arap kıta şelfinde çökelmiş olan birimler ile ilişkili olup olmadığını araştırmış, allokton birimlerin yapısal ilişkilerini incelemiş ve allokton birimler altındaki otokton birimlerin kuzeydeki devamlarını belirlemeye çalışmıştır. Araştırmacı ayrıca, olası bir tektonik evrim modeli oluşturmuştur.

Savcı (1980), "Doğu Anadolu volkanizmasının neotektonik önemi" başlıklı çalışmasında, Doğu Anadolu'daki volkanizmaların, bazı çalışmacıların savduklarının aksine, yitme ve gerilme tektoniğine bağlı olmadığını belirtmiştir. Volkanizmaların, Erken-Orta Miyosen'de, Avrasya kıtasına ait Anadolu-İran bloğu ile Arap kıtasının, Bitlis kenet kuşağı boyunca kıtasal çarpışmalarından (neotektonik evrenin başlangıcından) sonraki birbirlerine yakınlaşma süreçleri sonucu görülen sıkışma rejimine yani çarpışma tektoniğine bağlı olarak geliştiklerini öngörmüştür.

Şengör and Yılmaz (1981), tüm bölgenin tektoniği ile ilgili olarak önemli sonuçlar ortaya koymuşlardır. Buna göre bölgeyi levha tektoniği kavramı içerisinde ele alarak dokuz jeolojik zaman aralığı içerisinde irdelemişlerdir. Bunlar, sırasıyla Permo-Triyas, Erken Jura, Orta Jura, Geç Jura-Erken Kretase, Geç Kretase-Paleosen, Erken-Orta Eosen, Geç Eosen-Miyosen, Orta-Geç Miyosen, Pliyosen-Günümüz jeolojik olaylarıdır. Buna göre araştırmacılar, *Permo-Triyas esnasında*; (1) Paleo-Tetis Okyanusu'nun bir dalma-batma zonu boyunca güneye daldığını, (2) Karniyen-Noriyen esnasında Doğu Akdeniz'in açılmaya başladığını, böylelikle bölgede Neo-Tetis'in açıldığını, (3) Neo-Tetis'in bu açılmasıyla, Gondwana Kıtası'nın kuzeyinden ince-uzun bir kıta parçasının (Kimmer Kıtası) ayrıldığını belirtmişlerdir. *Erken Jura esnasında*; (1) Kimmer Kıtası'nın sürekli parçalanmasıyla, Anatolid-Torid Platformu'nun ve olasılıkla Alanya-Bolkar Dağları, Malatya-Keban-Pütürge-Bitlis gibi bağımsız kıta parçalarının oluşmaya başladığı, (2) Neo-Tetis'in güney kolunun büyümeye devam ettiği belirtilmiştir. *Orta Jura esnasında*; (1) Paleo-Tetis Okyanusu'nun kapandığı, (2) Neo-Tetis'in açılmaya devam ettiği ve (3) Sakin bir karbonat çökelimi ile temsil edilen platform şelf ortamının egemen olduğu ifade edilmiştir. *Geç Jura-Erken Kretase esnasında*; Paleo-Tetis'in kapanmasını izleyen evrede, çarpışan kıtalar birbirine yaklaşmaya devam etmiş ve

böylece çarpışma zonu boyunca kabuksal kalınlaşma meydana gelmiştir. *Geç Kretase-Paleosen esnasında*; Afrika ile Avrasya Levhaları arasında vev yönde önemli bir yakınlaşma gerçekleşmiş ve Bitlis-Pütürge Kıta Parçası üzerine Geç Kretase'de ofiyolit yerleşimi olmuştur. Bu ofiyolit üzerlemesine bağlı olarak, Malatya-Keban ve Pütürge-Bitlis Masifleri metamorfize olmuşlardır. Araştırmacılara göre bu dönemde Bitlis-Pütürge Kıtası'nın altına kuzeyden güneye doğru bir dalma-batma zonu gelişmeye başlamış ve bu zon boyunca İç Torid Okyanusu tüketilmeye başlanmıştır. İlerleyen süreç içerisinde Bitlis-Pütürge Kıtasal Kenarı ile Arap Platformu birleşerek tek bir tektonik birlik haline gelmiştir. Masiflerin altına doğru eğimli yitim zonu, masiflerin kuzeyinde Geç Maastrichtiyen'de, Maden Kenar Denizi'nin açılmasına sebep olmuştur. Araştırmacılar, bu dönemde bölgenin riftleştiği yorumunu yapmışlardır. *Erken-Orta Eosen döneminde*; Anatolid-Torid Platformu ile Pontidler'in çarpıştığı, bunun sonucunda platformun kendi içinde dilimlenmeye ve gömülmeye bağlı metamorfizma özellikleri kazanmaya başladığı yorumu yapılmıştır. Yine bu dönemde, Maden ve Çüngüş Havzaları gelişmelerinin maksimum dönemine erişmişlerdir. Bu havzalarda derin deniz sedimanları (pelajik kireçtaşı ve radyolaryalı çörtler) çökelmiş ve volkanizma gelişmiştir. *Geç Eosen-Erken Miyosen esnasında*; K-G yönde sıkışma devam etmiş ve İç Toros Okyanusu ve Maden Havzası kapanmıştır. Bunun yanında Yüksekova, Maden, Bitlis-Pütürge Birimleri yaygınca dilimlenmiş, Malatya-Keban Metamorfileri, Bitlis-Pütürge Metamorfileri'nden bağımsız parçalar olarak ayrılmıştır. *Orta-Geç Miyosen esnasında*; Çüngüş Havzası tümüyle kapanmış, Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Arap (Afrika)-Avrasya levhaları çarpışmış, bunun sonucunda Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı oluşmuştur. *Pliyosen-Günümüz dönemi ise*; daralma ve kalınlaşmanın devam ettiği bölgede yaygın bir volkanizmanın ve kıvrımlanmaların geliştiği dönem olarak yorumlanmıştır.

Hempton ve Savcı (1982), Elazığ civarında, Hazar Gölü'nün kuzey ve batı kesiminde yapmış oldukları çalışmalarında, Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özelliklerini incelemişlerdir. Çalışmacılar, Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen yaşlı, güneye doğru bindirmeli, kuzeye doğru dalımlı büyük bir tektonik dilim olarak tanımladıkları karmaşığın, kendi içerisinde de ekaylanmış 3 birlikten meydana geldiğini belirtmişler ve karmaşığı, ilksel okyanus içi/ensimatik bir adayı olarak yorumlamışlardır.

Özkaya (1982), Doğu Anadolu'nun jeotektonik evrimini açıklarken, Afrika, Keban ve Anadolu levhaları arasında gelişmiş olan dar okyanusal alanların Üst Kretase'de kapandıkları yorumunu yapmıştır. Araştırmacıya göre, Bitlis-Pütürge Metamorfikleri, Arap levhasının kuzey ucunu oluşturmaktadır. Keban ve Anadolu levhaları arasında mevcut olan okyanusun, Keban levhası altına dalarak yitmiş olduğu önerilmiştir. Çalışmacı, Üst Kretase'de Keban ve Afrika levhalarının çarpışmasıyla, levha kenarlarında metamorfizma sürecinin geliştiği ve Tersiyer döneminde Bitlis-Pütürge Metamorfikleri'nin kırılarak güneye doğru ilerlediği yorumunu getirmiştir.

Perinçek and Kozlu (1983), Kenar Kıvrımları Kuşağı ile Anatolidler arasında yer aldığını belirttikleri inceleme alanlarında (Afşin-Elbistan-Doğanşehir dolayı) gözlemlemiş oldukları İranid Tektonik Kuşağı ve Torid Tektonik Kuşağı'na ait birimleri ve bu birimlerin birbirleriyle olan yapısal ilişkilerini tanımlamışlardır.

Aktaş and Robertson (1984), Güneydoğu Türkiye'deki Maden Karmaşığı'nı ve Neotetis'in Üst Kretase-Miyosen aralığındaki evrimini konu alan çalışmalarında, (1) batıda Maden, (2) doğuda Karadere ve Mızık dolayı olmak üzere özellikle iki alan üzerinde yoğunlaşmışlardır. Maden Karmaşığı olarak adlandırdıkları alanda 5 yapısal birim (Elazığ-Palu Sürüklenimi, Bitlis-Pütürge Metamorfik Sürüklenimi, Hazar-Guleman Sürüklenimi, Killan Imbrike Birimi ve Arabistan Önülkesi Birimleri) tanımlamışlardır. Tektonik evrimi açıklarken de, Mesozoik başı, Kretase başı ve ortası, Kretase sonu, Paleosen, Eosen, Miyosen, Pliyosen, Alt Tersiyer olayları ile açık-kapalı okyanus modelleri üzerinde durmuşlardır. *Mesozoik başında*; Yeni Tetis'in bir kolu, Arabistan Levhası kenarından riftleşmeyle açılmıştır. Bitlis-Pütürge Metamorfik Kütleleri de, bu okyanus kabuğuyla kuşatılmış bir veya daha çok sayıda ufak kıta dilimleridir. *Kretase başı ve ortasında*; Bitlis-Pütürge Kıta Kenarı altına doğru, kuzeye bir dalım söz konusudur. *Kretase sonunda*; ofiyolitler, yay-hendek çukuru üstünden aşarak büyük dilimler halinde kuzey yönünde Bitlis-Pütürge Metamorfikleri üzerine yerleşmişlerdir ve çekim kaymalarıyla da güney yöndeki Arap Levhası kuzey kenarı üzerine yerleşmişlerdir. Çalışmacılar, Mesozoik Tetis Okyanusu'nun da Paleosen-Eosen dönemine kadar açık olduğunu kabul etmişlerdir. *Miyosen başında*; sıkışma devam etmiştir ve Arap Levhası ile Bitlis-Pütürge Metamorfik Kütleleri çarpışmıştır. Önülke riftleşmiş, horstlarda karbonatlar, grabenlerde flişler (Lice Formasyonu) gelişmiştir.



İlerleyen Maden Birimi'nin ön kısmı parçalanarak yeni sedimanterleri (Çüngüş Formasyonu) oluşturmuştur. Bindirmeler gelişmiştir. Sıkışmanın daha da artmasıyla Tersiyer yaşlı Arabistan Levhası kenar istifleri kıvrımlanmıştır ve güneye doğru ilerleyerek bugünkü konumlarına ulaşmıştır. *Pliyosen sonunda*; sıkışma, Doğu Anadolu Transform Fayı boyunca kontrol edilmiştir. *Alt Tersiyer esnasında*; fayın her iki yanında, geniş mesafelerde, benzer fasiyeslerde, yay-ilerisi havzalar gelişmiştir.

Bingöl (1984), Doğu Toros Bölgesi'ndeki Elazığ alanının jeolojisini konu alan çalışmasında, Permo-Karbonifer yaşlı Keban Metamorfikleri'ni, Üst Kretase yaşlı Yüksekova Kompleksi'ni ve Kırkgeçit Formasyonu'nu tanımlamış ve tektonik ortamları hakkında görüş bildirmiştir.

Michard *et al.* (1984), Toros kuşağı ve Türkiye'deki Tetis alanları ile ilişkisini konu alan çalışmalarında, Toros ofiyolitlerinin bölgesel durumlarını ele almışlar ve iki farklı olası model üzerinde yoğunlaşmışlardır. Birinci modelde Pontidler ve Toros-Arap Platformu arasında kuzeye doğru Pontidler'in altına dalan ve güneye doğru Toridler'in altına dalan Tek Tetis Okyanus Havzası'nın varolabileceğini öngörmüşlerdir. İkinci model de ise; biri, Pontidler ve Toros Platformu arasında, kuzeye doğru Pontidler'in altına dalan (Tetis Okyanusu) ve diğeri, Toros Platformu ile Arap Levhası arasında, kuzeye doğru Toros Platformu'nun altına dalan (Mesoje Okyanusu: Tetis'in güney koluna karşılık gelmektedir) iki okyanus havzasının varolabileceğini belirtmişlerdir.

Robertson and Dixon (1984)'ın Doğu Akdeniz'in jeolojik evrimine ilişkin görüşleri o dönemde savunulan diğer görüşler ile önemli farklılıklar içermektedir. Araştırmacılara göre, Paleotetis erken bir dönemde sonlanmamış, son olarak Tersiyer esnasında Vardar-İç Pontid-Doğu Anadolu Kenedi boyunca kuzeye doğru tüketilmiştir. Dahası, Neotetis tüm zamanlarda Paleotetis içerisinde açılmış ve bölgedeki çarpışmalar Geç Kretase'den sonra gerçekleşmiştir. Araştırmacılar, bu görüşlerini ve savundukları levha gelişim modellerini 7 taslak harita üzerinde sunmuşlardır.

Yazgan (1984; 2004), Doğu Toros Bölgesini, levha tektoniği kavramı içerisinde 7 ana tektonik birim (Kıvrımlı Arap Levhası, Pütürge Bindirme Kuşağı, Pütürge Metamorfikleri ve volkano-sedimanter örtü kayaları, İspendere-Kömürhan Metaofiyolitleri, Baskil Magmatik Kayaları ve sedimanter örtüsü, Keban-Malatya

Napları ile Munzur Napları) altında irdelemiş ve jeodinamik evrim modeli ortaya koymuştur.

Özçelik (1985), Malatya güneydoğusundaki Maden Magmatik Kayaçları'nın jeolojisi ve tektonik ortamını konu alan çalışmasında, Maden volkaniklerinin ve yarı-derinlik kayalarının, bazikten asidiğe kadar devamlı ve sistematik bir kimyasal evrim gösterdiğini ortaya koymuştur. Poluşağı Kayaç Dizisi olarak adlandırdığı bu kayaları ise Orta Eosen'de, Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan Maden Kenar Havzası'nın okyanusal kabuğu üzerinde gelişmiş ve henüz ilk aşamalarında olan, erginleşmemiş ensimatik adayayı volkanizması ürünü olarak tanımlamıştır.

Asutay (1986), "Baskil çevresinin jeolojisine yönelik çalışmasında, bölgede yer alan Keban Metamorfileri, Baskil Magmatitleri ve Kırkgeçit Formasyonu birimleri üzerinde ayrıntılı gözlemler yapmıştır.

Yazgan vd. (1987), Arap Platformu ve Keban mikrolevhası olarak öngörülen alan içerisinde, önceki çalışmalarındaki evrim modelini , izotop yöntemlerini (K-Ar, Sr<sup>87</sup>-Sr<sup>86</sup>) kullanarak geliştirme yoluna gitmişlerdir.

Yılmaz vd. (1987), Güneydoğu Anadolu'da Triyas sonu tektonizmasını konu alan çalışmalarında, Üst Permian'den Üst Kretase'ye kadar değişik kaya gruplarını içerdiği belirtilen Malatya Metamorfileri'ni ele almışlardır. Araştırmacılar bu kapsamda, Üst Permian yaşlı Koçdağ formasyonunu, Triyas yaşlı Yılanova formasyonunu (açılma), Karabayır formasyonunu (riftleşme), Boğadere formasyonunu ve Okkayas formasyonunu (kapanma) ve Jura yaşlı Engizek formasyonunu (yeni bir riftleşme) tanımlamışlardır. Ayrıca, Üst Kretase'de ofiyolit naplarının yerleşmesi ile metamorfizmaya uğradığını düşündükleri Malatya metamorfilerinin, Üst Kretase-Miyosen aralığında da şiddetli deformasyon evreleri yaşadığını belirtmişler ve bu durumun, Triyas'taki evrim sürecinin geliştirdiği iç yapıyı değiştirdiğine ve farklı fasiyesleri yan yana getirdiğine dikkat çekmişlerdir.

Yazgan and Chessex (1991), Malatya bölgesindeki Güneydoğu Toroslar'ın jeolojisini ve tektonik evrimini ele almışlardır. Bu kapsamda, Doğu Toroslar'ı güneyden kuzeye doğru, önceki çalışmaları doğrultusunda 5 tektonik birime ayırmışlardır. Tektonik

evrim içerisinde farklı konuları irdeleme yoluna gitmişlerdir. Bunlar, (1) Neotetis'in güney kolunun açılma yaşı, modeli, konumu, kapanması, (2) Baskil magmatizmasının başlangıcı, sonlanması, (3) Ofiyolitlerin yerleşme yaşı ve masiflerin metamorfizması, (4) Yay-kıta çarpışması ve Doğu Toroslar'da orojenik olayların başlaması, (5) Kenedin oluşumu, (6) Eosen yaşlı Maden volkanizmasının oluşumu, (7) Bindirmeler, (8) Doğu Anadolu Fayı'nın ve diğer yapısal elemanların gelişimidir.

Akay ve Herece (1992), Malatya-Bingöl arasında, Malatya-Keban metamorfikleri, Pütürge metamorfikleri, Baskil magmatikleri ve Guleman grubu kayalarının yayılım sunduğunu ve tüm bu birimlerin, çarpışmanın başlangıcı olarak kabul edilen Orta Maastrichtiyen'de, ofiyolitlerin Arap Otoktonu üzerine yerleşmesiyle birlikte karasallaştıklarını savunmuşlardır. Ayrıca, Malatya-Keban Metamorfikleri üzerindeki yeni çökelinin Üst Maastrichtiyen'de, Pütürge Metamorfikleri üzerindeki yeni çökelinin ise Lütesiyen'de (Maden Grubu ile) başladığı görüşündedirler. Üst Maastrichtiyen-Alt Lütesiyen arasında, kıta yaklaşım hızının az olduğu dönemde, çökelinin monoton şekilde devam ettiği, ancak Orta Lütesiyen'de kıta yaklaşım hızının artmasıyla birlikte, bloklu ve volkanik Maden Grubu ve kırıntılı Kırkgeçit Formasyonu'nun geliştiği düşüncesindedirler. Oligosen-Alt Miyosen esnasında da, Palu-Çaybağı-Mollakendi-Eskimalatya'dan geçen KD-GB doğrultulu transform fayın kuzeyinde çökelinin sürdüğünü, güney kısmında ise aşınmanın olduğunu belirtmişlerdir. Orta Miyosen-Üst Miyosen esnasında ise iki ayrı dönemde kıta yaklaşım hızının arttığını ve transform fayın yeniden harekete geçtiğini söylemişlerdir. Ayrıca bu fayın, Pliyosen'den itibaren hareket etmediğini, hareketin Doğu Anadolu Fayı tarafından karşılandığını savunmuşlardır.

Yılmaz vd. (1992), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı içerisinde tanımlanan, Bitlis, Pütürge, Engizek, Keban, Malatya ve Binboğa Metamorfik Masifleri'nin tamamının birbirlerinin eşdeğeri olduğu, Toros Mesozoik Karbonat Platformu'ndan türediği ve Geç Kretase-Erken Miyosen arasındaki tektonik ve jeolojik olaylarla da birbirlerinden ayrıldıkları yönünde görüş belirtmişlerdir. Bu metamorfik birimlerin, Triyas'taki riftleşme ile Arap Levhası'ndan ayrıldıklarını ve Orta Eosen sonunda başlayan kıta-kıta çarpışmasının ileri bir aşamasında, Miyosen başında naplar şeklinde Arap Levhası üzerine yerleşmeleriyle ilk kez temas ettiklerini savunmuşlardır.

Karaman vd. (1993), bölgenin stratigrafik ve tektonik özelliklerini belirlemeyi, muhtemel cevherleşmeleri tespit etmeyi ve L40 paftasının tamamı ile L39 paftasının bir kısmını haritalamayı amaçlamışlardır. Bu kapsamda, bölgenin stratigrafisini, Midyat formasyonu, Lice formasyonu, Pütürge metamorfikleri, Maden karmaşığı, Kömürhan ofiyolitleri, Baskil magmatitleri ve volkano-sedimanter örtü kayaları ile Malatya metamorfikleri altında irdelemişlerdir.

Yiğitbaş and Yılmaz (1996), Geç Kretase sonrası gelişen doğrultu-atımlı tektoniklerin, Güneydoğu Anadolu Orojeni içerisindeki yerini irdelemişlerdir. Güneydoğu Anadolu Orojeni'nin gelişiminin, Geç Kretase'de Arap Levhası üzerine ilk ofiyolit üzerlemesi ile başladığını, Miyosen'e kadar sürdüğünü, bu süreçte de Geç Kretase, Eosen ve Miyosen nap yerleşimleriyle bağlantılı olarak 3 ana deformasyon evresi yaşandığını vurgulamışlardır. Doğrultu-atımlı tektonik gelişimin ise bu nap hareketlerinin yatay etkilerini tamamlayıcı bir rol oynadığını belirtmişlerdir. Ayrıca, okyanusal sırtın oblik dalımının, (1) doğrultu atımlı faylanmayı oluşturduğu, (2) adayayı sisteminin kademeli olarak kesilmesine ve volkanik-yay ekseninin güney yönünde yer değiştirmesine neden olduğu ve (3) en üst kabukta yay-ardı çek-ayır havzasının (Maden Havzası) gelişmesine imkan sağladığı yönünde görüş bildirmişlerdir. Güneydoğu Anadolu'nun jeolojik tarihinin, San Andreas Fay Sistemi'nin ve sonrasındaki tektonik evrimin gelişimine olan benzerliğine de dikkat çekmişlerdir.

Yılmaz (1998), bölgedeki ofiyolit yerleşimine ve demir yataklarına yönelik incelemelerde bulunmuştur. Buna göre, Doğu Toroslar'da platformun kuzey ve güneyinde yer alan her iki okyanusun da kuzeye doğru daldığını, bu dalımla birlikte ofiyolitlerin yerleştiğini belirtmiş ve bu üzerlemeye bağlı olarak gelişen metamorfizmaları tanımlama yoluna gitmiştir. Ayrıca, yöredeki demir yataklarının bu okyanusal havzada geliştiğini, okyanus kabuğunun tüketilmesinden ve çarpışma sonrası gelişen magmatik ve metamorfik süreçlerden etkilenecek günümüzdeki yataklanma biçimini kazandıklarını belirtmiştir.

Yılmaz (1999), Sürgü (Doğanşehir-Malatya) çevresinin jeolojisini konu alan çalışmasında, bölgedeki tektono-stratigrafik birimleri (Pütürge metamorfikleri, Malatya-Keban metamorfikleri, Göksun ofiyolitleri, Esence granitoidleri, Maden grubu) tanımlamış ve bu birimlerin tektonik konumları üzerinde durmuştur.

Özdemir ve Sunkar (2002), Çelikhhan Ovası ve çevresinin jeomorfolojisini konu alan çalışmalarında, ova ve çevresinin şekillenmesinde, Güneydoğu Anadolu Bindirmesi ve Doğu Anadolu Fay Zonu'nun etkin rol oynadıklarını belirtmişlerdir. Çelikhhan Ovası'nın, Güneydoğu Anadolu Bindirme Cephesi gerisinde, Doğu Anadolu Fay Zonu'nun bindirme yapılarını kestiği alana yerleşmiş ve akarsuların aşındırmasıyla açılmış bir tektonik pencereye karşılık geldiğini söylemişlerdir. Bindirmelerin ve Doğu Anadolu Fay Zonu'nun, alandaki dağlık kesimlerin yükselmesine neden olduğunu ve bu sebeple, yörenin esas jeomorfolojik karakterinin “dağlık” olduğunu vurgulamışlardır.

Elmas and Yılmaz (2003), Güneydoğu Anadolu Orojeni'ni yaklaşık D-B uzanımlı 3 ana zona ayırmışlardır. Bunlar güneyden kuzeye doğru; Arap Levhası, Bindirme Zonu ve Nap Zonu'dur. Araştırmacılar, Nap Zonu ve Bindirme Zonu'ndaki çeşitli adayayı volkanizmalarının ve ilişkili birimlerin Geç Kretase-Geç Oligosen esnasında Neotetis'in kuzeye doğru dalması ile bağlantılı olarak geliştiğini belirtmişlerdir. Ayrıca, volkanik birimlerin (orojenik kuşağın kuzeyindeki Yüksekova Volkanikleri, güneyindeki Helete Volkanikleri ve doğusundaki Gövelek Volkanikleri) yaşlarının batıdan doğuya doğru azalmasının okyanus tabanının oblik dalımından kaynaklandığını savunmuşlardır.

Revan ve Genç (2003), Malatya-Yeşilyurt altınlı florit cevherleşmesini konu alan çalışmalarında, içerisinde cevherleşmenin geliştiği Malatya metamorfitlelerini dört birime ayırarak (Şerefhan Şistleri, Kalecik Mermerleri, Düzağaç Şistleri, Kerbelek Kireçtaşları) tanımlamışlardır. Cevherleşmenin, Geç Eosen'den beri devam eden karstlaşma süreçlerine bağlı olarak geliştiğini belirtmiş ve yayılımının da Karbonifer sonu-Permiyen başındaki karasal etkilerle oluşan diskordans düzlemleri boyunca kontrol edildiği ilk cevherleşme olduğunu savunmuşlardır.

Karaoğlan ve Parlak (2006), Doğanşehir Granitoyidi'nin jeokimyası, tektonik ortamı ve kayalarını tanımlamışlardır.

Parlak (2006), Türkiye'deki Neo-Tetis ofiyolitlerinde yürütülen jeokimyasal çalışmalar ışığında, bu okyanus kabuğu ürünü olan ofiyolitlerin, 3 farklı magma oluşumu ile (ilki düşük K-yay toleyitlerinden, ikincisi boninitik magmadan, sonuncusu ise kıta-içi alkalin bazaltlardan türemiş), Geç Kretase dalma-batmasıyla gelişen (zenginleşmiş mantodan türemiş) geç evre magmatizması esnasında oluştukları sonucuna varmıştır.

Rızaoğlu vd. (2006), Güneydoğu Türkiye'deki Geç Kretase ofiyolitik kayalarının (Kömürhan Ofiyolitleri) mineral kimyasına, volkanik ve subvolkanik kayalarının ana, iz ve nadir element jeokimyasına dayanarak, bunların Geç Kretase'de (90 my) Arap Levhası ve Toros Levhası arasındaki kuzeye dalımlı Güney Neotetis Okyanusu'nun suprasubduction zonu ortamında oluştuklarını belirlemişlerdir. Bu ofiyolitlerin ve volkano-sedimenter birimlerinin Malatya-Keban Levhası temeline eklendikleri ve daha sonra tümünün 85-88 my'da Baskil Bölgesi granitik kayaları tarafından kesilmiş oldukları görüşündedirler.

## **2.2 Bitlis-Pütürge Metamorfikleri'ni Konu Alan Öncel Çalışmalar**

Hall and Mason (1972), Doğu Toros Dağları'nda bir tektonik melanj tanımlanmışlardır. Araştırmacılar, güneye doğru ilerlemiş, melanj özelliklerine sahip olduğunu belirttikleri ofiyolitleri ve flişleri, Tetis kenedi olarak kabul etmişlerdir. Yakınlaşan 2 kıtasal levhanın sınırında uzanan Doğu Toroslar'daki Bitlis Masifi'ni ise Paleozoik'te depolanmış, deforme olmuş, metamorfizmaya uğramış, Anadolu Levhası'nın kristalin temeli olarak değerlendirmişlerdir. Daha sonra Bitlis Masifi'nin, bu melanj üzerine güneye doğru bindirdiğini belirtmişlerdir. Ayrıca, Doğu Toroslar'ın okyanusal kenedinin tek ve basit bir ofiyolit-fliş üzerlemesi olamayacağını da vurgulamışlardır.

Boray (1975), Bitlis Masifi Metamorfikleri'ni yapısal ve petrografik özelliklerine göre, (1) Alt Birlik ve (2) Üst Birlik olarak incelemiştir. Bu birliklerde üç deformasyon aşaması ile ilerleyen (progresif) ve gerileyen (retrogresif) metamorfizmadan bahsetmiştir. Bunları Alpin orojenezi öncesi bölgesel metamorfizma ve Alpin orojenezi esnasında bindirme zonlarındaki dinamik metamorfizma olarak yorumlamıştır. Alt birliğin, yeşilist-amfibolit fasiyesi geçişinde, Üst birliğin ise yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını bildirmiştir. Metamorfitlerin ilksel kayasının, sığ denizel çökellerden oluşmuş kıta kabuğu malzemesi olduğunu belirtmiştir.

Yılmaz (1975), Cacas bölgesi (Bitlis Masifi) kayalarını, (1) Eski kütle ve (2) Epimetamorfik örtü olmak üzere iki kısımda ele almış ve kayaların petrografik, stratigrafik ve metamorfik özelliklerini tanımlamıştır. Eski kütle birimlerinin almandin-amfibolit fasiyesinde, epimetamorfik birimlerin ise yeşilist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-klorit alt fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini ve epimetamorfikler ile eski

kütle kayalarının parajenezleri arasında bir boşluk bulunduğunu, bu boşluğunda polimetamorfizma ile açıklanabileceğini belirtmiştir.

İleri vd. (1976), özellikle cevherleşmeye yönelik çalışmalarında, cevherleşmenin, Arap ve Anadolu plakaları arasında deniz tabanı yayılması ile meydana gelen okyanus tabanı birimlerinin (ofiyolitlerin) içerisinde geliştiğini belirtmişlerdir. Bitlis Masifi kayalarını da, bu ofiyolitlerin tabanını oluşturan mafik ve ultramafikler olarak kabul etmişlerdir.

Perinçek (1980), “Bitlis Metamorfitleri’nde Volkanitli Triyas” başlıklı çalışmasında, (1) Anadolu Levhası’nın Üst Triyas riftleşmesi ile Arabistan Levhası’ndan ayrıldığını ve (2) Bitlis metamorfitlerinin Anadolu Levhası’nın güney kenarını oluşturduğunu öngörmüştür. Üst Triyas’ta, riftleşme esnasındaki kırıklanmayla birlikte magmatik etkinliğin de başladığını ve bu volkaniklerin Bitlis metamorfitlerindeki sıg-denizelden derin-denizele değişen istiflerle arakatlı olarak bulunduğunu belirtmiştir. Ayrıca, Bitlis Metamorfitleri, Lice Formasyonu, Çüngüş Formasyonu, Guleman Grubu, Yüksekova Karmaşığı, Hazar Formasyonu (Simaki Flişi) ve Maden Karmaşığı birimlerini tanımlamıştır.

Erdoğan ve Dora (1983), Bitlis Masifi’ndeki apatitli demir yataklarını konu alan çalışmalarında, Bitlis metamorfitlerini 2 ana grupta toplamışlardır. Çalışmacılara göre alt topluluk, olasılıkla Prekambriyen yaşlıdır ve Siluriyen-Kretase yaşlı üst topluluk tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Üst topluluk ise Alpin Metamorfizmasına uğramış mika şist ve mermerlerden oluşmaktadır. Apatitli manyetit cevherleşmesi, alt topluluk içerisinde, metavolkanit ve metaçörtlerle birlikte yer almaktadır ve volkano-sedimanter kökenlidir.

Çağlayan *et al.* (1984), Bitlis Masifi’nin yapısal konumunu ele aldıkları çalışmalarında, Bitlis Masifi’ni, Arap Levhası’nın kuzeydeki genişlemesi olarak kabul etmişlerdir. Masifin, bölgenin stratigrafik ve yapısal temelini oluşturduğunu, Alpin Bölgesel Metamorfizması’ndan etkilendiğini ve Kampaniyen-Üst Maastrichtiyen’deki ofiyolit yerleşimiyle de üzerlenmiş olduğunu belirtmişlerdir.

Göncüoğlu and Turhan (1984), Bitlis Metamorfik Kuşağı’nın jeolojisini konu alan çalışmalarında, Bitlis Metamorfik Kuşağı’nı, (1) Orta Devoniyen öncesi yaşlı Hizan

Grubu ve (2) Orta Devoniyen-Üst Triyas yaşlı Mutki Grubu olarak iki kısma ayırarak tanımlamışlardır. Tektonik ortamının, Arap Levhası'nın kuzeyinde yer alan bir şelf ortamı olduğunu ve Triyas sonrasında riftleşmeyle çökmüş bir kıta kenarı (yani derindeniz ortamı) olarak gelişimine devam ettiğini öngörmüşlerdir. Hizan Grubu'nda, Mutki Grubu'nu da etkileyen Üst Kretase'deki (75 my) retrograd metamorfizmadan önce, iki farklı metamorfizmanın yaşandığını belirtmişlerdir. Bitlis Metamorfik Kuşağı'nda Alt Turoniyen'de (95±4 my), kıta kabuğundaki sıkışmalar neticesinde düşük sıcaklık-orta basınç koşullarında bir kataklastik metamorfizmanın ve Üst Kampaniyen'de (75±1 my) ise Guleman Ofiyolitleri'nin yerleşimine bağlı olarak gömülme metamorfizmasının gerçekleştiği yönünde görüş bildirmişlerdir.

Helvacı and Griffin (1984), Avnik (Bingöl) alanındaki Bitlis Metamorfik Kayaları'nın Rb-Sr jeokronolojisini konu alan çalışmalarında, Alt Birim ve Üst Birim olarak ele aldıkları metamorfik kayaların litolojik, petrografik ve metamorfizma özelliklerini kısaca tanımlamışlardır. Daha sonra, alt birimdeki metavolkanikler ve granitoidler ile üst birimdeki mika şistlerin Rb-Sr yaş belirlemelerini sunmuş ve daha önce yapılmış olan Rb-Sr incelemelerini yorumlamışlardır. Araştırmacılar, eski kütlenin, ilk metamorfizma yaşını 90 my, yani Eo-Alpin (Kretase); kıvrımlanma ve bindirmelerle bağlantılı gelişebileceği düşünülen ikinci metamorfizma yaşını ise 40 my, yani Alpin (Eosen) olarak belirlemişlerdir.

Şengün (1984), Tatvan güneyinde yapmış olduğu çalışmasında, Bitlis Masifi'nin jeolojik ve petrografik incelemesini konu almıştır. Çalışmacıya göre; Bitlis Masifi, Arap Levhası'nın deforme olmuş Alpin pasif kıta kenarını (kuzey kenarını) temsil etmektedir. Masif, alt metamorfitler (çekirdek), bunların üzerine açılal uyumsuzlukla gelen üst metamorfitler (örtü kayaları) ve post-metamorfik damar kayalarından oluşmaktadır. Uyumsuzluk düzlemi ise Alt Paleozoyik'teki transgressif bir aşma düzlemidir. Alt metamorfitler, Prekambriyen yaşlıdır. Pan-Afrikan döneminde, amfibolit fasiyesinde (630-650 °C-6 kbar ile 500 °C-? arasında değişen koşullarda) bir metamorfizmaya uğramıştır. Daha sonra, granitik kayalar alt metamorfitlere sokulum yapmıştır. Daha sonra ise (Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı) üst metamorfitlerin köken kayaları, alt metamorfitler üzerine çökelmiştir. Alt Kretase-Oligosen arasında etkili olan sıkışma rejimi ve deformasyona bağlı olarak, düşük-çok düşük dereceli Alpin metamorfizması



koşulları gelişmiştir. Alpin metamorfizması, alt metamorfizmalarda da retrograd bir metamorfizma etkisi ve kıvrımlanma yaratmıştır. Orojenez esnasındaki bölgesel yükselme, sıcaklık ve basıncın azalmasına ve bunun sonucunda, hem alt hem de üst metamorfizmalarda zaman içerisinde gerileyen metamorfizmaya neden olmuştur.

Genç (1990), Çökekyazı-Gökay yöresi (Hizan-Bitlis) Bitlis Masifi Metamorfizmaları üzerinde yapmış olduğu incelemede, metamorfizmaları (1) Alt Birlik Kayaları ve (2) Üst Birlik Kayaları olmak üzere iki bölüme ayırmış ve metamorfizmaların petrografik, metamorfik ve deformasyon özellikleri ile köken kayalarını belirlemiştir.

Erdem (1994), Pütürge metamorfizmalarını, petrografik ve petrolojik olarak incelediği çalışmada, bölgenin genelde kuzey-güney doğrultulu bir sıkışma rejiminden etkilendiğini ve birimlerin çok evreli deformasyona uğradıklarını belirlemiştir. Gözlü gnays ve granitik gnaysların kökeninin çarpışma granitleri olduğunu ve bu granitlerin de Karbonifer-Permian döneminde, Gondwana ve Avrasya kıtalarının çarpışması sonucu gelişen granitik magmatizma ürünü olduklarını belirtmiştir. Levha içi bazaltların ise Üst Triyas'tan itibaren Doğu Toroslar'da başlayan açılma öncesi riftleşmeye bağlı gelişen bazik magmatikler olduğunu belirlemiştir. Masiflerin, amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit" ve "stavrolit-almandin" alt fasiyeslerinde ilerleyen ve yeşilist fasiyesinde gerileyen en az iki metamorfizmadan etkilendiklerini belirtmiştir. Amfibolit fasiyesindeki metamorfizmayı, Maastrichtiyen'de İspendere ve Guleman ofiyolitlerinin masifi üzerlemesine, yeşilist fasiyesindeki metamorfizmayı ise Orta Eosen'deki Maden volkanizması ile masifin yeniden ısınmasına ve Üst Miyosen'deki Pütürge masifinin Arap Levhası üzerine bindirmesine bağlamaktadır.

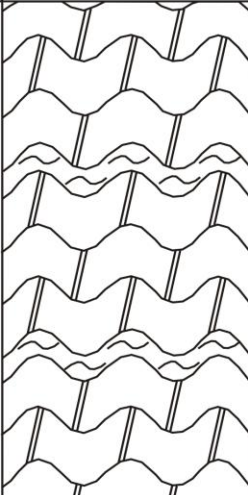

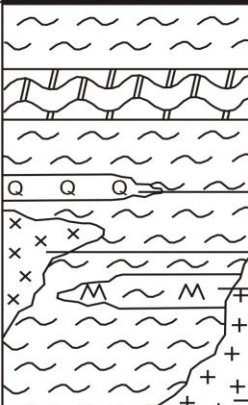
Erdem ve Bingöl (1997), Pütürge Masifi'ndeki gnaysları, (1) granitik gnayslar ve (2) gözlü gnayslar olmak üzere iki bölümde ele almış ve bu gnaysların petrografik, metamorfik ve petrolojik özelliklerini tanımlamışlardır. Bu gnaysların kökenini oluşturan granitlerin de, çarpışma zonu ve levha-içi granitleri olduğunu belirtmişlerdir.

Çolakoğlu (2006), Bitlis Masifi Üst Birliği içerisinde, çoğunlukla dolomitlerin kırık, çatlak ve fay zonlarında gelişmiş olan Hasbey Pb-Zn cevherleşmesinin, mineral parajenezlerinden ve hem kırılğan hem de sünümlü deformasyon dokularından bahsetmiştir.

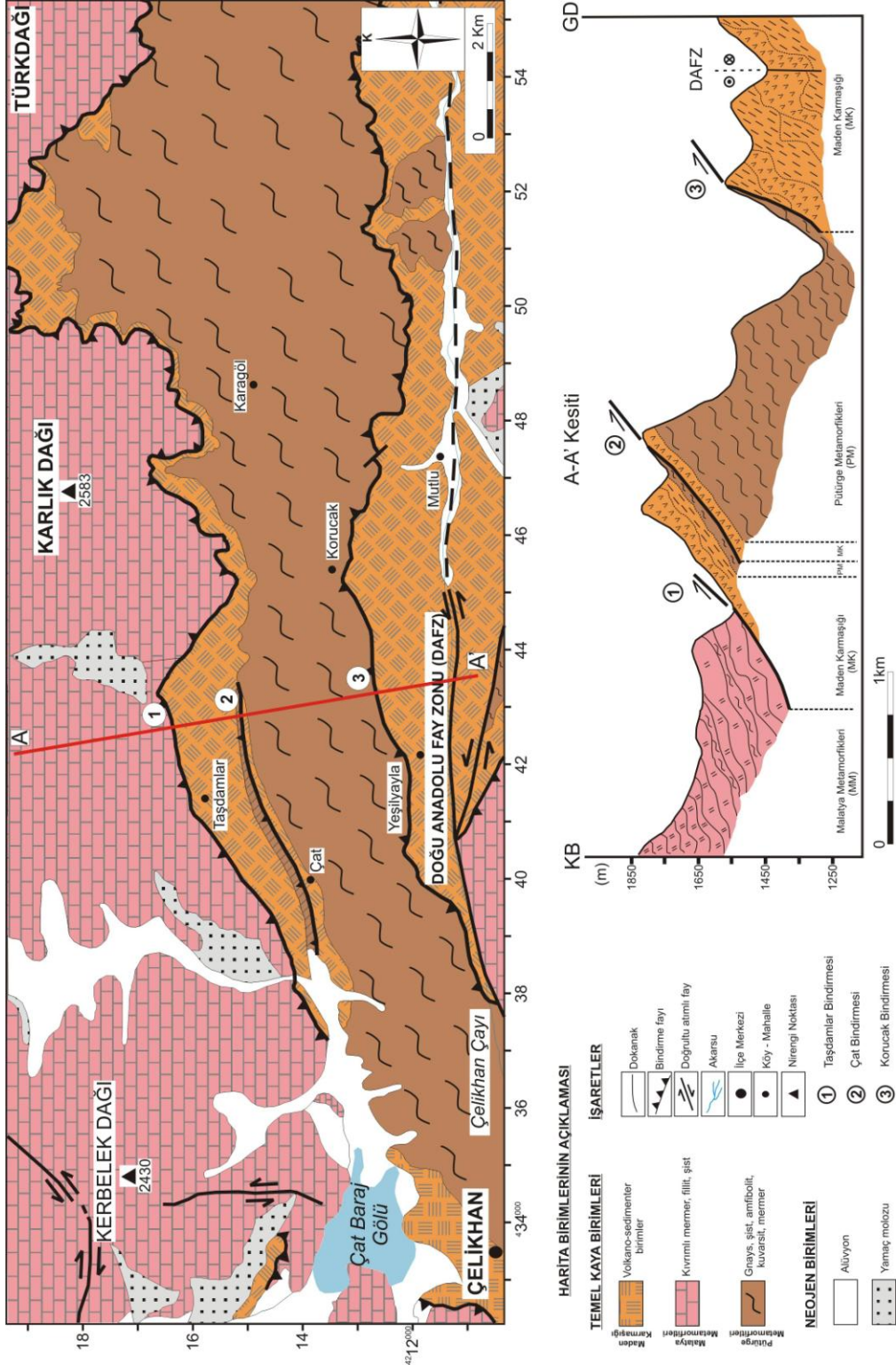
### 3. ARAŞTIRMA VE BULGULAR

#### 3.1 Tektono-Stratigrafi

Doğu Toros Orojenik Kuşağı içerisinde yer alan inceleme alanı, farklı yaş ve litoloji özelliğindeki birimleri kapsar. Bu birimlerin tektono-stratigrafileri tez kapsamında alttan üste doğru şu sıralama ile sunulacaktır: Pütürge metamorfikleri, Maden karmaşığı, Malatya metamorfikleri ve intrüzif kayalar (Şekil 3.1, 3.2).

BİRİM ADI	SEMBOL	AÇIKLAMALAR
MALATYA METAMORFİKLERİ		Rekristalize kireçtaşı / Mermer Fillit / Şist
MADEN KARMAŞIĞI		Tektonik Dokanak Volkanit Mafik intrüzyon Fosilli kireçtaşı Çamurtaşı Felsik intrüzyon Çamurtaşı / Kumtaşı
PÜTÜRGE METAMORFİKLERİ		Şist / Gnays Kalkşist / Mermer Şist / Gnays Kuvarsit Mafik intrüzyon Amfibolit Felsik intrüzyon

Şekil 3.1 İnceleme alanındaki tektono-stratigrafik birimlerin sadeleştirilmiş kolon kesiti (ölçeksiz)



Şekil 3.2 İnceleme alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası ve A-A' enine kesiti (Harita Karaman vd. 1993'den değiştirilerek alınmıştır)

### 3.1.1 Pütürge metamorfikleri

Doğu Toros Kuşağı'nın egemen tektonik birimi olan ve bölgenin stratigrafik ve yapısal temelini oluşturan Pütürge metamorfikleri, inceleme alanı içerisinde de en geniş yayılımı gösteren birimdir. Çelikhán doğusunda derin vadilerde kalın yüzeylemeleri bulunmaktadır. Buradaki kalın yüzeylemeleri stratigrafik bir kalınlık olmayıp, kendi içerisindeki dilimlenmelerin gösterdiği kalınlıktır. İnceleme alanı içerisindeki metamorfiklerin hakim kaya türünü mika şist ve mika gnayslar oluşturmaktadır. Ayrıca kuvarsitler, bazik şistler, amfibolitler ve mermerler de yer almaktadır.

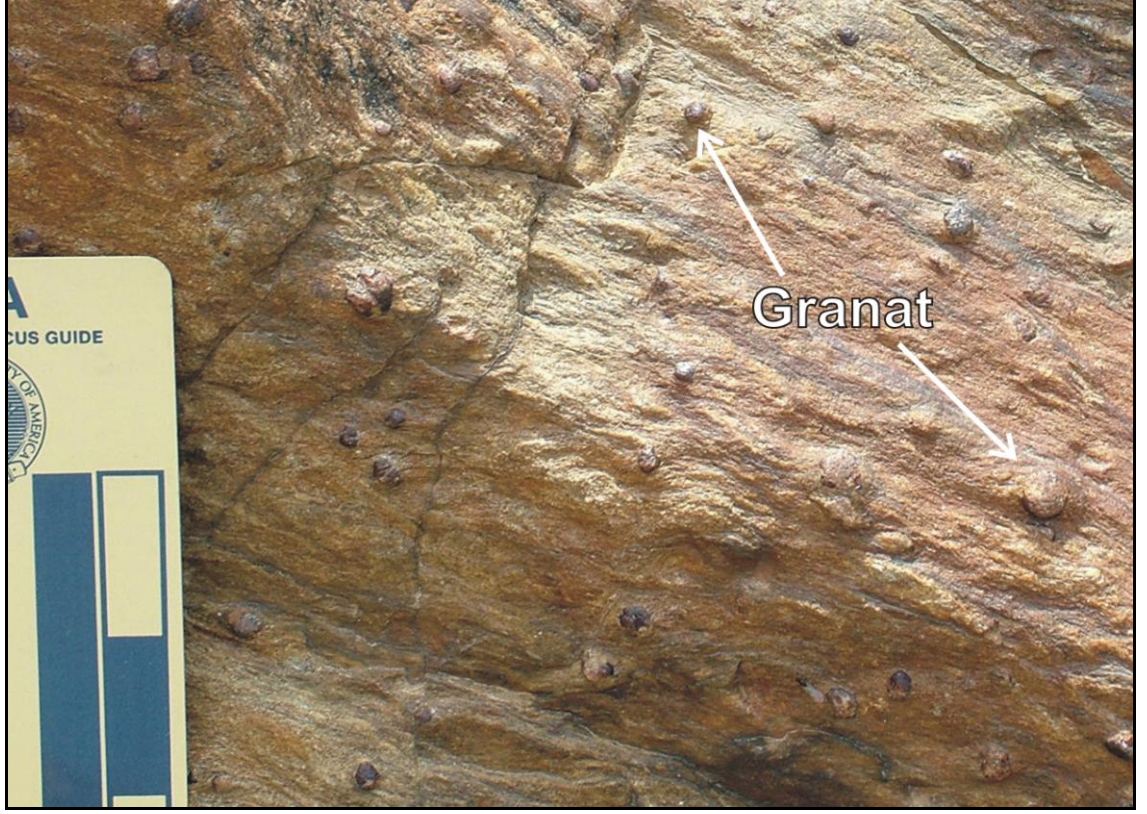
Çelikhán ilçesinin doğu çıkışında yaygınca izlenen mika şistler, sarımsı kahve renklidir. Belirgin foliasyonlu ve kıvrımlıdır. Foliasyona paralel gelişmiş kuvars bant ve mercekleri içermektedir (Şekil 3.3). Daha az orandaki pegmatoid bant ve mercekleri foliasyona paralel ve/veya vev konumdadır. Bu bant ve mercekler de şistlerle birlikte kıvrımlanmıştır.



Şekil 3.3 Mika şistteki kıvrımlanmadan yakın görünüm

Çelikhán doğusu (Ordu Tepe güneydoğusu)

Şistler içerisinde 30 cm ile bir kaç m arasında değişen kalınlıklarda iri granat minerallerinin bulunduğu seviyeler bulunmaktadır (Şekil 3.4). Granatlı bu şistler içerisinde stavrolit mineralleri de tanınabilen mineraller arasındadır.



Şekil 3.4 Granat mika şistten yakın görünüm

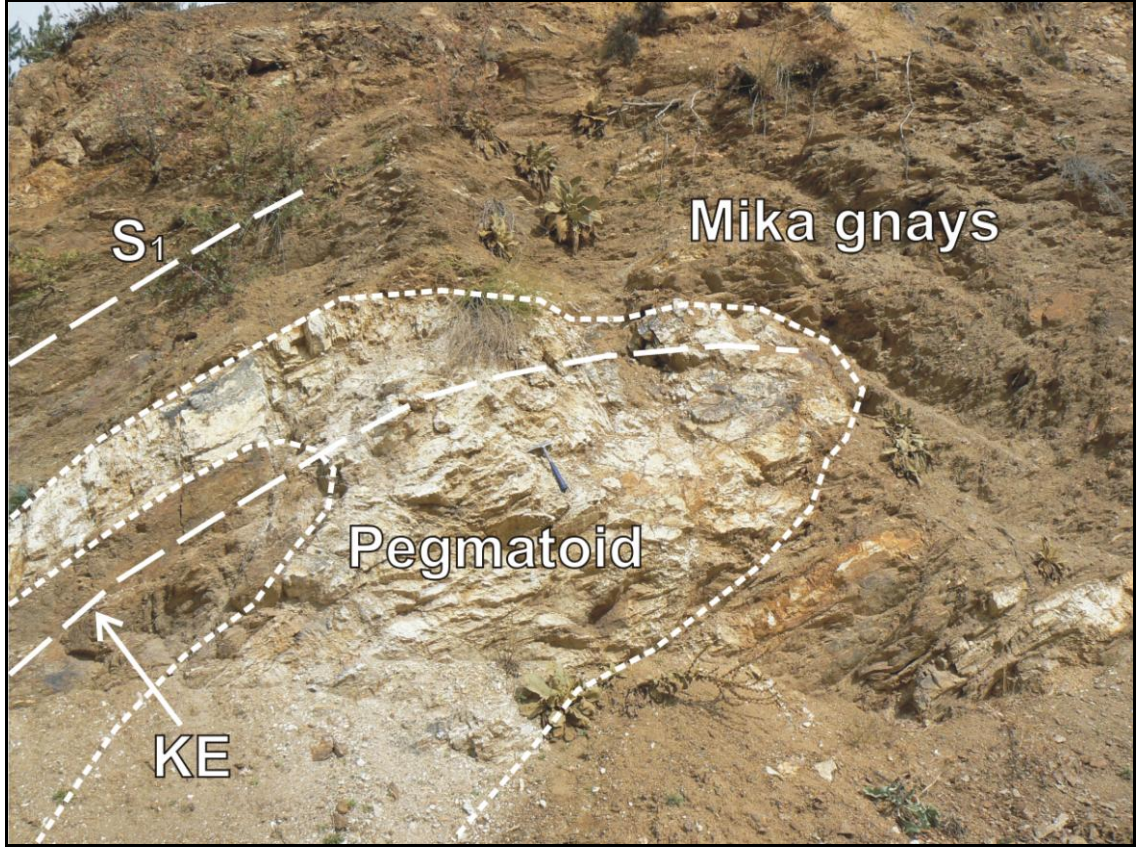
Granat mineralleri 1-3 mm kristal boyutundadır  
Karataş Tepe doğusu

Çelikhhan ilçesinin kuzey çıkışında, Çat Baraj Gölü yolu üzerinde izlenen mika gnayslar da sarımsı kahve-kahve renklidir. Belirgin foliasyonlu, kıvrımlı ve eklemli durumdadır. İnce taneli biyotit ve muskovit mineralleri içeren mika gnayslar, foliasyona paralel kuvars bant ve mercekleri ve yer yer foliasyona paralel yer yer de foliasyonu keser konumdaki pegmatoid bantları içermektedir (Şekil 3.5).

Baraj yolu üzerinden iç kısımlara doğru ilerlendiğinde mika gnayslarla ara seviyeli olarak izlenen kuvarsitler, 10 cm kalınlıkta, ince taneli ve kirli beyaz-gri (boz) renklidir.

Karagöl yolu üzerinde mika şistlerle ara seviyeli olarak izlenen mermerler, kirli beyaz-gri renkte, orta-kalın katmanlı ve bantlı yapıdadır. Yapısal kalınlıkları göz ardı edilirse,

inceleme alanı içerisinde 1m ile 10 m arasında değişen kalınlıklara sahiptirler. Metamorfiklerin diğer birimleri gibi yaygın kıvrımlanmalı ve yersel yoğun kırıklanmalıdır (Şekil 3.6).



Şekil 3.5 Mika gnayslar içerisindeki kıvrımlı pegmatoidden genel görünüm

KE: kıvrım eksenini, S<sub>1</sub>: S<sub>1</sub> foliasyonu  
Çelikhhan ilçesi kuzeydoğusu (Çat Barajı yolu) (KD'ya bakış)

Mika şist ve mika gnaysların yoğun olarak gözleendiği alanlarda, mika şist ve mika gnayslara yer yer, yeşilimsi gri-koyu gri renkli, bazik şist ve gnayslar da eşlik etmektedir. Bu kayalar, diğer şist ve gnayslara göre daha sağlam bir topografik görüntü sunmaktadır. Bu kayalarda, yersel olarak muskovit ve biyotit minerallerinin baskın olduğu göze çarpmaktadır (Şekil 3.7).

İnceleme alanının özellikle Maden karmaşığına yakın kesimlerinde metamorfikler, yer yer de diyabaz dayklarınca kesilmiştir (Şekil 3.13). Diyabazlarda deformasyon etkisi dışında belirgin bir metamorfizma izi görülmemektedir. Bu durum, diyabazların metamorfiklere göre post-tektonik olduğunu belirtmektedir. Metamorfikler içerisinde

sokulum yapan bazik bileşimli kayalar dışında, yersel olarak felsik intrüzyonlar da bulunmaktadır (Şekil 3.12). Bu kayaların geniş yüzeylemeleri, inceleme alanı dışında güneyde bulunmaktadır. İnceleme alanı içerisindeki intrüzifler küçük mostralara halindedir. Bunların metamorfikler ile dokanakları pişme özelliği göstermektedir. Bu durum, felsik intrüziflerin metamorfiklerin metamorfizmasına göre post-tektolik olduğunu belirtmektedir. Ancak kimi alanlarda intrüzifler metamorfikler ile birlikte kıvrımlanma göstermektedir. Bu da, metamorfiklerin sonraki kıvrımlanmasına göre intrüziflerin pre-tektolik olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 3.6 Bantlı mermerden yakın görünüm

S<sub>1</sub>: S<sub>1</sub> foliasyonu  
Yeşilyayla kuzeydoğusu (K'e bakış)

Pütürge metamorfiklerinin taban kesimi, Maden karmaşığı ile tektoliktir. Üst kesiminde ise Maden karmaşığı ve Malatya metamorfikleri yer almaktadır. Bu birimlerden Malatya metamorfikleri ile ilişkisi her yerde tektoliktir. Maden karmaşığı, inceleme alanının kimi yerinde Pütürge metamorfiklerini örtse de, ilksel dokanak ilişkileri bozulmuştur ve tektolik dokanak özellikleri göstermektedir.



Şekil 3.7 Kıvrımlı bazik şistten genel görünüm

Çelikhhan ilçesi kuzeydoğu çıkışı (KD'ya bakış)

### 3.1.2 Maden karmaşığı

Çalışma alanı içerisinde gözlenen Maden karmaşığı birimleri, yaklaşık doğu-batı uzanımlı olarak yüzeylenmektedir (Şekil 3.2). Alacalı rengi ve değişken topografik görünümü tipiktir. İnceleme alanı içerisindeki egemen litolojisi, çamurtaşı ve volkanittir. Ayrıca, bu kayalar ile kökensel ilişkili konglomera, kumtaşı, kireçtaşı ile diyabaz da gözlenmektedir.

Bölgesel deformasyon, Maden karmaşığını oluşturan kayalarda gevrek ve/veya sünümlü etkiler oluşturmuştur. Bu etkiler, kayalarda kırılanmalar ve kıvrılanmalar ile temsil edilmektedir. Gevrek deformasyon bu kayaların dilimlenmesini, kırılanmasını ve parçalı görünümünü denetlemektedir. Karmaşığı oluşturan kayalarda, özellikle Pütürge ve Malatya metamorfikleri ile olan dokanaklarında ve/veya dokanaklarına yakın kesimlerinde ise sünümlü deformasyona bağlı kıvrılanma (Şekil 3.8), zayıf foliasyon (Şekil 3.9) ve düşük dereceli metamorfizma etkileri izlenmektedir.





Şekil 3.8 Metaçamurtaşlarındaki küçük ölçekli kıvrımlanma

Korucak güneyi (KD'ya bakış)

Maden karmaşığı içerisinde, değişen yüzeylemeler halinde mafik ve felsik intrüzyonlar bulunmaktadır (Şekil 3.14). Karmaşığı oluşturan birimler ile intrüzyonlar arasındaki ilişki, intrüzif kayaların Maden karmaşığına göre sin- veya post-tektonik olduğuna işaret etmektedir.

Maden karmaşığını oluşturan kayalar, inceleme alanının güney kesiminde Pütürge metamorfikleri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Bu ilişki Yeşilyayla (Göv), Mutlu (Şifrin) yerleşim yerleri arasında belirgin olarak gözlenmektedir. İnceleme alanının daha kuzey kesimlerinde ise Maden karmaşığı birimleri, Pütürge metamorfiklerini stratigrafik olarak örtüyor görünse de bu kesimdeki ilksel dokanak ilişkileri yitirilmiş gözükmemektedir. Karmaşığın Malatya metamorfikleri ile olan tektonik dokanak ilişkisi ise, inceleme alanı kuzeyinde geniş alanlar boyunca takip edilebilmektedir (Şekil 3.2).



Şekil 3.9 Metaçamurtaşlarındaki zayıf foliasyon gelişimi

S<sub>2</sub>: S<sub>2</sub> foliasyonu  
Korucak güneyi (KD'ya bakış)

### 3.1.3 Malatya metamorfikleri

Çalışma alanı içerisinde geniş yüzeylemeleri bulunmaktadır. İnceleme alanı dışında, özellikle kuzeyinde yaygın olarak ve kalın seviyeler halinde yer almaktadır (Şekil 3.2). Bölgenin yüksek topografyası genelde bu metamorfikler ile karakterize olmaktadır. Hakim kaya türünü, rekristalize kireçtaşları/mermerler oluşturmaktadır (Şekil 3.10). Çalışma alanı dışındaki kuzey kesimlerde ise bu karbonat kayalarına, az oranda psamitik kökenli filit/şist türü kayalar ile yer yer metabazik kökenli şistler eşlik etmektedir (Şekil 3.11).

Malatya metamorfikleri ilk bakışta kalın karbonat birimi olarak görülmesine karşın, birbirleri üzerinde duran çok sayıda tektonik dilimden oluşmaktadır. Rekristalize kireçtaşı/mermerler beyaz, grinin değişen tonlarında ve siyah renklidir. Bazı seviyelerinde bantlı görünüm tipiktir. İnce-orta-iri kristallidir. Karbonat kayalarında

megaskobik ölçekte gözlenen kıvrımlar, bölgesel ölçekteki deformasyonun etkilerini ortaya koymaktadır.

Psamitik kökenli kayalar, sarımsı kahverengi ve yeşil renklidir. Bu kayalarda foliasyon belirgindir. Mezoskopik ölçekte kıvrımlanmalar ve kırılanmalar yaygındır. Bazı kırık alanları beyaz renkli kuvars minerallerince dolgulanmıştır. Bazik kökenli şistler ise yeşil, koyu yeşil renklidir. Foliasyon gelişimi diğer litolojilere kıyasla daha kaba durumdadır.



Şekil 3.10 Malatya metamorfiklerine ait mermerlerden genel görünüm

Taşdamlar kuzeyi (KKD'ya bakış)

Malatya metamorfiklerinin, altında bulunan birimler ile ilişkisi tektoniktir. İnceleme alanı içerisinde taban dokanağını Maden karmaşığı birimleri oluşturmaktadır (Şekil 3.2). Sınırlı alanlarda ise Pütürge metamorfiklerini üzerlemektedir. Harita alanının güneydoğu kesiminde yer alan Miyo-Pliyosen yaşlı birimleri de etkilemiş olarak görünmektedir.



Şekil 3.11 Metakarbonatlara eşlik eden psamitik ve metabazik kökenli şistler

Çalışma alanı kuzeyi (KB'ya bakış)

### 3.1.4 İntrüzif kayalar

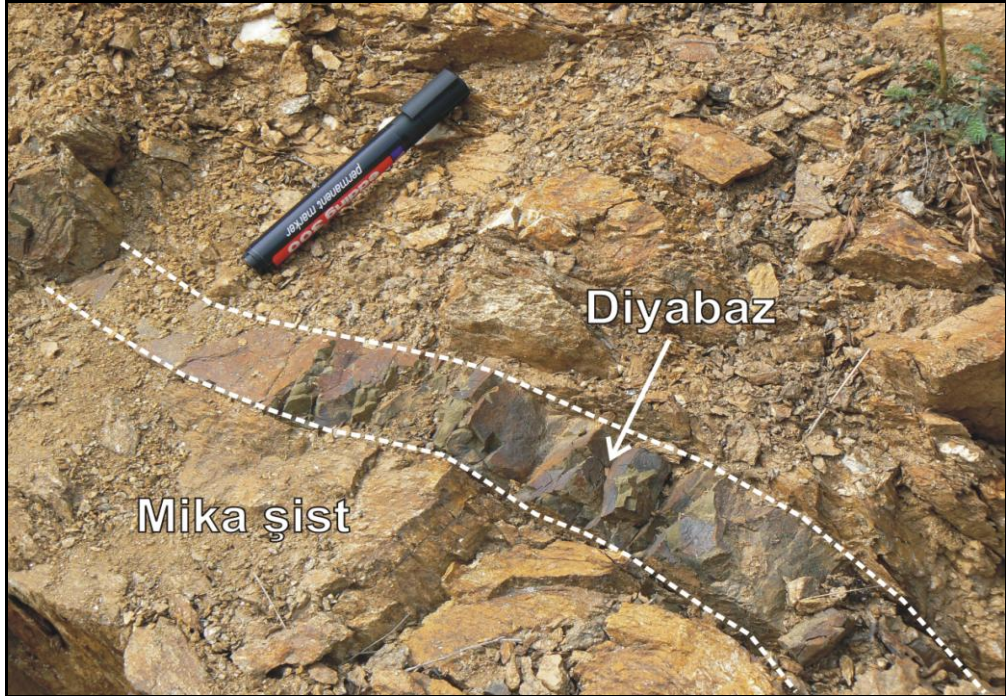
İnceleme alanı içerisindeki intrüzifler, küçük mostralar halinde mafik bileşimden felsik bileşime kadar değişen kayalar olarak görülmektedir. Bu tür kayalar, Pütürge metamorfikleri ve Eosen yaşlı Maden karmaşığı ile ilişkili olarak izlenmektedir (Şekil 3.12, 3.13, 3.14). Tektonik dilim olarak bulunan Malatya metamorfikleri içerisinde ise belirlenmemiştir.

El örnekleri tanımlamaları intrüzif kayaların, diyoritik/gabroyik, monzonitik ve granitik türde kayalar olduklarını ortaya koymaktadır. İnceleme alanı içerisindeki intrüzif kayalar bileşimsel olarak değişkenlik sundukları gibi dokusal olarak da belirgin farklılıklar göstermektedir. Felsik bileşimli kayalar genellikle orta tane boyunda olup, eş taneli olarak gözlenmektedir. Ancak bu kayalarda yersel olarak porfirik doku da izlenmektedir. Mafik bileşimli kayalar ise genellikle orta-iri tane boyundadır. Bazı mostralarda bantlaşmaya sahip kayalar da görmek olasıdır.



Şekil 3.12 Mika şistlere sokulum yapmış granitik intrüzif

Çat Barajı yolu (Uzuntaş Mahallesi kuzeydoğusu) (KB'ya bakış)



Şekil 3.13 Mika şistlere sokulum yapmış diyabaz

Diyabaz foliasyona uyumlu görülmektedir  
Çelikhan ilçesi doğu çıkışı (KD'ya bakış)



Şekil 3.14 Çamurtaşlarına sokulum yapmış gabroyik intrüzif

Gabroyik intrüzifler küçük kafalar halinde mostra vermektedir  
Karagöl kuzeybatısı (KB'ya bakış)

## 3.2 Petrografi

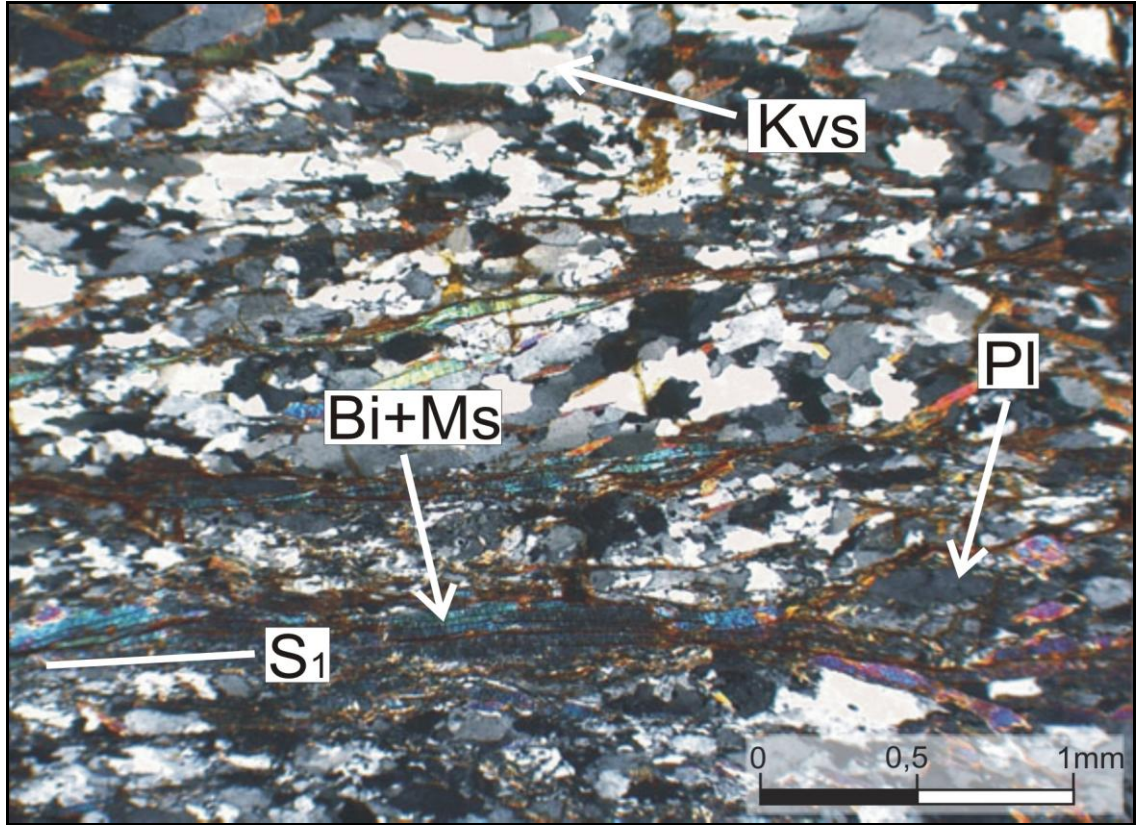
### 3.2.1 Pütürge metamorfikleri

Mikroskop incelemeleri, el örneklerinde gnays, şist, amfibolit, mermer ve kuvarsit türü kayalar olarak tanımlanmış Pütürge metamorfiklerine ait kayaların farklı alt türde ve değişik mineral birlikteliklerinde olduklarını ortaya koymuştur.

Tanımlamalar ana mineral bileşimine göre adlandırılmış olup, petrografik tanımlama prensipleri çerçevesinde mineral isimleri azdan çoğa doğru sıralanma yapılmıştır. Çok sayıda alt kaya türü tek tek yazılmak yerine, Pütürge metamorfiklerine ait kaya türleri şu kaya grupları altında irdelenmiştir: Mika şist ve mika gnays, granat mika şist ve granat mika gnays, kalk-silikatik şist ve kalk-silikatik gnays, kuvarso-feldispatik mika gnays, kuvarsitik şist ve kuvarsit, mermer, amfibolit.

### 3.2.1.1 Mika şist ve mika gnays

Bu tür kayalar genelde lepidogranoblastik dokulu olup, bazı örneklerde granolepidoblastik doku da izlenmiştir. Mineral boyutları ve/veya foliasyon karakteri, kayanın şist veya gnays olarak adlandırılmasında kullanılmıştır. Mika şist ve mika gnays türü kayaların ana mineral bileşimini kuvars, feldispat, biyotit ve muskovit mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 3.15). Ayrıca farklı ince kesitlerde tali mineral olarak, opak mineral, apatit, turmalin, sfen, zirkon, granat ve epidot minerallerinden biri, bir kaçı ya da tümü bulunabilmektedir. İnce kesit incelemeleri, mika şist ve mika gnayslar içerisinde şu kaya türlerini ortaya koymaktadır: mika şist, granat-mika şist, granat-biyotit şist, mika gnays, granat-mika gnays, biyotit gnays, granat-biyotit gnays.



Şekil 3.15 Mika şistten çift nikolde ince kesit görüntüsü

(S<sub>1</sub>: S<sub>1</sub> foliasyonu, Kvs: Kuvars, Pl: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit, Ms: Muskovit)

*Kuvarslar*, özşekilsizdir. İnce-orta tanelidir ve yaygın dalgalı sönme göstermektedir. Örneğin geneline dağılmış granoblastik dokulu kristaller olarak buldukları gibi, yer yer foliasyona paralel uzamış tek tane kuvars şeritleri, kendi içerisinde grift doku sunan

kuvars bantları ve kuvars+plajiyoklaz bantları olarak da bulunmaktadır. Bazı kesitlerde tanelerin kenarlarından itibaren rekristalizasyon gelişimi de izlenmiştir.

*Feldispatlar*, plajiyoklaz türündedir. Özşekilsizdir. Granoblastik dokulu olup, foliasyona paralel bantlar oluşturmaktadır. Bu bantlardaki plajiyoklazlar, genelde ince-orta taneli olarak bulunmaktadır. Bazı örneklerde ise porfiroblast olarak izlenmiştir. Porfiroblast haldeki plajiyoklazlar, genelde foliasyon yönünde basıklaşmış ve çoğunlukla mika minerallerince sarılmış durumdadır. Plajiyoklaz porfiroblastları içerisinde, “kuvars±biotit±muskovit±zirkon±apatit±turmalin±granat±opak” mineralleri değişen oranlarda kapanım olarak yer almaktadır ve poikilitik doku özelliği sunmaktadır. Bazı porfiroblastlar içerisindeki kapanımlar, tane-içi foliasyon dokusunu oluşturmaktadır. Bazı kesitlerde, kırılanma sunan tanelerin yanında, deformasyona bağlı ikiz lamellerinin geliştiği taneler de gözlenmiştir. Az sayıdaki kesitte mirmekitik doku da izlenmiştir. Plajiyoklazların bazı örneklerde zayıf, bazı örneklerde ise yoğun şekilde serisitleşmiş ve killeşmiş olduğu gözlenmiştir.

*Biyotitler*, yapraksı biçimlidir. Kahverengiden sarıya pleokroizma göstermektedir. Lepidoblastik dokuludur. Yersel veya tümüyle altere görünmekte olup, çoğunlukla kloritleşmiş olarak izlenmiştir. Yer yer de dilinim, çatlak ve kenarlarından itibaren az oranda opaklaşma özelliği sunmaktadır. Deformasyon etkisiyle yer yer dalgalı sönme, kıvrımlanma ve kopmalar da gelişmiştir. İnce kesitlerde biyotitler, iki foliasyon düzlemi oluştururlar. S<sub>1</sub> foliasyonunu oluşturan biyotitler, S<sub>2</sub> foliasyonunu oluşturan biyotitlere oranla biraz daha iri kristallidir. Bazı kesitlerde biyotitler, kenarlarından itibaren rekristalizasyon sunmaktadır.

*Muskovitler*, yapraksı biçimlidir. Yer yer biyotitlerle kamalanmış durumda olup, onlarla birlikte kayanın foliasyon düzlemlerini oluşturmaktadır. Muskovitlerde de deformasyon etkisiyle yersel olarak dalgalı sönme, bükülme, kırılanma ve kopma etkileri gözlenmektedir.

*Opak mineraller*, genellikle özşekilsiz kristaller halindedir ve örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. Bazı örneklerde ise bu opaklara, yarıözşekilli-özşekilli opak mineraller de eşlik etmektedir. *Apatitler*, özşekilsiz-yarıözşekilli olup, örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. *Turmalinler*, özşekilsiz-yarıözşekillidir. Kayanın lepidoblastik dokulu



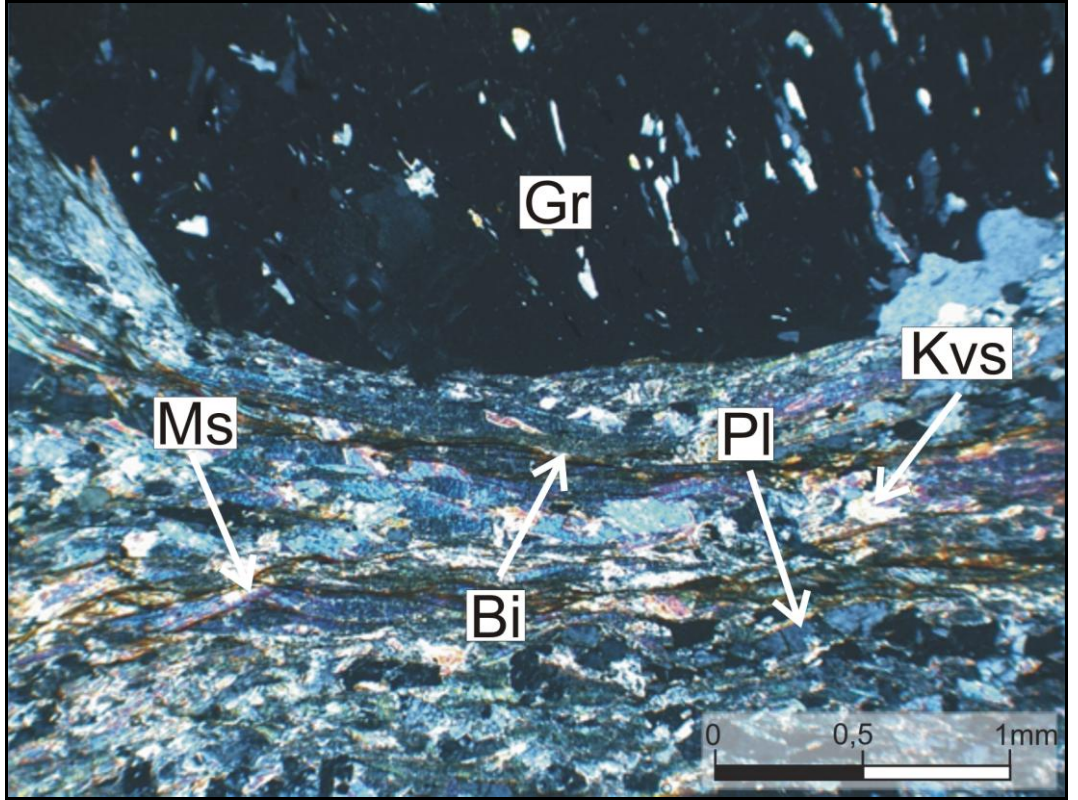
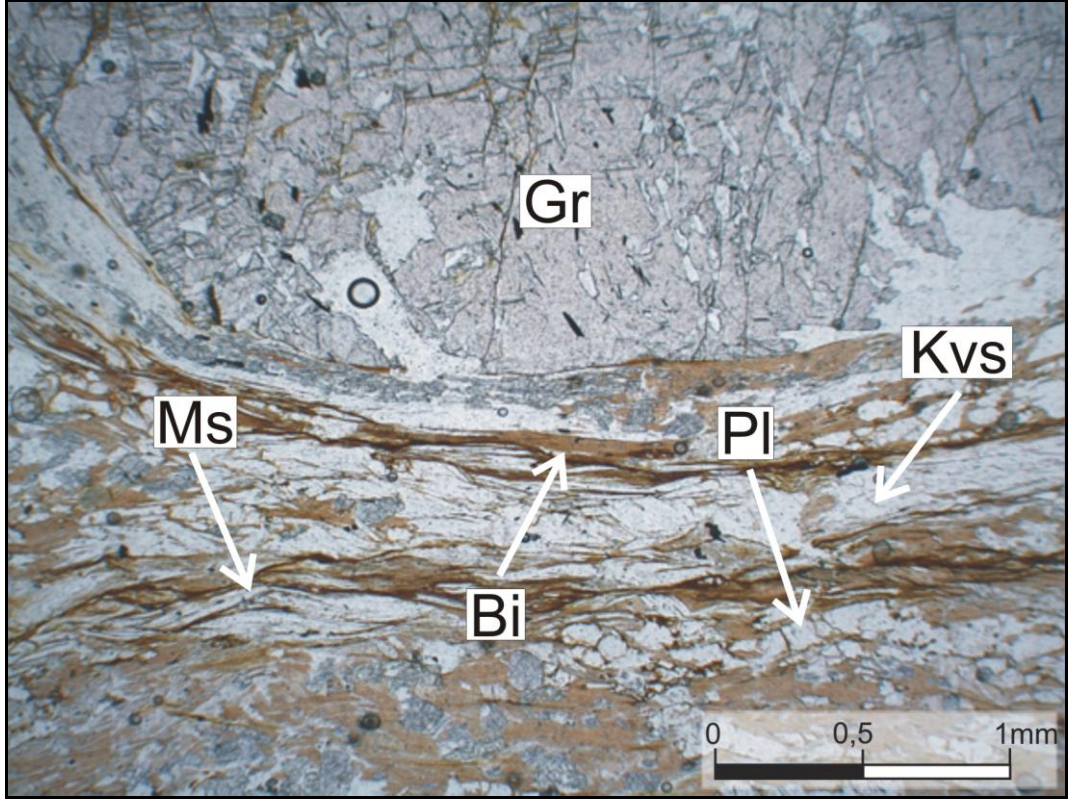
seviyeleri içerisinde bulunmaktadır. Yarı-özşekilli kristalleri, kayanın foliasyonu yönünde uzamıştır. Yer yer de parçalı bir görünüm sunmaktadır. *Sfenler*, özşekilsizdir. Örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. Genellikle parçalı bir görünüm sunmaktadır. Bazı örneklerde ise kayanın foliasyonu yönünde uzamış şekilli olarak gözlenmiştir. *Zirkonlar*, yarı-özşekillidir, ince kristallidir. Özellikle mika mineralleri üzerinde gelişmiştir. Biyotitler içerisinde gözlenen zirkonların çevrelerinde pleokroyik hale gözlenmiştir. *Granatlar*, özşekilsizdir. Bol çatlaklıdır ve yer yer parçalanmış bir görünüm sunmaktadır. Çatlaklarından, yer yer de hem çatlak hem kenarlarından itibaren kloritleşmiştir. Bazı örneklerde, ilksel oluşumları sonraki deformasyona bağlı olarak bozulmuş yer yer yassılaştırılmıştır. *Epidotlar* (genellikle *pistazit türünde*, nadiren de *zoizit türünde*), özşekilsizdir, ince kristallidir. Örnek içerisinde çok az oranda ve saçınımlı durumda bulunmaktadır. Özellikle plajiyoklaz mineralleri üzerinde gelişmiştir.

### **3.2.1.2 Granat mika şist ve granat mika gnays**

Bu tür kayalar genelde lepidogranoblastik dokulu olup, bazı örneklerde granolepidoblastik doku göstermektedir. Ana mineral bileşimini kuvars, feldispat, biyotit, muskovit ve granat mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 3.16). Bazı ince kesitlerde bu mineraller dışında, stavrolit, disten, sillimanit minerallerinden biri ya da ikisi birlikte ana mineral olarak yer almaktadır. Ayrıca farklı ince kesitlerde tali mineral olarak, opak mineral, apatit, turmalin, sfen, zirkon ve epidot minerallerinden biri, bir kaç ya da tümü bulunabilmektedir (Şekil 3.17, 3.18, 3,19). İnce kesit incelemeleri, granat mika şist ve granat mika gnayslar içerisinde şu kaya türlerini ortaya koymaktadır: Disten-granat mika şist, stavrolit-disten-granat mika şist, stavrolit-sillimanit-granat mika şist, disten-sillimanit-granat mika şist, disten-granat mika gnays, stavrolit-granat mika gnays, sillimanit-granat mika gnays, stavrolit-disten-granat mika gnays, stavrolit-sillimanit-granat mika gnays.

Kuvars, feldispat ve mika mineralleri ile tali bileşen olarak yer alan opak mineral, apatit, turmalin, sfen, zirkon ve epidot minerallerinin mikroskobik özellikleri, mika şist ve mika gnayslarda olduğu gibidir. Diğer mineraller ise şu özelliklere sahiptir:

*Granatlar*, özşekilsiz ve iri kristaller halindedir. Kırıklanma yoğun olup, çatlak ve kenarlarından itibaren klorit oluşumları izlenmiştir. Bazı taneleri parçalı bir görünüm

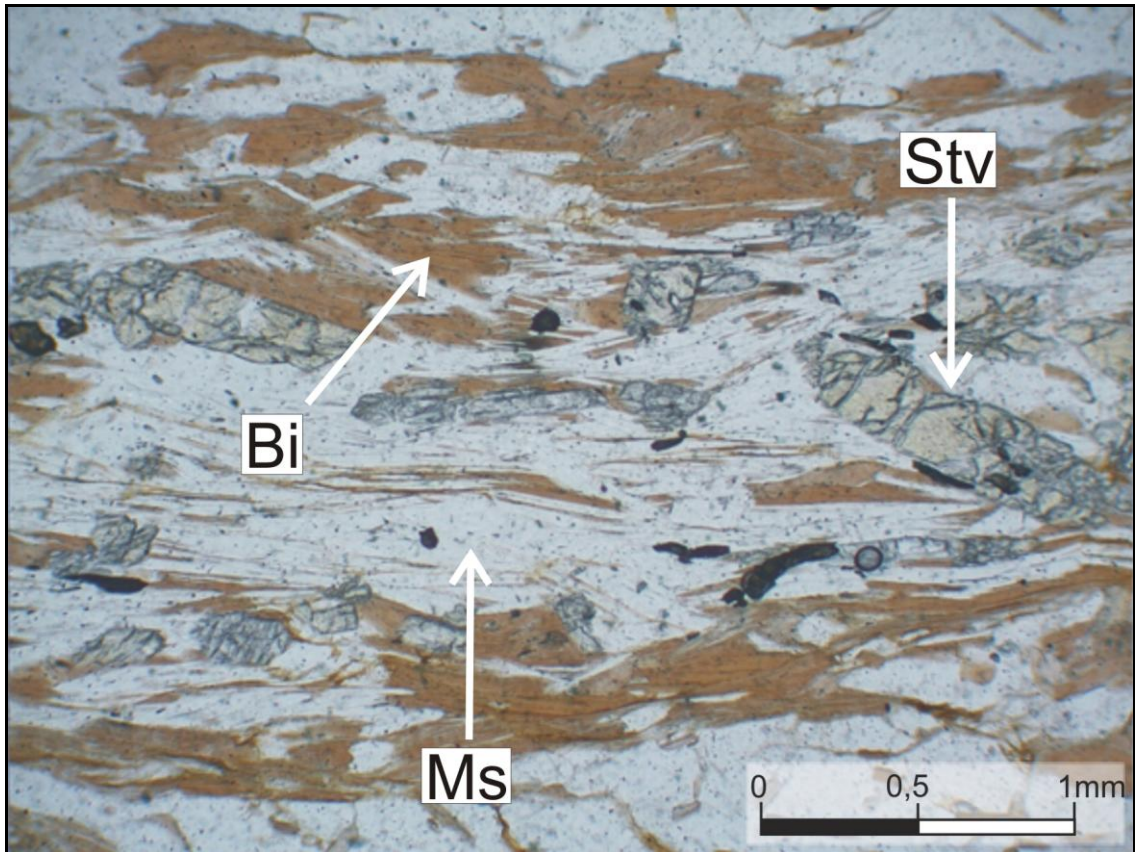


Şekil 3.16 Granat mika gnaystan: a. tek nikelde, b. çift nikelde ince kesit görüntüsü

(Kvs: Kuvars, Pl: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit, Ms: Muskovit, Gr: Granat)

sunmaktadır. Kuvars, feldispat ve mika mineralleri yanında, yer yer de stavrolit minerallerini kapanım olarak içeren, az oranda granat porfiroblastları da izlenmiştir. Bazı kesitlerde granat porfiroblastları foliasyon düzlemleri boyunca zayıfça yassılaştırmış ve/veya parçalanmıştır. Genellikle mika minerallerince sarılı durumdadır. Bu tanelerde, basınç gölgeleri de yaygınca gözlenen yapılar arasındadır. Bazı taneleri ise yersel olarak içlerine doğru kuvars ve/veya biyotit büyümeleri ile atol yapısı kazanmıştır.

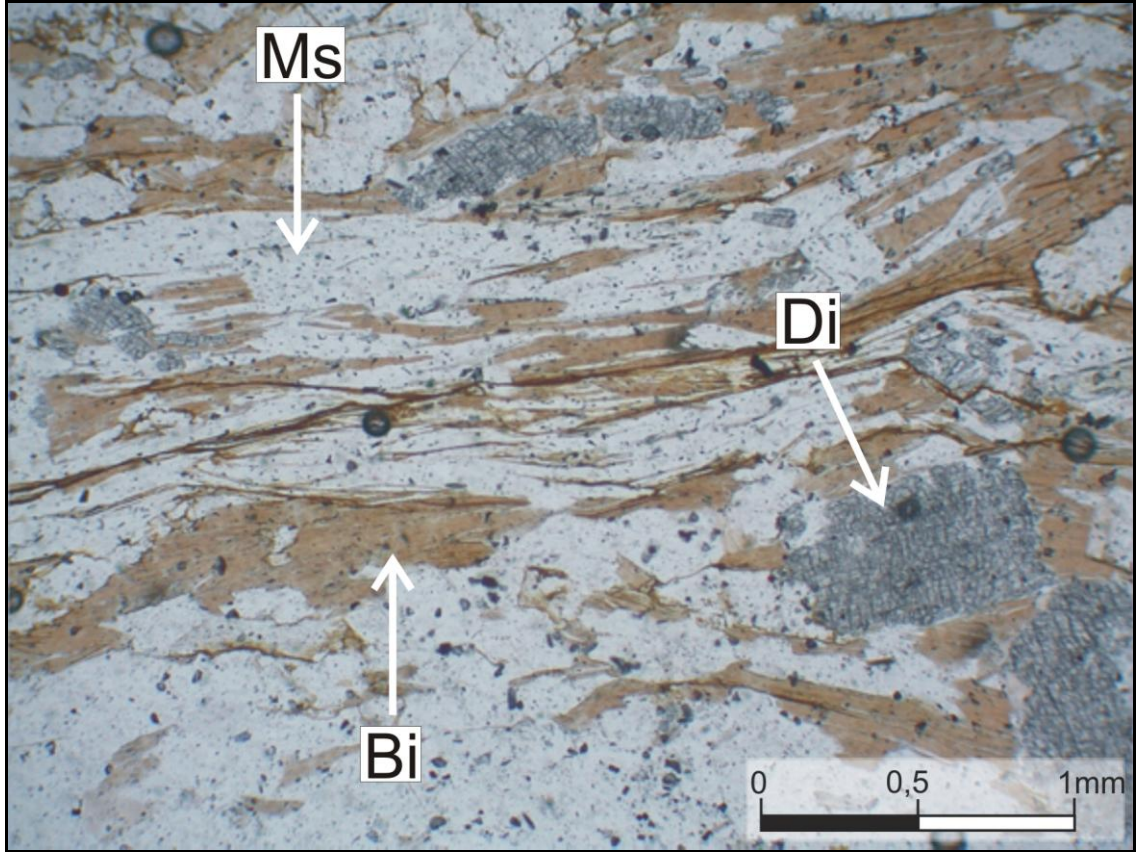
*Stavrolitler*, sarı rengi ile tipiktir. Çoğunlukla özşekilsiz olmasına karşın, yarı-özşekilli, kısa-prizmatik biçimli taneleri de izlenmiştir. Diğer minerallerde olduğu gibi kırıklanma egemendir. Bazı tanelerde bu kırıklanmalar, mineralin parçalı durum almasına kadar ilerlemiştir. Genellikle mikalar ile bazı kesitlerde de mikaların yanı sıra disten ve granat mineralleri ile yakın gelişmiştir.  $S_1$  foliasyona paralel bir dizilim sunmaktadır. Kuvars, biyotit ve opak mineral kapanımları içermektedir.  $S_1$  foliasyonunun kıvrımlanmasına bağlı olarak kıvrım yapısını belirgin şekilde yansıtan taneleri de izlemek mümkündür.



Şekil 3.17 Stavrolit granat mika gnaistan tek nikolde ince kesit görüntüsü

(Bi: Biyotit, Ms: Muskovit, Stv: Stavrolit)

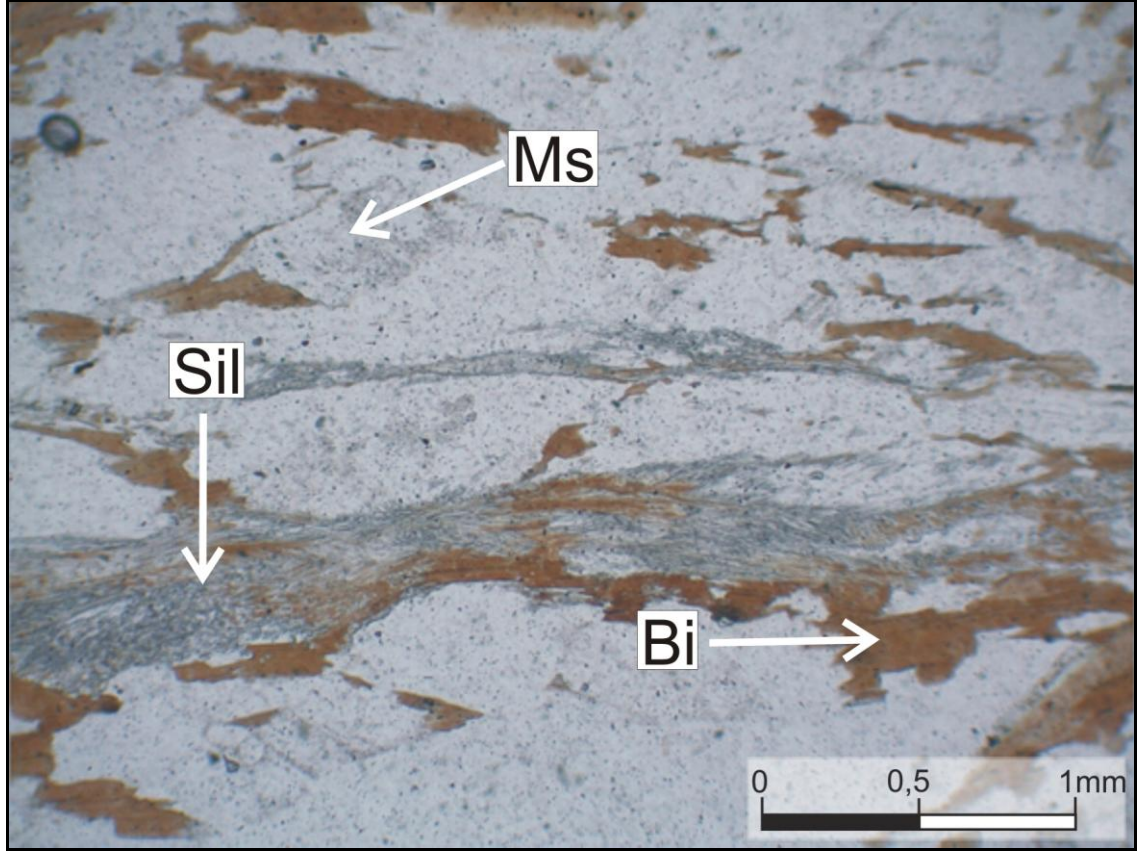
*Distenler*, kısa-prizmatik formdadır ve çatlaklıdır. Tek yönde yer yer de çift yönde dilinimleri belirgindir. Lepidoblastik seviyeler içerisinde,  $S_1$  foliasyona paralel konumlu olarak bulunmaktadır. Granat ve stavrolit minerallerin bulunduğu kesitlerde bu minerallere yakın gelişmiştir. Kırıklanmanın yoğun olduğu tanelerde, kenarlarından ve çatlaklarından itibaren muskovit oluşumları gözlenmektedir. Bazı taneleri kuvars kapanımları içermektedir.



Şekil 3.18 Disten granat mika gnaistan tek nikelde ince kesit görüntüsü

(Bi: Biyotit, Ms: Muskovit, Di: Disten)

*Sillimanitler*, iğnemsilifsi biçimli, krem-kirli sarı renkli mineral demetleri olarak izlenmiştir. Biyotit, granat ve disten minerallerinin yakınında oluşumlar sumaktadır.  $S_1$  foliasyon düzlemine paralel olarak gelişmiştir.  $S_1$  foliasyonunu üzerleyen  $S_2$  foliasyonu ile sillimanit minerallerinde kıvrımlanmalar, kopmalar ve yer yer budin oluşumları gelişmiştir. Bazı ince kesitlerde sillimanitler,  $S_1$  foliasyon düzlemine paralel yatık kıvrımlanmalar sergilemektedir.



Şekil 3.19 Sillimanit granat mika gnaystan tek nikolde ince kesit görüntüsü

(Bi: Biyotit, Ms: Muskovit, Sil: Sillimanit)

### 3.2.1.3 Kalk-silikatik şist ve kalk-silikatik gnays

Bu tür kayaların egemen dokusu granonematoblastik dokudur. Ana mineral bileşimini, başlıca kuvars, plajiyoklaz, epidot mineralleri, amfibol, karbonat ve muskovit mineralleri oluşturmaktadır. Ayrıca farklı ince kesitlerde bu minerallere tali bileşen olarak, sfen, granat ve opak minerallerinden biri, ikisi ya da tümü eşlik etmektedir.

*Kuvarslar*, özşekilsizdir. Genellikle dalgalı sönme göstermekte yer yer de rekristalizasyon özelliği sunmaktadır. Plajiyoklazlarla birlikte granoblastik dokulu bantlar oluşturmuşlardır. Bazı örneklerde ise ince-orta-iri kristalli olarak kuvars bantları ve mercekleri meydana getirmişlerdir.

*Plajiyoklazlar*, özşekilsizdir. Bazı taneleri, dalgalı sönme ile az oranda rekristalizasyon ve mirmekitik doku gelişimi sunmaktadır. Granoblastik doku oluşturmuştur. Genellikle karbonatlaşma ve kloritleşme göstermekle birlikte, yer yer sosuritleşme de izlenmiştir.

*Epidot mineralleri*, zoizit ve pistazit türünde olup, genellikle özşekilsiz kristaller olarak bulunmaktadır ve çatlaklı bir görünüm sunmaktadır.

*Amfiboller*, özşekilsiz-yarıözşekillidir. Optik özellikleri, amfibolün hornblend türünde olduğunu ortaya koymaktadır. Gerileyen metamorfizma etkilerinin, hornblendleri tremolit/aktinolit türü minerallere dönüştürmüş olduğu gözlenmiştir. Ayrıca, yer yer klorit, karbonat, zoizit ve kuvars dönüşümleri bu minerallere eşlik etmektedir.

*Karbonatlar*, özşekilsizdir, orta tanelidir. Birliktelikleri granoblastik doku oluşturmuştur. Bazı karbonat mineralleri, plajiyoklaz ve amfibol gibi minerallerin alterasyonu ile oluşmuştur.

*Muskovitler*, özşekilsiz, ince taneli, yapraksı mineraller olarak izlenmektedir. İnce kesitte genelde saçınımlı durumdadır. Deforme alanlarda kıvrım yapısı belirgindir.

*Sfenler*, özşekilsiz-yarıözşekillidir. Bu tür kayalarda yaygınca bulunmaktadır. *Granatlar*, özşekilsizdir. Yoğun çatlaklı ve çatlaklarından itibaren kloritleşmiş olarak izlenmiştir. Bazı kesitlerde kuvars ve amfibol kapanımlarına sahiptir. *Opak mineraller*, özşekilsizdir, ince kesitlerde saçınımlı bir durum sergilemektedir.

#### **3.2.1.4 Kuvarso-feldispatik mika gnays**

Lepidogranoblastik dokuda izlenmiştir. Foliasyon düzlemlerini muskovit ve biyotit minerallerinin dizilimi ile kuvars ve plajiyoklaz bantları oluşturmaktadır. Ana mineral bileşimini kuvars, plajiyoklaz ve mika mineralleri oluşturmaktadır. Kuvars ve plajiyoklazlar kesitin yaklaşık %80'ini oluşturur durumdadır. Ayrıca farklı ince kesitlerde bu minerallere opak mineral, apatit, rutil ve zirkon minerallerinden bir kaçı ya da tümü eşlik etmektedir.

*Kuvarslar*, özşekilsizdir. Deformasyona bağlı dalgalı sönme ve deformasyon lamelleri gelişimi yaygındır. Kayanın foliasyon düzlemine paralel şeritler olarak bulunmaktadır. Bu şeritler içerisindeki kuvarslarda poligonal şekil belirgindir. Bazı taneleri yoğun rekristalizasyon özelliği sunmaktadır.

*Plajiyoklazlar*, özşekilsizdir. Bazı tanelerinde polisentetik ikiz lamelleri gözlenmiştir. Deformasyon etkisiyle, bu ikiz lamelleri yer yer bükülmüştür ve hatta deformasyona

bağlı ikizler de gelişmiştir. Kuvarlarla birlikte granoblastik dokuyu oluşturmaktadır. Bazı tanelerinde mirmekitik doku izlenmektedir. Yoğun killeşme ve serisitleşme etkileri sunmaktadır.

*Mikalar*, muskovit ve daha az oranda biyotit türünde olup, foliasyon düzlemlerini temsil etmektedirler. Biyotitler, kahverengiden sarıya pleokroizma göstermektedir. Yoğun şekilde kloritleşme izlenmiştir. Bazı kesitlerde, biyotit minerallerinde deformasyona bağlı rekristalizasyon gelişimi gözlenmiştir.

*Opak mineraller*, özşekilsiz ve ince kristallidir. Örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. *Apatitler*, özşekilsiz-yarıözşekilli olup, örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. *Rutiler*, özşekilsizdir, örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. Yer yer parçalı bir görünüm sunmaktadır. *Zirkon*, yarı-özşekillidir ve ince kristallidir. Örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. Genellikle plajiyoklaz mineralleri üzerinde gelişim sunmaktadır.

### **3.2.1.5 Kuvarsitik şist ve kuvarsit**

Kuvarsitik şist türü kayalar lepidogranoblastik doku gösterirken, kuvarsit türü kayalar granoblastik dokulu ve zayıf foliasyonludur. Özellikle kuvarsitik şistlerde kıvrımlanma belirgindir. Kuvarsitik şistlerin ana mineral bileşimini kuvars, mika ve plajiyoklaz mineralleri oluştururken, kuvarsitlerin egemen minerali kuvarstır. Kuvarsitlerde, kuvarsa az miktarda mika, klorit ve epidot mineralleri de eşlik etmektedir. Tali bileşen olarak, özellikle kuvarsitik şistlerde kayanın genelinde saçınımlı durumda bulunan, yaygınca özşekilsiz halde opak mineraller gözlenmiştir. Bunun dışında, apatit, zirkon, sfen taneleri de bulunmaktadır.

*Kuvarlar*, özşekilsiz olup, dalgalı sönme göstermektedir. İri taneli kuvarlarda, kenarlarından itibaren rekristalizasyon tipiktir. Grift doku çoğu kuvarlarda belirgindir.

*Mikalar*, genellikle muskovit ve serisit olup, daha az oranda da biyotitlerden oluşmaktadır. Biyotitler çoğunlukla ya kloritleşmiş ya da opaklaşmış olarak izlenmiştir. Kayaların lepidoblastik doku seviyelerini mika mineralleri oluşturmaktadır.

*Plajiyoklazlar*, özşekilsizdir, ince tanelidir. Yaygınca serisitleşmiş ve killeşmiştir. Kuvarlarla birlikte kayanın granoblastik dokulu seviyelerini oluşturmaktadır.

*Epidotlar*, genellikle pistazit türündedir. Bazı kesitlerde yaygınca ve gelişigüzel dağılımlı olarak bulunmaktadır. Bu minerallerin kayadaki foliasyon düzlemlerini keser bir konumda bulunmaları, bir kısım epidotların, bölgede metamorfikleri kesen intrüzyonlar ile ilişkili olduğunu belirtmektedir.

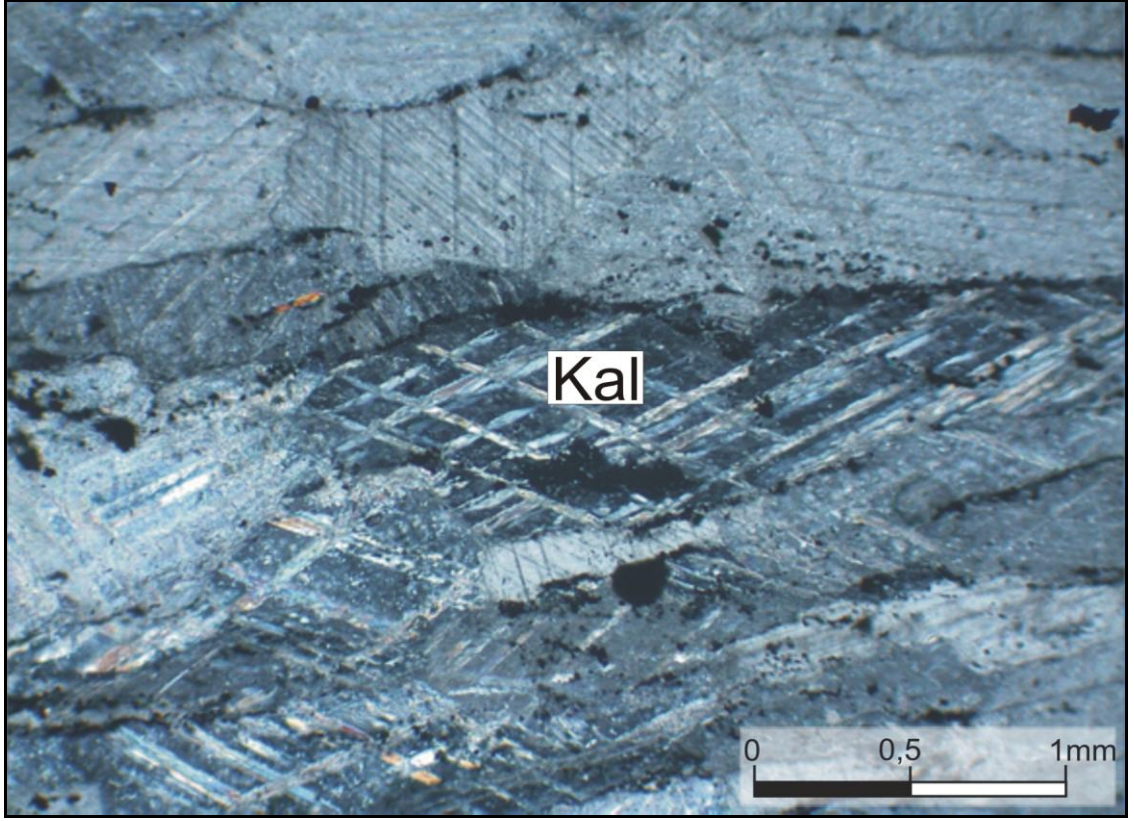
*Apatitler*, çok az oranda bulunmaktadır. Özşekilsizdir ve örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. *Zirkonlar*, az oranda gözlenmiştir. Yarı-özşekillidir ve çok ince kristallidir. Örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. *Sfenler*, özşekilsizdir. Çatlaklı yer yer de parçalı bir görünüm sunmaktadır. Bazı kristalleri lökoksenleşmeye başlamıştır. Örnek içerisinde saçınımlı durumdadır.

### **3.2.1.6 Mermer**

Kayanın genel dokusu granoblastik dokudur. Makaslama zonu içerisinden alınan mermer örneklerinde ise minerallerde uzama ve rekristalizasyona bağlı milonitik foliasyon oluşumları izlenmektedir (Şekil 3.20). Mermerin ana mineral bileşimini karbonat mineralleri oluşturmaktadır. Az oranda, çok ince taneli muskovit, kuvars, feldispat ve opak mineraller de izlenmiştir. Kayanın ince kesitlerinde foliasyon düzlemi, yaygın olarak verev ve dikine çatlaklar tarafından kesilmiştir. Bu çatlaklar ince, orta ve iri kalsit kristallerince dolgulanmıştır. Bu dolgu minerallerinde de basınç ikizlerinin gelişmiş olması, deformasyon gelişiminin dolgudan sonra da devam ettiğini belirtmektedir. Bu kayaların bazı kesitlerinde yaygın stilolit oluşumları izlenmiştir. Stilolitler kayadaki karbonat damarlarını da ötelemiş konumdadır. Bu durum, stilolit oluşumuna sebebiyet veren deformasyonun damarların oluşumundan daha geç bir evrede oluştuğunu ve dolgulardaki basınç ikizi gelişimi ile korele edilebileceğini belirtmektedir.

*Karbonatlar*, ince-orta tanelidir. Optik incelemeler, karbonatların kalsit türünde olduğunu ortaya koymaktadır. Kayadaki granoblastik dokuyu oluşturmaktadır. Deformasyon etkisiyle basıklaşarak foliasyonuna paralel durumda uzamıştır ve birbirleriyle grift durumdadır. Yaygınca basınç ikizlidir. Yer yer kenarlarından itibaren rekristalizasyonlar izlenmiştir. Deformasyonun şiddetli olduğu alanlarda tamamıyla rekristalize olmuşlardır.





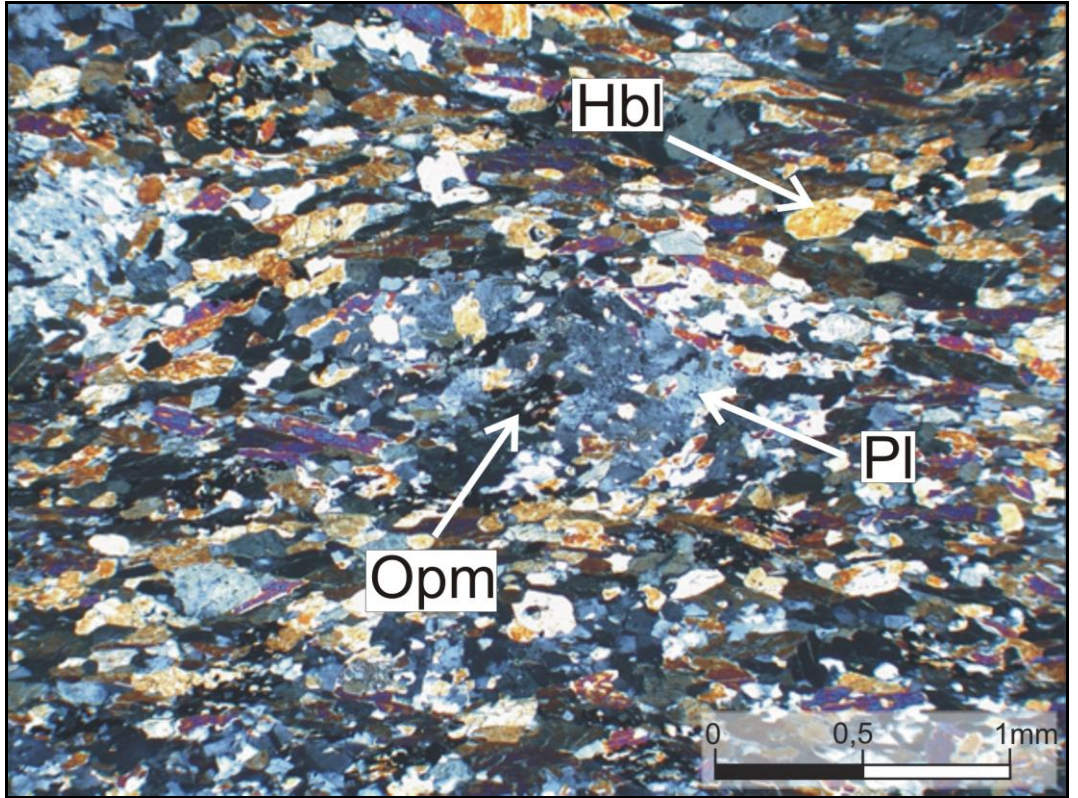
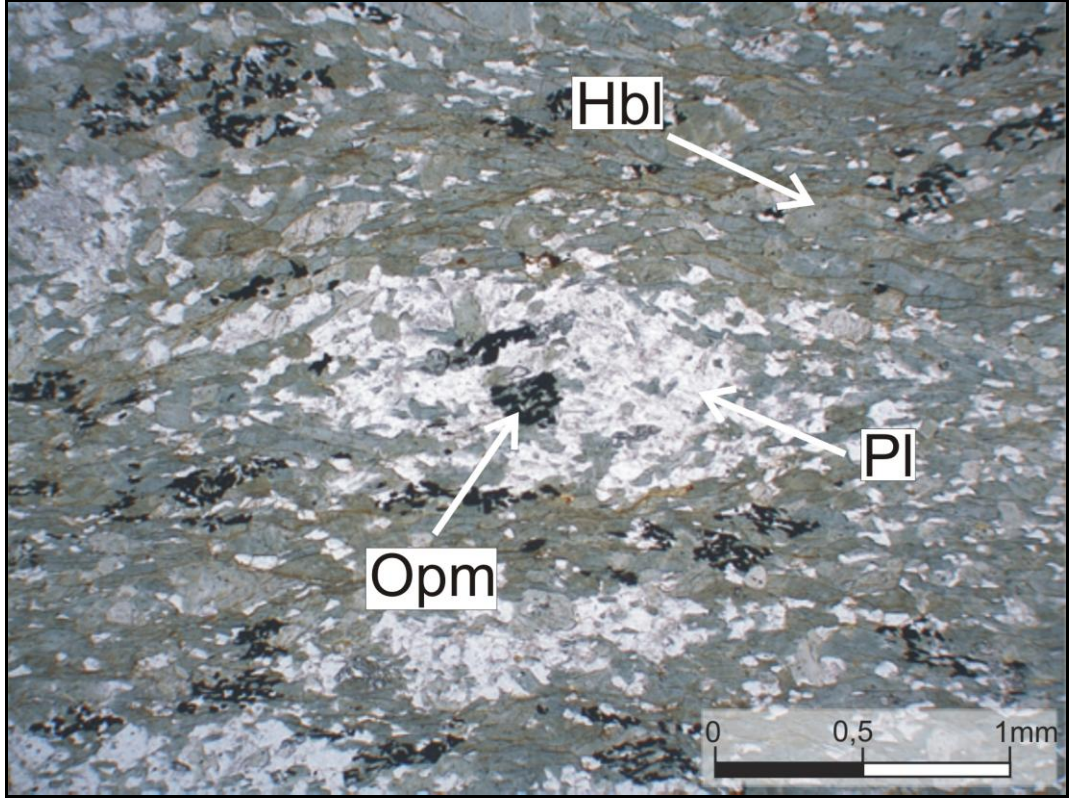
Şekil 3.20 Mermerden çift nikolde ince kesit görüntüsü

(Kal: Kalsit)

*Muskovitler*, çok ince kristallidir. Şerit formundadır. Örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. *Kuvars ve feldispatlar*, özşekilsiz, yuvarlağa yakın formlarda ve örnek içerisinde saçınımlı durumda bulunmaktadırlar. *Opak mineraller*, özşekilsiz-yarıözşekilli ve ince kristalli halde buldukları gibi, kayanın foliasyonu yönünde uzamış halde, çok ince kristalli ve özşekilsiz olarak da bulunmaktadır.

### 3.2.1.7 Amfibolit

Nematoblastik, granonematoblastik ve yaygın olarak porfironematoblastik dokudadır. İnce kesitlerin mineral lineasyonuna dik kesit olarak yaptırılması, bu kayaların el örneğine kıyasla belirgin bir foliasyona sahip olduğunu ortaya koymaktadır. Amfibolitlerin ana mineral bileşimini hornblend ve plajiyoklaz mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 3.21). Bu minerallere bazı kesitlerde granat ile az oranda kuvars eşlik etmektedir. Apatit, sfen, epidot ve opak mineraller ise kayanın tali mineral bileşimini oluşturmaktadır.



Şekil 3.21 Amfibolitten: a. tek nikelde, b. çift nikelde ince kesit görüntüsü

(Hbl: Hornblend, Pl: Plajiyoklaz, Opm: Opak mineral)

Bazı ince kesitlerde mermerlerde de belirgin olduğu gibi, foliasyon düzlemini değişen açılarda kesen yaygın çatlak gelişimi izlenmiştir. Çatlaklar genelde silisçe zengin sıvılarca doldurmuş ve bu alanda breşleşme meydana getirmiştir. Bazı çatlaklar ise demiroksit/hidroksitlerce dolgulanmıştır. Bu kesimlerde ayrıca kloritleşmeler de yaygındır.

*Hornblendler*, ince-orta tanelidir. Özşekilsiz ve prizmatik biçimdedir. Yeşilden sarıya pleokroizma göstermektedir. Kayanın nematoblastik dokulu seviyelerini oluşturmaktadır. Uzun eksenleri boyunca dizilimi foliasyon düzlemlerini oluşturmaktadır. Bazı tanelerinde çatlak gelişimi ve çatlaklarından ve dilinimlerinden itibaren de kloritleşme yaygındır. Bazı ince kesitlerde hornblend taneleri, yersel kahverengi biyotite dönüşüm göstermektedir.

*Plajiyoklazlar*, özşekilsizdir. İnce-orta taneli mineraller olarak buldukları gibi yer yer de iri porfiroblastlar olarak yer almaktadır. İnce-orta taneli plajiyoklazlar, kayanın granoblastik dokusunu oluşturmaktadır. Bazı tanelerde polisentetik ikiz lamelleri belirgindir. Buna karşın, bazı tanelerinde deformasyon ikizleri iyi gelişmiştir. Plajiyoklaz porfiroblastları genelde foliasyon yönünde basıklaşmış ve hornblendler tarafından sarılmış durumdadır. Bazı porfiroblastlar, kuvars, hornblend, sfen, apatit, epidot ve opak mineral kapanımları içermektedir ve tipik poikiloblastik dokuyu oluşturmaktadır. Bazı plajiyoklaz tanelerinde, değişen oranlarda serisitleşme ve killeşme ve/veya epidotlaşma izlenmektedir.

*Granatlar*, bazı kesitlerde gözlenebilmiştir. Bu minerallerde kırılanma ve yaygın alterasyon gelişimi tespit edilmiştir. Özellikle mineralin kenar ve kırık kesimlerinden itibaren biyotit, klorit ve serisit oluşumları izlenmektedir. Granat çevresindeki bu biyotitlerin bir kısmı, granat ile birliktelik oluşturan hornblendleri de etkiler şekildedir.

*Kuvarslar*, bazı örnekler dışında genelde bu kayalarda tali oranda bulunmaktadır. İnce taneli ve özşekilsiz mineraller olarak izlenmiştir. Tanelerinde dalgalı sönme belirgindir. Kesit içerisinde saçınımlı olarak bulunmaktadır.

*Apatitler*, özşekilsiz-yarıözşekillidir ve örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. *Sfenler*, özşekilsizdir. Çatlaklı ve parçalı bir görünüm sunmaktadır. Örnek içerisinde saçınımlı

halde bulunmaktadır. *Epidot mineralleri*, genellikle zoizit türünde olup, ince kristalli, özşekilsiz ve örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. Bir kısım epidotlar ise biraz daha iri kristalli olup, yarı-özşekilli ve kısa-prizmatik formlardadır. Bu epidotlar, uzun eksenleri foliasyon yönünde olacak şekilde dizilmiştir. *Opak mineraller*, bol miktarda bulunmaktadır. Genellikle foliasyona uyumlu dizilim sunmaktadır. Yer yer, iç kısımlarına doğru farklı minerallerin büyümesi ile parçalı bir yapı da kazanmıştır.

### **3.2.2 Maden karmaşığı**

Maden karmaşığı yukarıda da belirtildiği gibi inceleme alanı içerisinde sedimanter ve volkanik kayaların değişen yüzeylemeleri ile temsil edilmektedir. Bu kayaların özellikle diğer kayalar ile olan dokanaklarına yakın kesimlerden sınırlı örnekleme yapılmıştır. Aşağıda bu örneklerin ince kesit özellikleri verilmektedir.

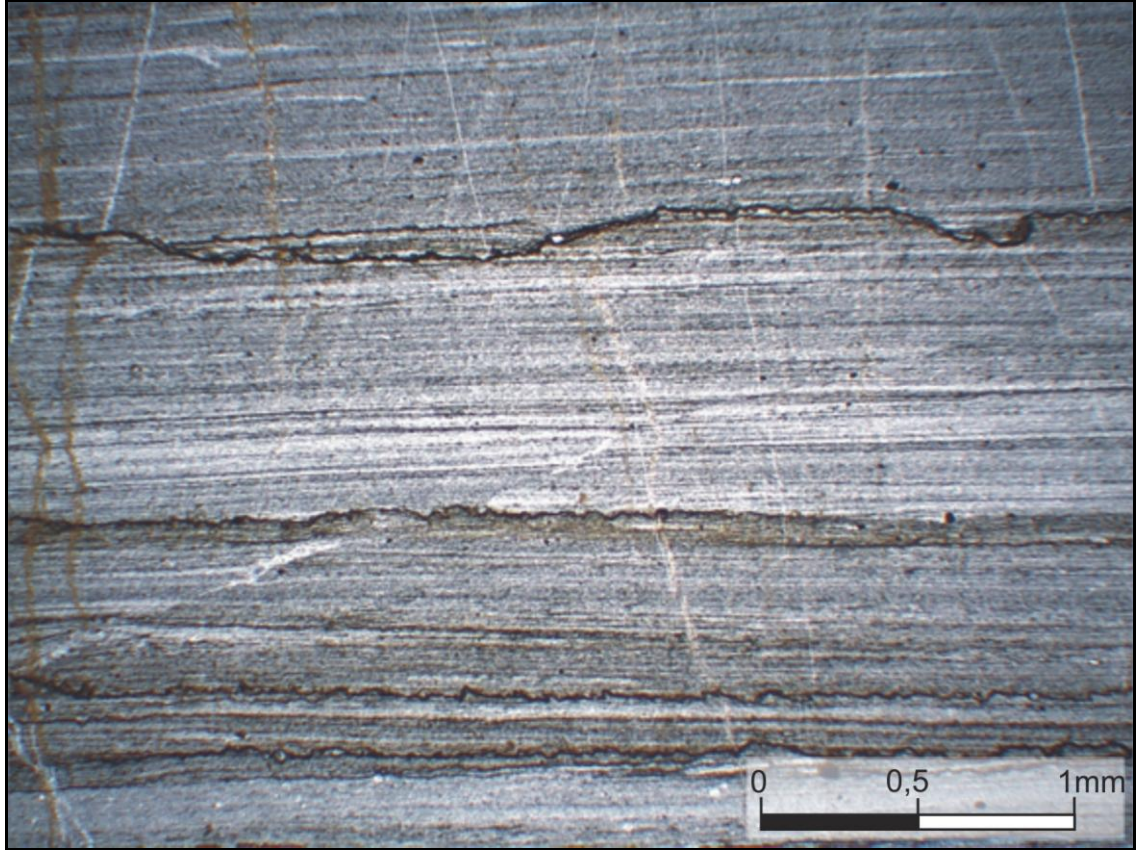
#### **3.2.2.1 Metaçamurtaşı (sleyt)**

Kayanın ilksel sedimanter özellikleri kısmen korunmuş görülmektedir. Kayanın laminalı yapısı, krenülasyon klivajı şeklindeki foliasyon tarafından üzerlenmektedir. Laminalanma ile foliasyon arasında verev bir ilişki bulunmaktadır. Kayanın mineral/tane bileşimini ince taneli karbonat ve serisit mineralleri ile kil/silt boyu kaya parçaları oluşturmaktadır. Bazı örnekler orta taneli feldispat taneleri de içermektedir. Yaygın serisit gelişimi, kayanın çok düşük dereceli metamorfizma etkisinde kaldığını belirtmektedir. Bu kayaların en tipik özelliklerinden biri; laminalanmaya değişen açılarda verev kırıklanmanın gelişimi ve bu kırık boşluklarını orta-iri kalsit minerallerinin doldurmasıdır. Damar dolgularının göreceli yaş ilişkisi, kırıkların gelişimi ve bu kırıkların doldurulmasının tek bir evre ürünü olmadığı, birbirini izleyen birden fazla oluşum evresi gösterdiği yönündedir. Bu durum bölgeye yerleşen Malatya metamorfiklerinin ilerlemesini temsil ediyor olmalıdır.

#### **3.2.2.2 Metakarbonat/Biyomikrit**

İnce kesit incelemeleri, kayanın mikrokristalin ve/veya kriptokristalin karbonat minerallerinden oluştuğunu ortaya koymaktadır (Şekil 3.22). Bazı kaya örnekleri içerisinde ayrıca az oranda fosil kavkı parçaları ile çok az oranda silis mineralleri ve muskovit mineralleri yer almaktadır. Fosil kavkılarını mikrokristalin karbonat

minerallerince dolgulanmıştır. Kaya içerisinde kırılanma yaygındır. Kırık boşlukları ince-orta-iri taneli karbonat mineralleri ile daha az oranda silis ve demiroksit/hidroksit minerallerince dolgulanmış durumdadır. Bu dolguları üzerleyen deformasyon yapıları ve dolgulardaki kalsit minerallerinde gelişen basınç ikizleri bölgedeki deformasyonun ilerleyen karakterde olduğunu göstermektedir.



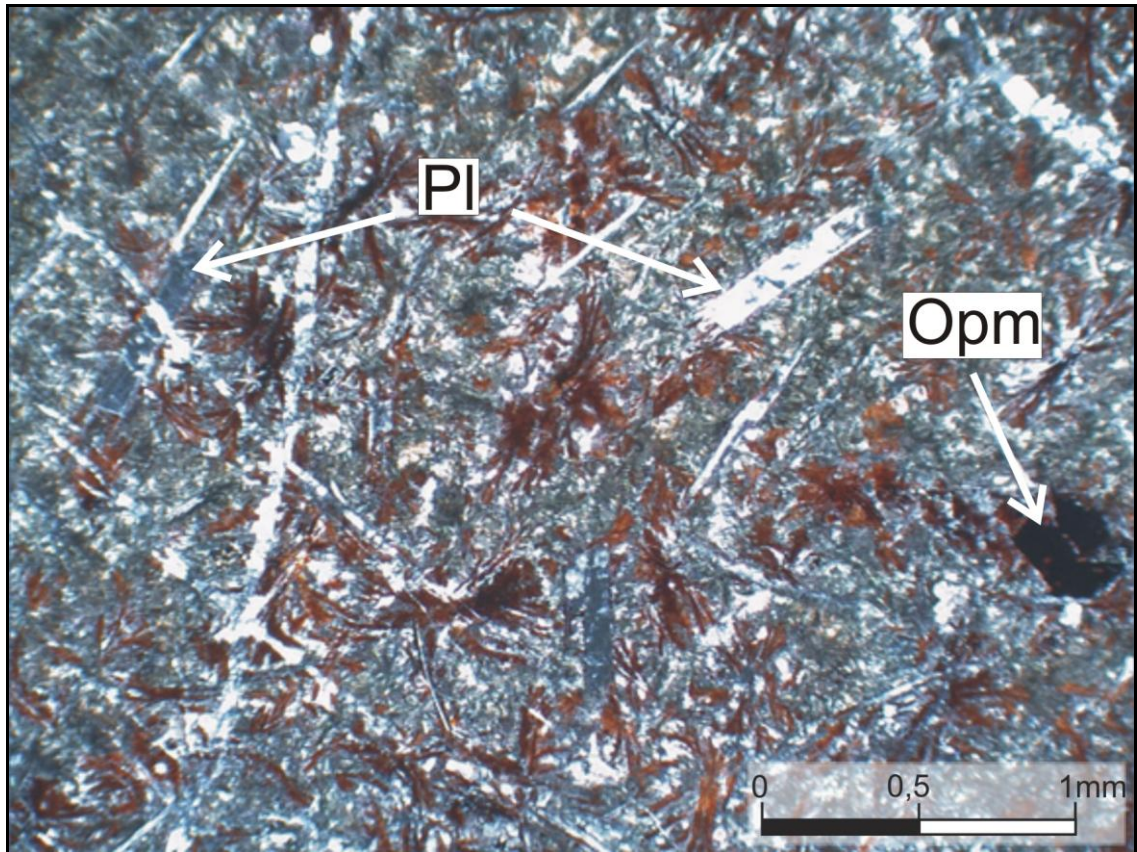
Şekil 3.22 Metakarbonattan tek nikelde ince kesit görüntüsü

### 3.2.2.3 Volkanit

Sınırlı sayıda derlenen örneklerin ince kesit incelemeleri, Maden karmaşığına ait volkanit türü kayaların bazik bileşime sahip, yoğun şekilde altere olmuş mafik volkanitler olduğunu göstermiştir (Şekil 3.23). Kayalar porfirik dokulu olup, fenokristaller ve hamur kısmından oluşmaktadır. Mineral ve mineral toplulukları kısmını pistazit, zoizit, plajiyoklaz, sfen, opak ve altere mafik mineraller oluşturmaktadır. Plajiyoklazlar kloritleşmiş ve zoizitleşmiştir. Mafik mineraller ise karbonatlaşmış, opaklaşmış yer yer de kloritleşmiştir. Hamur kısmını ise çok ince-ince

taneli plajiyoklaz ve epidot mineralleri oluşturmaktadır. Kayalar yoğun deformasyona maruz kalmış ve bunun sonucunda kataklastik doku gelişmiştir. Bu gelişim, minerallerin parçalanması ve ince taneli minerallerin oluşturulması ile temsil olunmaktadır. Örnekteki hamur kısmının bir bölümü de iri taneli minerallerin ve mineral topluluklarının ezilip parçalanmasıyla oluşturulmuştur. Bu haliyle kaya “kataklastit” olarak da tanımlanabilmektedir. Kayadaki bu kataklastik deformasyon, ayrıca kayanın genelinde alterasyon gelişimine sebebiyet vermiştir. Klorit oluşumlarının da bu deformasyonun ürünü olduğu düşünülmektedir.

Bir kısım volkanit türü kayaların ise fenokristallerini plajiyoklaz mineralleri, hamur kısmını ise volkan camı ve yer yer ışınal yer yer de sferülitik yapıdaki plajiyoklaz mikrolitleri oluşturmaktadır. Az oranda silis dolgulu gaz boşlukları da bulunmaktadır. Ayrıca kayalar yoğun şekilde kırıklanmış ve bu kırıklar da silisçe doldurulmuştur. Bu silisifiye dolgular, bükülmüş ve kıvrımlanmış olarak gözlenmiştir.



Şekil 3.23 Muhtemel bazalttan çift nikolde ince kesit görüntüsü

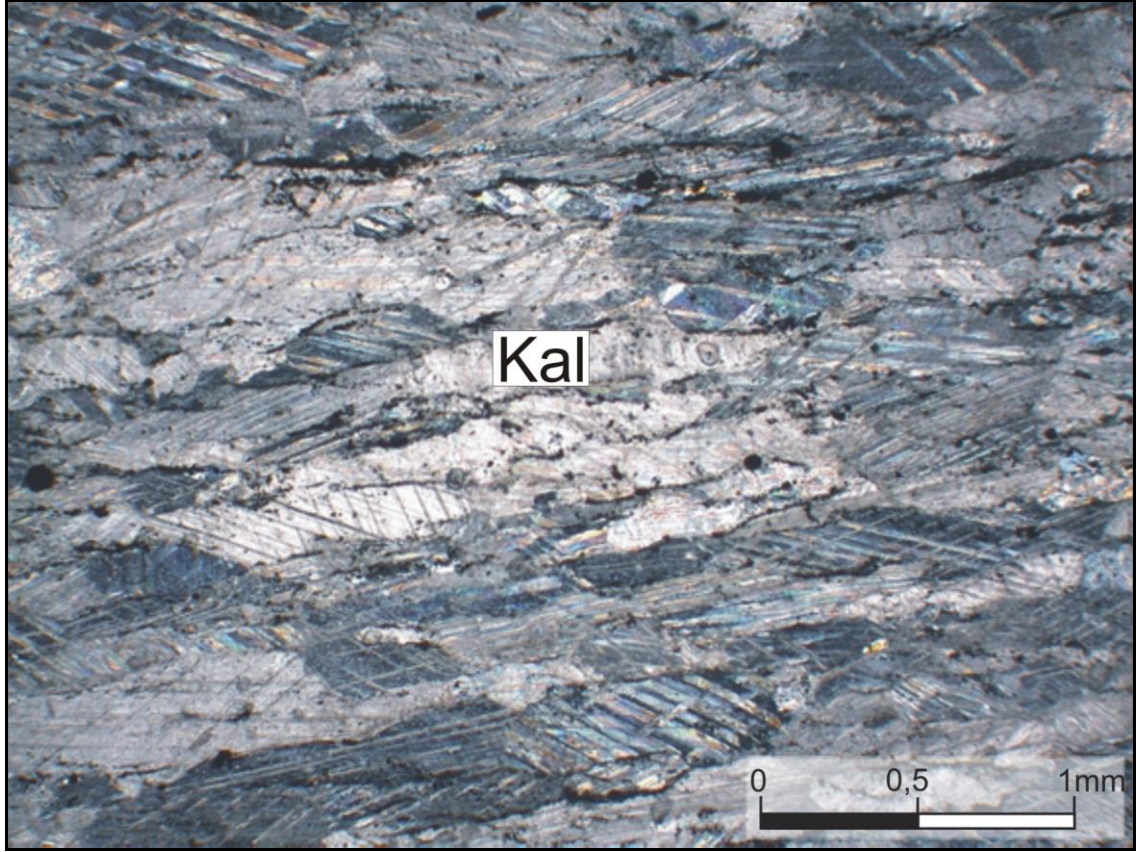
(Pl: Plajiyoklaz, Opm: Opak mineral)

### 3.2.3 Malatya metamorfikleri

Malatya metamorfiklerini oluşturan kayalar Pütürge metamorfiklerini oluşturan kayalardan dokusal ve mineralojik yönden bazı farklılıklar sunmaktadır. Egemen litoloji türünü kalın mermerler oluşturmaktadır. Bu kayalara belli seviyeler halinde filit/şist türü kayalar ile yer yer metabazik kökenli şistler eşlik etmektedir.

#### 3.2.3.1 Mermer

Kaya granoblastik dokuludur. Ana mineral bileşimini kalsit, az oranda kuvars, muskovit ve çok daha az oranda epidot mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 3.24). Tali mineral olarak yaygınca opak mineral bulunmaktadır.



Şekil 3.24 Mermerden çift nikolde ince kesit görüntüsü

(Kal: Kalsit)

*Kalsitler*, özşekilsiz ve ince-orta-iri taneler halinde bulunmaktadır. Bu minerallerde basınç ikizleri yaygınca izlenmektedir. Bazı kesitlerde, yaygın rekristalizasyon

özellikleri gösterirler. Kayanın granoblastik dokusunu, kalsit minerallerinin konumları oluşturur. Bazı kesitlerde ise tanelerde uzama ve basıklaşma tipiktir.

*Kuvarslar*, özşekilsizdir. Saçınımlı olarak bulunabildikleri gibi, bazı kesitlerde bir araya gelerek granoblastik dokulu merccekler oluşturdukları da gözlenmiştir. Tanelerde dalgalı sönme belirgindir.

*Muskovitler*, ince tanelidir, şerit formundadır. Kaya içerisinde belli seviyelerde muskovitlerin uzanımı, kayadaki foliasyon yapısı oluşturmaktadır.

*Epidot mineralleri*, özşekilsizdir, çatlaklı ve parçalı bir görünüm sunmaktadır. Kaya içerisinde saçınımlı olarak izlenmiştir.

*Opak mineraller*, genellikle yarı-özşekilli olup, kaya içerisinde saçınımlı olarak bulunmaktadır. Özellikle muskovitler ile birlikteliği dikkat çekicidir. Bu kesimlerde, çok ince taneli ve uzamış-yönlenmiş olarak izlenmiştir.

### **3.2.3.2 Sleyt/Fillit**

Bu kayaların genel dokusu granolepidoblastik dokudur. Lokal olarak granonematoblastik ve lepidoblastik dokular da gözlenmiştir. Bu kayaların yaygın minerali kuvars, serisit (bazı kesitlerde serisit+muskovit) ve klorittir. Bazı kesitlerde bu minerallere veya bu minerallerden bir kısmına kloritoyid, plajiyoklaz ve epidot mineralleri eşlik etmektedir. Opak mineraller, bazı kesitlerde ana mineral bileşeni olarak yer almaktadır. Bu kayaların tali bileşenini rutil oluşturmaktadır. Bazı kayalarda  $S_1$  ve krenülasyon klivajı şeklindeki  $S_2$  foliasyonu belirgindir. İnce kesit incelemeleri, sleyt/fillitlerin şu tür kayalar ile temsil olduğunu ortaya koymaktadır: Klorit serisit sleyt, klorit kloritoyid serisit fillit/kloritoyid klorit serisit fillit, epidot klorit fillit.

*Kuvarslar*, ince taneli ve özşekilsizdir. Dalgalı sönme göze çarpan belirgin özelliğidir. Bir kısım kuvarslar merccek ve ince bant oluşumu göstermektedir. Bunlar foliasyon boyunca uzanım sunmaktadır. Deformasyonun yoğun olduğu alanlardan alınan örneklerde kıvrımlanma ve kırıklanma yaygındır.

*Serisit*, bu kayalarda yaygınca bulunmaktadır. Bazı kesitlerde, serisitler ile beraber orta taneli muskovitler de izlenmektedir. Kloritler ile birlikte kayanın lepidoblastik



dokusunu temsil etmektedirler. Klivaj yapısı, özellikle bu minerallerin yoğun olduğu kesimlerde tipiktir.

*Koritler*, özşekilsizdir, yapraksı biçimlidir. Açık yeşilden sarıya pleokroizma göstermektedir. Serisit ve muskovitler ile birlikte kayanın foliasyonunu oluşturmaktadır.

*Kloritoyidler*, yarı-özşekillidir, ince-çubuksu biçimlidir. Sarıdan yeşile, bazı örneklerde ise açık yeşilden mavimsi yeşile değişen pleokroizma renkleri göstermektedir. Bazı kristallerinde polisentetik ikiz lamelleri gelişmiştir. Nematoblastik dokuludur. Foliasyonun iyi geliştiği kayalarda genellikle yönlenmeye paralel bir dizilim sunmaktadır. Ancak, zayıf foliasyonlu kayalarda foliasyon yönünde uzanım yerine, gelişigüzel veya ışınsal yapıdadır.

*Plajiyoklazlar*, özellikle epidot ve klorit mineralleri ile birlikte, bazik kökenli kayalarda izlenmektedir. Özşekilsiz olarak gözlenen plajiyoklazların bazı kristalleri ikiz lamellidir.

*Epidot mineralleri*, genelde özşekilsiz-yarıözşekilli olup, orta-iri tanelidir.

*Opak mineraller*, örneğin geneline dağılmış durumdaki özşekilsiz mineraller olarak izlenmiştir. *Rutiller*, yine kayanın geneline dağılmış, özşekilsiz yer yer de yarı-özşekilli mineraller olarak bulunmaktadır.

### **3.2.3.3 Şist**

İnce kesit incelemeleri, Malatya metamorfikleri içerisinde farklı şist türlerinin varlığını ortaya koymaktadır. Bunlar: Klorit epidot şist, epidot klorit biyotit şist, epidot klorit mika şist, kloritoyid klorit mika şist, kloritoyid muskovit kalkşist.

Mika şist türü kayalarda lepidoblastik ve granolepidoblastik dokular hakimdir. Ancak kaya bileşenine az ya da çok oranda prizmatik biçimli minerallerin katıldığı ve yuvarlağa yakın şekilli, birbirleriyle hemen hemen grift bir şekilde kenetlenmiş minerallerin oranlarının arttığı örneklerde yersel olarak granonematoblastik veya nematogranoblastik dokular da izlenmiştir. Kalkşist türü kayalar ise genellikle granoblastik dokuludur. Şist türü kayaların mineral bileşimini mika mineralleri (biyotit ve muskovit), kuvars, plajiyoklaz, klorit, epidot ve opak mineraller oluşturmaktadır. Bazı kesitlerde bu minerallere kloritoyid, disten ve karbonat mineralleri eşlik etmektedir

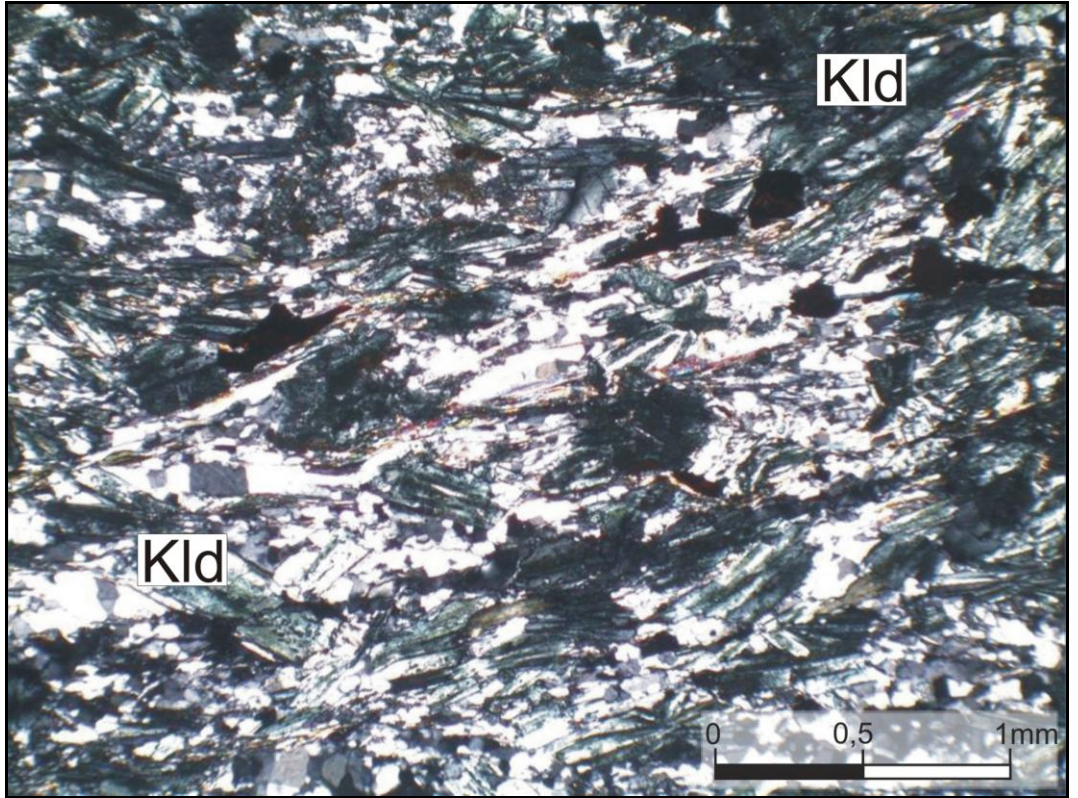
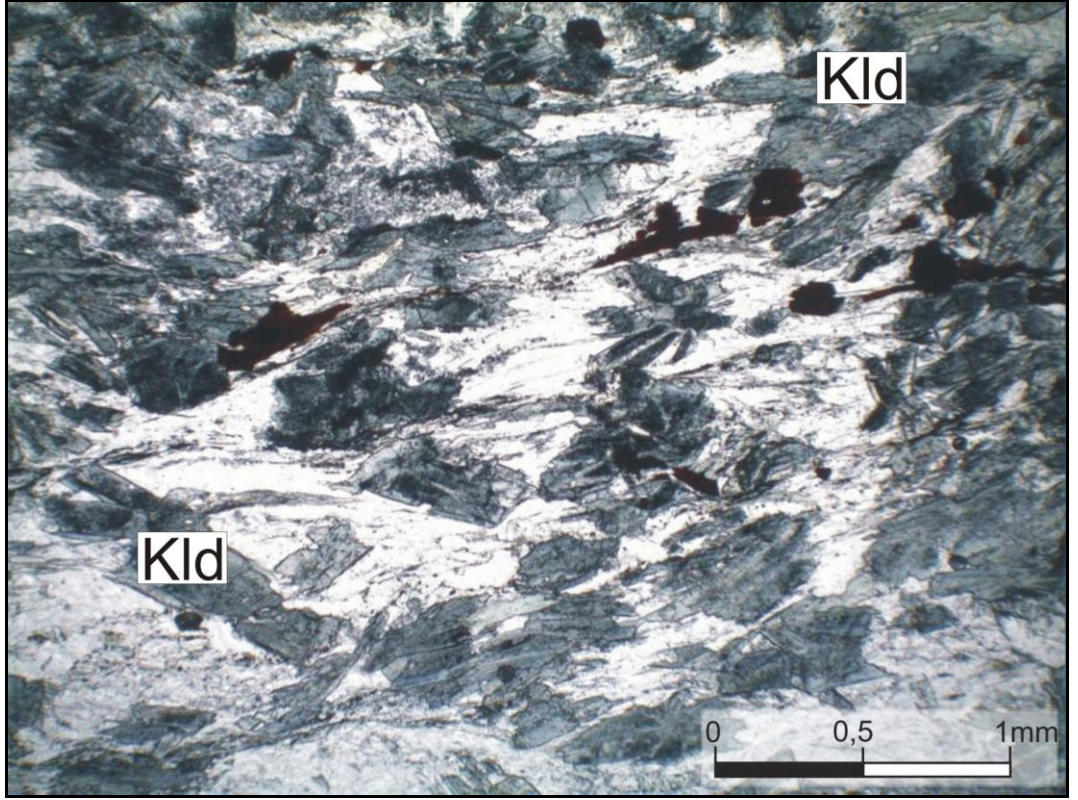
(Şekil 3.25). Kalkşist türü kayalarda ise bu bileşenlere kayanın ana bileşenini oluşturacak oranda karbonat mineralleri (kalsit) eklenmektedir. Şist türü kayalarda tali bileşen olarak, rutil, sfen, apatit ve turmalin minerallerinden biri ya da bir kaçını bir arada gözlenmiştir.

*Mika mineralleri*, bazı örneklerde yalnızca biyotit, bazı örneklerde yalnızca muskovit, bazı örneklerde ise biyotit ve muskovit birlikteliği şeklinde izlenmiştir. Mikalar, özşekilsiz olup, ince yapraksı ve şerit biçimindedir. Foliasyona uyumlu şekilde bir dizilim sunmaktadır. Kayanın lepidoblastik dokulu seviyelerini oluşturmaktadır. Daha sonra gelişen dinamik etkilere maruz kalmış örneklerde, deformasyon etkisiyle bu seviyeler kıvrılmanmış yer yer de koparak devamlılıklarını kaybetmiştir. Bu esnada mika minerallerinde de zikzak kıvrımlar ve dalgalı sönme gelişmiştir. Biyotitler, genellikle kahvemsî yeşil renkli olarak izlenmiştir. Yer yer dilinim izleri ve kenarlarından itibaren kloritleşmeye yer yer de opaklaşmaya başlamıştır. Bazı örneklerde ise hemen hemen bütünüyle klorite dönüşmüştür ve kloritler içerisinde kalıntı mineraller olarak gözlenebilmiştir.

*Kuvarlar*, ince taneli ve özşekilsizdir. Genellikle dalgalı sönme, yer yer de rekristalizasyon (bazılarında kenarlarından, bazılarında iç kısımlarından itibaren) gelişmiştir. Saçınımlı kristaller olarak buldukları gibi yer yer kendi içerisinde granoblastik doku sunan mercıklar ve ince bantlar oluşturmuşlardır. Bunlar foliasyon boyunca uzanım sunmaktadır. Bazı örneklerde ise foliasyona paralel uzamış tek tane kuvars şeritleri izlenmiştir. Kıvrımlı ve faylı alanlardan alınmış örneklerde, deformasyon etkisiyle bant ve mercıkların kıvrımlandığı yer yer de koparak devamlılıklarını kaybettikleri gözlenmiştir.

*Plajiyoklazlar*, çok az oranda bulunmaktadır. Özşekilsizdir. Kuvarlarla birlikte, kayanın granoblastik dokulu seviyeleri içerisinde yer almaktadır. Yer yer polisentetik ikiz lamellerinin geliştiği gözlenmiştir. Daha bol oranda bulunduğu örnekler içerisinde ise bol miktarda, ince taneli opak, apatit, sfen ve epidot kapanımları içermektedir.

*Kloritler*, özşekilsizdir, yapraksı formlardadır. Açık yeşilden sarıya pleokroizma göstermektedir. Lepidoblastik dokulu olup, mika mineralleri ile uyumlu şekilde yönelmeye paralel dizilmişlerdir. Bir kısım kloritler içerisinde izlenen kahve renkli



Şekil 3.25 Kloritoyid mika şistten: a. tek nikelde, b. çift nikelde ince kesit görüntüsü  
(Kld: Kloritoyid)

kalıntı biyotitlere dayanarak, kloritlerin bir kısmının biyotitten itibaren dönüşmüş olduğu düşünülmektedir. Kloritoyid içeren örneklerin bazılarında ise kloritlerin bir kısmı kloritoyidlerin kenarlarından itibaren dönüşüm ürünü olarak gelişmiştir.

*Epidot mineralleri*, örnek içerisinde saçınımlı durumda, özşekilsiz kristaller olarak buldukları gibi, çubuksu ve yer yer 6 köşeli prizmatik formlarda yarı-özşekilli olarak da bulunmaktadır. Bazı kristalleri yönlenmeye uyumlu durumda iken, bazı kristalleri de yönlenmeye aykırı konumda kesit geneline dağılmış olarak izlenmiştir. Genellikle çatlaklı bir görünüm sunmaktadır. Kristallerinin bazılarında çatlak ve kenarlarından itibaren kloritleşmeler gözlenmiştir. Bazı örneklerde yer yer porfiroblast olarak değerlendirilebilecek irilikteki kristaller (ortalama 1,2 mm tane boyunda) olarak da bulunmaktadır. Bu iri epidotlar, çok ince taneli ve sıralı durumda opak ve kuvars kapanımları içermektedir.

*Opak mineraller*, iki farklı durumda gözlenmiştir. İnce taneli ve özşekilsiz olarak gözlenen opak mineraller, genellikle lepidoblastik seviyeler içerisinde, foliasyona uyumlu gelişim sunmaktadır ve bu yönde basıklaşıp uzamıştır. Biraz daha iri taneli (0,2-0,6 mm) ve özşekilsiz-yarıözşekilli olarak gözlenen opak mineraller ise kesit genelinde saçınımlı durumda gözlenmiştir. Kloritoyid içeren örneklerin bazılarında ise çok ince taneli bir oluşum sunan opak mineraller, kloritoyid mineralleri üzerinde yoğunlaşmışlardır.

*Kloritoyidler*, özşekilsiz-yarıözşekillidir, çubuksu bazen de levhamsı formlardadır. Genellikle mavimsi-yeşilden sarıya pleokroizma göstermektedir. Polisentetik ikiz lamelleri gelişmiştir. Buldukları kayada nematoblastik doku oluşturmuştur. Genellikle yönlenmeye uyumlu bir dizilim sunmaktadır, yer yer de ince çubuksu kloritoyidler bir araya gelip ışınal olarak dizilerek sferülitik yapılar oluşturmuşlardır. Üzerinde (özellikle ikiz seviyelerinden itibaren gelişen) çok ince taneli opak oluşumları gözlenmiştir. Bazı örneklerde ise kenar ve mevcut kırıklarından itibaren klorit dönüşümleri izlenmiştir.

*Distenler*, bazı örneklerde gözlenebilmiştir. Özşekilsiz-yarıözşekillidir. Kısa-prizmatik ve çubuksu biçimlidir. Belirgin dilinimli ve bazıları enine çatlaklıdır. Yer yer de bükülmüş durumdadır.

*Karbonat mineralleri*, bazı örneklerde gözlenebilmiştir. Özşekilsizdir ve az oranda bulunmaktadır. Yer yer diğer bileşenleri kapanım olarak içermektedir. Kalkışist türü kayalarda ise kayanın ana bileşenini oluşturmaktadır. Özşekilsizdir. Bazı kristallerinde basınç ikizleri gelişmiştir. Kayanın granoblastik dokusunu oluşturmaktadır. Yer yer de foliasyon yönünde uzamış ve yönlendirilmiş durumdadır. Bazı örneklerde, kuvars ve opak mineral kapanımları içerdiği gözlenmiştir. Ayrıca, kayada daha sonra gelişen çatlaklarda da ince-orta taneli, özşekilsiz, ikincil karbonat mineralleri izlenmiştir.

*Rutil, sfen ve apatit mineralleri*, örneğin geneline dağılmış durumdaki özşekilsiz mineraller olarak izlenmiştir. *Turmalinler ise*, ince taneli olup, yarıözşekilli-özşekillidir. Genellikle örnek içerisinde saçınımlı durumdadır. Ancak, bazı örneklerde yer yer bir araya gelerek kümelenenleri de gözlenmiştir.

#### **3.2.3.4 Amfibolit**

Bu kayaların genel dokusu nematoblastik olup, lokal olarak granonematoblastik doku da izlenmiştir. Başlıca amfibol, epidot grubu mineraller (genellikle zoizit, bazı örneklerde de zoizit+pistazit türünde), plajiyoklaz ve çok az oranda, ince seviyeler halinde bulunan kuvars minerallerinden oluşmaktadır. Farklı örneklerde değişen oranlarda ve farklı kristal boyutunda granat mineralleri de izlenmiştir. Amfibolit türü kayalarda tali bileşen olarak, sfen, apatit, rutil ve opak minerallerden biri, bir kaç ya da tümü bir arada gözlenmiştir.

*Amfiboller*, genellikle özşekilsiz kristaller halindedir. Yeşilden sarıya, bazı örneklerde de mavimsi-yeşilden sarıya pleokroizma göstermektedir. Nematoblastik dokuludur. Kayadaki yönlenebilirliğe uyumlu şekilde bir dizilim sunmaktadır. Basıklaşarak foliasyon yönünde uzamıştır. Böylece kayanın yönlü dokusu daha belirgin bir hal almıştır. Yer yer dilinim ve çatlaklarında klorit oluşumları izlenmiştir. Bazı örneklerde, diğer bileşenlere göre daha iri kristalli amfiboller de izlenmiştir. İri kristalli amfiboller, plajiyoklaz ve ince taneli amfibol minerallerini kapanım olarak içermektedir.

*Epidot grubu mineraller*, kayayı “epidot amfibolit” olarak adlandıracak kadar bol miktarda bulunmaktadır. Genellikle özşekilsizdir ve kaya içerisinde saçınımlı durumdadır. Yer yer kümelenerek, yönlenebilirliğe uyumlu durumda nematoblastik dokulu

bantlar ve mercekler oluşturmuştur. Bazı örneklerde, epidotların bir kısmı foliasyon yönünde uzamıştır. Bazı amfibolit örneklerinde ise bir kısım epidot mineralleri, plajiyoklazlardan itibaren dönüşüm ürünü olarak gelişmiştir.

*Plajiyoklazlar*, ince kristallidir, özşekilsizdir. Yer yer deformasyona bağlı ikiz lamelleri gelişmiştir. Amfibol ve epidot minerallerinin oluşturduğu nematoblastik dokulu seviyeler arasında saçınımlı halde gözlenmiştir. Bazı örneklerde, az orandaki kuvarslarla birlikte granoblastik doku oluşturmuştur. Serisitleşmiş ve killeşmiştir. Bazı örneklerde ise çok yoğun şekilde serisitleşmiş, killeşmiş yer yer de iç kısmından itibaren yoğun şekilde epidotlaşmıştır. İri kristalli olarak gözlendiği örnekler de mevcuttur.

*Kuvarslar*, diğer bileşenlerin arasını doldurur durumdaki ince seviyelerde, genellikle rekristalize halde izlenmiştir.

*Granatlar*, yalnızca bazı örneklerde gözlenmiştir. Bu örneklerden bazılarında porfiroblast mineraller olarak bulunmaktadır. Ancak, genellikle ince kristalli, özşekilsiz ve çatlaklı yapıdadır. Çatlaklarından itibaren biyotit ve klorit oluşumları gözlenmiştir. Ayrıca, epidot kapanımları içermektedir.

*Sfenler*, bol miktardadır, yarı-özşekillidir, ince kristallidir ve foliasyona uyumlu dizilmiştir. *Apatitler*, az orandadır, özşekilsizdir ve ince kristallidir. *Rutiller*, çok az miktarda, özşekilsiz ve çok ince kristalli olarak gözlenmiştir. Opak mineraller; bol miktarda, özşekilsiz ve genellikle foliasyona uyumlu dizilmiş olarak izlenmiştir.

Amfibolit türü örneklerin bir kısmı, yoğun şekilde dinamik metamorfizma etkisinde kalmıştır ve bu kataklastik deformasyonun etkileri, minerallerdeki dalgalı sönmeler, bükülmeler, kırılanmalar, belirli seviyelerde ufalanma ve ince kristalli bir hal alma, bazı seviyelerde ise daha iri kristalli minerallerin izlenmesi ve özellikle kuvarslarda gelişen rekristalizasyon gibi özellikler ile temsil olunmaktadır.

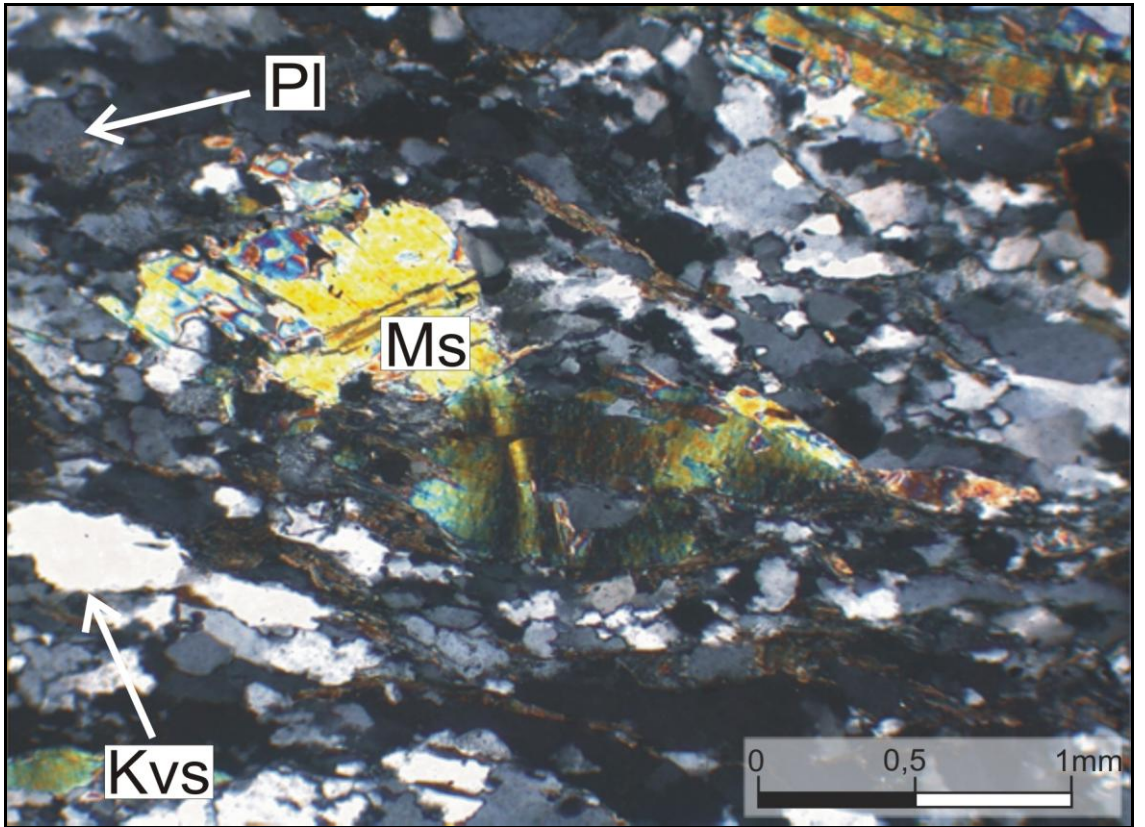
### **3.2.4 İntrüzif kayalar**

Petrografik incelemeler, inceleme alanı içerisindeki Pütürge metamorfikleri ve Maden karmaşığı ile ilişkili intrüziflerin pegmatoid, granit, monzonit, diyorit/gabro türünde olduğunu ortaya koymaktadır.

### 3.2.4.1 Pütürge metamorfiklerini kesen intrüzif kayalar

#### 3.2.4.1.1 Pegmatoid

Yer yer Pütürge metamorfiklerinin foliasyonuna paralel yer yer de foliasyonu keser konumda bulunan pegmatitik bileşime sahip kayalar genellikle holokristalin-porfirik dokuludur. Bazı örneklerde ksenomorf-tanesel doku da gözlenmiştir. Bazı örneklerde milonitik deformasyonu karakterize eden bir dokusal gelişim ve yönlenme de izlenmiştir. Özellikle muskovit minerallerinin uzanımı foliasyonu oluşturmaktadır (Şekil 3.26). Bunun yanısıra, diğer minerallerin foliasyon yönünde basıklaşması da foliasyonu temsil etmektedir. Başlıca ortoklaz, plajiyoklaz, kuvars, mika ve granat minerallerinden oluşmaktadır. Ayrıca opak mineraller içermektedir. Bazı örneklerde tali bileşen olarak, özşekilsiz halde apatit, epidot, turmalin ve zirkon minerallerine de rastlanmıştır.



Şekil 3.26 Milonitik deformasyonun geliştiği pegmatoidden çift nikolde ince kesit görüntüsü

(Kvs: Kuvars, Pl: Plajiyoklaz, Ms: Muskovit)

*Ortoklazlar*, fenokristal olarak bulunmaktadır. Yer yer pertitik doku sunmaktadır. Hemen hemen hepsinde zayıf bir killeşme gelişmiştir.

*Plajiyoklazlar*, fenokristaller olarak bulunmaktadır. Genellikle tüm kristallerinde polisentetik ikiz lamelleri gelişmiştir. Zayıf killeşme ve serisitleşme izlenmiştir.

Tüm feldispatlarda, deformasyon etkisiyle, kırıklanma, bükülme, dalgalı sönme, deformasyon bandı, ikiz lamellerinde sapma ve yer yer tanecik oluşumu gözlenmiştir.

*Kuvarlar*, ince-orta taneli olup, tümü dalgalı sönme göstermektedir. Ayrıca, yaygın rekristalizasyon etkisi (poligonal kuvarlar) izlenmiştir.

*Mikalar*, genellikle muskovit türünde olup, bu muskovitlerle kamalanmalı şekilde gelişmiş çok ince taneli, kloritleşmiş biyotitler de bulunmaktadır. Muskovitlerde bükülme, kırıklanma ve yersel olarak kenarlarından itibaren rekristalizasyon gelişmiştir.

*Granatlar*, özşekilsizdir ve çatlaklı yapıda izlenmiştir.

### **3.2.4.1.2 Granit**

Pütürge metamorfiklerine sokulum yapan granitik bileşime sahip granitaplit türü kayalar holokristalin-porfirik dokulu olup, fenokristallerini yarı-özşekilli kuvarlar ve silisik (kalsedon/tridimit?) mineraller oluşturmaktadır. Kuvarların bazılarında çatlaklar gelişmiştir. Bazı tanelerinde de magmayla girdiği reaksiyon sonucu kenarlarından itibaren kemirilme gözlenmiştir. Hamur kısmını ise mikrokristalin kuvarlar, fedispatlar, az miktarda serisitler, opaklar ve demiroksitler oluşturmaktadır.

Pütürge metamorfiklerine sokulum yapan granitik bileşime sahip yoğun altere olmuş, granitporfir türü kayalar, holokristalin-porfirik dokulu olup, fenokristal olarak plajiyoklaz, biyotit ve kuvars mineralleri içermektedir. Hamur kısmını da yine kriptomikrokristalin plajiyoklaz, biyotit ve kuvars oluşturmaktadır.

*Plajiyoklazlar*, yoğun altere olmuştur. Çoğunlukla karbonatlara dönüşmekle birlikte, serisit ve epidot oluşumları da gözlenmiştir. Ancak, bazı tanelerinde polisentetik ikiz lamelleri ve zonlanma ayırt edilebilmiştir. Yer yer demiroksit/hidroksit boyamaları da mevcuttur.



*Biyotitler*, daha temiz gözükmetedir. Yer yer kloritleşme ve kenarlarından itibaren de opak oluşumlar izlenmiştir. Kayadaki deformasyon etkisi, özellikle biyotit minerallerindeki bükülmelerle kendini göstermektedir.

*Kuvarslar*, özşekilsiz formlarda olup, çatlaklı yapı sunmaktadır.

#### **3.2.4.1.3 Diyorit**

Pütürge metamorfiklerine sokulum yapan diyoritik bileşime sahip yoğun altere olmuş, diyoritporfir türü kayalar holokristalin-porfirik dokulu olup, fenokristallerini plajiyoklaz, hamur kısmını ise ince-orta taneli plajiyoklaz ve amfibol mineralleri oluşturmaktadır. Ayrıca, özşekilsiz sfen ve opak mineraller içermektedir. Örneklerde deformasyon etkileri belirgin olup, kataklastik foliasyon özelliği sunmaktadır.

*Plajiyoklazlar*, yarı-özşekilli olup, çubuksu formlardadır. Polisentetik ikiz lamelleri gelişmiştir. Taneler gelişigüzel dağılmış durumdadır. Tüm tanelerinde yoğun şeklide serisitleşme ve killeşme izlenmiştir. Yer yer epidot oluşumları da mevcuttur.

*Amfiboller*, tamamen kloritleşmiş ve epidotlaşmıştır.

#### **3.2.4.1.4 Gabro**

Pütürge metamorfiklerine sokulum yapan gabroyik bileşime sahip metadiyabaz türü kayanın ilksel dokusu holokristalin-porfirik dokudur. Bazı örneklerde metamorfizma etkileri izlenmesine karşın, ilksel kaya dokusu korunmuştur. Fenokristallerini başlıca plajiyoklaz, piroksen ve az oranda da amfibol mineralleri oluşturmaktadır. Hamur kısmını ise yine ince taneli plajiyoklaz, amfibol ve piroksenler oluşturmaktadır. Tali bileşen olarak, özşekilsiz apatit ve opak mineraller içermektedir.

*Plajiyoklazlar*, yarı-özşekilli olup, çubuksu biçimlidir. Polisentetik ikiz lamelleri gelişmiştir. Genellikle yoğun şekilde killeşmiş ve serisitleşmiştir. Bazı örneklerde killeşme ve serisitleşme dışında, yer yer karbonatlaşma ve epidotlaşma da gözlenmiştir.

*Piroksenler*, özşekilsizdir. Kısmen korunmuş kısımları bulunmakla birlikte, genellikle klorit ve tremolit/aktinolit minerallerine dönüşmüş psödomorf piroksenler olarak izlenmiştir.

*Amfiboller*, özşekilsizdir. Bazı örneklerde az oranda, bazı örneklerde ise tamamen kloritleşmiş olarak izlenmiştir.

Gabroyik bileşimli bu kayaların bazı alanlarda hem Pütürge metamorfiklerini hem de Maden karmaşığı birimlerini birlikte kestiği gözlenmiştir.

### **3.2.4.2 Maden karmaşığı birimlerini kesen intrüzif kayalar**

#### **3.2.4.2.1 Granit**

Maden karmaşığı birimlerine sokulum yapan granitik bileşime sahip kayalar hipidiyomorf-tanesel dokulu olup, holokristalindir. Başlıca plajiyoklaz, kuvars, ortoklaz ve biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Tali bileşen olarak, sfen ve opak mineraller içermektedir.

*Plajiyoklazlar*, yarı-özşekillidir. Polisentetik ikiz lamelleri gelişmiştir. Bu ikizler deformasyon etkisiyle yer yer bükülmüş ve kırılmıştır. Tüm tanelerde serisitleşme ve killeşme izlenmiştir. Bazı tanelerinde de kenarlarından ve ortasından itibaren epidot oluşumları mevcuttur. Mirmekitik doku da izlenmiştir.

*Kuvarslar*, özşekilsizdir, dalgalı sönme göstermektedir. Belirli seviyelerde ince taneli rekristalizasyon gelişmiştir.

*Ortoklazlar*, özşekilsizdir, dalgalı sönme göstermektedir. Zayıf bir şekilde killeşmiştir. Yer yer kenarlarından itibaren pertitleşme gözlenmiştir.

*Biyotitler*, tamamen kloritleşmiştir. Dilinim, çatlak ve kenarlarından itibaren de opaklaşmıştır. Bükülmeler gelişmiştir.

Örnekte deformasyon etkisiyle yönlenme de oluşmuştur. Bu yönlenme içerisindeki minerallerde de bu yöne doğru bükülmeler gelişmiştir.

#### **3.2.4.2.2 Monzonit**

Maden karmaşığı birimlerine sokulum yapan monzonitik bileşime sahip kayalar hipidiyomorf-tanesel dokulu olup, holokristalindir. Başlıca plajiyoklaz, ortoklaz, piroksen ve biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Tali bileşen olarak, sfen, apatit,

zirkon ve opak mineraller içermektedir. Örneği oluşturan minerallerde zayıf bir yönlenme ve ayrıca dalgalı sönme, bükülme ve kırılma ile belirginleşen deformasyon etkileri izlenmektedir.

*Plajiyoklazlar*, yarı-özşekilli olup, bir kısmında polisentetik ikiz lamelleri gelişmiştir. Bir kısmında da deformasyon ikizleri izlenmiştir. Yoğun şekilde serisitleşmiş ve killeşmiştir. Kenarlarından itibaren de opak ve karbonat oluşumları mevcuttur.

*Ortoklazlar*, özşekilsizdir. Bazı tanelerinde karlsbad ikizlenmesi gelişmiştir. Plajiyoklazlara oranla biraz daha iri tanelidir. Zayıfça killeşmiştir. Yer yer kenarlarından itibaren de pertitleşme (alev şekilli) gözlenmiştir. Monzonitik doku da sunmaktadır.

*Piroksenler*, kenarlarından ve ortasından itibaren önemli ölçüde amfibollere dönüşmüştür. Kristallerinin boyutu, inceden çok iriye kadar değişmektedir.

*Biyotitler*, kahverengiden sarıya pleokroizma göstermektedir. Bazı örneklerde yer yer kloritleşmeye başlamışken, bazı örneklerde ise önemli ölçüde kloritleşmiş, dilinim, kenar ve çatlaklarından itibaren de opaklaşmıştır.

### **3.2.4.2.3 Diyorit**

Maden karmaşığı birimlerine sokulum yapan diyoritik bileşime sahip diyoritporfir türü kayalar holokristalin-porfirik dokuludur. Minerallerdeki dönüşümler dikkate alındığında bu kayalar “metadiyoritporfir” olarak da adlandırılmaktadır. Fenokristallerini plajiyoklazlar, hamur kısmını ise plajiyoklaz, amfibol ve piroksenler oluşturmaktadır. Ayrıca, opak, sfen ve apatit mineralleri içermektedir.

*Plajiyoklazlar*, yarıözşekilli-özşekilli olup, çubuksu ve yassı-prizmatik formlardadır. Tümünde polisentetik ikiz lamelleri gelişmiştir. Serisitleşme ve killeşme izlenmiştir.

*Amfiboller*, genellikle tremolit/aktinolit ve klorit birlikteliğine dönüşmüşlerdir. Psödoamfiboller dışında, kısmen korunmuş olanların, kahverengi olduğu gözlenmiştir. Yarıözşekilli-özşekilli olup, prizmatik formlardadır.

*Piroksenler*, prizmatik formlardadır. Genellikle uralitleşmiş ve kloritleşmiş psödopiroksenler olarak izlenmişlerdir.

#### 3.2.4.2.4 Gabro

Maden karmaşığı birimlerine sokulum yapan gabroyik bileşime sahip kayalar hipidiyomorf-tanesel dokulu olup, holokristalindir. Başlıca piroksen, plajiyoklaz ve biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Tali bileşen olarak, apatit, sfen, epidot ve kaya bileşenini etkileyecek miktarda opak mineraller içermektedir.

*Piroksenler*, yarı-özşekilli olup, kenarlarından ve ortasından itibaren amfibol ve biyotit oluşumları gözlenmiştir. Bu biyotitlerde de yer yer kloritleşmeler gelişmiştir.

*Plajiyoklazlar*, yaygın şekilde serisitleşmiş, yer yer killeşmiş, kenarlarından itibaren de epidotlaşmıştır. Bazı taneleri piroksen ve biyotit minerallerini kapanım olarak içermektedir.

*Biyotitler*, piroksenler üzerinde gelişen biyotitlerin dışındakiler, kahverengiden sarıya pleokroizma göstermektedir. Yer yer dilinim izleri ve kenarlarından itibaren kloritleşmiştir.

Bir kısım örneklerde, deformasyon etkileri belirgin olarak gözlenmiştir. Özellikle biyotitlerde, deformasyon etkisiyle eğilme, bükülme, kırıklanma ve zayıf bir yönlenme izlenmiştir. Örneklerde, değişik kalınlıklarda çatlaklar gelişmiş ve bu çatlaklar kalsit minerallerince dolgulanmıştır.

### 3.3 Metamorfizma

İnceleme alanı içerisinde iki ana metamorfik birim bulunmaktadır. Bunlar, Pütürge metamorfikleri ve Malatya metamorfikleridir. Maden karmaşığı içerisindeki birimlerde ise yersel metamorfizma etkileri izlenmektedir. Pütürge ve Malatya metamorfikleri özellikle ilksel konumları değişmiş tektonik dilimler olarak yer almaktadır. Bu birimler bölgesel metamorfizmanın yaygın özelliklerini taşımaktadır. Bunun dışında, Maden karmaşığı birimleri dahil olmak üzere Pütürge ve Malatya metamorfiklerinde dinamik metamorfizma etkileri de izlenmektedir. Ayrıca, Pütürge metamorfiklerine ait bazı ince kesitlerde kontakt metamorfizmanın izleri görülmektedir.

Mineral bileşimleri, metamorfiklerin köken kayaları ile ilgili ipuçları vermektedir. Bu ipuçlarından yola çıkarak, bölgedeki metamorfiklerin pelitik/semi-pelitik, psamitik,

metabazit ve metakarbonat türü kayalardan oluştuğunu genel anlamda söylemek mümkün olabilmektedir. İnceleme alanı içerisinde bulunan metamorfiklerin mineral bileşimleri, köken kayalarının yukarıda belirtilen türleri belli oranlarda kapsadığını ortaya koymaktadır. Bunların bir bölümü Erdem (1994) tarafından Pütürge metamorfiklerinde yapılan jeokimyasal analizler ile de denetlenmektedir.

Yine metamorfikler içerisindeki mineraller ve bu minerallerin birliktelik konumları, bunların metamorfizma koşulları (basınç ve sıcaklık) ve/veya oluşum ortamları hakkında bilgi vermektedir (Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990). Dahası, bu minerallerden yola çıkarak metamorfik kayaların metamorfizma zonu ve fasiyeslerini belirlemek mümkün olabilmektedir.

Bölgesel metamorfizma içerisinde çeşitli indeks mineraller oluşmaktadır (Yardley 1989). Bu indeks mineraller (klorit, biyotit, granat, stavrolit, disten, sillimanit) bölgedeki metamorfik kayaların basınç ve sıcaklık şartları ile oluşum ortamları hakkında önemli tespitler sunmaktadır (Winkler 1979, Yardley 1989). Mineral birlikteliklerinin hangi basınç ve sıcaklık koşullarında duraylı olabileceği ile ilgili çeşitli deneysel ve mineral kimyası çalışmaları bulunmaktadır. Mineraller arasındaki denge koşullarından yola çıkılarak farklı kaya türlerine göre oluşturulan basınç-sıcaklık diyagramları, olası mineral duraylılık alanlarını göstermektedir (Yardley 1989). Bu tür yapılan çalışmalarda en iyi sonuçlar pelitik kayalardan elde edilmiştir. Bunlar içerisinde en önemlisi  $Al_2SiO_5$  minerallerinin duraylılığıdır ve bazı belirsizliklerin olmasına karşın metamorfizmanın koşulları ve derinliği hakkında bilgi sağlamaktadır. Örneğin, disten mineralinin duraylılık limiti hemen hemen değişmez olmasına karşın, andaluzit-sillimanit sınırının duraylılığı kesin değildir. İnce kesitlerde prizmatik bulunan sillimanitler daha dar duraylılık alanı sunmalarına karşın, lifsi (fibrolitik) sillimanitler oldukça geniş duraylılık alanı göstermektedir (Yardley 1989).

İnceleme alanı içerisindeki petrografik incelemelerde, özellikle Pütürge metamorfiklerinde, metamorfizma koşullarını belirleyecek indeks mineraller yaygınca gözlenmiştir. Bu indeks minerallerin yaygınca bulunmasına karşın, bölgedeki yoğun tektonizma sebebiyle bu metamorfikler içerisindeki indeks mineral gelişimine bağlı izograd çiziminin gerçekleştirilmesi ve metamorfizma koşullarının ne yönde artış-azalış gösterdiğinin ortaya konması mümkün olamamaktadır. Aşağıda ayrıntıları da verilmiş

olan petrografik çalışmalar, inceleme alanı içerisindeki Pütürge metamorfiklerinde metamorfizmanın amfibolit fasiyesine ulaştığını göstermektedir. Malatya metamorfiklerinde ise yaygın metamorfizma yeşilüst fasiyesi koşullarıyla temsil edilmektedir. Maden karmaşığı kayalarında meydana gelen metamorfizma etkileri ise yeşilüst fasiyesinin düşük dereceli metamorfizma koşulları ile karakterize olmaktadır. Çalışma kapsamında metamorfikler içerisindeki minerallere yönelik mineral kimyası olanağı olamamıştır. Ancak, kayalar içerisindeki mineral birliktelikleri ve özellikle pelitik/psamitik kayalardaki klorit, biyotit, granat, kloritoyid, stavrolit, disten ve sillimanit mineralleri ile metabazitlerdeki klorit, epidot, aktinolit, hornblend minerallerinin bulunuşuna göre, metamorfiklerin oluşum koşulları yorumlanma yoluna gidilmiştir.

### 3.3.1 Pütürge metamorfikleri

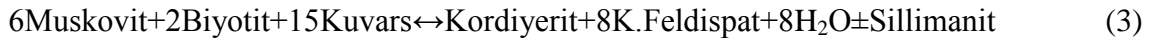
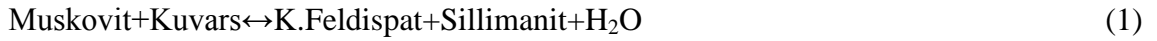
Petrografik incelemelerde dokusal ve mineralojik özellikleri dikkate alındığında Pütürge metamorfiklerinin; mika şist/mika gnays (kuvars+feldispat+biyotit+muskovit±opak mineral±apatit±zirkon±turmalin±sfen±epidot), granat mika şist/granat mika gnays (kuvars+feldispat+biyotit+muskovit+granat±stavrolit±disten±sillimanit±opak mineral ±apatit±zirkon±turmalin±sfen±epidot), kalk-silikatik şist/kalk-silikatik gnays (kuvars+plajiyoklaz+epidot+amfibol+karbonat+muskovit±sfen±granat±opak mineral), kuvarso-feldispatik mika gnays (kuvars+plajiyoklaz+mika mineralleri±apatit±zirkon ±turmalin±rutil), kuvarsitik şist/kuvarsit (kuvars±mika±plajiyoklaz±epidot±apatit ±zirkon±sfen±apatit±opak mineral), mermer (kalsit±diyopsit±skapolit±muskovit ±kuvars±epidot±opak mineral) ve amfibolit (hornblend+plajiyoklaz±kuvars±epidot ±granat±apatit±sfen±opak mineral) türü kayalardan oluştuğu tespit edilmiştir.

Belli indeks mineralleri kapsayan Pütürge metamorfiklerine ait mikroskobik incelemelerde aşağıdaki mineral birliktelikleri gözlenmiştir. Bu mineral birlikteliklerine çeşitli ince kesitlerde muskovit, klorit, epidot, opak mineral, tremolit/aktinolit mineralleri eşlik edebilmektedir. Bu mineraller önceki mineralleri üzerler konumlu olmaları sebebiyle, bölgesel metamorfizmanın gerileyen aşamasını temsil edebildikleri gibi, yersel olarak dinamik ve kontakt metamorfizmanın özelliklerini temsil eden mineraller de olabilmektedir.

*Sillimanit minerali*, çeşitli ince kesitlerde şu mineral birlikteliklerini oluşturmuştur:

- Sillimanit+biyotit+kuvars
- Sillimanit+muskovit+kuvars
- Sillimanit+biyotit+kuvars+plajiyoklaz
- Sillimanit+biyotit+granat+plajiyoklaz
- Sillimanit+biyotit+disten+muskovit+kuvars
- Sillimanit+biyotit+disten+muskovit+plajiyoklaz+kuvars

Metamorfik kayalarda sillimanit mineralleri farklı reaksiyonlar ile oluşabilmektedir (Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990). Bunlar:



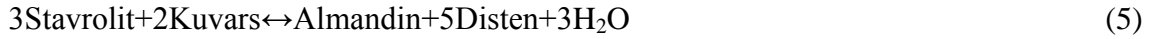
(1) nolu reaksiyon, hem kontakt metamorfizmada hem de Barrowiyen tipi bölgesel metamorfizmada, basınca bakmaksızın, çok yüksek sıcaklıklarda gerçekleşmektedir. Bu esnada, muskovitin yerini sillimanit almaktadır (Winkler 1965).

Bu reaksiyon, kontakt metamorfizmanın “piroksen-hornfels” fasiyesinde gerçekleşmektedir. Bu fasiyesin yüksek sıcaklıklarında andaluzitin yerini sillimanit almaktadır (Winkler 1965). Bölgesel metamorfizmada ise “almandin-amfibolit” fasiyesinde, “sillimanit-almandin-ortoklaz” alt fasiyesinin başlangıcını karakterize etmektedir. “Almandin-amfibolit” fasiyesinde sıcaklığın yükselmesi ile distenin yerini sillimanit almaktadır (Winkler 1965).

*Disten minerali*, çeşitli ince kesitlerde şu mineral birlikteliklerini oluşturmuştur:

- Disten+biyotit+kuvars
- Disten+biyotit+kuvars+plajiyoklaz
- Disten+stavrolit+biyotit+muskovit+kuvars+plajiyoklaz

Metamorfik kayalarda disten mineralleri farklı reaksiyonlar ile oluşabilmektedir (Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990). Bunlar:



(4) nolu reaksiyondan da anlaşılacağı üzere, yeşilşist fasiyesinin karakteristik minerali olan pirofillit, reaksiyon sonucu disten/andaluzit vermektedir. Elde edilen sonuçlar ise distenin oluşması için gerekli koşulların, 8000 bar-560 °C olması gerektiğini göstermektedir (Winkler 1965).

Distenin stavrolitle birlikte bulunuşu, “stavrolit-almandin” alt fasiyesinin karakteristik parajenezini oluşturmaktadır. Bu durumda disten ilk defa, “stavrolit-almandin” alt fasiyesinde görülmeye başlamaktadır. Bu alt fasiyesinin başlangıç koşulları ise 2000 bar-540 °C, 4000 bar-550 °C, 8000 bar-560 °C noktalarına karşılık gelmektedir (Winkler 1965).

Sıcaklık artıp, “disten-almandin-muskovit” alt fasiyesine geçildiğinde ise (5) nolu reaksiyonda da görüldüğü üzere, stavrolit dengede kalamayıp, kuvars ile reaksiyona girerek “almandin+disten+H<sub>2</sub>O” vermektedir (Winkler 1965).

Sıcaklığın daha da artması ile, “sillimanit-almandin-ortoklaz” alt fasiyesine geçilmekte ve burada disten, sillimanite dönüşmektedir. Eğer basınç azalır, amfibolit fasiyesi içerisinde distenin yerine andaluzit oluşmaktadır. Sıcaklığın artışıyla andaluzit de sillimanite dönüşmektedir (Winkler 1965).

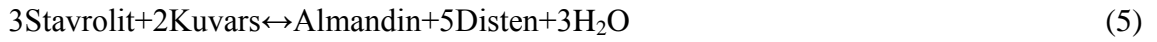
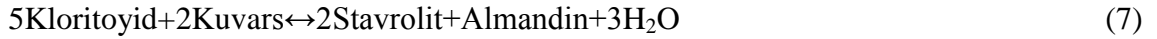
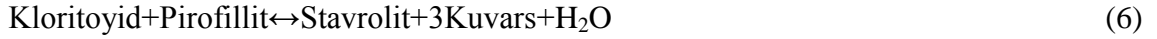
Sonuç olarak, ilk defa “stavrolit-almandin” alt fasiyesinde ortaya çıkan distene, en sık “disten-almandin-muskovit” alt fasiyesinde rastlanmaktadır. Çünkü, distenin oluşumuna uygun olan kimyasal bileşim alanı bu alt fasiyeste çok daha geniştir. “Sillimanit-almandin-ortoklaz” alt fasiyesine geçildiğinde ise disten, sillimanite dönüşmektedir.

*Stavrolit minerali*, çeşitli ince kesitlerde şu mineral birlikteliklerini oluşturmuştur:

- Stavrolit+biyotit+kuvars+plajiyoklaz
- Stavrolit+biyotit+granat+kuvars+plajiyoklaz

Metamorfik kayalarda stavrolit mineralleri farklı reaksiyonlar ile oluşabilmektedir (Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990). Bunlar:





Stavrolit minerali ilk defa, “almandin-amfibolit” fasiyesinin başlangıcında, “stavrolit-almandin” alt fasiyesinde ortaya çıkmaktadır. Bu fasiyesin başlangıcı da yaklaşık 2000 bar-540 °C, 4000 bar-550 °C, 8000 bar-560 °C noktalarına karşılık gelmektedir (Winkler 1965).

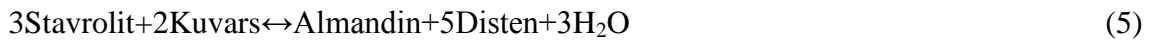
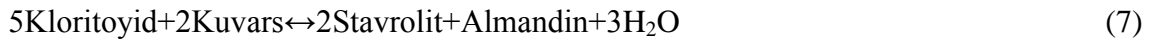
(6) nolu reaksiyon ise 550 °C±10 °C’de ve 4000 bar su basıncı altında elde edilmiştir (Winkler 1965).

“Stavrolit-almandin” alt fasiyesinde ortaya çıkan stavrolit, “disten-almandin-muskovit” alt fasiyesine geçildiğinde kaybolmaktadır. Bu durum, iki alt fasiyes arasındaki tek değişikliktir. Sıcaklığın artmasıyla, stavrolit dengede kalamayıp, kuvars ile reaksiyona girerek, (5) nolu reaksiyonda da görüleceği üzere “almandin+disten+H<sub>2</sub>O” vermektedir (Winkler 1965).

*Granat minerali*, çeşitli ince kesitlerde şu mineral birlikteliğini oluşturmuştur:

- Granat+biyotit+kuvars+plajiyoklaz

Metamorfik kayalarda granat mineralleri farklı reaksiyonlar ile oluşabilmektedir (Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990). Bunlar:



Almandin bakımından zengin granatlar ilk defa, Barrowiyen tipi bölgesel metamorfizmanın “yeşilşist” fasiyesinin, “kuvars-albit-epidot-almandin” alt fasiyesinde ortaya çıkmaktadır (Winkler 1965). (8) nolu reaksiyondan da anlaşılacağı üzere, bu alt fasiyeste metamorfizmaya uğramış killer içindeki Fe’li kloritlerin yerini, Fe<sup>+2</sup> bakımından zengin almandin granatı almaktadır.

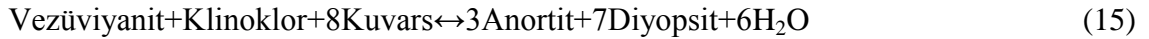
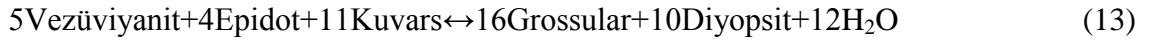
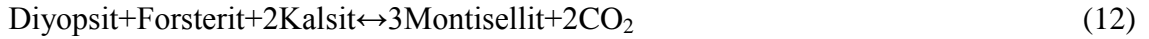
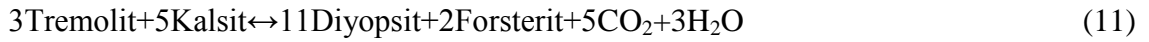
Sillimanit-almandin-ortoklaz alt fasiyesinde ise (9) nolu reaksiyondan da anlaşılacağı üzere, yüksek basınçlar nedeniyle, muskovit, biyotit ve kuvars, almandini oluşturmaktadır (Winkler 1965).

Görüldüğü üzere granat, “yeşilşist” fasiyesinin, “kuvars-albit-epidot-almandin” alt fasiyesinde ortaya çıkmakta ve metamorfizmanın yüksek derecelerine kadar da duraylı kalabilmektedir.

*Diyopsit ve skapolit mineralleri*, çeşitli ince kesitlerde şu mineral birlikteliklerini oluşturmuştur:

- Kalsit+skapolit
- Kalsit+diyopsit+skapolit+epidot

Metamorfik kayalarda diyopsit mineralleri farklı reaksiyonlar ile oluşabilmektedir (Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990). Bunlar:



Kontakt metamorfizmanın “albit-epidot-hornfels” fasiyesinden, sıcaklığın yükselmesi ile “hornblend-hornfels” fasiyesine geçilmektedir. Bu fasiyesin başlangıcında, (10) nolu reaksiyondan da görüleceği üzere, “tremolit+kalsit+kuvars”, “tremolit+dolomit” ve “tremolit+kalsit” gibi mineral toplulukları kaybolup, diyopsit ortaya çıkmaktadır (Winkler 1965).

Magnezyumca zengin, fakat kuvarası az olan kayalarda, diyopsitin yanında forsterit de görülmektedir (Winkler 1965).

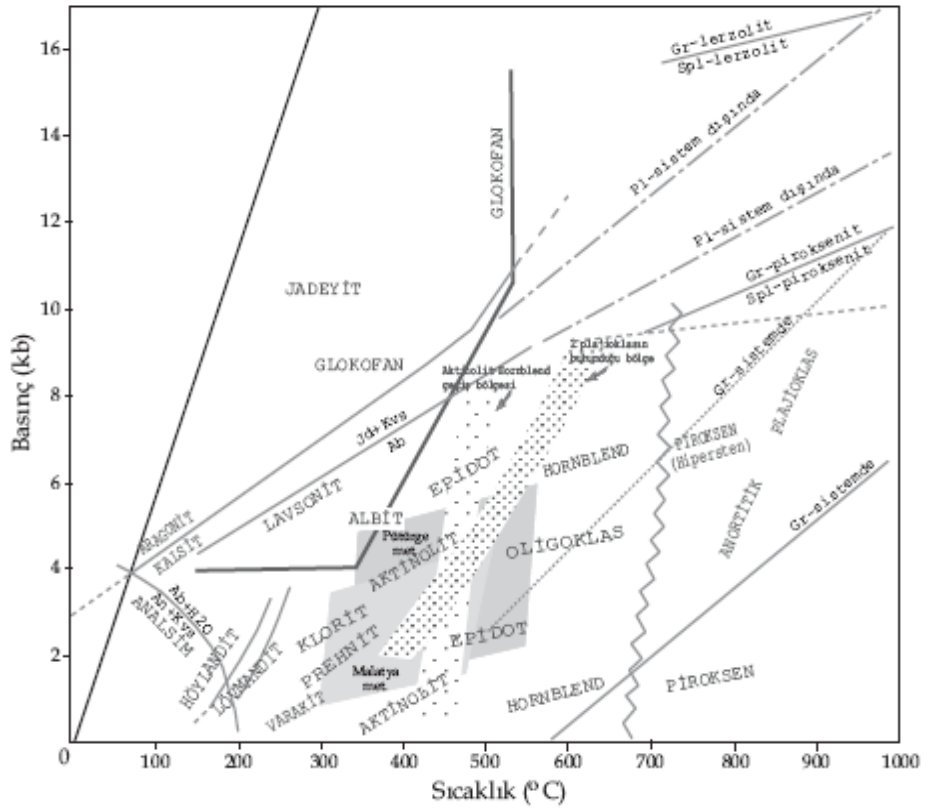
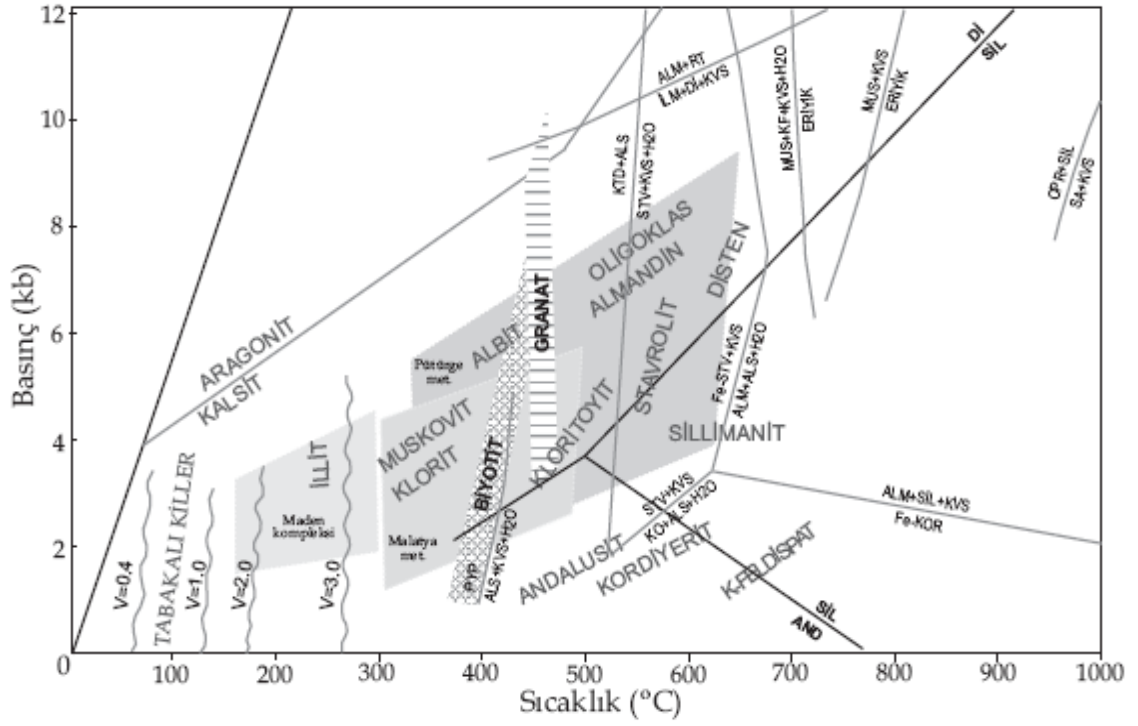
“Diyopsit+kalsit+forsterit” parajenezinin, kontakt metamorfizmanın hem “hornblend-hornfels” fasiyesinde hem de “piroksen-hornfels” fasiyesinde görüldüğü bildirilmiştir (Winkler 1965).

Bölgesel metamorfizmada diyopsit ilk defa, “almandin-amfibolit” fasiyesinin başlangıcında ortaya çıkmaktadır. Bu fasiyeste diyopsitin oluşumu, yine tremolit ile kalsitin reaksiyonundan ileri gelmektedir (Winkler 1965).

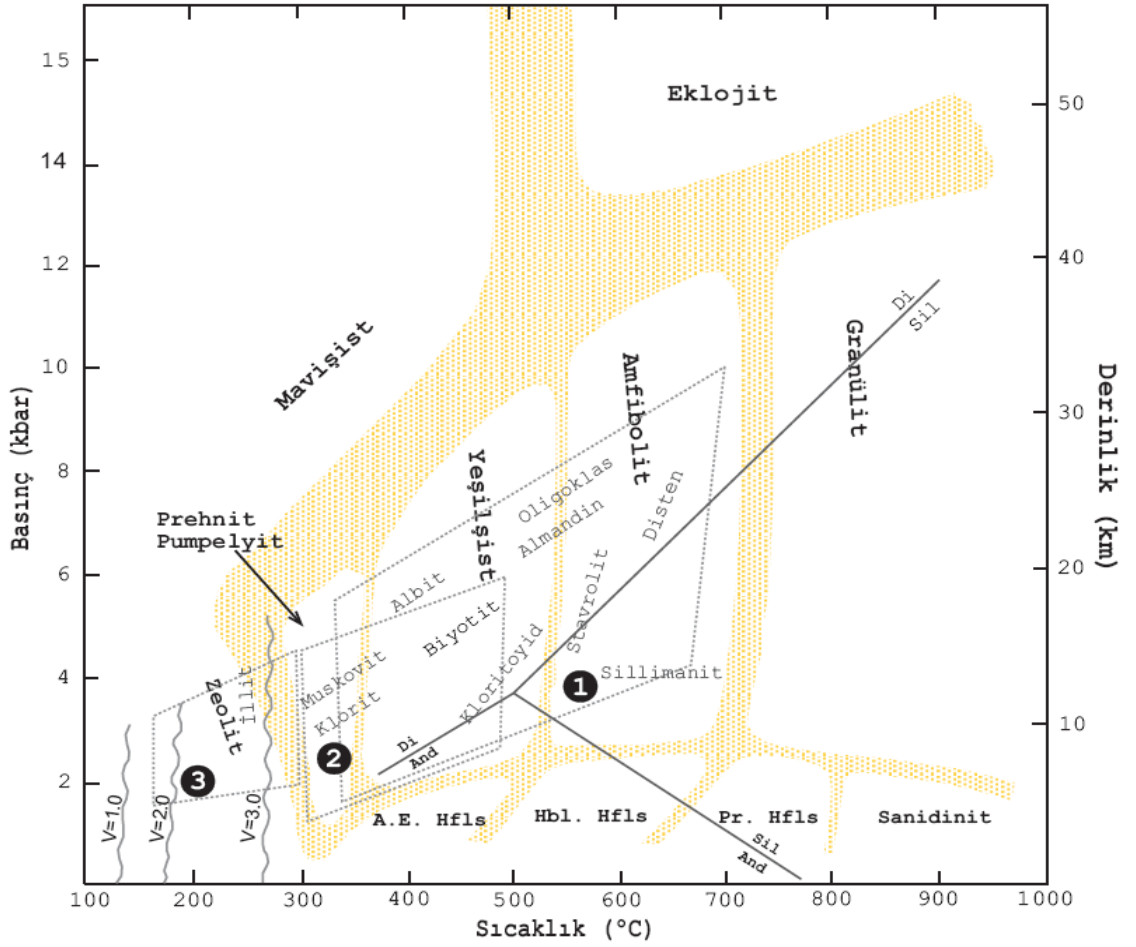
Sonuç olarak, diyopsit kontakt metamorfizmanın “hornblend-hornfels” fasiyesinin başlangıcında ortaya çıkmaktadır. Yapılan deneysel çalışmalar, bu fasiyesin başlangıç koşullarının 1000 bar gaz basıncında, 3-4 km derinlikte ve  $530 \pm 10$  °C sıcaklıkta olduğunu göstermiştir (Winkler 1965). “Diyopsit+kalsit+forsterit” parajenezi ise kontakt metamorfizmanın hem “hornblend-hornfels” fasiyesinde hem de “piroksen-hornfels” fasiyesinde görülmektedir. Demek ki diyopsit, “piroksen-hornfels” fasiyesi koşullarında da duraylılığını korumaktadır. “Piroksen-hornfels” fasiyesinin başlangıç koşulları da 1000 bar gaz basıncı ve  $610 \pm 20$  °C sıcaklık olarak bildirilmiştir (Winkler 1965). Barrowiyen tipi bölgesel metamorfizmada diyopsit ilk defa, “almandin-amfibolit” fasiyesinin başlangıcında ortaya çıkmaktadır. “Almandin-amfibolit” fasiyesinin alt sınırının ise yaklaşık 2000 bar-540 °C, 4000 bar-550 °C, 8000 bar-560 °C noktalarından geçtiği belirtilmektedir (Winkler 1965).

Metamorfik kayalarda skapolit minerali için, sadece “almandin-amfibolit” fasiyesinin “stavrolit-almandin” alt fasiyesine özgü olmamakla birlikte, bu fasiyeste bazen plajiyoklazların yerine görülebildiğinden bahsedilmektedir. Ayrıca, OH’dan başka CO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub> ve Cl gibi elemanlar içeren bu karışık minerallerin, H<sub>2</sub>O ve CO<sub>2</sub>’nin yanında, diğer asitlerin de başkalaşım olaylarında rol oynadıklarını gösterdiği belirtilmektedir (Winkler 1965).

Tüm bu verileri göz önüne alarak (sillimanit minerallerinin oluşumu dikkate alındığında), Pütürge metamorfikleri ve onun doğu uzantısı konumundaki Bitlis metamorfiklerinin yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına ulaşmış olduğunu önermekteyiz. Yüksek amfibolit fasiyesinden granulit fasiyesine geçiş koşullarının 670-800 °C sıcaklık ve 7-9 kbar basınç olduğu bilindiğine göre, Pütürge metamorfiklerinin 670-800 °C sıcaklık ve 7-9 kbar basınç koşullarına erişmiş metamorfizma etkisinde kaldığı sonucu çıkmaktadır. Bu durum Şekil 3.27’de basınç-sıcaklık petrojenetik grid şeması üzerinde gösterilmektedir. Yukarıdaki değerler Pütürge metamorfiklerinin yeşilist ve amfibolit fasiyesleri ile karakterize olduğunu belirtmektedir (Şekil 3.28).



Şekil 3.27 Baskıç-sıcaklık petrojenetik grid şeması (Yardley 1989 ve Barker 1990'dan sadeleştirilerek yeniden düzenlenmiştir)



Şekil 3.28 Metamorfik fasiyes diyagramı (Yardley 1989'dan sadeleştirilerek yeniden düzenlenmiştir)

İnce kesit incelemeleri, Pütürge metamorfiklerinin bu metamorfizma koşullarını üzerleyen ve daha düşük koşulları temsil eden özelliklere de sahip olduğunu gösterir. Bu özelliklerden en tipik olanı, granat minerallerinin klorit ve biyotit minerallerine dönüşümüdür. Geriye dönüşüm özellikleri biyotit ve disten minerallerinde de yaygındır. Bu kapsamda, biyotit minerallerinin klorit minerallerine, disten minerallerinin muskovit minerallerine dönüşümleri belirgindir.

### 3.3.2 Maden karmaşığı

El örneğinde ve mostradaki incelemeler, Maden birimlerinde belirgin bir metamorfizma etkisinin varlığını sunmamaktadır. Ancak bu birimlerin Malatya ve Pütürge metamorfikleri ile olan tektonik dokanaklarında ve kendi içinde yersel makaslama zonları içerisinde metamorfizma özellikleri sunmaktadır. Özellikle dokanak

kesimlerinde dar alanlarda, Maden karmaşığında ait çamurtaşları ve kireçtaşları düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiştir. Çamurtaşlarında metamorfizma, ilksel tabakalanma düzlemleri boyunca veya verevine serisit minerallerinin gelişimi ile temsil edilmektedir. Serisit minerallerine bir miktar klorit mineralleri de eşlik etmektedir. Kireçtaşlarında ise karbonat tanelerinde rekristalizasyon etkileri izlenmektedir. Birimin dokanak kesimleri dışında, volkanitlerde de bir kaç mm ile bir kaç cm arasında değişen makaslama zonlarında metamorfizma etkileri görülebilmektedir.

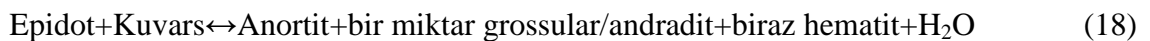
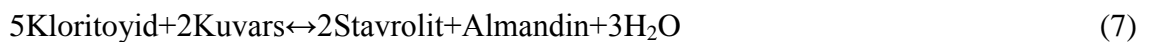
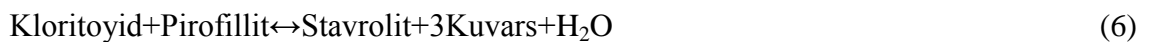
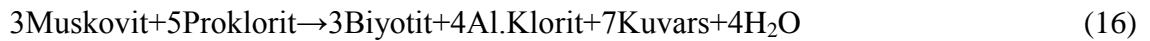
Maden karmaşığı içerisinde görülen bu özellikler, bölgedeki Maden birimlerinin gelişimi sonrasında gelişen tektonik etkilere bağlı dinamik metamorfizma özellikleridir.

### 3.3.3 Malatya metamorfikleri

Malatya metamorfikleri bölgede kalın karbonat litolojisi ile temsil edilmektedir. İlksel özelliklerinin de korunduğı bu karbonatlarda, metamorfizma derecesi hakkında belli sınırlar çizmek mümkün görünmemektedir. Ancak, bu karbonatlar içerisinde pelitik/psamitik ve metabazit seviyeler de bulunmaktadır. Bunlar içerisindeki mineral birliktelikleri Malatya metamorfiklerinin metamorfizma koşulları hakkında ipucu vermektedir. Sleyt/fillit türü kayalarda, klorit+serisit+opak mineral±kuvars±plajiyoklaz ±kloritoyid±epidot±rutil; şist türü kayalarda ise klorit+serisit+muskovit+kuvars ±plajiyoklaz±kloritoyid±epidot±rutil±opak mineral birlikteliğı gözlenmektedir.

Buna göre; kayalardaki klorit ve kloritoyid mineralleri ile epidot minerallerinin duraylılığı metamorfizma koşulları ile ilgili bilgi vermektedir.

Metamorfik kayalarda klorit, kloritoyid ve epidot grubu mineraller farklı reaksiyonlar ile oluşabilmektedir (Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990). Bunlar:



*Klorit*, Barrowiyen tipi bölgesel metamorfizmanın “yeşilşist” fasiyesinin karakteristik minerallerinden biridir.  $Fe^{+2}$  bakımından zengin, Mg ve Al bakımından fakir killi sedimanlarda,  $Fe^{+2}$  miktarının, Mg miktarından çok daha fazla olmadığı durumlarda klorit meydana gelmektedir (Winkler 1965).

İlk olarak, “kuvars-albit-muskovit-klorit” alt fasiyesinde ortaya çıkmaktadır (Winkler 1965).

Sıcaklığın artmasıyla, “kuvars-albit-epidot-biyotit” alt fasiyesine geçilmekte ve (16) nolu reaksiyonda da görüldüğü üzere, muskovit ve klorit birbirleriyle reaksiyona girerek biyotit ile Al’ca zengin klorit vermektedir (Winkler 1965).

“Yeşilşist” fasiyesinin en yüksek sıcaklıklı kısmına tekabül eden “kuvars-albit-epidot-almandin” alt fasiyesinde ise sadece Mg.kloritlere rastlanmaktadır. Bu alt fasiyeste, (8) nolu reaksiyondan da görüldüğü üzere, demirli kloritler yerini  $Fe^{+2}$  bakımından zengin almandin granata bırakmaktadır (Winkler 1965).

“Yeşilşist” fasiyesine ait tüm alt fasiyeslerde (400-550 °C sıcaklıklarda) izlenebilen klorit minerali, “almandin-amfibolit” fasiyesine geçildiğinde (560 °C sıcaklığa ulaşıldığında) tamamen ortadan kalkmaktadır (Winkler 1965).

*Kloritoyid*, Barrowiyen tipi bölgesel metamorfizmanın “yeşilşist” fasiyesinin karakteristik minerallerinden biridir.  $Fe^{+2}$  bakımından zengin, Mg ve Al bakımından fakir killi sedimanlarda,  $Fe^{+2}$  yanında yeterli miktarda Al varsa kloritoyid meydana gelmektedir (Winkler 1965).

İlk olarak, “kuvars-albit-muskovit-klorit” alt fasiyesinde ortaya çıkmaktadır (Winkler 1965).

Sıcaklığın artmasıyla, “kuvars-albit-epidot-biyotit” alt fasiyesine geçilmektedir. Aynı kimyasal koşulların sağlanmasıyla, bu fasiyeste de yer alabilen kloritoyid, bu kimyasal kısıtlama sonucu, biyotit, albit ve K.feldispat ile birlikte bulunamaz (Winkler 1965).

“Yeşilşist” fasiyesinin en yüksek sıcaklıklı kısmına tekabül eden “kuvars-albit-epidot-almandin” alt fasiyesinde de, aynı kimyasal koşulların sağlanmasıyla, kloritoyid duraylılığına devam etmektedir (Winkler 1965).

Barrowiyen tipi bölgesel metamorfizmanın “almandin-amfibolit” fasiyesinin en düşük sıcaklıklı kısımlarında da gözlenebilen kloritoyid, sonradan kaybolmakta, (6) ve (7) nolu reaksiyonlardan da görüldüğü üzere, yerini stavrolite bırakmaktadır (Winkler 1965).

Ayrıca, deneysel çalışmaların sonuçları, kloritoyid bulunduran kayaların granat ihtiva etmemesi durumunda metamorfizma sıcaklığının 550 °C’den daha fazla olamayacağı yönündedir (Vidal vd. 1999).

*Zoizit/epidot*+albit grubu, “yeşilşist” fasiyesine aittir ve tüm alt fasiyeslerde yer almaktadır. “Kuars-albit-muskovit-klorit”, “kuars-albit-epidot-biyotit” ve “kuars-albit-epidot-almandin” alt fasiyeslerine ait parajenezlere katılmaktadır.

(17) nolu reaksiyondan da görüldüğü üzere, “kuars-albit-epidot-biyotit” alt fasiyesindeki sıcaklıklarda ise (bu fasiyesin başlangıç sıcaklığı 450-470 °C civarındadır) kalsit, klorit ve kuars ile beraber aktinolit+epidot vermektedir (Winkler 1965).

Epidot ve zoizit, (oligoklaz-andezin bileşimli) plajiyoklazlarla beraber, “almandin-amfibolit” fasiyesinin bir bölümünde de dengede kalmaya devam etmektedir (Winkler 1965). “Stavrolit-almandin” alt fasiyesi ve “disten-almandin-muskovit” alt fasiyesindeki parajenezlere katılan epidot, “disten-almandin-muskovit” alt fasiyesinden, “sillimanit-almandin-ortoklaz” alt fasiyesine geçişte tamamen kaybolmaktadır. Çünkü, (18) nolu reaksiyona uygun olarak, epidot ve kuars birbirleriyle reaksiyona girmektedir. Bu reaksiyon, 7 kbar basınç altında, denge sıcaklığı da 680 °C civarında iken gerçekleşmiştir (Winkler 1965).

Sonuç olarak, epidot “yeşilşist” fasiyesinin en alt sınırını oluşturan koşullarda ortaya çıkmakta, ta ki “almandin-amfibolit” fasiyesinin “sillimanit-almandin-ortoklaz” alt fasiyesine geçiş koşullarında tamamen kaybolmaktadır.

Tüm bu değerler Şekil 3.27’de basınç-sıcaklık petrojenetik grid şeması üzerinde gösterilmektedir. Sonuçlar değerlendirildiğinde, Malatya metamorfiklerinin metamorfizmasının 550 °C sıcaklık ve 5 kbar basınç koşulları üstüne çıkmamış olduğu sonucuna varılmıştır. Yukarıdaki değerler, Malatya metamorfiklerinin yeşilşist fasiyesi ile karakterize olduğunu belirtmektedir (Şekil 3.28).



### **3.4 Yapısal Jeoloji**

İnceleme alanı, bölgesel metamorfizmanın ve yoğun tektonik etkinliğin yaşandığı Doğu Toros Orojenik Kuşağı içerisinde yer almaktadır. Bu durum, bölgede güneyde bulunan Arap/Afrika Levhası'nın Jura sonrasında kuzeye doğru ilerlemesi ve Avrasya Levhası ile yakınlaşması ve çarpışması ile oluşmuştur (Şengör and Yılmaz 1981). Yakınlaşma, çarpışma ve devam eden sıkışma rejimi, bölgede farklı jeolojik evrelerde farklı yapısal oluşumların (kıvrımlanmalar, kırılanmalar) gelişmesine sebebiyet vermiştir. Bu yapısal özellikler inceleme alanının bugünkü şekillenmesinin mimarıdır. İnceleme alanı içerisinde tanımlanan Pütürge metamorfikleri, Malatya metamorfikleri ve Maden karmaşığı, bölgedeki bu büyük tektonik etkiler ile allokton konumludur (Şekil 3.2).

Tezin bu bölümünde, harita alanı içerisindeki yapılar, iki ana başlık altında sunulacaktır. Bunlar; büyük ölçekli yapılar ve orta-küçük ölçekli yapılardır.

#### **3.4.1 Büyük ölçekli yapılar**

İnceleme alanı ve çevresinin egemen büyük ölçekli yapılarını kıvrımlar, bindirme fayları ve doğrultu atımlı fay zonu oluşturmaktadır. Kıvrımlanmalar özellikle Malatya ve Pütürge metamorfiklerinde belirgindir. Ayırtımın kolay yapılabilmesi açısından çalışma kapsamında, harita alanı içerisindeki bindirme fayları kuzeyden güneye doğru, Taşdamlar bindirmesi, Çat bindirmesi ve Korucak bindirmesi olarak isimlendirilmiştir.

##### **3.4.1.1 Kıvrımlar**

Bölgedeki büyük ölçekli kıvrımlanmalar Taşdamlar bindirmesine bağlı gelişmiştir. Antiklinal ve senklinal şeklindedir. Buna göre; Maden karmaşığına ait birimler kıvrımlanmanın senklinal kesimlerinde yer alırken, Pütürge metamorfikleri büyük ölçekte antiklinal yapısını temsil etmektedir. Kıvrım eksenleri bindirme zonuna paralel, yarı-paraleldir.

Pütürge metamorfiklerinin inceleme alanı içerisindeki foliasyonlarından (şistozite-S<sub>1</sub>) elde edilen ölçümler steronet programında (Allmendinger 2002) değerlendirilmiştir. Eş- alan neti üzerinde foliasyon düzlemlerinin oluşturduğu kutup noktalarından kontur diyagramı elde edilmiştir. Diyagramın altı kesiminde yoğunlaşma bulunmaktadır. Bu

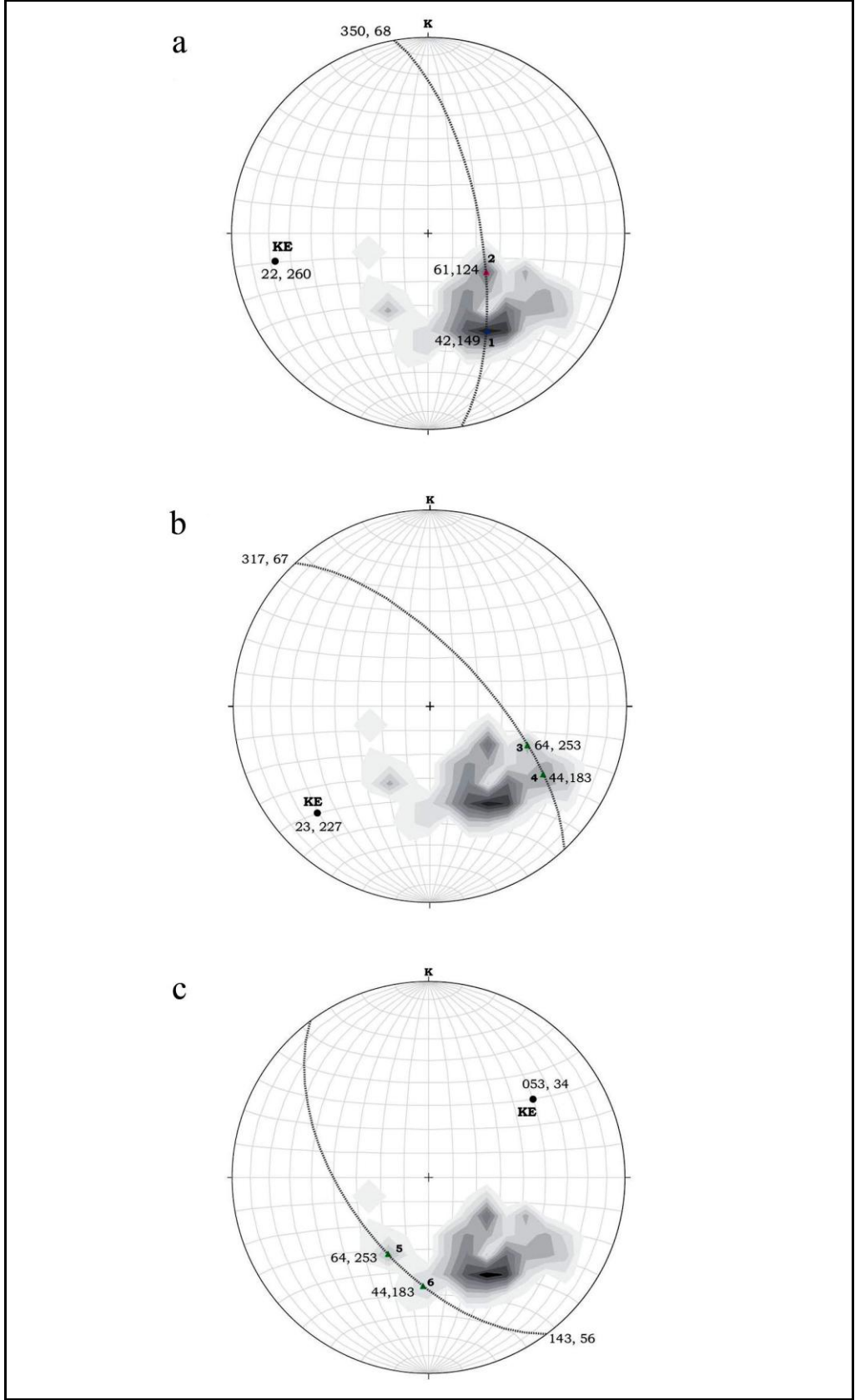
yoğunlaşmanın iki tanesi birincil yoğunlaşma bölgesini oluştururken, dört tanesi daha tali (ikincil) konumdadır. Birincil yoğunlaşma Şekil 3.29.a'da verilmektedir. 1 ve 2 ile belirtilen bu kesimlerin "büyük dairelerinin" kesişim noktası, kıvrım eksenini (KE) karakterize etmekte olup, azimut cinsinden gidişi  $260^{\circ}$ , dalımı ise  $22^{\circ}$ 'dir. İkincil yoğunluk bölgelerini de değerlendirdiğimizde (Şekil 3.29.b, c) yukarıdaki sonucu destekler görünmektedir. Şekil 3.29.b'de 3 ve 4 ile belirtilen yoğunluk bölgelerinin büyük dairelerinin kesişim noktaları, kıvrım eksenini azimut cinsinden  $227^{\circ}$  (gidiş),  $23^{\circ}$  (dalım) değerlerini vermiştir. Şekil 3.29.c'de 5 ve 6 yoğunluk bölgeleri görülmektedir. Bu bölgeler ise azimut cinsinden  $053^{\circ}$  (gidiş),  $34^{\circ}$  (dalım) durumlu kıvrım eksenini sunmaktadır. Bu veriler göz önüne alındığında; bölgedeki kıvrımların asimetric, eksen düzlemi eğik ve dalımlı kıvrımlar olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu yapılar dayanarak, inceleme alanındaki Malatya metamorfiklerinin yerleşiminin yaklaşık kuzeyden güneye doğru Taşdamlar bindirmesi boyunca meydana geldiği yorumunu yapabiliriz.

#### **3.4.1.2 Taşdamlar bindirmesi**

Bindirme zonu harita alanının en kuzeyinde yer almaktadır. Bu bindirme zonu boyunca Malatya metamorfikleri, Pütürge metamorfikleri ile Maden karmaşığı birimleri üzerine yerleşmiştir. Taşdamlar bindirmesi bölgedeki ana bindirme zonudur. Bu bindirmenin gelişimine bağlı olarak inceleme alanındaki diğer iki bindirme gelişmiştir. Bu yerleşimin en iyi yüzeylemesini harita alanı kuzeydoğusunda Türkdagi güney kesiminde görmek mümkündür. Bindirme zonu, çok genel olarak doğu-batı doğrultulu bir çizgisellik oluşturmaktadır. Türkdagi kesiminde  $K42^{\circ}B$ ,  $20^{\circ}KD$  durumlu yüzeylidir. Bu bindirme zonu harita alanı dışında güneyde, güney yönelimli olarak yüzeylenmektedir. Bindirme zonu boyunca tavan bloğu oluşturan Malatya metamorfikleri birimleri ile taban bloğu oluşturan Pütürge metamorfikleri ve Maden karmaşığı birimleri değişen oranlarda gevrek deformasyon etkileri sunmaktadır. Bu bağlamda, tavan ve taban blok kayaları yaygın kırılanmalar, parçalanmalar göstermektedir.

#### **3.4.1.3 Çat bindirmesi**

Harita alanı içerisinde Taşdamlar bindirme zonunun daha güneyinde, Pütürge metamorfikleri ile Maden karmaşığı arasında gözlenen bu zon, Çat bindirmesi olarak

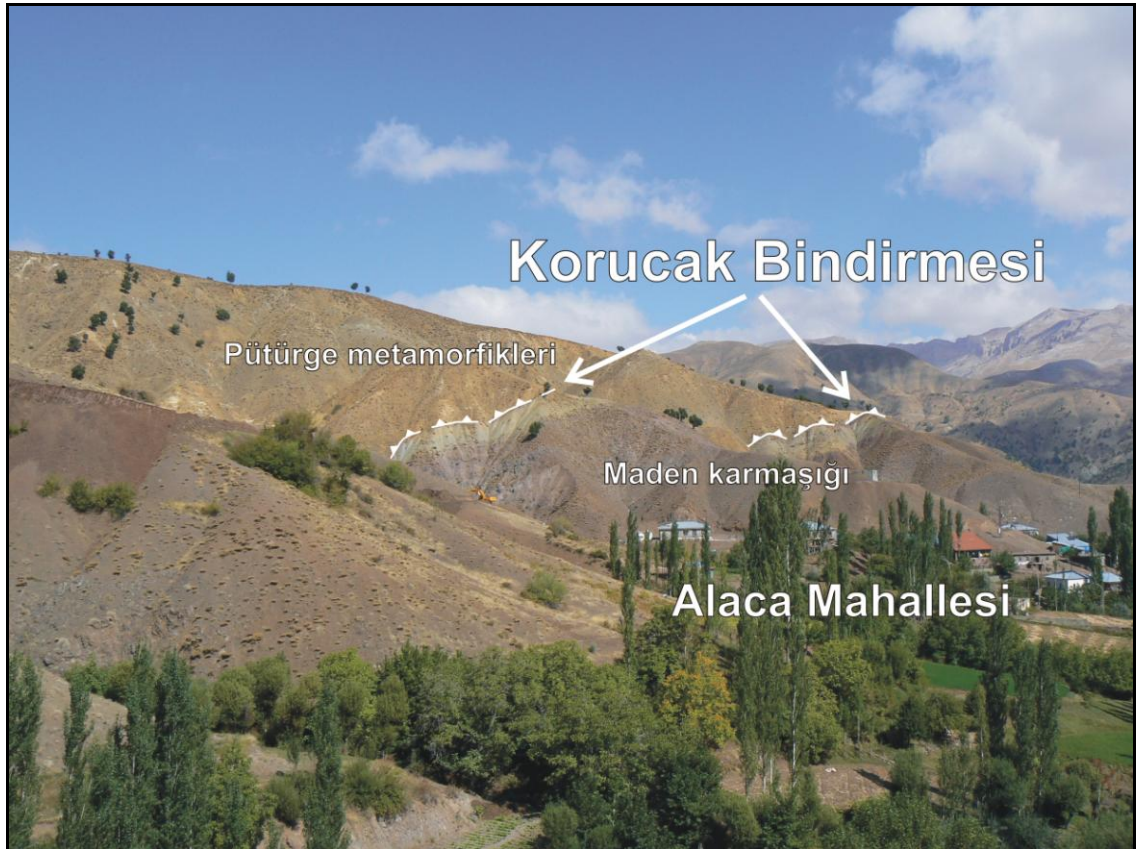


Şekil 3.29 Pütürge metamorfiklerine ait eş-alan diyagramları

tanımlanmıştır. Zon, ismini Çat yerleşim yerinden almakta olup, dokanak bu yerleşim yerinin hemen yakınından geçmektedir. Bu kesimde Pütürge metamorfikleri Maden karmaşığının alacalı görünümlü çamurtaşları üzerine gelmektedir. Bindirme yüzeyinin bir noktasından alınan ölçümde  $K38^{\circ}D$ ,  $33^{\circ}KB$  durumu belirlenmiştir. Zon boyunca, tavan ve taban bloğu oluşturan kayalarda yoğun gevrek deformasyon oluşumları yer almaktadır.

#### 3.4.1.4 Korucak bindirmesi

Korucak bindirmesi harita alanının en güneyinde yer almaktadır. Bu tektonik hat boyunca Pütürge metamorfikleri, Maden karmaşığı birimleri oldukça düşük bir eğimle gelmektedir (Şekil 3.30). Bu kesimden ölçülen bindirme düzleminin durumu  $K70^{\circ}D$ ,  $12^{\circ}KB$ 'dir. Bu kesimde her iki bloğu oluşturan kaya birimlerinde de kataklazit oluşumu belirgindir.



Şekil 3.30 Korucak bindirmesi

Çelikhan doğusu (Alaca Mahallesi) (DKD'ya bakış)

#### **3.4.1.5 Doğrultu atımlı fay zonu**

İnceleme alanı içerisinde bulunan doğrultu atımlı fay zonunu, Doğu Anadolu Fay Zonu oluşturmaktadır. Ancak Doğu Anadolu Fay Zonu'nun etkileri bu çalışma kapsamı dışında tutulmuştur.

#### **3.4.2 Orta-küçük ölçekli yapılar**

İnceleme alanındaki bu kapsamdaki yapılar, metamorfiklerdeki foliasyon, Maden karmaşığı içerisindeki tabakalanma ile kıvrımlanma ve kırıklanma ile temsil edilmektedir.

#### 4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İnceleme alanı, Bitlis metamorfiklerinin batı uzantısı olarak yorumlanan Pütürge metamorfiklerinin en batı ucunu kapsamaktadır. Buradaki gözlem ve incelemelerimiz bu metamorfiklerde çalışan araştırmacıların sonuçları ile benzerlik gösterse de belirgin farklılıklar ve/veya bahsedilmeyen sonuçları da içermektedir. Bitlis metamorfiklerinde yapılan çalışmaların önemli bir bölümünde, metamorfiklerin amfibolit fasiyesi metamorfizmasından bahsedilse de metamorfiklerde Şengün (1993) dışında sillimanit minerali oluşumundan söz edilmemektedir. Bu mineralin varlığı, bölgedeki metamorfizmanın sillimanit zonunu temsil edecek metamorfizma koşuluna (basınç-sıcaklık) eriştiğini göstermektedir. Sillimanit minerallerinin oluşumu, Pütürge metamorfiklerinin yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına yaklaştığını göstermektedir. Pütürge civarındaki metamorfikleri irdeleyen Erdem (1994); bu alanda yaygın granat, stavrolit, disten mineral oluşumlarını dikkate alarak, bölgedeki metamorfizmanın almandin-amfibolit fasiyesi koşullarını temsil ettiği sonucuna varmıştır. Stavrolit ve disten minerallerinin birlikte bulunuşu pelitlerde orta amfibolit fasiyesini belirtmektedir. Orta amfibolit fasiyesi koşulları, 600-670 °C sıcaklık ve 6-8 kbar basınç ile temsil olunmaktadır. Tipik mineral birlikteliği Disten+Granat+Biyotit+Oligoklaz+Kuars ( $\pm$ Muskovit) olup, disten egemen  $Al_2SiO_5$  mineralidir (Barker 1990). Yüksek amfibolit fasiyesi ve granulit fasiyesine geçiş koşullarında ise sıcaklık 670-800 °C ve basınç 7-9 kbar'dır. Bu koşullarda muskovitler K.feldispatı oluşturmak için reaksiyona girerken, aynı zamanda distenlerin yerini özellikle fibrolit sillimanitler almaktadır (Barker 1990). Buna göre, Pütürge metamorfikleri ve onun doğu uzantısı konumundaki Bitlis metamorfiklerinin yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına ulaşmış olduğunu önermekteyiz. Bu durum metabazik kökenli kayalar ile de desteklenmektedir. Metabazitler yeşilist fasiyesi koşullarında aktinolit, stipnomelan, klorit, epidot ve albit mineralleri içerirken, amfibolit fasiyesi koşullarına eriştiğinde bu mineraller giderek azalmakta ve yerini horblend, granat ve Ca.plajiyoklazlara bırakmaktadır (Yardley 1989). Yeşilist fasiyesinden amfibolit fasiyesine geçişi (epidot-amfibolit fasiyesi), aktinolit parçalanarak hornblende ve albitin parçalanarak oligoklaza dönüşümü belirtmektedir. Bu geçiş zonu, 370-420 °C sıcaklıklarda, Plajiyoklaz+Epidot +Klorit+Ca.Amfibol(Aktinolit+Hornblend)+Kuars+Spinel mineral birlikteliği ile temsil olunmaktadır (Barker 1990). Mineral birlikteliği, yüksek sıcaklıklarda

Plajiyoklaz( $An_{20-50}$ )+Hornblend+Klorit+Spinel+İlmenit olarak, yüksek basınçlarda ise Oligoklaz+Hornblend+Epidot+Rutil( $\pm$ Kuvars $\pm$ Granat) olarak gelişmektedir. İnceleme alanı içerisindeki amfibolitlerde, plajiyoklaz, hornblend ve granat minerallerinin varlığı amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarını temsil etmektedir.

Petrografik incelemeler, pek çok mineralde gerileyen metamorfizma etkilerini ortaya koymaktadır. Örneğin, granat minerallerinin klorit ve biyotit minerallerine, biyotit minerallerinin klorit minerallerine, disten minerallerinin muskovit minerallerine, kloritoyid minerallerinin klorit minerallerine, amfibol minerallerinin tremolit/aktinolit minerallerine dönüşümleri belirgindir. Bu durum, Pütürge metamorfiklerinin yüzeylenmesi sırasında ve/veya daha genç olaylar ile gerileyen metamorfizmadan etkilendiğini ortaya koymaktadır.

Bölgedeki metamorfiklerde bahsedilen önemli ayrıntılardan biri, çekirdek-örtü (Çağlayan *et al.* 1984, Şengün 1993) veya alt-üst birlik (Boray 1975, Helvacı 1983, Göncüoğlu and Turhan 1984, Genç 1990, Erdem 1994) ayrımlarıdır. İnceleme alanında yüzeyleyen Pütürge metamorfiklerinin ilksel stratigrafik dokanakları silinmiş, kendi içerisinde kıvrımlanmış ve çok sayıda tektonik dilimler gelişmiştir. İnceleme alanı içerisinde bu ayrımı doğrulayacak bulgular bulunmamaktadır.

İnceleme alanının diğer metamorfik birimini oluşturan Malatya metamorfikleri, Pütürge metamorfikleri ile benzer yapısal özellikte, kıvrımlı ve çok sayıda dilimlerden oluşmaktadır. Yoğun metakarbonat kökenli oluşu ile Pütürge metamorfiklerinden belirgin olarak ayrılmaktadır. Diğer önemli ayırdım ise iki metamorfik birim arasındaki metamorfizma karakteridir. Pütürge metamorfikleri amfibolit fasiyesi koşullarına ulaşan metamorfizma karakteri sergilerken, Malatya metamorfikleri yeşilist fasiyesi ile temsil olunmaktadır. Bu durum, bölgedeki diğer araştırmacılar ile uyumlu gözükmektedir.

Çalışma alanı içerisinde gözlenen Maden karmaşığı birimleri ise yanal ve düşey yönde sınırlı devamlılık gösteren volkanik ve sedimanter kaya birlikteliğinden oluşmaktadır. Birim içerisindeki kayaların ilksel ilişkileri önemli ölçüde tahrip olmuştur ve yersel yoğun altere özellik sunmaktadır. İnceleme alanı içerisindeki Maden karmaşığının egemen litolojisi ise çamurtaşı ve volkanittir. Ayrıca, bu kayalar ile kökensel ilişkili konglomera, kumtaşı, kireçtaşı ile diyabazlar da gözlenmektedir.

Bölgesel deformasyon, Maden karmaşığını oluşturan kayalarda gevrek ve/veya sünümlü etkiler oluşturmuştur. Maden karmaşığına ait çamurtaşları ve kireçtaşlarında, özellikle Pütürge ve Malatya metamorfikleri ile olan dokanaklarında ve/veya dokanaklarına yakın kesimlerinde, sünümlü deformasyona bağlı kıvrımlanma, zayıf foliasyon ve düşük dereceli metamorfizma etkileri izlenmektedir. Maden karmaşığı içerisinde görülen bu özellikler, bölgedeki Maden birimlerinin oluşumu sonrasında gelişen tektonik etkilere bağlı dinamik metamorfizma özellikleridir.

Maden karmaşığı birimlerinin, Pütürge metamorfiklerini uyumsuzlukla üzerlediğı belirtilse de (Yazgan vd. 1987) çalışma alanımız içerisinde ilksel dokanak ilişkileri yitirilmiş gözükmetedir. Maden karmaşığını oluşturan kayalar, inceleme alanı güney kesiminde ise Pütürge metamorfikleri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Karmaşığın Malatya metamorfikleri ile olan tektonik dokanak ilişkisi ise inceleme alanı kuzeyinde geniş alanlar boyunca takip edilebilmektedir.

İnceleme alanı içerisindeki tüm veriler değerlendirildiğinde şu sonuçlara varılmıştır:

1. İnceleme alanı tektono-stratigrafik olarak alttan üste doğru üç birimden oluşmaktadır. Bunlar; (Bitlis-)Pütürge metamorfikleri, Maden karmaşığı birimleri ve (Keban-)Malatya metamorfikleridir. Bunlara ilaveten, bu birimlerden Pütürge metamorfikleri ile Maden karmaşığı birimlerine değışen boyutlardaki magmatitlerce sokulum yapılmıştır.
2. Pütürge metamorfikleri, Maden karmaşığı ve Malatya metamorfiklerinin inceleme alanındaki dokanak ilişkileri tektoniktir. Harita alanı içerisinde bu hatlar Taşdamlar bindirmesi, Çat bindirmesi ve Korucak bindirmesi olarak isimlendirilmiştir. Bindirme faylarına paralel büyük ölçekli kıvrımlanmalar da bulunmaktadır. Eş-alan neti kıvrımlanmaların asimetric, eksen düzlemi eğik ve dalımlı kıvrımlar olduğı ortaya koymaktadır. Yine eş-alan neti çalışmasında, inceleme alanındaki bu kıvrımların kıvrım eksenleri (KE) sırasıyla, azimut cinsinden  $260^{\circ}/22^{\circ}$ ,  $227^{\circ}/23^{\circ}$  ve  $053^{\circ}/34^{\circ}$  olarak belirlenmiştir. Tüm veriler değerlendirildiğinde, yapıların oluşumu Malatya metamorfiklerinin bölgeye yaklaşık kuzeyden güneye doğru yerleşmesi ile gelişmiş olduğı yorumuna işaret etmektedir.



3. Pütürge metamorfikleri inceleme alanı içerisinde en geniş yayımlı sunmaktadır. Petrografik incelemeler bölgedeki bu birimin mika şist/mika gnays, granat mika şist/granat mika gnays, kalk-silikatik şist/kalk-silikatik gnays, kuvarso-feldispatik mika gnays, kuvarsitik şist/kuvarsit, mermer ve amfibolit türü kayalardan oluştuğunu ortaya koymuştur. İnceleme alanı içerisindeki bu litolojiler Barrowiyen zonunu temsil eden indeks minerallerin (klorit, biyotit, granat, stavrolit, disten, sillimanit) birini/bir kaçını içermektedir. Özellikle sillimanit minerallerinin varlığı, Pütürge metamorfiklerinin 670-800 °C sıcaklık ve 7-9 kbar basınç koşullarına erişmiş metamorfizma etkisinde kaldığı sonucunu ve bölgedeki metamorfizmanın yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına eriştiğini ortaya koymaktadır.
4. İnceleme alanı içerisindeki diğer yaygın metamorfik birim Malatya metamorfikleridir. Yaygın olarak metakarbonatlardan, az oranda pelitik/psamitik ve metabazit türü kayalardan oluşmaktadır. Petrografik incelemeler Malatya metamorfiklerinin sleyt, fillit ve şist türü kayalardan oluştuğunu ortaya koymaktadır. Şist ve fillitlerdeki kloritoyid, epidot ve tremolit/altinolit mineralleri bu birimlerin metamorfizma özelliği ile ilgili ipuçları vermektedir. Kloritoyid mineralinin varlığı, Malatya metamorfiklerinin yaklaşık 500 °C sıcaklık ve 5 kbar basınç koşullarına erişmiş olabileceğini ve yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğradığını ortaya koymaktadır.
5. Maden karmaşığı bu iki birim arasında ve genelde dokanak kesimlerinde zayıf metamorfizma etkilidir. Birimin ilksel ilişkileri önemli ölçüde tahrip olmuş ve yersel yoğun altere sedimanter ve volkanik kayalardan oluşmaktadır. Bölgesel çalışmalarda Eosen yaşlı olarak tanımlanan Maden karmaşığı inceleme alanında sin-veya post-tektonik intrüzif kayaları da içermektedir.
6. Arazi ve mikroskop verileri, inceleme alanı ve yakın çevresinin tektonik gelişiminin Malatya metamorfiklerinin kuzeyden bölgeye yerleşimi ve Doğu Anadolu Fay Zonu'nun gelişimi ile şekillendiğini belirtmektedir.

## KAYNAKLAR

- Akay, E. ve Herece, E. 1992. Orta Doğu Toroslar'da Volkanitsiz Eosen ve Volkanitli Eosen Çökellerinin İlişkileri ve Olasılı Bir Transform Fay. Türkiye 9. Petrol Kongresi; 350-360.
- Aktaş, G. and Robertson, A.H.F. 1984. The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of a Neotethyan Active Margin. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society of London, 17; 375-402.
- Allmendinger, R.W. 2002. StereoWin for windows v. 1.1 yazılım programı. Cornell University.
- Asutay, H.J. 1985. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi. Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Doktora Tezi (yayımlanmamış), 156 s, Ankara.
- Asutay, H.J. 1986. Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojisi ve Baskil Magmatitlerinin Petrolojisi. MTA Dergisi, 107; 49-73.
- Asutay, H.J. ve Turan, M. 1986. Doğu Toroslar, Keban-Baskil (Elazığ) dolayının jeolojisi. MTA Raporu, Derleme No: 8007.
- Barker, A.J. 1990. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. Blackie&Son Limited, 170 p, NY-USA.
- Bingöl, A.F. 1984. Geology of the Elazığ Area in the eastern Taurus Region. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt; 209-217.
- Boray, A. 1973. The structure and metamorphism of the Bitlis area, Southeast Turkey. Londra Üniversitesi Doktora Tezi (yayımlanmamış), 233 s, İngiltere.
- Boray, A. 1975. Bitlis Dolayının Yapısı ve Metamorfizması. TJK Bülteni, 18; 81-84.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M. and Yurtsever, A. 1984. Structural setting of the Bitlis Massive. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 245-254.
- Çolakoğlu, A.R. 2006. Hasbey (Bitlis Masifi-Van) Pb-Zn Cevherleşmesinin Mineral Parajenezi ve Deformasyon Dokuları. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri; 131-132.
- Dumanlılar, Ö., Aydal, D., Dumanlılar, H. and Alıcı Şen, P. 2006. Geological and Geochemical characteristics of granitoids in the Eastern Tauride Belt. International geology review, 48; 443-465.
- Elmas, A. and Yılmaz, Y. 2003. Development of an Oblique Subduction Zone-Tectonic Evolution of the Tethys Suture Zone in Southeast Turkey. International Geology Review, 45; 827-840.
- Engin, T. 1984. Petrology and structural characteristics of the Rut-Taşlıtepe cromite deposits in Guleman Eastern Taurus region. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt; 303-308.

- Erdem, E. 1994. Pütürge (Malatya) metamorfitlelerinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 119 s, Elazığ.
- Erdem, E. ve Bingöl, A.F. 1997. Pütürge (Malatya) Masifindeki Gnaysların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri. Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu Bildirileri; 217-227.
- Erdoğan, B. 1982. Bitlis masifinin Avnik (Bingöl) yöresinde jeolojisi ve yapısal özellikleri. Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Doçentlik Tezi (yayımlanmamış), 106 s, İzmir.
- Erdoğan, B. ve Dora, O.Ö. 1983. Bitlis Masifi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu. TJK Bülteni, 26; 133-144.
- Genç, S. 1977. Geological evolution of the southern margin of the Bitlis Masif, Lice-Kulp district, SE Turkey. Wales Üniversitesi Doktora Tezi (yayımlanmamış), 281 s, İngiltere.
- Genç, S. 1985. Bitlis Masifi, Lice-Kulp (Diyarbakır) ve Çökekyazı-Gökay (Hizan-Bitlis) yöreleri gnays ve amfibolitlerinin köken sorununun irdelenmesi. JMO Yayınları, 23; 31-38.
- Genç, S. 1990. Bitlis Masifi, Çökekyazı-Gökay (Hizan, Bitlis) Yöresi Metamorfitlelerinin Petrografisi, Metamorfizması ve Kökeni. TJK Bülteni, 33; 1-14.
- Göncüoğlu, M.C. 1983. Muş-Kızılağaç metagranitinin başkalaşımı ve yaşı. MTA Dergisi, 99/100; 72-83.
- Göncüoğlu, M.C. and Turhan, N. 1984. Geology of the Bitlis Metamorfik Belt. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt; 237-244.
- Hall, R. and Mason, R. 1972. A Tectonic Melange From the Eastern Taurus Mountains, Turkey. Geological Society London, 128; 395-397.
- Hall, R. 1976. Ophiolite Emplacement and Evolution of the Taurus Suture Zone, Southeastern Turkey. Geological Society of America Bulletin, 87; 1078-1088.
- Helvacı, C. 1983. Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) Bölgesi metamorfik kayaçlarının petrojenezi. TJK Bülteni, 26 (2); 117-132.
- Helvacı, C. and Griffin, W.L. 1984. Rb-Sr Geochronology of the Bitlis Massif, Avnik (Bingöl) Area, SE Turkey. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society of London, 17; 403-413.
- Hempton, M.R. ve Savcı, G. 1982. Elazığ Karmaşığı'nın petrolojik ve yapısal özellikleri. TJK Bülteni, 25; 143-150.
- Hempton, M.R. 1984. Results of detailed mapping near leak Hazar (Eastern Taurus Mountains). International Symposium on the Geology of the Taurus Belt; 223-228.
- Herece, E. ve Akay, E. 1992. Karlıova-Çelikhan arasında Doğu Anadolu Fayı. Türkiye 9. Petrol Kongresi; 361-372.

- İleri, S., Salancı, B., Bitem, M. ve Doğan, R. 1976. Ergani (Maden) Bakır Yatağı ve Plaka Tektoniği. TJK Bülteni, 19; 133-142.
- Karaman, T., Poyraz, N., Bakırhan, B., Alan, İ., Kadıncık, G., Yılmaz, H. ve Kılınc, F. 1993. Malatya-Doğanehir-Çelikhan Dolayımın Jeolojisi. MTA Raporu, Derleme No: 9587.
- Karaoğlan, F. ve Parlak, O. 2006. Doğanehir (Malatya) Granitoyidi'nin Jeokimyası ve Tektonik Önemi. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri; 495-496.
- Kerrick, D.M. 1990. The Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> polymorphs. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 22, 406 s.
- Ketin, İ. 1948. Elazığ bölgesi jeolojisinin ana çizgileri. İÜFF Mecmuası, Seri B12; 255-267.
- Ketin, İ. 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. MTA Dergisi, 66; 20-34.
- Kipman, E. 1976. Keban'ın jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mineraloji ve Petrografi Kürsüsü, 92 s, İstanbul.
- Kipman, E. 1981. Keban'ın jeolojisi ve Keban şariyaji. İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 1; 75-81.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, I.E., Montigny, R. and Yazgan, E. 1984. Tauric Subduction (Malatya-Elazığ Provinces) and Its Bearing on Tectonics of the Tethyan Realm in Turkey. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society of London, 17; 361-374.
- Özçelik, M. 1985. Malatya Güneydoğusundaki Maden Magmatik Kayaçlarının Jeolojisi ve Tektonik Ortamına Jeokimyasal Bir Yaklaşım. TJK Bülteni, 28; 19-34.
- Özdemir, M.A. ve Sunkar, M. 2002. Çelikhan Ovası (Adıyaman) ve Çevresinin Jeomorfolojisi. Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi, 12 (1); 25-46.
- Özgül, N. 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. TJK Bülteni, 19; 65-78.
- Özgül, N. 1984. Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Central Taurides. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt; 77-90.
- Özkan, Y.Z. and Öztunalı, O. 1984. Petrology of the magmatic rocks of Guleman ophiolite. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt; 285-293.
- Özkaya, İ. 1978. Ergani-Maden yöresi stratigrafisi. TJK Bülteni, 21; 129-139.
- Özkaya, İ. 1982. Upper Cretaceous plate rupture and development of leaky transcurrent fault ophiolites in SE Turkey. Tectonophysics, 88; 103-116.
- Parlak, O. 2006. Türkiye'deki Neo-Tetis Ofiyolitlerinde Gözlenen Farklı Magma Oluşumları ve Bunların Tektonik Önemi. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri; 56-57.
- Perinçek, D. 1978. Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman ili) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Tatbiki Jeoloji Kürsüsü Doktora Tezi, 212 s, İstanbul.

- Perinçek, D. 1979. Geological investigation of the Çelikhan-Sincik-Koçali area (Adıyaman Province). İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi, Seri B44; 127-147.
- Perinçek, D. 1980. Bitlis Metamorfitlerinde Volkanitli Triyas. TJK Bülteni, 23; 201-211.
- Perinçek, D. ve Özkaya, İ. 1981. Arabistan levhası kuzey kenarı tektonik evrimi. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Bülteni, 8; 91-101.
- Perinçek, D. and Kozlu, H. 1983. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt; 181-198.
- Pişkin, Ö. 1975. Çelikhan Çevresi Ultrabazikleri içindeki Rodenjitler ve Kimyasal Analizleri. TJK Bülteni, 18; 17-20.
- Pişkin, Ö. 1978. Çelikhan Doğusu Lökokuvarsmonzonitleri Üzerine Petrokimya ve Jeokronoloji Verileri (Adıyaman-Türkiye). TJK Bülteni, 21; 107-111.
- Revan, M.K. ve Genç, Y. 2003. Malatya-Yeşilyurt Altınlı Florit Cevherleşmesi: Toroslarda Paleokarst Tipi Bir Yatak. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 27 (2); 76-93.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Hoeck, V. and İşler, F. 2006. Nature and Significance of Late Cretaceous Ophiolitic Rocks and Their Relation to the Baskil Granitic Intrusions of the Elazığ Region, SE Turkey. Geological Society, London, Special Publication, 260; 327-350.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O. ve İşler, F. 2006. Doğu Toroslar'daki (Elazığ) Geç Kretase Yaşlı Ofiyolitik ve Granitik Kayaçların Jeokimyası ve Tektonik Önemi, GD Türkiye. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri; 53-55.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E. 1984. Intruduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society of London, 17; 1-74.
- Savcı, H. ve Yöndem, F. 1979. Hizan-Bitlis-Mutki-Meydan dolayının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması. TPAO Raporu, No: 1356 (yayımlanmamış).
- Savcı, G. 1980. Doğu Anadolu volkanizmasının neotektonik önemi. Yeryuvarı ve İnsan, 5 (3-4); 46-49.
- Sungurlu, D. ve Arpat, E. 1978. Türkiye doğu kesiminin jeolojisi ve beklenir kabuk yapısı. TPAO Raporu, No: 1204 (yayımlanmamış).
- Sunkar, M. 2000. Çelikhan ovası (Adıyaman) ve yakın çevresinin jeomorfolojisi. Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi, 88 s, Elazığ.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75; 181-241.
- Şengün, M. 1984. Tatvan güneyinin (Bitlis Masifi) jeolojik/petrografik incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi, 157 s, Ankara.

- Şengün, M. 1993. Bitlis masifinin metamorfizması ve örtü çekirdek ilişkisi. MTA Dergisi, 115; 1-13.
- Tolun, N. 1954. Güneydoğu Anadolu'nun stratigrafisi ve tektoniği. MTA Rapor No: 2147.
- Vidal, O., Goffe, B., Bousquet, R. and Parra, T. 1999. Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. Journal of Metamorphic Geology, 17; 25-39.
- Winkler, H.G.F. 1965 (Çeviren: Çoğulu, H.E. 1977). Metamorfik Kayaçların Oluşumu. İstanbul Teknik Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Yayınları, 118, 223 s, İstanbul.
- Winkler, H.G.F. 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th ed., Springer-Verlag, 348 p, New York.
- Yardley, B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Scientific & Technical, 248 p, Newyork.
- Yazgan, E. 1981. Doğu Toroslarda etkin bir paleo-kıta kenarı etüdü. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Bülteni, 7; 83-104.
- Yazgan, E. 1983. A geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur Nappes. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt "Guide Book for Excursion V"; 17 p.
- Yazgan, E. 1984. Geodynamic Evolution of the Eastern Taurus Region. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt; 199-208.
- Yazgan, E., Asutay, H.J., Poyraz, N. ve Yıldırım, H. 1987. Malatya Güneydoğusu'nun Jeolojisi ve Doğu Toroslar'ın Jeodinamik Evrimi. MTA Rapor No: 297, Arşiv No: 8272.
- Yazgan, E. and Chessex, R. 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya. TAPG Bulletin, 3 (1);1-42.
- Yazgan, E. 2004. Malatya Çevresinin Jeolojisi. Malatya ve Çevresinin Jeolojisi, Deprenselliği ve Maden Potansiyeli Sempozyumu, JMO Yayınları, 86; 1-7, 30 Kasım-1 Aralık 2004, Malatya.
- Yılmaz, A. 1998. Doğu Toroslar'da Metamorfizma-Ofiyolit Yerleşmesi ve Demir Yatakları. Cumhuriyetin 75.Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiri Özleri; 175-176.
- Yılmaz, E. ve Duran, O. 1997. Güneydoğu Anadolu Bölgesi otokton ve allokton birimler stratigrafisi adlama sözlüğü. TPAO Genel Müdürlüğü Eğitim Yayınları, No. 31, 406 s.
- Yılmaz, H. 1992. Doğanşehir-Sürgü-Gözene (Malatya) yöresinin jeolojisi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi (yayımlanmamış), 141 s, Trabzon.
- Yılmaz, H. 1999. Doğu Toroslar'da Sürgü (Doğanşehir-Malatya) Çevresinin Jeolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri, 16 (1); 95-106.

- Yılmaz, O. 1971. Etude petrographique et geochronologique de la region de Cacas. Grenoble Üniversitesi Doktora Tezi (yayımlanmamış), 230 s.
- Yılmaz, O. 1975. Cacas Bölgesi (Bitlis Masifi) Kayalarının Petrografik ve Stratigrafik İncelemesi. TJK Bülteni, 18; 33-40.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. ve Yıldırım, M. 1987. Güneydoğu Anadolu'da Triyas Sonu Tektonizması ve Bunun Jeolojik Anlamı. Türkiye 7. Petrol Kongresi; 65-77.
- Yılmaz, Y. ve Yiğitbaş, E. 1990. Güneydoğu Anadolu'nun farklı ofiyolitik-metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimdeki rolü. Türkiye 8. Petrol Kongresi; 128-140.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M. ve Genç, Ş.C. 1992. Güneydoğu Anadolu Metamorfik Masiflerinin Kökeni. Türkiye 9. Petrol Kongresi; 296-306.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. and Genç, Ş.C. 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of Southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. Tectonics, 12 (5); 1280-1297.
- Yiğitbaş, E. and Yılmaz, Y. 1996. Post-Late Cretaceous Strike-Slip Tectonics and Its Implications for the Southeast Anatolian Orogen, Turkey. International Geology Review, 87; 818-831.

## ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Özlem ŞAHİN EREN  
Doğum Yeri : Ankara  
Doğum Tarihi : 08.07.1978  
Medeni Hali : Evli  
Yabancı Dili : İngilizce

### Eğitim Durumu

Lise : Ankara Cumhuriyet Lisesi (1992-1995)  
Lisans : Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği  
Bölümü (1995-1999)  
Yüksek Lisans : Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji  
Mühendisliği Anabilim Dalı (Eylül 2005-Kasım 2008)

### Çalıştığı Kurumlar ve Yıl

Tr-Soft Yazılım Şirketi, (2002)  
Esentepe İlköğretim Okulu, (2004)  
MTA Genel Müdürlüğü, (Aralık 2004-...)