

**T.C.
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**BULDAN YÖRESİ (DENİZLİ) METAMORFİK
KAYAÇLARININ MİNERALojİK, PETROGRAfİK
VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ**

Fatma GÖKGÖZ

Yüksek Lisans Tezi

DENİZLİ-2004

**BULDAN YÖRESİ (DENİZLİ) METAMORFİK
KAYAÇLARININ MİNERALojİK, PETROGRAfİK
VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ**

**Pamukkale Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Tarafından Kabul Edilen
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Yüksek Lisans Tezi**

Fatma GÖKGÖZ

Tez Savunma Sınavı Tarihi: 19.01.2004

DENİZLİ-2004

TEZ SINAV SONUÇ FORMU

Bu tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Yrd. Doç. Dr. Halis MANAV
(Yönetici)

Prof. Dr. Yahya ÖZPINAR
(Jüri Üyesi)

Prof. Dr. Osman Candan
(Jüri Üyesi)

Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun
.....tarih vesayılı kararıyla onaylanmıştır.

Prof. Dr. Mehmet Ali SARIGÖL
Müdür
Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Değerli fikir ve eleştirileriyle çalışmamın her safhasında bana yön veren yüksek lisans tez danışmanım Yrd .Doç. Dr. Halis MANAV'a teşekkürlerimi sunarım.

Tezin hazırlanması sırasında her türlü yardımı esirgemeyen ve bilimsel katkıda bulunan Prof. Dr. Yahya ÖZPINAR'a teşekkür ederim.

Çalışmamın her aşamasında eleştirileriyle beni yönlendiren eşim Yrd. Doç. Dr. Ali GÖKGÖZ'e maddi-manevi her türlü desteğinden ve sabrından dolayı minnettarım.

Arazi çalışmalarım esnasında fikir ve görüşlerinden faydalandığım ODTÜ'den Prof. Dr. Cemal GÖNCÜOĞLU'na, katkılarından dolayı HÜ'den Prof. Dr. Şakir ŞİMŞEK'e ve MTA Enstitüsü'nden Dr. Neşat KONAK'a teşekkürü bir borç bilirim.

Yapısal Jeoloji çalışmalarımda bana yol gösteren Yrd. Doç. Dr. Ali KAYA'ya, jeokimya ile ilgili bölümlerde görüşlerinden yararlandığım Doç. Dr. Hulusi KARGI'ya teşekkürlerimi sunarım. Tezin yazım aşamasında yardımcı olan ve çalışmalarım süresince desteklerini her zaman hissettiğim Araş.Gör. Banu KORALAY'a, Uzman Ezher TOKER'e, Araş. Gör. Barış SEMİZ'e, Araş. Gör. Sefer Beran ÇELİK'e ve Araş. Gör. H.Alim BARAN'a teşekkür ederim.

Çalışmalarım süresince yardımlarından dolayı babam Nuri İNCE, ağabeyim Araş. Gör. Bekir İNCE ve manevi destek gördüğüm ailemin bütün fertlerine teşekkürü borç bilirim.

Fatma GÖKGÖZ

ÖZET

Bu çalışmada, Menderes Masifi'nin doğu kanadında yer alan Buldan (Denizli) ve çevresindeki metamorfik kayaçların mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri ortaya konulmaya çalışılmıştır.

İnceleme alanında, Prekambriyen yaşlı Çine Grubu'na ait metamorfik kayaçlar iri taneli ve iki mikalı olan ve bazı kesimlerde aplit ve amfibolit bantları ve pegmatoid damarları içeren gözlü gnayslar, feldispat gözlerinin gelişigüzel dağılım gösterdiği benekli gnayslar, bantlı gnayslar ve ince taneli biyotit gnayslardan oluşmaktadır.

Gnaysların üzerine genelde düşük dereceli metamorfik kayaçlardan oluşan Ortaköy Formasyonu'na ait çeşitli şistler uyumsuz olarak gelmektedir. Şistler kuvarsit, mermer, amfibolit bant ve mercikleri içermektedir. Alt düzeylerde granat-mika şistler gözlenirken üst seviyelere doğru mika şistlere geçilmektedir.

Menderes Masifi metamorfikleri üzerinde uyumsuz olarak Alt Pliyosen yaşlı kiltası, silttaşı, kireçtaşı ve marn ara düzeyleri içeren ve egemen kumtaşı istifinden oluşan Kolankaya Formasyonu yer alır. Pleyistosen yaşlı çakıltası-kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı düzensiz ardalanmasından yapılı Asartepe Formasyonu Kolankaya Formasyonu'nu uyumsuz olarak üstler. Kuvaterner yaşlı alüvyon birimi altlayan birimleri uyumsuz olarak örter.

Çoğunlukla gözlü yapı sunan gnaysların mineralojik bileşimi şöyledir: Kuvars-Plajiyoklas(oligoklas)-K-feldispat-Biyotit-Muskovit-Granat-Turmalin-Apatit. Gnayslar içindeki pegmatoid damarları ve inceleme alanı civarında varlığı bilinen migmatitler metamorfizma sırasında yüksek sıcaklık ve basınç koşullarına işaret etmektedir. Menderes Masifi'nin geneline baktığımızda tüm asmasiflerde yüksek dereceli metamorfik zon genellikle gnayslarla temsil edilmektedir.

Gözlü gnayslar içindeki düzensiz şekilli pegmatoid damarları yaklaşık D-B doğrultuludur. Zonlanma göstermeyen basit pegmatoidlerdir. Pegmatoidler, “Plajiyoklas (An₁₄₋₂₀) - Mikroklin - Ortoklas - Kuvars - Turmalin - Muskovit - Biyotit - Klorit” şeklinde sade bir mineralojik bileşime sahiptirler.

İnceleme alanındaki gnaysların majör oksit ve iz element içeriklerine göre ilksel kayaları magmatik, kalkalkalen, peralumino, S tipi, sin ve/veya post-tektonik granit ve granodiyorittir.

Metamorfik kayaçların egemen şistozite doğrultuları KB-GD ve KD-GB ve şistozite eğim açıları ise 18-72° arasındadır. Metamorfitlelerdeki kıvrımları ve şistozite düzlemlerini oluşturan en büyük basınç doğrultusu 100-280° yani yaklaşık D-B olarak saptanmıştır.

ABSTRACT

In this study, it is determined of mineralogical, petrographic and geochemical evidences for the metamorphic rocks in Buldan-Denizli area located at the eastern part of the Menderes Massif.

In the study area, Precambrian Çine Group is composed of the augen gneisses which are coarse grained with two micas and have aplite, amphibolite bands and pegmatoid veins in some locations, spotted gneisses that scattered distribution of the feldspar grains, banded gneisses and fine grained biotite gneisses.

Schists which belong to Silurian-Devonian Ortaköy Formation consist of low grade metamorphic rocks overlie unconformably the gneisses. The schists include quartzite, marble, amphibolite bands and lenses. Dominant unit is garnet-mica schist in the lower horizons of this sequence while it passes to mica schist in the upper horizons.

Lower Pliocene aged sandstones intercalated with claystone, siltstone, limestone and marl (Kolankaya Formation) overlie metamorphic rocks with unconformity. The formation is overlain by Pleistocene Asartepe Formation which is composed of alternating conglomerate-sandstone-siltstone-mudstone. Alluvium deposits cover all underlying rocks.

The mineralogical composition of the gneisses consists of “Quartz - Plagioclase (oligoclase) - K-Feldspar – Biotite – Muscovite - Garnet – Tourmaline – Apatite. The migmatites located at the surround of the study area and pegmatoid veins in the gneiss prove metamorphism conditions of the high temperature and high pressure. In general, in all asmassives of the Menderes Massif gneisses represent metamorphic zone with high grade.

Generally, the pegmatoids are the veins with the strikes of E-W. They are ordinary pegmatoids without zonations. The mineralogical composition of the pegmatoids is simple and contains Plagioclase (An₁₄₋₂₀) – Microcline – Orthoclase - Quartz - Tourmaline – Muscovite - Biotite – Chlorite.

The geochemical composition of the gneisses in the study area indicated that the protoliths of the gneisses were magmatic, calc-alkaline, peraluminous, S-type, syn and/or post-tectonic granites and granodiorites.

Generally, schistosity strike of the metamorphic rocks is NW-SE to NE-SW. The dip angle of the schistosity varies between 18-72°. The direction of the maximum pressure taken place folds and schistosity in the metamorphic rocks is 100-280° or approximately E-W.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İçindekiler	IX
Şekiller Dizini	XIII
Çizelgeler Dizini	XVI

Birinci Bölüm

GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanının Yeri ve Coğrafi Konumu.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	3
1.3. Uygulanan Yöntemler.....	4
1.3.1. Literatür Çalışması	4
1.3.2. Arazi Çalışmaları	4
1.3.3. Petrografik Çalışmalar	4
1.3.4. Kimyasal Analiz Çalışmaları	4
1.3.5. Büro Çalışması	5
1.4. Önceki Çalışmalar	5
1.4.1. Menderes Masifi'nin Etkilendiği Metamorfizma Sayısı ve Metamorfizma Yaşları	5
1.4.2. Menderes Masifi'nde Etkili Metamorfizma Koşulları	6
1.4.3. Menderes Masifi'ndeki Gnaysların Kökeni ve Yaşları	8
1.4.4. Menderes Masifi ve Tektonizma İlişkisi.....	10
1.5. Menderes Masifi'nin Metamorfik ve Tektonik Evrimi	11

İkinci Bölüm

GENEL JEOLJİ - STRATİGRAFİ

	Sayfa
2.1. Giriş.....	18
2.2. İnceleme Alanının Litostratigrafisi.....	18
2.2.1. Gnayslar (Çine Grubu-Pgny).....	18
2.2.2. Şistler (Ortaköy Formasyonu-Pzkoş).....	23
2.2.3. Kolonkaya Formasyonu (Tpko).....	23
2.2.4. Asartepe Formasyonu (Qat).....	24
2.2.5. Alüvyon (Qal).....	24

Üçüncü Bölüm

MİNERALJİ - PETROGRAFİ

3.1. Giriş.....	25
3.2. Çine Grubu.....	25
3.2.1. Gözli Gnayslar.....	25
3.2.2. Benekli Gnayslar.....	34
3.2.3. Bantlı Gnayslar.....	36
3.2.4. İnce Taneli Biyotit Gnays.....	39
3.2.5. Pegmatoid Damarları.....	41
3.2.6. Amfibolit Bant ve Mercekleri.....	47
3.3. Ortaköy Formasyonu.....	49
3.3.1. Granat-mika şist.....	49
3.3.2. Mika şist.....	52
3.3.3. Kuvarsit Bant ve Mercekleri.....	53
3.3.4. Mermer Bantları.....	54

Dördüncü Bölüm

JEOKİMYA

	Sayfa
4.1. Giriş.....	55
4.2. Ana Majör Oksit ve İz Element Jeokimyası.....	55
4.2.1. Majör Oksit Değişim Diyagramları.....	55
4.2.2. İz Element Değişim Diyagramları.....	62
4.3. Element Mobilitesi (Hareketi).....	64
4.4. Gnaysların Köken Kayaları.....	68
4.5. Kimyasal Sınıflama.....	69
4.5.1. Majör Element Sınıflaması.....	69
4.5.2. İz Element Sınıflaması.....	69
4.6. Alkalinite/Subalkalinite.....	70
4.7. Magmatik Karakter.....	72
4.8. Shand's İndeksi.....	72
4.9. Tektonik Ortam.....	73
4.10. Granit Tipi.....	75

Beşinci Bölüm

YAPISAL JEOLojİ

5.1. Giriş.....	76
5.2. Batı Anadolu ve Menderes Masifi'nin Neotektoniği.....	76
5.3. İnceleme Alanının Tektoniği.....	81
5.3.1. Katman Konumları.....	81
5.3.2. Şistozite.....	81
5.3.3. Çatlaklar.....	82
5.3.4. Kıvrımlar.....	84
5.3.5. Faylar.....	84

	Sayfa
Altıncı Bölüm	
SONUÇLAR	86
KAYNAKLAR	88
ÖZGEÇMİŞ	96

EK 1. İnceleme alanının jeoloji haritası ve jeoloji enine kesitleri.

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2: Batı Anadolu'nun tektonik birimleri.....	11
Şekil 1.3: Menderes Masifi'nin asmasifleri ile çekirdek ve örtü serisi kayaçlarının dağılımı.....	12
Şekil 2.1: Buldan ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.....	19
Şekil 2.2: Buldan ve yakın çevresinin jeoloji haritası.....	20
Şekil 2.3: Gnays-şist faylı dokanağı (Buldan güneyi, batıya bakış).....	21
Şekil 2.4: Gnays-Kolankaya Formasyonu arasındaki faylı dokanak.....	22
Şekil 2.5: Gnays-Asarteppe Formasyonu arasındaki uyumsuz dokanak.....	22
Şekil 3.1: Bol çatlaklı gözlü gnays birimi.....	26
Şekil 3.2: Porfiroblastik dokulu gözlü gnays.....	27
Şekil 3.3: Şistoziteye paralel yönde uzamış feldispat gözleri.....	27
Şekil 3.4: İri ve ince olmak üzere iki farklı tane boyuna sahip kuvars kristalleri.....	28
Şekil 3.5: Pertitik dokuya sahip iri ortoklas kristali.....	29
Şekil 3.6: Plajiyoklası ornatarak gelişmiş K-feldispat kristali.....	29
Şekil 3.7: Biyotit kristallerinde yaygın olarak gözlenen kloritleşmeler.....	30
Şekil 3.8: Gözlü gnayslarda izlenen granat kristalleri.....	31
Şekil 3.9: Çift kırmaları oldukça yüksek uzun prizmatik turmalin kristalleri.....	31
Şekil 3.10: Gözlü gnayslarda izlenen porfiroblastik doku.....	32
Şekil 3.11: Plajiyoklas lamellerinde kayma şeklinde gözlenen kataklastik dokular...	32
Şekil 3.12: Gözlü gnayslarda izlenen granoblastik doku.....	33
Şekil 3.13: Gözlü gnayslarda izlenen lepidoblastik doku.....	33
Şekil 3.14: Küresel şekilli ve dağınık feldispat porfiroblastları içeren benekli gnays	34
Şekil 3.15: Ortoklas kristalinde gelişen pertitik doku.....	35
Şekil 3.16: İki farklı tane boyundaki kuvars kristalleri.....	36

	Sayfa
Şekil 3.17: Bantlı gnays.....	37
Şekil 3.18: Bantlı gnaylarda mükemmel gelişmiş mikrokıvrımlar.....	37
Şekil 3.19: Şistoziteye paralel olarak uzamış kuvars kristalleri.....	38
Şekil 3.20: Bantlı gnaylarda gözlenen lepidoblastik doku.....	39
Şekil 3.21: İnce taneli biyotit gnays.....	40
Şekil 3.22: İnce taneli kuvarslar yanında olukça ufalanmış kuvars kristalleri.....	41
Şekil 3.23: Pegmatoid damarı.....	41
Şekil 3.24: Sarımsı beyaz renkli pegmatoid.....	43
Şekil 3.25: Pegmatoid damarında yığışım şeklindeki siyah renkli turmalin kristalleri.....	43
Şekil 3.26: Serisitleşmiş plajiyoklas kristalleri.....	44
Şekil 3.27: Plajiyoklas kristalinin mikroklin tarafından ornatılması.....	44
Şekil 3.28: İğne şekilli muskovit ve klorit kristalleri.....	46
Şekil 3.29: Belirgin zonlu yapı gösteren turmalin kristalleri.....	47
Şekil 3.30: Gnayslar içinde yer alan amfibolit bandı.....	48
Şekil 3.31: Çubuksu tremolit ve öz şekilsiz sfen kristalleri. Amfibolitlerde gözlenen nematoblastik doku.....	49
Şekil 3.32: Çok belirgin şistoziteye sahip ve kızıl kahve rengin hakim olduğu granat-mika şist birimi.....	50
Şekil 3.33: Özşekilli (altıgen) granat kristalleri. Yaygın olarak gözlenen kloritleşmeler ve özşekilsiz sfen kristalleri.....	51
Şekil 3.34: Granat-mika şistlerde gözlenen lepidoblastik doku. Şistoziteye paralel uzanan kuvars kristalleri.....	52
Şekil 3.35: Mika şistlerde gözlenen mikrokıvrımlar.....	53
Şekil 4.1: İnceleme alanındaki gnaysların iz element dağılımı.....	57
Şekil 4.2: Metamorfik kayaların SiO ₂ (%) – majör oksit (TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O ve P ₂ O ₅) değişim diyagramları.....	59
Şekil 4.3: Metamorfik kayaların a) (Na ₂ O+K ₂ O)-SiO ₂ ve b) K ₂ O-Na ₂ O dağılım diyagramları.....	60

Şekil 4.4: Metamorfik kayaların majör oksitlere göre hazırlanmış üçgen diyagramlardaki dağılımları.....	61
Şekil 4.5: Metamorfik kayaların SiO ₂ – iz element dağılım diyagramları.....	62
Şekil 4.6: Metamorfik kayaların TiO ₂ (%) – majör oksit (SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O ve P ₂ O ₅) değişim diyagramları.....	65
Şekil 4.7: Metamorfik kayaların TiO ₂ – iz element dağılım diyagramları.....	66
Şekil 4.8: Gnaysların a) Na ₂ O/Al ₂ O ₃ - K ₂ O/Al ₂ O ₃ diyagramı, b) Al ₂ O ₃ – MgO diyagramındaki dağılımları.....	68
Şekil 4.9: Gnaysların (Na ₂ O+K ₂ O)-SiO ₂ diyagramındaki dağılımı.....	69
Şekil 4.10: Gnaysların a) SiO ₂ – Nb/Y ve b) SiO ₂ –Zr/TiO ₂ diyagramlarındaki dağılımları.....	70
Şekil 4.11: Gnaysların (Na ₂ O+K ₂ O) – SiO ₂ diyagramı.....	71
Şekil 4.12: Gnaysların a) Zr/TiO ₂ –Nb/Y ve b) K ₂ O–Na ₂ O diyagramlarındaki dağılımları.....	71
Şekil 4.13: Gnaysların Na ₂ O+K ₂ O, Fe ₂ O ₃ ve MgO üçgen diyagramındaki dağılımları.....	72
Şekil 4.14: Gnaysların molar Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O)-Fe ₂ O ₃ diyagramındaki dağılımı.....	73
Şekil 4.15: Gnaysların köken kayacının tektonik yerleşimine yaklaşım sağlayan SiO ₂ varyasyon diyagramları	74
Şekil 4.16: Gnaysların a) A/CNK- Fe ₂ O ₃ ve b) A/CNK-NK/A diyagramlarındaki dağılımları.....	75
Şekil 5.1: Ege Bölgesi'nin ana grabenlerini ve ana yapısal unsurları.....	77
Şekil 5.2: Tektonik birliklerin bağıl ilişkileri ve tektonik konumları.....	78
Şekil 5.3: Batı Anadolu'nun şematik enine kesiti.....	79
Şekil 5.4: Ege Bölgesi'nin ana tektonik birlikleri.....	79
Şekil 5.5: Sarayköy-Buldan alanının blok diyagramı.....	80
Şekil 5.6: Metamorfik kayalara ait şistozite ölçümlerinin eş alan kontur diyagramı	82
Şekil 5.7: Gnayslarda düşey çatlaklar.....	83
Şekil 5.8: Birbirini kesen iki çatlak takımının oluşturduğu baklava görünümü.....	83

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 4.1: İnceleme alanındaki metamorfik kayalara ait majör oksit (ana) ve iz element analiz değerleri.....	56

BİRİNCİ BÖLÜM

GİRİŞ

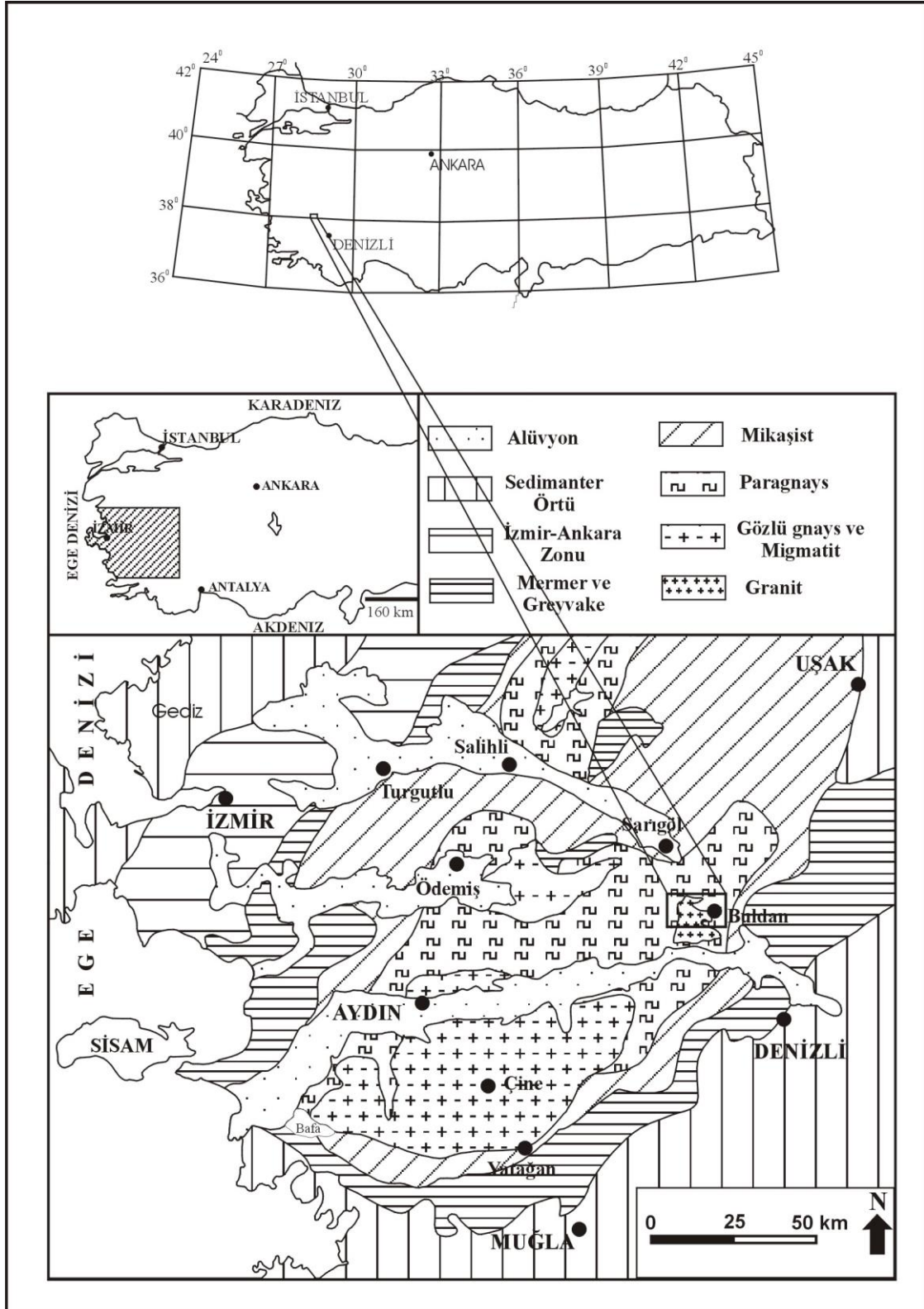
1.1. Çalışma Alanının Yeri ve Coğrafik Konumu

Çalışma alanı, Denizli'nin Buldan ilçesinin batı kesiminde yer almakta ve UŞAK L21-c4 ve UŞAK L21-d3 paftalarında yaklaşık 69 km²'lik bir alan kaplamaktadır. Kuzeybatısında Alaşehir (Manisa) ilçesi ve güneydoğusunda Denizli ili bulunmaktadır (Şekil 1.1). Denizli il merkezinden mesafesi yaklaşık 50 km olan inceleme alanına ulaşım Denizli-Buldan karayolu ile sağlanmaktadır.

İnceleme alanındaki yerleşim yerleri, Buldan ilçesi, Süleymanlı ve Kovanoluk köyleri, Mestan Yeri, Çağış, Bakacak, Helvacılar, Başalan ve Kelle mahalleleridir. Tüm yerleşim alanları asfalt ve stabilize yollarla birbirine bağlıdır.

Morfolojik yönden inceleme alanında kotu en fazla 1297 metreye varan yüksek tepeler ve bunları genellikle KKB-GGD yönlü olarak kesen küçük dereler bulunmaktadır. Büyük vadiler yaklaşık D-B yönlüdürler. Vadiler oldukça derin ve yamaçlar sarpıtır. Dik yamaçlar ve falezler hem metamorfik hem de Neojen yaşlı kayaların bulunduğu kısımlarda gözlenebilmektedir. Derelerin eğimleri fazla olduğundan malzeme taşınımı da özellikle yağışlı mevsimlerde şiddetli olmakta ve bu sebeple yamaçlarda değişik boyutta çöküntü ve göçükler meydana gelmekte, yamaçlar sarplasmakta ve dikleşmektedir. Ayrıca vadi kenarlarında yaşlı ve genç teras oluşumuna rastlanmaktadır. Bu durum, vadilerin gençleşmiş ve gençleşmekte olduklarını ve malzeme taşınımının bu nedenle arttığını göstermektedir.

İnceleme alanında yükseklikler 550-1297 m arasında değişmektedir. Bölgenin kuzeybatısında bulunan Dutluboğaz Tepe 1297 m ile çalışma alanının en yüksek, Buldan ilçesi ise 550 m ile en alçak noktasını oluşturmaktadır. Pekmezkaya Tepe (1282m), Seyit Ahmet Tepe (1281m), Kule Tepe (1251 m), Buğday Tepe (1113 m) ve



Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası
(Jeoloji haritası Dora, 1975'den alınmıştır).

Kayalıdökük Tepe (1068 m) ise bölgedeki diğer başlıca yükseltilerdir.

Bölge genellikle sık ormanlarla kaplıdır. Ormanlarda karaçam, kızılçam, meşe, kestane, ıhlamur, kızılağaç gibi ağaç çeşitleri bulunur. 1150 m yüksekliğindeki Buldan Yaylası'nda bir de göl bulunmaktadır. Yayla Gölü adıyla anılan bu göl yaklaşık 0.5 km² yüzölçümüne sahiptir. Yüksek tepeler arasındaki bir çukurlukta bulunduğu için yağışlı mevsimlerde yamaçlardan inen sular burada toplanmaktadır. Göl alanının çoğunluğu sazlıklarla kaplıdır. Göl, balıklar, ördekler ve göçmen kuşları barındıran bir sulak alan niteliğindedir. Yayla Gölü'nün suyu kurak dönemde tarla sulamasında kullanılmaktadır. Ayrıca göl çevresi yaz aylarında ziyaretçisi fazla olan bir piknik alanıdır.

Yörede karasal iklim hüküm sürmektedir. Yaz ayları yağışsız ve kurak, kış ayları genellikle yağmurlu ve bazen de karlı geçmektedir. Sıcaklık Menderes Ovası'na göre daha düşüktür. Buldan Meteoroloji Müdürlüğü verilerine göre, Buldan'da yıllık toplam yağış ortalaması 690.5 mm ve yıllık ortalama sıcaklık 15.3 °C'dir. En az yağış Ağustos (7.70 mm), en fazla yağış Ocak (134.5 mm) ayında olur. Temmuz ayı en sıcak (26.9°C), Ocak ayı ise en soğuk (5°C) aylardır.

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada, Ödemiş-Kiraz Asması'nın doğu kanadında yer alan Buldan ve çevresindeki Menderes Masifi'nin çekirdek ve örtü serilerine ait metamorfik kayaların jeolojik, mineralojik ve petrografik özellikleri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Ayrıca bölgedeki metamorfik birimlerin jeokimyasal karakteristiklerinden yararlanılarak gnaysların kökeninin saptanması amaçlanmıştır. Tektonik veriler ışığında bölgedeki aktif deformasyon yönü ve bunun çevresindeki fay sistemleri ile ilişkisi belirlenmeye çalışılmıştır.

1.3. Uygulanan Yöntemler

Bu araştırma, literatür çalışmaları, arazi çalışmaları, petrografik çalışmalar, kimyasal analiz çalışmaları ve büro çalışmaları olmak üzere beş aşamada gerçekleştirilmiştir.

1.3.1. Literatür Çalışması

Literatür çalışmasında inceleme alanı ve genel olarak Menderes Masifi hakkında ayrıntılı literatür taraması yapılmış ve bölge hakkında yeterli ön bilgi sağlanmıştır.

1.3.2. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmalarında, bölgenin MTA Enstitüsü tarafından hazırlanmış 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası revize edilmiştir. Kayaçların mineralojik ve kimyasal kompozisyonlarını belirlemek amacıyla sahanın tümünü temsil edebilecek nitelik ve sayıda örnek toplanmıştır. Ayrıca bölgedeki tektonik yapıların ortaya konulması için çeşitli metamorfik kayaçlardan 174 adet şistozite ölçümü alınmıştır.

1.3.3. Petrografik Çalışmalar

İnceleme alanındaki tüm kaya birimlerinden 130 adet ince kesit Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik – Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde hazırlanmıştır. İnce kesitler Olympus marka polarizan araştırma mikroskopunda incelenerek kayaçların mineral bileşimleri ve minerallerin birbirleri arasındaki dokusal ilişkileri ortaya çıkarılmaya çalışılmış ve çok sayıda ince kesit fotoğrafı çekilmiştir.

1.3.4. Kimyasal Analiz Çalışmaları

Çalışma alanındaki metamorfik kayaçların petrografik özelliklerine göre seçilen gnays (4 adet), şist (3 adet), amfibolit (3 adet) ve pegmatoidlerden (4 adet) alınan toplam 14 örneğin majör ve minör element analizleri Acme Analytical Laboratuvarlarında (Kanada) ICP-MS yöntemi ile yaptırılmıştır.

1.3.5. Büro Çalışması

Bu aşamada, arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler ve analiz sonuçları çeşitli diyagramların yardımıyla da değerlendirilerek yorumlanmış ve tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

1.4. Önceki Çalışmalar

Menderes Masifi Batı Anadolu'da oldukça geniş bir alanda yüzeylemiş Türkiye'nin sayılı masiflerinden biridir. Bölgeye "Menderes Masifi" adı ilk olarak Egeran ve Yener (1944) tarafından verilmiştir. Masif'te ilk çalışmalar 19. yüzyılın sonlarında ve 20. yüzyılın başlarında Hamilton ve Strickland (1840) ve Philipson (1911) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu araştırmacılar yayınlarında genel tanımlamalar yapmışlar ve ayrıca Batı Anadolu'nun ilk jeoloji haritasını da çizmişlerdir.

Bu yıllardan günümüze kadar geçen sürede Menderes Masifi'nin geneline baktığımızda çözümü hedeflenen ana sorunlar; "Menderes Masifi'nin etkilendiği metamorfizma sayısı ve metamorfizma yaşları, Masif'te etkili metamorfizma koşulları, temel kayaları içerisinde yer alan gnaysların kökeni ve yaşları, Menderes Masifi ve tektonizma ilişkisi" olmuştur.

1.4.1. Menderes Masifi'nin Etkilendiği Metamorfizma Sayısı ve Metamorfizma Yaşları

Bugün Menderes Masifi'nin en az iki metamorfizma geçirdiği çoğu araştırmacı tarafından kabul edilmektedir. Masif'te Kaledoniyen yaşlı ilk metamorfizma ile kırıntılı sedimanlar paragnayslara dönüşmüş ve bunu izleyen evrede gelişen etkin bir magmatizma ile 550 my yaşlı granitler bu gnayslar içerisine sokulum yapmıştır (Dora ve diğ. 1995; Hetzel ve Reischmann, 1996). Masif'te gelişen ilk metamorfizmanın granulit, eklojit ve amfibolit fasiyesi koşullarında gelişen çok evreli bir metamorfizma olduğu kanıtlanmıştır (Candan ve Dora, 1998). "Menderes Masifi Son Ana

Metamorfizması” olarak kabul edilen ve Barrow türü orta basınç / orta-yüksek sıcaklık koşullarını yansıtan metamorfizma ise Eosen’de gerçekleşmiştir (Dora ve diğ. 1992; Şengör ve diğ. 1984). Bu metamorfizma Eosen’de epidot – mavişist / eklojit fasiyesi koşullarında başlamış ve Geç Eosen / Erken Oligosen’de Masif’te retrograt etkiler yaratan Barrow türü “Ana Menderes Masifi Metamorfizması” ile sona ermiştir.

Menderes Masifi’nin temel kayalarını etkileyen metamorfizmaların yaşları radyometrik olarak saptanamamıştır. Fakat tek zirkon evaporasyon yöntemiyle gözlü/granitik gnaysların sokulum yaşları 546 my (Hetzl ve Reischmann, 1996), 540-550 my (Dannat ve Reischmann, 1997), 560-570 my (Koralay ve diğ. 1998) ve 530-560 my (Loos ve Reischmann, 1999) olarak saptanmıştır.

1.4.2. Menderes Masifi’nde Etkili Metamorfizma Koşulları

Menderes Masifi’nde etkili olan sıcaklık ve basınç koşulları ve bu koşullara bağlı olarak gelişen fasiyes türleri pek çok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Dora (1975), Masif’in genelinde metamorfizma derecesinin migmatitleşme başlangıcı sıcaklıklarına (680°C) kadar yükseldiğini belirtmiştir. Evirgen (1979), Menderes Masifi’nin kuzey kesiminde (Ödemiş-Bayındır-Turgutlu) yeşilşist ve amfibolit fasiyeslerinin tüm alt fasiyeslerini ve bunların geçiş zonlarını saptamış ve metamorfizma koşulları olarak 3.5-6.5 kb basınç ve 400-700°C sıcaklıkları ortaya koymuştur. Yazar, bölgede gelişen metamorfizmanın tipik bir “Barrow tipi” metamorfizma olmadığını, basınç kadar sıcaklığın da çok etkin olduğu ve bir çok yerde daha çok sıcaklığa bağlı ürünlerin geliştiği özel bir metamorfizma tipi olduğunu da ifade etmiştir. Manisa – Alaşehir’in güneyinde (Derbent Bölgesi) çalışan Akkök (1981), Menderes Masifi’nde bulunan ve Şist Karmaşığı’nı oluşturan kayaçların sırasıyla yeşilşist fasiyesi, amfibolit fasiyesi ve gerileyen metamorfizma koşulları altında en az üç evrede metamorfizmaya uğradığını belirtmiştir. Dora (1981), Menderes Masifi’nin Asmasiflerinde düşük, orta ve yüksek dereceli tüm metamorfik kuşakların gözlendiğini ve Masif’in metamorfizmasının güneyden kuzeye doğru Barrow türünden Barrow ile Abukuma arası türde bir metamorfizmaya dönüştüğünü ifade etmektedir. Ashworth ve Evirgen (1984) ise, Menderes Masifi’nin güney kanadında Milas çevresinde metamorfizma derecesinin

artışına bağlı olarak çeşitli mineral toplulukları ayırtlamışlardır. Yazarlar, hepsinde muskovit ve kuvarsın yer aldığı bu toplulukların Likya Nap Kompleksi'nin tabanındaki klorit zonundan Menderes Masifi'ndeki granat zonuna doğru metamorfizma şiddetindeki düzenli bir artışı gösterdiğini belirtmişlerdir. Denizli-Babadağ yöresinde yaptığı çalışmada Bilgin (1986), metamorfizmaları ayırarak bölgedeki metamorfizmanın yeşilşist fasiyesinde ve Barrowiyen tipte geliştiğini ifade etmiştir. Candan (1992), Menderes Masifi'nin kuzeyinde Demirci-Borlu arasında kalan bölgedeki metamorfizma koşullarının istifin en üst düzeyinde yer alan granat-mika şistlerde düşük derece koşullarından başladığını, staurolit-granat şist ve disten şistlerde orta derece koşullarına erişerek tabandaki gnayslarda yüksek derece metamorfizmasına ulaştığını ifade etmektedir. Dora ve diğ. (1992), Menderes Masifi'nde alçak dereceliden yüksek dereceli metamorfik kuşağa kadar tüm metamorfik diziyi gözlemişler ve metamorfizma esnasında 420-650°C sıcaklıkların ve genelde 5-6.5 kb basınçların etkili olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, orta basınç/yüksek sıcaklık koşullarında gerçekleşen ve Masif'e bugünkü görünümünü veren son "Ana Metamorfizma"nın çoğunlukla Barrow tipi mineral topluluklarının oluşumuna neden olduğunu da vurgulamışlardır. Candan (1995), Menderes Masifi'nin bir çok yöresinde, çekirdek serisine ait birimler içerisinde granulitlere özgü, hipersten bileşiminde ortopiroksen, pertitik ortoklas ve antipertitik plajiyoklas içeren kayaçların Menderes Masifi'nde Kambriyen/Ordovisiyen sınırında yüksek sıcaklık koşullarında gerçekleşen ilk metamorfizmanın ürünü olduklarını ve Masif'teki granulit fasiyesi metamorfizmasının Eosen yaşlı son ana metamorfizmanın retrograd etkileriyle günümüzde büyük ölçüde silindiğini belirtmiştir. Candan ve Dora (1998), Menderes Masifi'nin çekirdek serisi içerisinde yüksek basınç eklojit ve yüksek sıcaklık granulit fasiyesi metamorfizmaları ile örtü serileri içerisinde yüksek basınç/düşük sıcaklık epidot-mavi şist-eklojit fasiyesi metamorfizmasına ait bulgular elde etmişlerdir. Candan ve diğ. (2001), Masif'in Prekambriyen temelinde bulunan eklojitlerin 644°C sıcaklık ve minimum 15 kbar basınç koşullarında Pan-Afrikan yüksek basınç metamorfizması ile oluştuğunu ve daha sonra bu kayaçların 7 kbar ve 623°C koşullarında Barrow tipi retrograd bir metamorfizmanın etkisiyle kısmen veya tamamen granat amfibolitlere dönüştüklerini ifade etmişlerdir.

İnceleme alanı içerisinde pegmatoid damarları yer almaktadır. Bu kayaçlar bir çok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Candan (1991), Menderes Masifi'nin kuzey kanadında, Demirci-Borlu arasında kalan bölgede metamorfik seri içerisinde yer alan disten bakımından zengin şistlerin ekonomik değere sahip disten-andalusit pegmatoid oluşumları içerdiğini gözlemiştir. Yazar, şistozite düzlemlerine paralel uzanan bu pegmatoidlerin, bölgeyi etkileyen orta/yüksek derece metamorfizması sırasında yan kayacı oluşturan alüminyumca zengin distenli şistlerden Si^{+4} , Al^{+3} , Fe^{+3} gibi bazı iyonların kısa mesafelerdeki yanal göçleri yoluyla oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı ayrıca bu pegmatoidlerin çevre kayacı oluşturan distenli ve stavrolitli şistlerle benzer mineralojik bileşimde olmalarını bu iki kayacın yaklaşık benzer metamorfik koşullar altında oluştuğunu gösterdiğini de savunmuştur. Gördes (Menderes Masifi kuzeyi) civarında çalışan Dağ ve Dora (1991), bu bölgedeki pegmatoidlerinin D-B doğrultulu çatlaklara çevre kayası ile uyumsuz ve KD-GB doğrultulu şistozite düzlemleri boyunca uyumlu olmak üzere iki farklı konumda yerleştiklerini ifade etmişlerdir. Yazarlar, yalnız bir mineralojik bileşime sahip ve zonlanma göstermeyen iki ayrı doğrultudaki bu pegmatoid damarlarına ait K-feldispatların düşük albit içeriğine sahip olduklarını, triklin-monoklin dönüşüm sınırında bulduklarından oluşum sıcaklıklarının 450-500°C dolayında olduğunu vurgulamışlardır. Bilgin (1994), gözlü gnayslar içinde yer alan Sarıkaya (Milas) pegmatoidlerinin “Plajiyoklas (düşük albit ve oligoklas)+K-feldispat (mikroklin ve pertit)+Muskovit+Biyotit+Kuvars+Turmalin” şeklinde oldukça yalnız bir mineralojik bileşime sahip olduğunu ve pegmatoidin merkezinden yan kayaçlara doğru mineralojik bileşim açısından simetrik bir zonlanmanın görüldüğünü saptamıştır. Yazar, albitizasyon sonucunda zenginleşme gösteren Sarıkaya pegmatoidinin fay zonları, kıvrım şarniyerleri vb. zayıf zonlarda yer aldığını belirtmiştir.

1.4.3. Menderes Masifi'ndeki Gnaysların Kökeni ve Yaşları

Menderes Masifi'nin temel kayaları içerisinde yer alan gnaysların kökeni birçok araştırmacı tarafından tartışılmıştır. Masif'in güney kesiminde çalışan Schulling (1958,1962), Wippern (1964), Brinkmann (1966,1967,1971), Başarır (1970), Dora (1975), Uz (1982), Kun (1983) ve Satır ve Friedrichsen (1986) gnaysların sedimanter kökenli olduğunu ve bugünkü yapılarını yüksek dereceli metamorfizma sonucu

kazandıklarını savunmuşlardır. Başarır (1975) ise sedimanter kökeni savunmasına karşın gözlü gnaysların yeşil şist fasiyesindeki kayaların K-metasomatizmasına uğramaları sonucu oluştuğunu kabul etmiştir. Graciansky (1965), İzdar (1975) ve Konak (1985) Masif'te sedimanter kökenli gnaysların yanı sıra magmatik kökenli gnaysların varolduğunu da savunmuşlardır. Son yıllarda Masif'teki gözlü gnaysların tümünün granitik kökenli olduğuna ilişkin bazı görüşler de ortaya atılmıştır (Bozkurt ve diğ., 1993; Bozkurt ve Park, 1994; Bozkurt ve diğ., 1995; Hetzel ve Reischmann, 1996). Ayrıca Masif'in çeşitli yörelerinde gözlü gnayslardan farklı özellikler gösteren ve Paleozoyik yaşlı mika şistler içerisine sokulum yapmış lökokratik ortognaysların varlığı da Candan (1992), Koralay ve Dora (1999) ve Koralay (2001) tarafından savunulmuştur.

Menderes Masifi'ne ait gnaysların kökeni ve yaşları ile ilgili ayrıntılı çalışmalar özellikle 1990'dan sonra oldukça artmıştır. Bozkurt ve diğ. (1993) ve Bozkurt ve Park (1994), Selimiye (Milas)'nin kuzeyinde ileri derecede deforme olmuş, milonitleşmiş gözlü gnaysların ilksel kayalarının, granitoid kayaçlar olduğunu saptamışlardır. Yazarlar, intrüzyonun yaşının Geç Permiyen'den daha genç olduğunu belirterek bu bölgedeki gözlü gnaysların daha önce belirtilenlerin aksine Prekambriyen yaşlı olmadığını da ifade etmişlerdir. Ödemiş-Kiraz Asması'nde çalışan Dora ve diğ. (1994) ise çekirdek serisinin en alt birimini oluşturan gnaysların homojen olmadığını, şistlerle arılanma gösterdiğini ve çoğunun birincil magmatik zirkonlar kapsayan granitlerden türediğini belirtmişlerdir. Yine Bozkurt ve diğ. (1995), Menderes Masifi'nin güney kesimindeki milonitleşmiş gözlü gnaysların ilksel kayaçlarının kalkalkalen karakterli, S-tipi, posttektonik ve iki mikalı lökogranitler olduğunu savunmuşlardır. Hetzel ve Reischmann (1996), Masif'in güneyinde yer alan gözlü gnayslar için buldukları 546.2 ± 1.2 my'luk Pb-Pb tek zirkon yaşının bu kayaçların Pan-Afrikan yaşlı granit intrüzyonundan türediğini gösterdiğini belirtmişlerdir. Bu granitlerin Alpin Orojenezi sırasında metamorfizma geçirerek gözlü gnayslara dönüştüğünü vurgulayan yazarlar bu kayaçlardaki kuvars fabriklerinin makaslama zonundaki sınırlı deformasyon sonrası statik rekristalizasyonu gösterdiğini de ifade etmişlerdir. Koralay ve Dora (1999), Menderes Masifi'nin Derbent (Alaşehir) Yöresinde saptadıkları Erken Triyas yaşlı ve granit kökenli lökokratik ortognaysların Masif'teki Prekambriyen'den sonra

gelişen ikinci büyük magmatik aktiviteye işaret ettiğini belirtmişlerdir. Yazarlar böylece Menderes Masifi'ndeki tüm gnaysların Kambriyen yaşlı olmayıp bir kısmının Paleozoyik/Mesozoyik sınırında gerçekleşen Erken Kimmeriyen (Hersiniyen) metamorfizmasının ürünü magmatitlerden türediğini savunmuşlardır. Yine Derbent Yöresi'nde Koralay ve diğ.(2001)'nin yapmış olduğu çalışmalara göre lökokratik ortognaysların ilksel kayaları kabuktan türeyen, kalkalkalen ve peraluminio karakterdeki S-tipi granitlerdir ve buldukları 235-246 my aralığındaki yaşların bu kayaçların protolitlerinin Triyas'ta yerleştiğini gösterdiğini belirtmişlerdir. Yazarlar, Kiklad Kompleksinin de Menderes Masifi gibi Erken Triyas magmatik evrimine maruz kaldığını da ifade etmişlerdir.

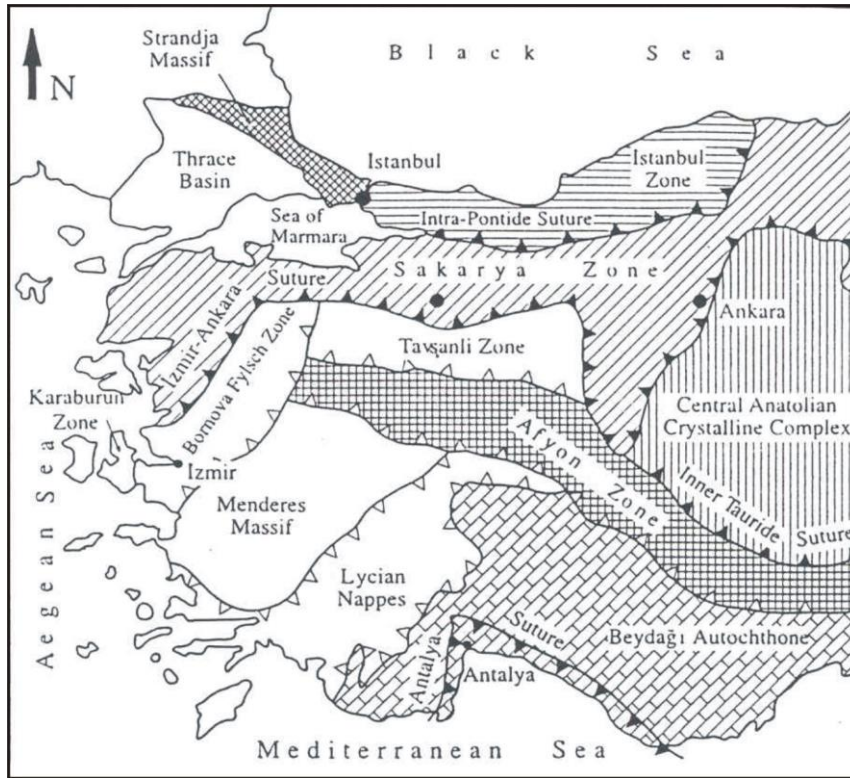
1.4.4. Menderes Masifi ve Tektonizma İlişkisi

Menderes Masifi'nin Batı Anadolu'da aktif olan Ege Graben Sistemi içerisinde yer alması Masifi tektonizmaya birlikte ele alma zorunluluğunu doğurmuştur. Masifi'te gerçekleşen pek çok olay tektonizmaya ilişkilidir. Bir çok araştırmacı bu ilişkiyi açıklamaya çalışmıştır. Çağlayan ve diğ. (1980), Menderes Masifi'nin güneyinde bulunan ve iki farklı istiftten oluşan örtü birimlerinin yaş sınırının Üst Devonyen'den Paleosen'e kadar uzandığını ifade etmişlerdir. Ayrıca olası Toros kuşağına ait olan birimlerin ekaylı bir yapı oluşturarak Masifin örtüsü üzerine itildiğini de vurgulamışlardır. Selimiye (Muğla) ve çevresinde çalışan Öztürk ve Koçyiğit (1983), bu bölgede yer alan Menderes Grubu kayalarında önemli yapı öğelerinin temelde KD-GB ve örtüde KB-GD şeklinde farklı yönelim göstermesinin temel-örtü ilişkisinde bir açılı uyumsuzluğa işaret ettiğini belirterek örtüdeki bu yapısal düzen farklılığının şimdiye kadar kabul edilenin aksine Menderes Grubu kayalarının genel yapısının dom olmadığını gösterdiğini de ifade etmişlerdir. Okay (1989), Honaz (Denizli) Dağı çevresinde tanımladığı beş ana tektonik birimden biri olan ve Mesozoyik örtü kayaları ile temsil edilen Menderes Masifi'nin bölgede allokon konumda olduğunu belirtmektedir. Yazar, Likya Naplarının Menderes Masifi'nin üzerine yerleşmesine bağlı olarak gelişen Barrow tipi bölgesel metamorfizmanın Likya Naplarının alt kesimlerini de etkilediğini savunmaktadır. Konak ve diğ. (1994), Menderes Masifi'nin Büyük Menderes ile Gediz grabenleri arasındaki kesiminin bindirmeli bir yapıya sahip

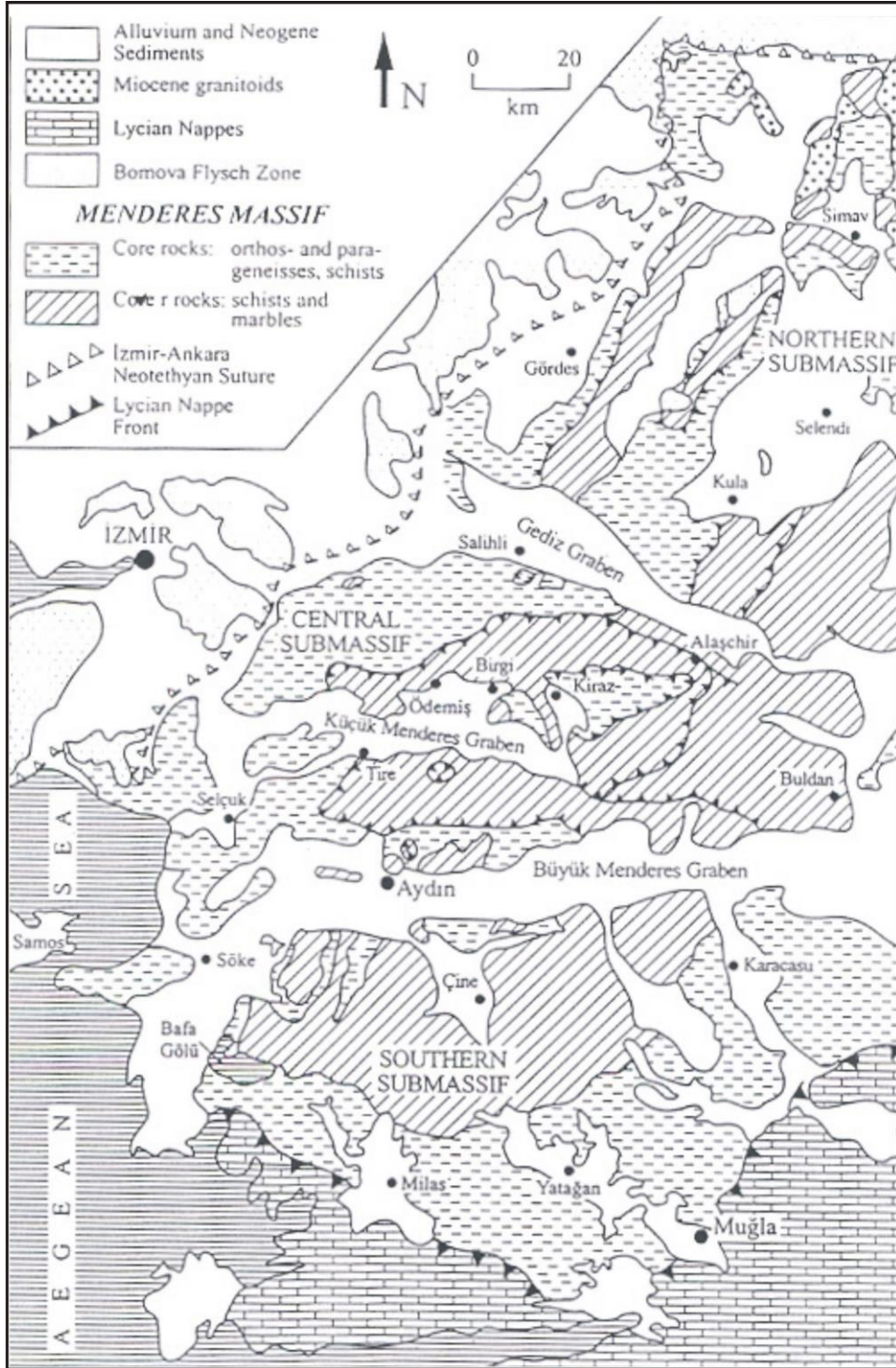
olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca yazarlar, Alt Eosen-Oligosen arasında bugünkü konumlarını kazandığını ifade ettikleri Menderes Masifi birimlerinin Alt Miyosen yaşlı granitik kayalar tarafından kesildiğini de vurgulamışlardır. Okay (2001), Aydın Dağları ve Bozdağ Horst'unda Menderes Masifi istifinin stratigrafik ve metamorfik terslenmeye uğradığını belirtmiştir.

1.5. Menderes Masifi'nin Metamorfik ve Tektonik Evrimi

Menderes Masifi, Batı Anadolu'da Alpin Orojenezi (Candan ve diğ., 2001) ile oluşmuş, kuzeybatıda Bornova-Filiş Zonu, kuzeydoğuda Afyon Zonu, güneyde Likya Napları tarafından tektonik olarak üstlenen ve batı uzantısı Ege Denizi'ndeki Kiklad adalarında gözlenen (Okay, 2001) Türkiye'nin sayılı kristalin masiflerinden biridir (Şekil 1.2). D-B uzanımlı ve aktif Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri Menderes Masifi'ni üç asmasıfe böler. Bunlar kuzeyde Gördes ve Eğrigöz asmasıfieri, merkezde Ödemiş-Kiraz asmasıfi ve güneyde Çine asmasıfidir (Candan ve diğ., 2001) (Şekil 1.3).



Şekil 1.2: Batı Anadolu'nun tektonik birimleri (Okay ve Tüysüz, 1999).



Şekil 1.3: Menderes Masifi'nin Asmasifleri ile Çekirdek ve Örtü Serisi Kayaçlarının Dağılımını Gösteren Jeoloji Haritası (Candan ve diğ., 2001).

Menderes Masifi stratigrafik olarak çekirdek ve örtü serileri olmak üzere iki tektono-metamorfik birimden oluşmaktadır. Pan-Afrikan yaşlı çekirdek kayalarını bazı kesimleri migmatitleşmiş paragnays ve mikaşistlerden meydana gelen metasedimentler ile bunlar içerisine sokulum yapmış, geçirdikleri metamorfizma ve deформasyonla günümüzdeki yapılarını kazanmış olan gözlü gnayslar ve eklojitik gabrolar oluşturmaktadır (Dora ve diğ. 1992; 1995; Şengör ve diğ. 1984; Satır ve Friedrischsen, 1986). Bu kayalar Pan-Afrikan orojenezine bağlı olarak Prekambriyen’de granulit, eklojit ve amfibolit fasiyesi koşullarında çok evreli metamorfizmaya uğramışlardır (Dora ve diğ. 1995; Oberhansli ve diğ. 1997; Candan ve Dora, 1998; Rimmele ve diğ.,2003). Menderes Masifi’nin örtü serisi ise genel olarak Paleozoyik yaşlı muskovit-kuvars şist, fillit ve siyah renkli mermer bantları ile karakterize edilen bir iç zarf ve Mesozoyik-Senozoyik yaşlı mermerlerden oluşan bir dış zarftan meydana gelmektedir. Son yıllarda bazı araştırmacılar ise Menderes Masifi’ni naplar yığını olarak tanımlamaktadır (Dora ve diğ., 1995; Gessner ve diğ., 2001).

Menderes Masifi’nin metamorfik tarihçesi ile ilgili olarak çeşitli araştırmacılar tarafından tek metamorfizmalı evrim ve çok evreli metamorfik (polimetamorfik) evrim olmak üzere iki farklı görüş öne sürülmektedir. Masif’te tek metamorfizmalı evrim modelini öneren belli başlı araştırmacılar Ashwort ve Evirgen (1984), Bozkurt ve Park (1994) ve Bozkurt ve diğ.(1995)’dir. Özellikle Bozkurt ve Park (1994) ve Bozkurt ve diğ.(1995), Masif’te yaşı Erken Eosen/Erken Oligosen olan tek bir metamorfizmanın varlığına değinmektedirler. Araştırmacılar, çekirdek serisinde yer alan gnaysların bu metamorfizma sırasında gelişen anateksi ürünü Geç Oligosen yaşlı post-orojenik granitler olduklarını ve günümüzdeki gözlü gnays yapılarını ise genç genleşme tektoniğine bağlı olarak kazandıklarını savunmuşlardır.

Menderes Masifi’nde polimetamorfik evrim görüşü ise araştırmacıların çoğu tarafından kabul edilmektedir. Bu araştırmacılar, Masif’in çekirdek serisini oluşturan temel, izleri daha sonraki olaylarla büyük oranda silinmiş yaşlı bir metamorfizmadan etkilendiğini belirtmektedirler. Ancak bu ilk metamorfizmanın özellikle yaşı ve koşulları hakkında farklı görüşler bulunmaktadır. Bu metamorfizma için Schuiling (1962) Pre-Hersiniyen yaşını, Brinkmann (1967) ve Başarır (1970) ise Prekambriyen

yaşını kabul etmektedirler. Masif'in gözlü gnayslarının Rb/Sr yöntemine göre saptanan metamorfizma yaşları 490 ± 90 (Dora, 1975), 520 ± 10 (Satır ve Friedrichsen, 1986) ve 529 (Schuilling, 1973) m.y.'dir. Bir çok araştırmacı 500-530 m.y. arasında yoğunlaşan bu yaşlara dayanarak Masif'in ilk metamorfizmasına Kambriyen-Ordovisiyen yaşını vermektedir (Dora 1975, 1981; Şengör ve diğ. 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Dora ve diğ. 1992; 1995; Hetzel ve Reischmann, 1996).

Menderes Masifi'nin çekirdek serisi içerisinde bulunan ve yüksek derecede metamorfizmaya uğramış olan gözlü gnaysların kökeni hakkında farklı görüşler bulunmaktadır. İlk kayacı sedimanter olan gözlü gnaysların olası sedimantasyon yaşları 550-670 m.y. olarak belirlenmiştir (Satır ve Friedrichsen, 1986). Bu sedimanter birimler Kambriyen-Ordovisiyen sınırında eklojit, granülit ve migmatizasyonun eşlik ettiği almandin-amfibolit fasiyesi koşullarında çok evreli bir metamorfizma geçirmişlerdir.

Masif'te aşırı derecede deforme olmuş ve granitten tonalite kadar değişen bileşimde intrüzif kütleler yer almaktadır. Menderes Masifi kuzey kesimlerinden alınan örneklerde bu kütlelerin Rb/Sr toplam kaya yaşları 471 ± 9 m.y. olarak saptanmıştır (Satır ve Friedrichsen, 1986). Bu intrüzyonların Pan-Afrikan Orojenezi'nin son evreleri ile ilişkili olabileceği ve bunların yiten okyanusal kabuğun son kalıntıları olduğu düşünülmektedir (Şengör ve diğ.,1984).

Son zamanlarda Prekambriyen yaşlı çekirdek serisini etkileyen yüksek basınç eklojit, yüksek sıcaklık granülit ve bunlarda retrograt etkilere yol açan almandin-amfibolit fasiyesi metamorfizmalarını karakterize eden bulgular elde edilmiştir. Menderes Masifi'nin merkez asmasifinde çekirdek birimleri içerisinde yaklaşık 15 kbar basınç ve 640°C sıcaklık koşullarını yansıtan yüksek basınç eklojit ve eklojitik metagabro kalıntılara rastlanmıştır (Candan, 1995; Candan ve Dora, 1998; Candan ve diğ., 2001). Eklojit metamorfizmasına uğrayan bu birimler daha sonraki evrede 7 kbar basınç ve 620°C sıcaklık koşullarında bölgesel amfibolit metamorfizması geçirmişlerdir. Diğer taraftan Geç Prekambriyen-Erken Paleozoyik dağ oluşum evresinde olasılıkla kabuk

kalınlaşması ile ilişkili olabileceği düşünülen granulitik parajenezler de belirlenmiştir (Candan ve Dora,1998; Candan ve diğ.,2001).

Merkez asmasifte eklojitik ve granulitik kayalardan elde edilen zirkon ve monozit yaşları 600-650 m.y. civarındadır (Oberhansli ve diğ., 2002). Bu yaşlar göz önüne alındığında Pan-Afrikan dağ oluşum evrelerinden sonra, Erken Ordovisiyen'den Erken Eosen'e kadar olan dönemde Menderes Masifi'nin güney kesiminin deformasyona uğramamasına karşın kuzey kesiminin deformasyona uğradığı, granitik intrüzyonların sokulduğu ve daha sonra Geç Triyas boyunca yeşilşist metamorfizmasına uğradığı belirtilmektedir. Bu Geç Triyas esnasında oluşan deformasyonun Paleotetis Karakaya kenar baseninin kapanması ile ilişkili olabileceği ifade edilmektedir (Akkök,1983; Şengör ve diğ.,1984; Koralay ve diğ.,1998,2001). Şimdiye kadar yapılan jeokronolojik çalışmalar sonucunda Menderes Masifi'nde Alpin yüksek basınç metamorfizmasının oluştuğuna dair herhangi bir veri elde edilememiştir.

Menderes Masifi örtü kayaları daha önceki çalışmalarda da belirtilmiş olduğu gibi Paleozoyik yaşlı şistlerden oluşan bir iç zarf ve Mesozoyik-Senozoyik yaşlı mermerlerden oluşan bir dış zarftan meydana gelir. Masif'te şistlerin oluşturduğu zarf granat-, disten-, stavrolit-, kloritoid- ve sillimanit-mika şistler, kuvarsitler, granat amfibolitler, pelitik ve psamitik gnayslar ve ara katman şeklinde yer alan siyah mermerlerden (Akkök,1983; Ashwort ve Evirgen,1984; Şengör ve diğ.,1984; Satır ve Friedrichsen,1986; Konak diğ.,1987; Bozkurt, 1996) oluşmaktadır. Şistlerden oluşan bu serinin metamorfizma derecesi güneyden kuzeye doğru artmaktadır (Bozkurt, 1996). Menderes Masifi'nin güney kesiminde Denizli-Babadağ civarında bu şistlerin alt kesimlerinde Geç Devoniyen-Erken Karbonifer yaşını veren ve kısmen korunabilmiş fosiller bulunmuştur (Çağlayan ve diğ.,1980; Konak ve diğ.,1987). Bafa Gölü çevresinde bu şistlerin en alt seviyelerindeki psammitlerden elde edilen zirkon yaşları ise 526 m.y.'dir (Loos ve Reischmann,1999). Buna göre örtü şistlerinin alt seviyelerini oluşturan köken kayaların yaşlarının Erken Paleozoyik olduğu önerilmektedir. Örtü serisinin üst seviyeleri ise dolomitik mermerler ile arakatki halinde yer alan karbonatlı şistler ve fillitlerden oluşmaktadır (Göktepe mermerleri; Önay,1949). Bu birime mermer

seviyelerinde bulunan Fusulin ve Bryozoa fosilleri yardımıyla Karbonifer-Permien yaşı verilmiştir (Önay,1949; Özer,1998).

Masifteki mermer zarfı kalın bir istif halinde şist zarfı üzerinde yer almaktadır. Bu iki birim arasındaki dokanak ilişkileri açık değildir ve tartışmalıdır. Bazı araştırmacılar, Göktepe mermerlerini mermer zarfının en alt litolojisi olarak kabul etmişlerdir (Şengör ve diğ.,1984). Bazıları ise Göktepe mermer seviyelerinin üstünde yer alan ve dolomit ve kuvarsit çakılları içeren metamorfik bir taban konglomerası ile mermer zarfına geçildiğini, mikaşistlerin ise mermer zarfının en alt formasyonunu oluşturduğunu ve tüm bu birimlerin şist zarfının üzerinde uyumsuz olarak yer aldığını savunmaktadırlar (Çağlayan ve diğ.,1980; Konak ve diğ.,1987; Dora ve diğ.,1995). Bu formasyonun üzerinde yer yer metapelit lensli Üst Trias-Lias mermerleri, korund ve diaspor içeren metaboksitli masif Jura-Alt Kretase dolomitik mermerleri (Konak ve diğ.,1987), Rudist fosilli Geç Kretase (Santoniyen-Kampaniyen) mermerleri (Konak ve diğ.,1987; Özer, 1998) ve pelitik ara seviyeli ve çört bantlı Geç Kampaniyen-Geç Maastrichtiyen kırmızı renkli pelajik mermerler (Konak ve diğ.,1987; Özer, 1998) yer almaktadır. Masif'in kaya istifi pelajik karbonatları üstleyen Orta Paleosen yaşlı filiş fasiyesindeki bloklu bir seri ile son bulmaktadır (Konak ve diğ.,1987; Dora ve diğ.,1992). Örtü serisi içerisindeki kalıntı yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizmasının varlığını karakterize eden verilere günümüzde sadece Masif'in kuzeybatı kesiminde KD-GB uzanımlı bir zon boyunca Dilek Yarımadası-Selçuk ve Akhisar/Gölmarmara bölgelerinde rastlanmaktadır (Candan ve Dora, 1998).

Likya Napları'nın metamorfik olmayan örtü birimleri Menderes Masifi'nin üzerine dev bir bindirme ile gelmektedir. Likya Napları okyanus kabuğunu simgeleyen çok büyük boyutlu peridotit ve diyabaz dilimleri içermektedir. İzmir-Ankara Zonu'na ait bu okyanusal ofiyolit naplarının Üst Kretase'den başlayarak kuzeyden güneye doğru Menderes Masifi'nin üzerinden geçmesi Masif'in "Ana Metamorfizması"nın nedeni sayılmaktadır (Kaya, 1981; Şengör ve diğ.,1984; Dora ve diğ.,1987).

Likya Napları Menderes Masifi'nin güney kenarına Geç Eosen'de ulaşmıştır. Bu napların kalıntılara günümüzde de Masif'in değişik yörelerinde klipler halinde rastlanmaktadır (Kaya,1981; Candan,1988).

Paleosen-Geç Eosen arasında kalın bir okyanusal kabuğun altında kalan Menderes birimleri Barroviyen tipi bir orta basınç ve yüksek sıcaklık metamorfizması geçirmişlerdir. Bu metamorfizma ile birlikte şiddetli yatay hareketler, kıvrımlanmalar, kısmi ergimeler ve migmatitleşmeler gerçekleşmiştir. Bu nedenle Menderes Masifi kayalarında bugün gözlenen tüm yapı ve dokular "Ana Metamorfizma"nın ürünleridir (Dora ve diğ.,1992). Güneyde Tavas dolayında Orta Oligosen yaşlı molas metamorfik birimleri uyumsuz olarak üstlenmektedir. Buna göre Masif büyük olasılıkla Oligosen başında yükselmiş ve aşınmaya başlamıştır.

Menderes Masifi'nde Oligosen-Orta Miyosen boyunca sıkışma rejimi gerçekleşmiştir. Bu rejim sonucu yataya yakın düşük açılı faylar gelişmiştir. Bu faylar boyunca Masif'in bazı yörelerinde gnays gibi yüksek dereceli metamorfik birimler mermer, kalkışist ve fillit gibi düşük dereceli metamorfik birimler üzerine bindirmişlerdir. Yine sıkışma rejimi sebebiyle Masif'in bazı yörelerinde kalınlaşmış olan kabuğun altında kısmi ergimeler gerçekleşmiş ve granitik-tonalitik malzemeler ezik zonlar boyunca metamorfik birimlerin içine sokulum yapmıştır.

Neotektonik dönem Anadolu'da Orta Miyosen'den sonra başlamaktadır (Şengör,1980). Bu dönemde Menderes Masifi K-G yönlü genleşme kuvvetlerinin etkisi altında D-B doğrultulu derin hatlar boyunca kırılmış ve böylece Batı Anadolu'nun ünlü grabenleri meydana gelmiştir. Bu grabenlerin oluşumu ile Menderes Masifi asmasiflere bölünmüştür. Plaka tektoniğine uygun olarak ana graben yönünü denetleyen ve graben doğrultusuna çapraz olarak gelişen büyük, eğim atımlı faylar boyunca olivinli gabro stokları sokulum yapmış ve gabro sokulumunun ardından bazik volkanizma devam etmiştir. Menderes Masifi'nin graben zonları içinde saptanan zengin jeotermal kaynaklar volkanik aktivitenin günümüzde de sürdüğünü göstermektedir (Kun ve diğ.,1988).

İKİNCİ BÖLÜM GENEL JEOLJİ - STRATİGRAFİ

2.1. Giriş

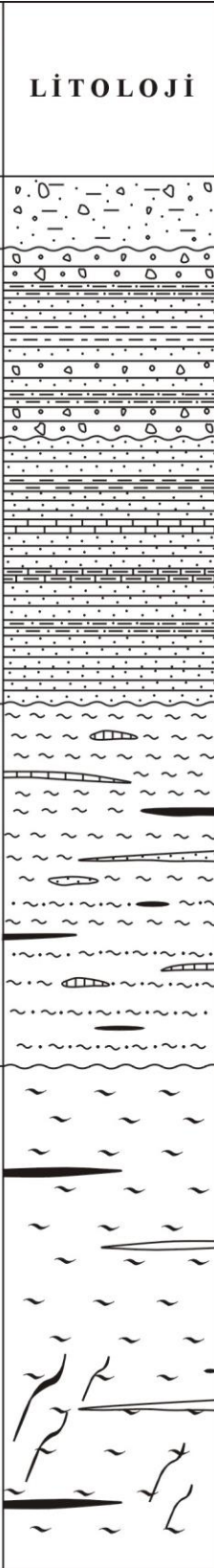
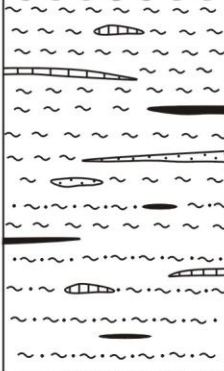
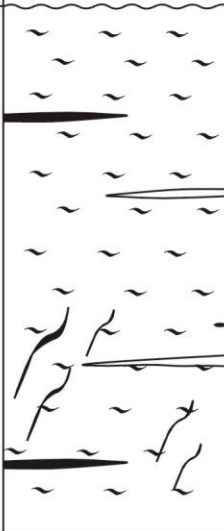
İnceleme alanında Çine Grubu'na ait Prekambriyen yaşlı gnays birimi, Paleozoyik yaşlı Ortaköy Formasyonu'nun örtü şistleri, Alt Pliyosen yaşlı Kolankaya Formasyonu, Pleyistosen yaşlı Asartepe Formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyon birimi ayırtlanmıştır (Şekil 2.1).

2.2. İnceleme Alanının Litostratigrafisi

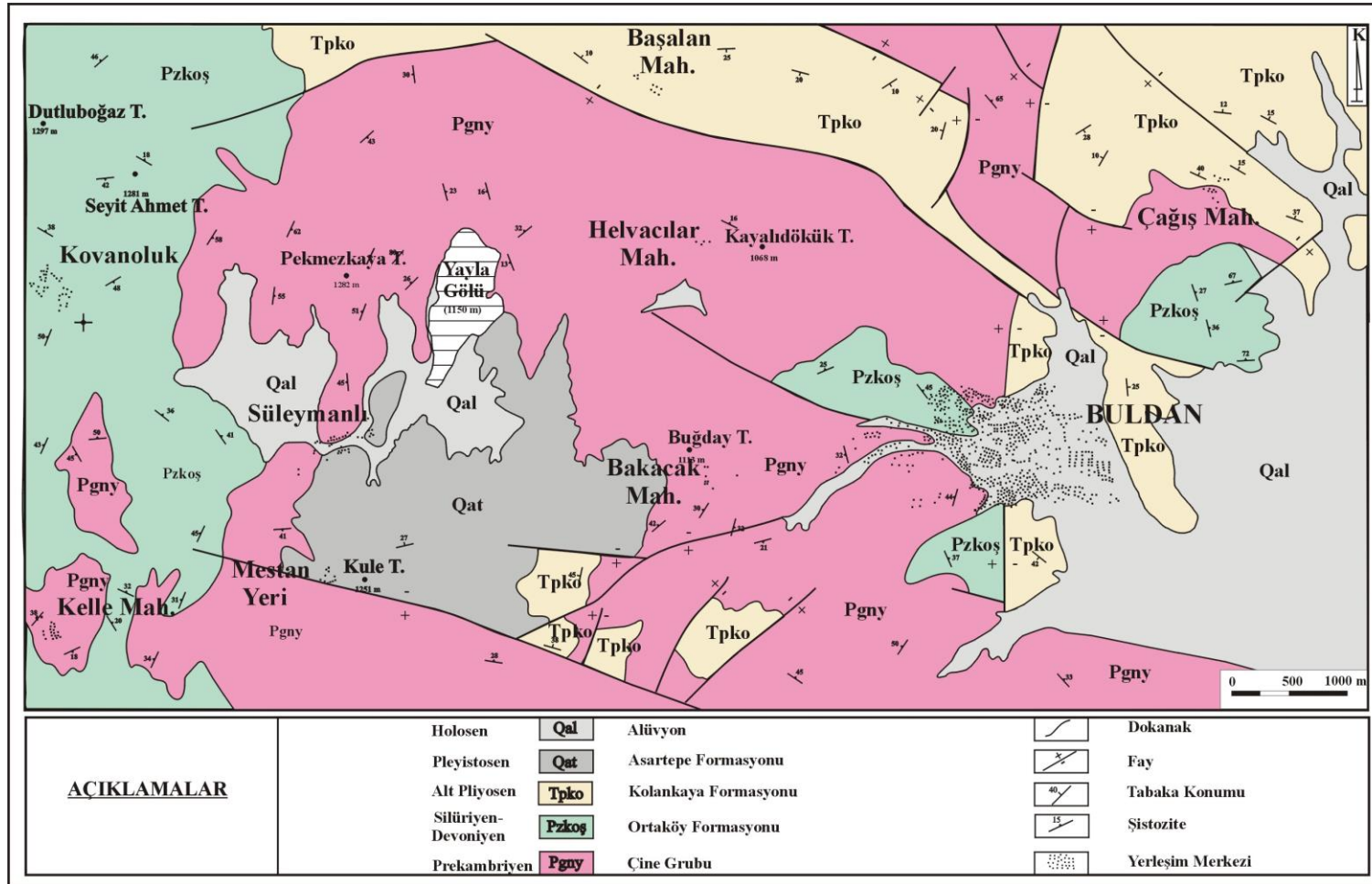
2.2.1. Gnayslar (Çekirdek-Pgny)

İnceleme alanının temelini, Çine Grubu'nun Prekambriyen yaşlı çekirdek kayaları olan gnayslar oluşturmaktadır. Buldan ilçesinin genellikle güney ve batı bölümünde gözlenen gnayslar yaklaşık 31 km²'lik bir alanı kaplarlar (Şekil 2.2, EK 1). Birimin rengi, içerdiği mika türü ve miktarına bağlı olarak değişmekle birlikte genel olarak gridir. Taze yüzeyinin rengi ise kirliliğe beyazdan koyu griye kadar değişmektedir. Gnayslar, arazinin büyük bölümü ormanlık olduğundan ayrışma nedeniyle örtülüdür ve sık ormanlık alanda genel olarak yüksek kotlardan kopup gelmiş gnays blokları gözlenir. Bu alanlarda gözlenen ana kaya mostraları sınırlıdır. Birim, yüksek derecede ayrıştığı alanlarda düşük dayanıma sahipken, taze kayanın dayanımı çok yüksektir.

İnceleme alanındaki gözlü gnayslar iri taneli ve iki mikalı olup bazı kesimlerde apolit ve amfibolit bantları ve pegmatoid damarları içermektedirler. Benekli gnayslarda ise feldispat gözleri gelişigüzel dağılım göstermektedir. Bantlı gnayslarda bantların kalınlığı 15-20 cm'ye kadar erişmektedir. Bu bantlar, granat-kuars gnays ile hemen hemen tamamen biyotitten ibaret olan tabakalardır. Biyotit miktarının artması ile ince

S E N O Z O Y İ K	ÜST SİSTEM		LİTOLOJİ	A Ç I K L A M A L A R						
	SİSTEM	SERİ								
	FORMASYON				GRUP					
	SİMGE				KALINLIK(m)					
	KUVATERNER				HOLOSEN					
T E R S İ Y E R	A L T P L İ Y O S E N	D E N İ Z L İ	K O L A N K A Y A	T p k o ~ 500	50 - 150	Q a t	Q a l	-		Alüvyon: Tutturulmamış kil, silt, kum, çakıl
										UYUMSUZLUK
S İ L Ü R İ Y E N	D E V O N İ Y E N	K A V A K L İ D E R E	O R T A K Ö Y	P z k o ş 500	500	P z k o ş	500		Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı düzensiz ardalanması	
									UYUMSUZLUK	
P R E K A M B R İ Y E N	P R O T E R O Z O Y İ K	Ç İ N E	P g n y	> 1000	P g n y	> 1000		Kiltaşı, silttaşı, kireçtaşı ve marn ara düzeyleri içeren egemen kumtaşı istif		
								UYUMSUZLUK		
Alt seviyelerde granat-mika şistlerle başlayıp üste doğru ardalanmalı olarak mika şistlere geçiş gösteren ve yer yer kuvarsit, mermer ve amfibolit bant ve mercekleri içeren egemen şist istif										
İri taneli iki mikalı gözlü gnays, benekli gnays, bantlı gnays ve ince taneli biyotit gnays birimlerinin birbirleriyle ardalanmalı olarak bulunduğu ve yer yer aplit ve amfibolit bantları ve pegmatoid damarları içeren egemen gnays birimi										

Şekil 2.1: Buldan ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti
(Ölçeksiz).

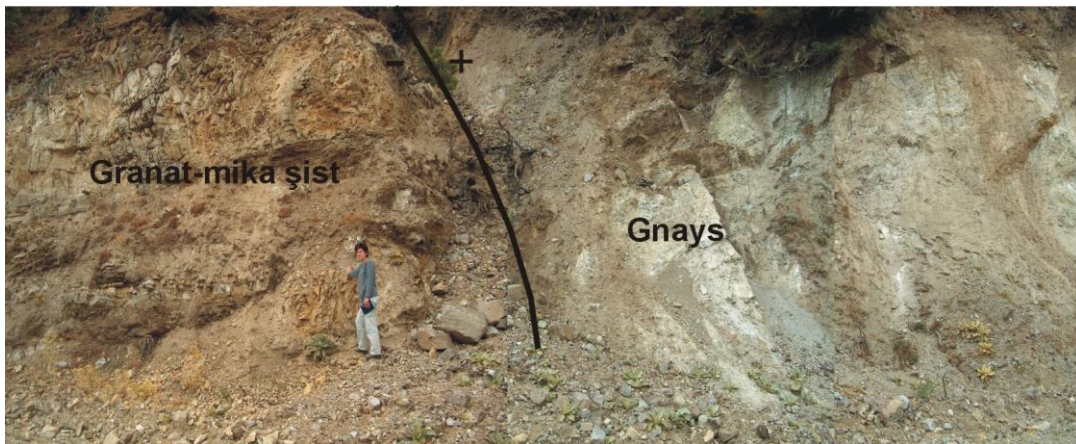


Şekil 2.2: Buldan ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Şimşek, 1984 ve Sun, 1990'dan yararlanılmıştır).

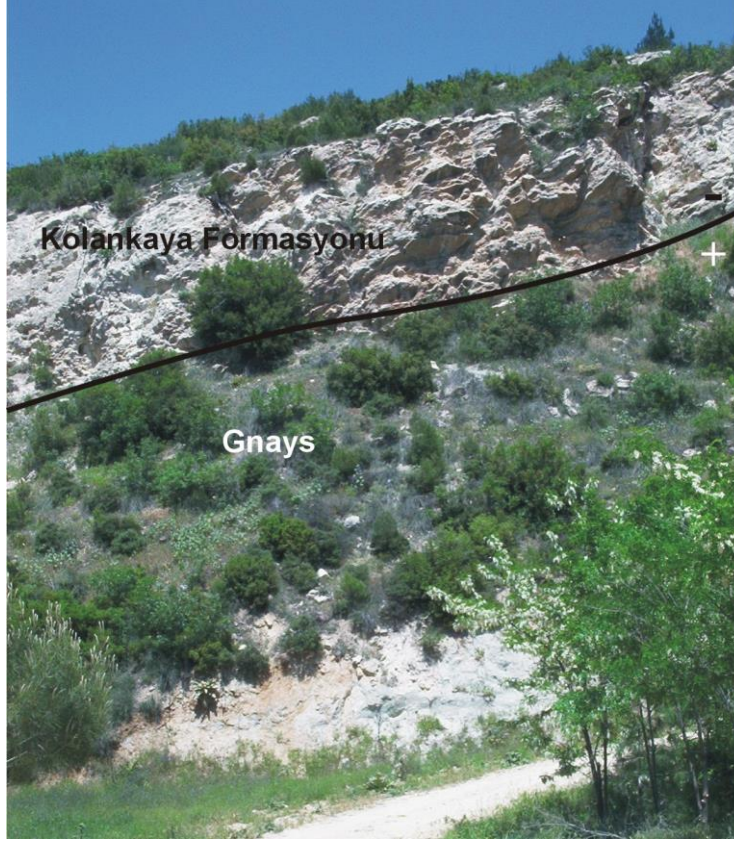
taneli biyotit gnayslara geçilmektedir. Bütün bu birimler birbirleriyle uyumlu ve yer yer ara tabakalı olarak bulunmaktadır (Şekil 2.1).

Menderes Masifi çekirdek-örtü birimleri arasındaki dokanak ilişkileri uzun yıllardan beri tartışılmaktadır. Schuiling (1962), Graciansky (1965), Akdeniz ve Konak (1979), Bozkurt ve diğ. (1993, 1995), Hetzel ve Reischmann (1996) bu birimler arasında uyumsuzluklar olabileceğini savunmuşlardır. Buna karşın Wippert (1964) ve Akartuna (1965), Masifi oluşturan birimler arasında herhangi bir uyumsuzluk olmadığını, çekirdek ve örtü birimlerinin farklı metamorfizmaya uğradıkları halde aynı seriye ait olduklarını ifade etmişlerdir. Bazı yerlerde görülen uyumsuzlukları ise Başarır (1976), Masifin orta kesiminin dom şeklinde yükselmesiyle şistlerin uç kısımlarında oluşan bükülmelere ve yeşil şistlerin altına gelen almandin-amfibolit fasiyesindeki kayaların yer yer ergiyerek migmatitleşmesi sonucu değişmesine bağlamaktadır. Konak (1985)'a göre çekirdeği oluşturan ve Çine Grubu olarak adlandırılan kayalar ile Kavaklıdere Grubu adı verilen örtü birimleri arasında taban çakıldaşı ile tanımlanan bir uyumsuzluk bulunmaktadır.

İnceleme alanında, gnays-şist arasındaki dokanak ilişkisi örtü nedeniyle gözlenememiştir. Gnaysların şistler, Kolonkaya ve Asartepe formasyonları ile olan dokanağı faylı veya uyumsuz, alüvyon ile olan dokanağı ise uyumsuzdur (Şekil 2.3, 2.4 ve 2.5).



Şekil 2.3: Gnays – şist dokanağı (Buldan güneyi, batıya bakış).



Şekil 2.4: Gneys-Kolankaya Formasyonu arasındaki faylı dokanak (Çağış Mahallesi batısı, kuzeye bakış).



Şekil 2.5: Gneys-Asartepe Formasyonu arasındaki uyumsuz dokanak (Yayla gölü 700 m doğusu, güneybatıya bakış).

2.2.2. Şistler (Örtü-Pzkoş)

Kovanoluk Köyü ve Kelle Mahallesi civarında, Buldan'ın hemen batısı ve güneyi ile 1 km kadar kuzeydoğusunda gözlenen birimin yayılımı yaklaşık 10,5 km²'dir (Şekil 2.2, EK 1). Genellikle kızıl-kahverengi renkli olup, ayrıışmış ve dayanımsızdırlar. Ancak kuvarsit düzeyleri dayanımlı ve kırılığandır.

Bu birimde belirgin ve kaba şistoziteli granat-mika şistlerin egemen olduğu alt düzeyler, 1-2 m kalınlığında kuvarsit, mermer ve amfibolit bant ve mercikleri içermektedir. Üste doğru granat miktarı azalmakta ve mika şistlere geçilmektedir. Oldukça ayrıışmış olan mika şistler, granat-mika şistlerle yer yer aralanma göstermektedirler.

İnceleme alanındaki şistler, Çağlayan ve diğ.(1980) tarafından Babadağ Metamorfileri olarak tanımlanan Ortaköy Formasyonunun eşleniği olarak kabul edilebilir. Babadağ Metamorfileri içinde yer alan fosillere dayanarak birime Permiyen yaşı verilmiştir. Ayrıca Çağlayan ve diğ.(1980) Pamukkale kuzeyindeki şistlerin içinde yer alan mermerlerde Permo-Karbonifer yaşı fosiller bulmuşlardır. Bütün bu verilerin ışığında Ortaköy Formasyonu için Silüriyen-Devoniyen yaşı verilebilir.

Şistlerin üst dokanağı Kolankaya Formasyonu ile faylı veya uyumsuz, alüvyonla olan dokanağı ise uyumsuzdur.

2.2.3. Kolankaya Formasyonu (Tpko)

Kolankaya formasyonu, inceleme alanının kuzeyinde, Buldan çevresinde ve Buldan'ın 3 km kadar güneybatında yaklaşık 11,5 km²'lik bir alanda gözlenir (Şekil 2.2, EK 1). Kıltaşı, silttaşı, kireçtaşı ve marn ara düzeyleri içeren egemen kumtaşıdan yapılıdır. Genellikle kumtaşları sarı-açık kahverengi, marnlar gri renklidir. Kumtaşları iyi ve yer yer de orta-zayıf pekleşmiştir. Formasyon, ince-orta-kalın katmanlıdır ve bol fosil içerir.

Formasyonun yaşı Alt Pliyosen'dir (Şimşek, 1984). Alt dokanağı gnays ve şistlerle faylı veya uyumsuz, üst dokanağı Asartepe Formasyonu ile faylı veya uyumsuz, alüvyonla ise uyumsuzdur.

2.2.4. Asartepe Formasyonu (Qat)

Süleymanlı Köyü, Bakacak Mahallesi ve Mestan Yeri arasında 4 km²'lik bir alanda gözlenen (Şekil 2.2, EK 1) Asartepe Formasyonu (Ercan ve diğ., 1977), alüvyal kökenli çakıltası-kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşur. Kızıl-kahverengi rengi ve az pekleşmiş-pekleşmemiş oluşu formasyonun en belirgin özelliğidir. Katmanlanma belirsizdir, ancak yer yer orta-kalın az belirgin tabakalanma gösterir. Çakıltaları, metamorfitlere ait bileşenler içerir. Belirgin bir iç yapıları yoktur. Çakılların boyut ve boylanmaları değişkendir.

Formasyona, önceki çalışmalarda olduğu gibi, stratigrafi ilişkilerinden gidilerek Kuvaterner (Pleyitosen) yaşı öngörülmüştür. Alt dokanağını gnays ve Kolonkaya Formasyonu ile faylı veya uyumsuz, üst dokanağı ise alüvyonla uyumsuz olarak yapar.

2.2.5. Alüvyon (Qal)

Süleymanlı Köyü, Yayla Gölü ve Buldan civarında yaklaşık 12 km²'lik bir alanda gözlenir. Pekleşmemiş blok, çakıl, kum, silt ve kil boyutundaki malzemedir. Altlayan tüm birimleri uyumsuz olarak örter.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

MİNERALOJİ – PETROGRAFİ

3.1. Giriş

Bu bölümde, inceleme alanındaki Çine Grubu ve Ortaköy Formasyonu içinde yer alan gnayslar, pegmatoid damarları, şistler, amfibolit, kuvarsit ve mermer bantlarının mineralojik ve petrografik özellikleri incelenmiştir.

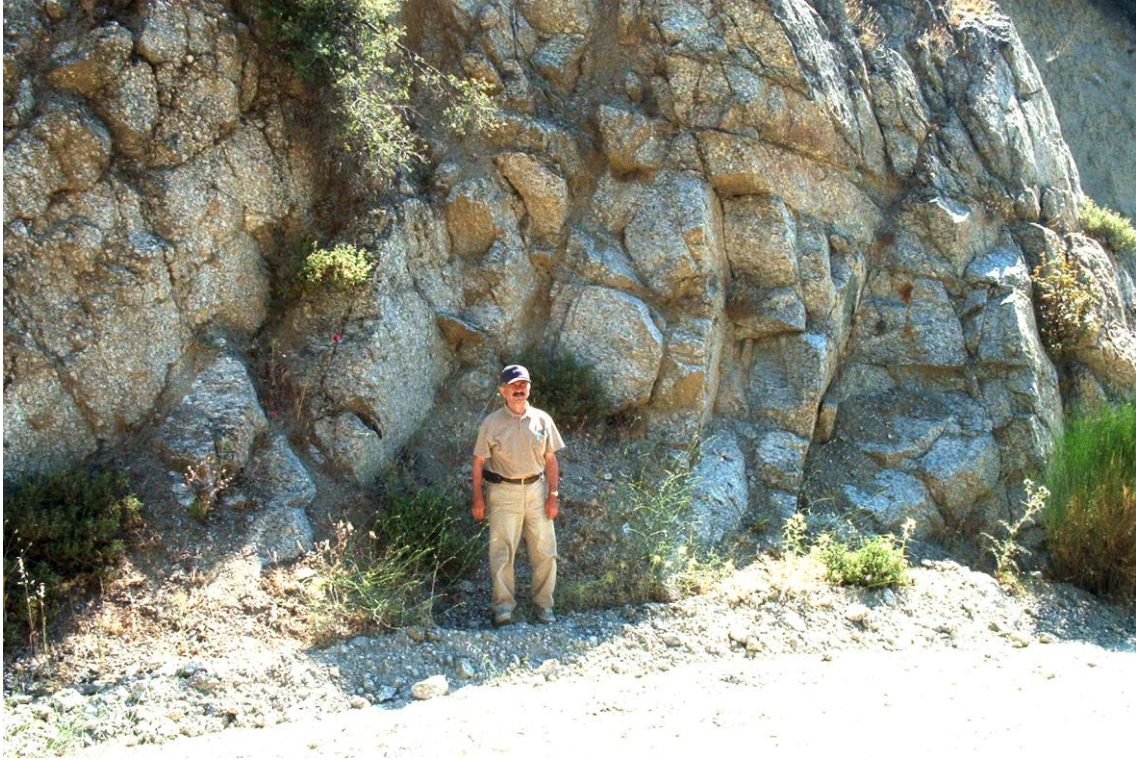
3.2. Çine Grubu

İlk olarak Konak ve diğ. (1987) tarafından “Çine Grubu” adı altında tanımlanan kayaçlar inceleme alanında gözlü gnayslar, benekli gnayslar, bantlı gnayslar ve ince taneli biyotit gnayslardan oluşmaktadır. Bu birimlerden iki mikalı gözlü gnaysların bazı kesimlerinde apilit ve amfibolit bantları ve pegmatoid damarları gözlenmektedir.

3.2.1. Gözlü Gnayslar

İnceleme alanının orta kesiminde oldukça geniş bir alanda yüzlek vermektedirler. Gözlü gnayslar genellikle yüksek kotlarda, Buldan ilçesi çevresinde, Helvacılar Mahallesi’nde, Kayalıldökük Sırtı’nda, Buğday Tepe’de, Bakacak Mahallesi’nde, Yayla Gölü çevresinde, Pekmezkaya Tepede ve Kelle Mahallesi’nde görülmektedir.

Gözlü gnayslar iri taneli ve iki mikalıdır. Taze yüzeyleri sert, kırıklı, yapraklanmalı ve eklemlidir. Dayanımlı olmaları nedeniyle oldukça sarp bir morfoloji sunmaktadırlar (Şekil 3.1).



Şekil 3.1: Bol çatlaklı gözlü gnays birimi
(Buldan'ın batısı, kuzeye bakış).

Makroskopik olarak **kuvars, feldispat, biyotit, muskovit, granat** ve **turmalin** kristalleri ayırt edilebilmektedir. İçerdikleri mineral türlerine ve yüzdelere göre açık veya koyu renklerde olabilmektedirler. Feldispat kristallerinde büyümeler ve göz yapısı oldukça belirgindir. 0.5 – 10 cm çapında yumrular halindeki bu iri feldispat kristalleri nedeniyle kayaç porfiroblastik doku göstermektedir (Şekil 3.2). Foliasyon düzlemlerinde ve pertitleşme yoluyla büyümüş olan feldispat gözlerinin etrafında belirli bir lineasyona göre dizilmiş olan biyotit ve muskovit kristalleri yer almaktadır. Bazı bölgelerde deformasyon nedeniyle feldispat gözleri şistoziteye paralel şekilde uzamıştır ve bu uzunluk bazen 15 cm'ye erişmektedir (Şekil 3.3).

Mikroskopta gözlü gnaysların mineral bileşimi “ **kuvars + plajiyoklas (oligoklas) + K-feldispat (ortoklas ve mikroklin) + biyotit + muskovit ± klorit ± granat ± turmalin ± epidot (pistazit) ± opak oksitler** ” olarak saptanmıştır.



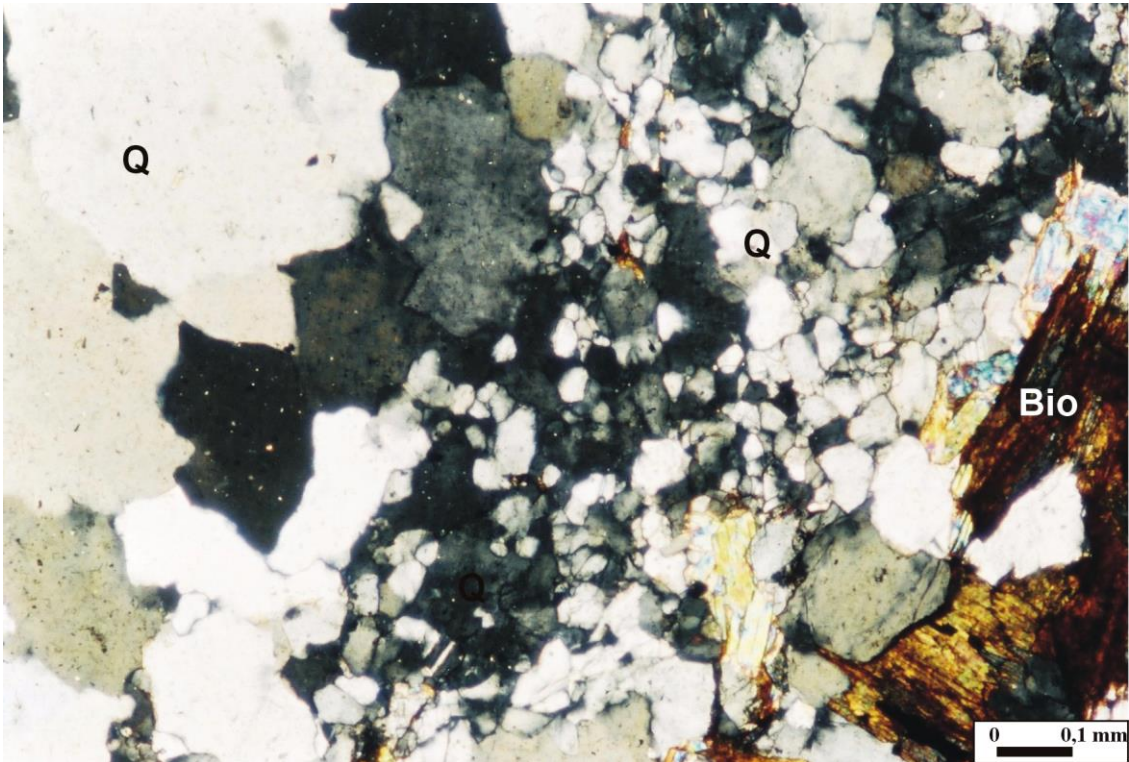
Şekil 3.2: Porfiroblastik dokulu gözlü gnays (Pekmezkaya tepe güney yamacı, kuzeye bakış).



Şekil 3.3: Şistoziteye paralel yönde uzamış feldispat gözleri (Yayla gölü kuzeyi).

Gözlü gnayslardaki **kuvarlar** boyutlarına göre iki gruba ayrılabilirler. İlk grup dalgalı sönme gösteren iri kristalli kuvarlardır. İkinci grubu ise ufak ve birbirine girik kuvars kristalleri oluşturmaktadır. Kuvarların kristal boyutlarındaki bu değişkenlik ve dalgalı sönmeleri kataklastik dokuyu gösteren önemli verilerdir. (Şekil 3.4).

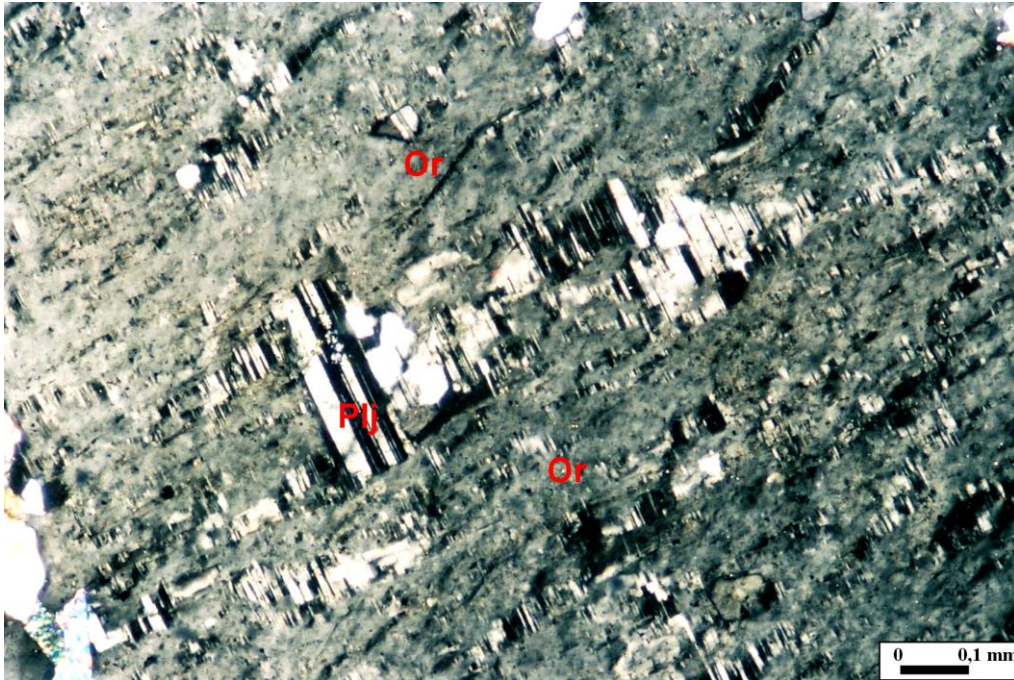
İnce kesit çalışmalarında iki tür feldispata rastlanmıştır. Birinci tür tipik polisentetik ikizlenmeleri ile kolayca tanınabilen **plajiyoklas** kristalleridir. Bunlar oligoklas (An_{25-27}) bileşimindedirler. İkincisi ise **ortoklas** türü K-feldispatlar olup ipliksi ve çubuksu pertitik dokular içermektedirler (Şekil 3.5). Yapılan optik çalışmalar sonucu K-feldispatların plajiyoklaslarla olan dokanalarının çok girintili-çıkıntılı olduğu ve içlerinde aynı optik yönlenmeye sahip plajiyoklasların bulunduğu saptanmıştır. Bu veriler bir kısım K-feldispatların plajiyoklasları ornatarak geliştiklerini göstermektedir (Şekil 3.6). Bu özellik Menderes Masifi'nin diğer bölgelerinde yüzlek veren gnaylarda da yaygındır.



Şekil 3.4: İri ve ince olmak üzere iki farklı tane boyuna sahip kuvars kristalleri
(Q: Kuvars, Bio: Biyotit; Çift Nikol; Pekmezkaya Tepe)



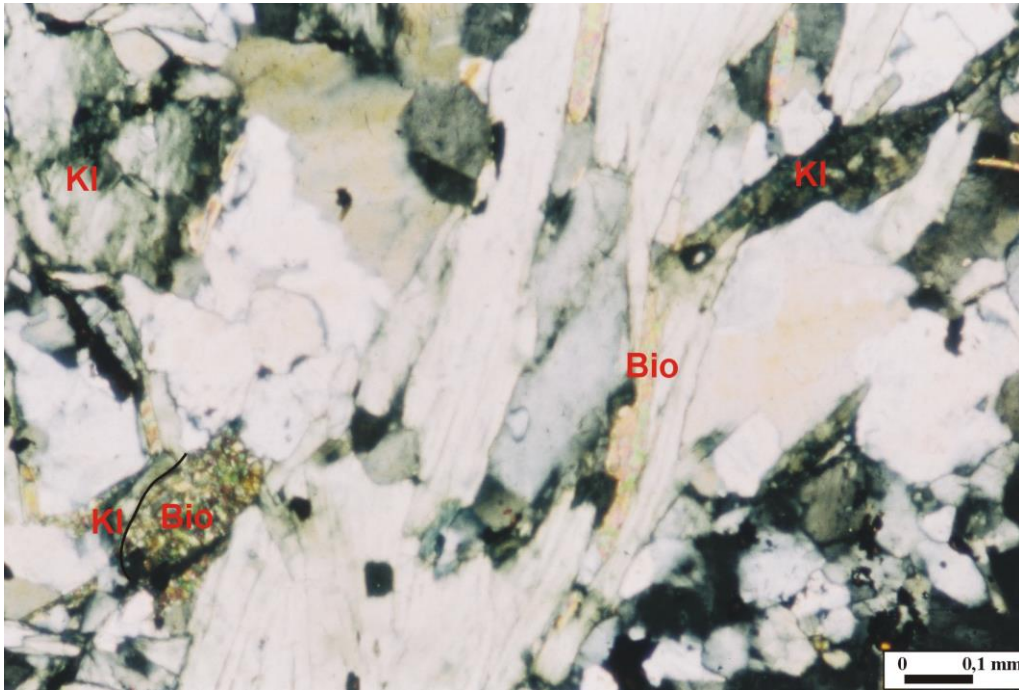
Şekil 3.5: Pertitik dokuya sahip iri ortoklas kristali (Or: Ortoklas, Mi: Mikroclin)
(Çift Nikol; Kayalılık Tepe)



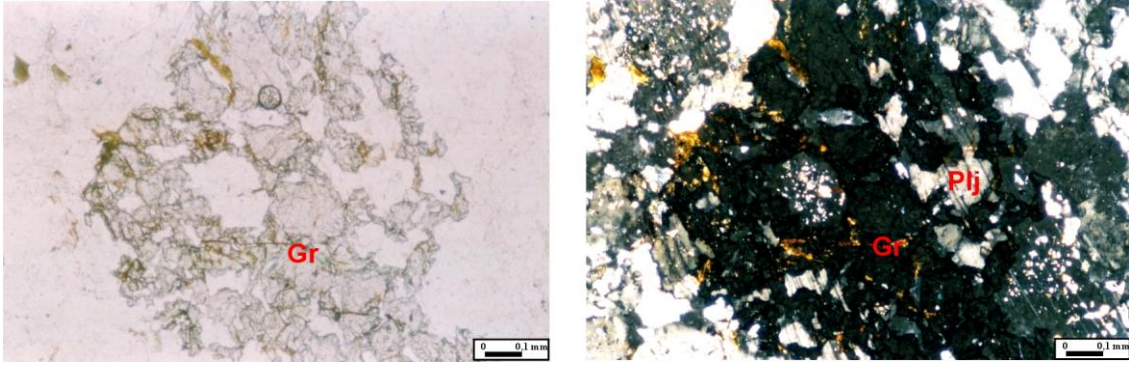
Şekil 3.6: Pertitik doku gösteren K-feldispat kristali. Her iki kristal de aynı optik
yönelimlere sahip (Yayla Gölü kuzeyi).

Gözlü gnayslarda her üç tür mika minerali de gözlenmektedir. En yaygın tür biyotittir. **Biyotitler**, koyu kahverengi – kırmızımsı kahverengi pleokroizma renkleri ve paralel pulsu sönmeleri ile tanınırlar. Bu minerallerde yer yer dönüşüm izlerine rastlanmaktadır. Menderes Masifi'nin genelinde etkin olan bu retrograt olay biyotitlerde kloritlere dönüşümlere neden olmuştur (Şekil 3.7). İkinci baskın mika türü muskovittir. **Muskovitler** canlı girişim renkleri ile belirginler ve genelde şistozite boyunca ince pullar şeklinde dizilmişlerdir. Kuvars, biyotit ve muskovit mineralleri plajiyoklas ve K-feldispat minerallerinin içerisinde inklüzyon olarak da bulunmaktadır. Gözlü gnayslardaki üçüncü tür mika minerali olan **kloritler** ise açık yeşil renkli plekroizmaya sahiptirler.

Kayaç içerisindeki oranları %5'i geçmeyen **granat** kristalleri özşekilsiz, kırıklı ve çatlaklı bir yapı sunmaktadırlar. Almandin türü granatlar tek nikoldeki yüksek rölyepleri ve ikinci nikoldeki siyah renkleri ile kolayca tanınırlar (Şekil 3.8). **Turmalinler** ise uzun çubuksu kristalleri ve yüksek girişim renkleri ile belirginler (Şekil 3.9). **Epidotlar**, soluk yeşilimsi sarı bir renk ve pleokroizma göstermektedirler. Yüksek rölyefe sahiptirler. Çok küçük kristaller halinde bulunmaktadır.



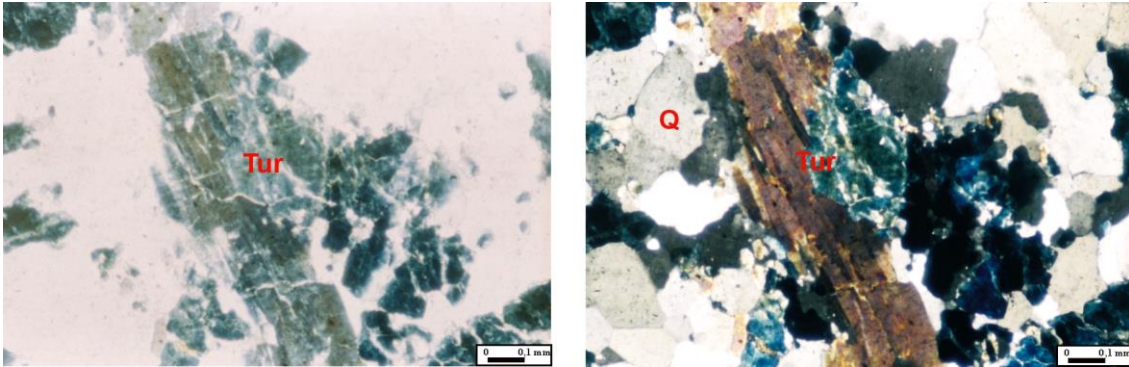
Şekil 3.7: Biyotit kristallerinde yaygın olarak gözlenen kloritleşmeler (Kl:Klorit, Bio:Biyotit; Çift Nikol; Kayalıldökük Tepe).



Tek Nikol

Çift Nikol

Şekil 3.8: Gözlü gnayslarda izlenen granat kristalleri (Gr:Granat, Plj:Plajiyoklas),
(Yayla Gölü kuzeyi)

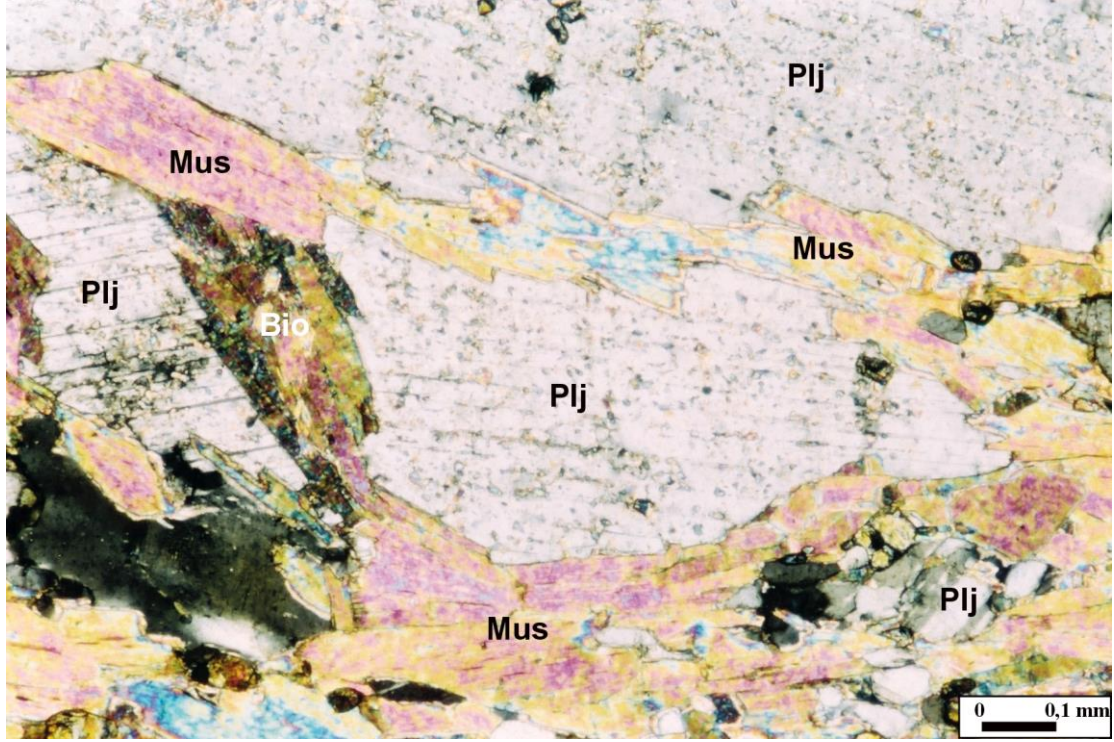


Tek Nikol

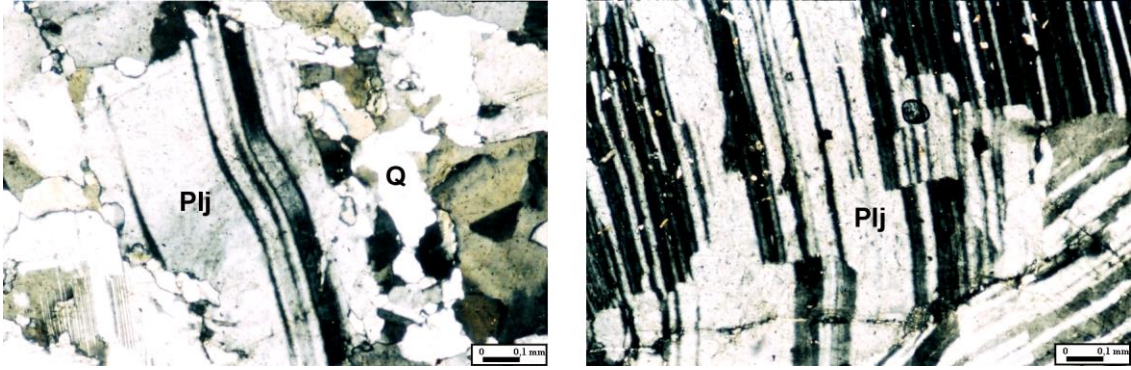
Çift Nikol

Şekil 3.9: Çift kırılmaları oldukça yüksek uzun prizmatik turmalin kristalleri.
(Tur:Turmalin, Q:Kuvars; Yayla Gölü kuzeyi)

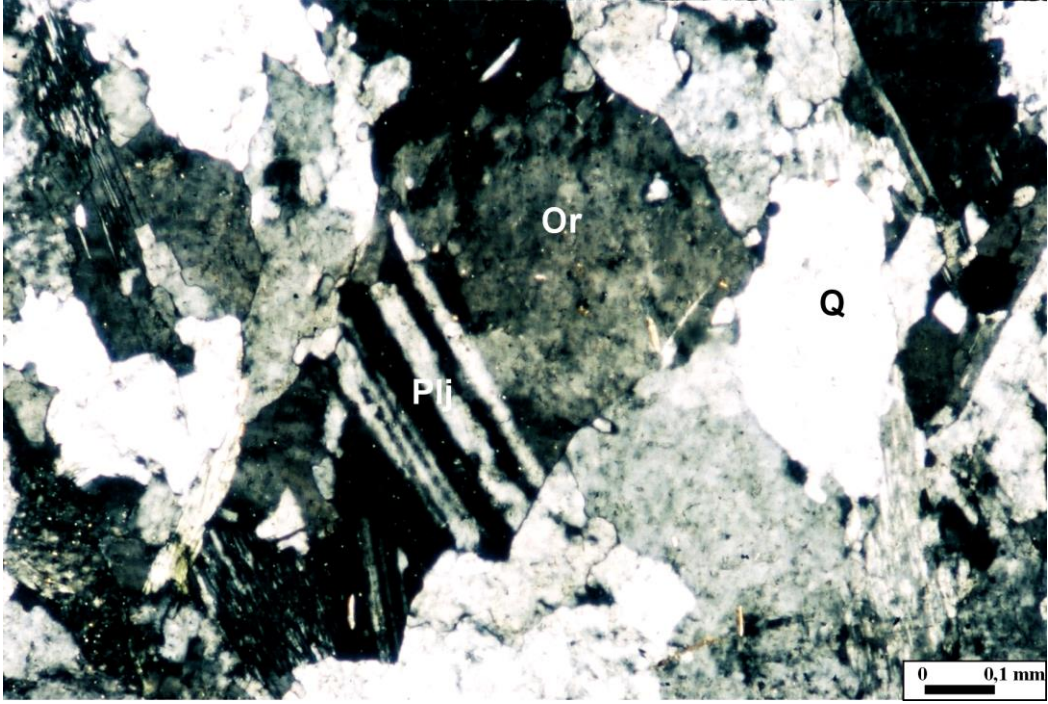
Gözlü gnayslar içerdikleri iri feldispat kristalleri nedeniyle **porfiroblastik** doku sunarlar (Şekil 3.10). Bunlara özgü diğer bir karakteristik özellik de belirgin **kataklastik** dokudur. Yapılan mikroskopik çalışmalarda bölgedeki gözlü ve diğer tüm gnays birimlerinin tektonik etkiler altında kaldığı saptanmıştır. Yukarıda da belirtildiği gibi kristal boyutlarının çok değişken olması, kuvars ve mikalarda görülen dalgali sönmeler, birbirinden çok farklı kristal şekillerinin bulunması, plajiyoklas ikizlerinde kırılanmalardan kaynaklanan kaymalar, ezilme zonlarında gelişen genç ufak kuvars kristalleri, birbirinden çok farklı kristal sınır türleri gnayslardaki kataklastik dokuyu gösteren önemli verilerdir (Şekil 3.11). Gözlü gnayslarda **granoblastik** (Şekil 3.12) ve **lepidoblastik** (Şekil 3.13) doku türleri de izlenmektedir.



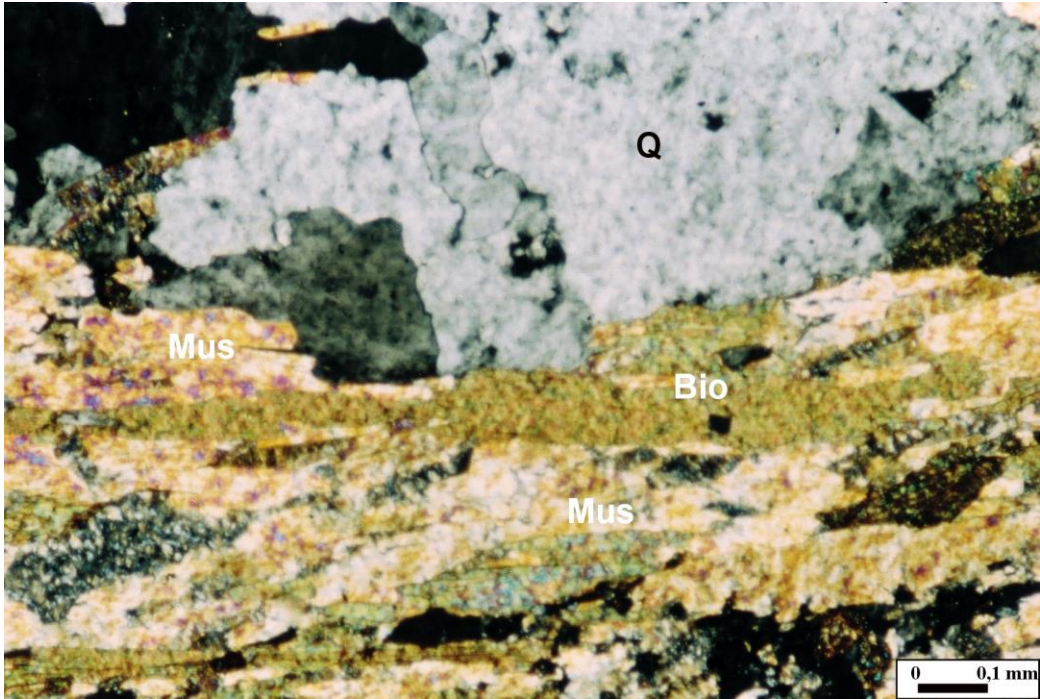
Şekil 3.10: Gözlü gnaylarda izlenen porfiroblastik doku. İri plajiyoklas kristali etrafında mika mineralleri (Plj:Plajiyoklas, Mus: Muskovit, Bio:Biyyotit) (Çift Nikol; Buğday Tepe)



Şekil 3.11: Plajiyoklas lamellerinde kayma şeklinde gözlenen kataklastik dokular. (Plj:Plajiyoklas, Q:Kuvars; Süleymanlı köyü)



Şekil 3.12: Gözlü gnayslarda izlenen granoblastik doku
(Q:Kuvars, Plj:Plajiyoklas; Or:Ortoklas; Çift Nikol)
(Süleymanlı köyü)



Şekil 3.13: Gözlü gnayslarda izlenen lepidoblastik doku. Belirgin bir yönlenme gösteren biyotit ve muskovit kristalleri (Q:Kuvars, Mus:Muskovit, Bio:Biyotit)

Menderes Masifi'nde temeli oluşturan gnayslar içerisinde metamorfizma koşullarını gösteren anahtar minerallere çok sık rastlanmamaktadır (Kun ve Candan, 1987). Bölgedeki gözlü gnayslarda da karakteristik indeks minerallere rastlanmadığından dolayı bunların oluşum koşullarına ait veriler kimyasal bileşimlerinden faydalanılarak saptanmaya çalışılmıştır.

3.2.2. Benekli Gnayslar

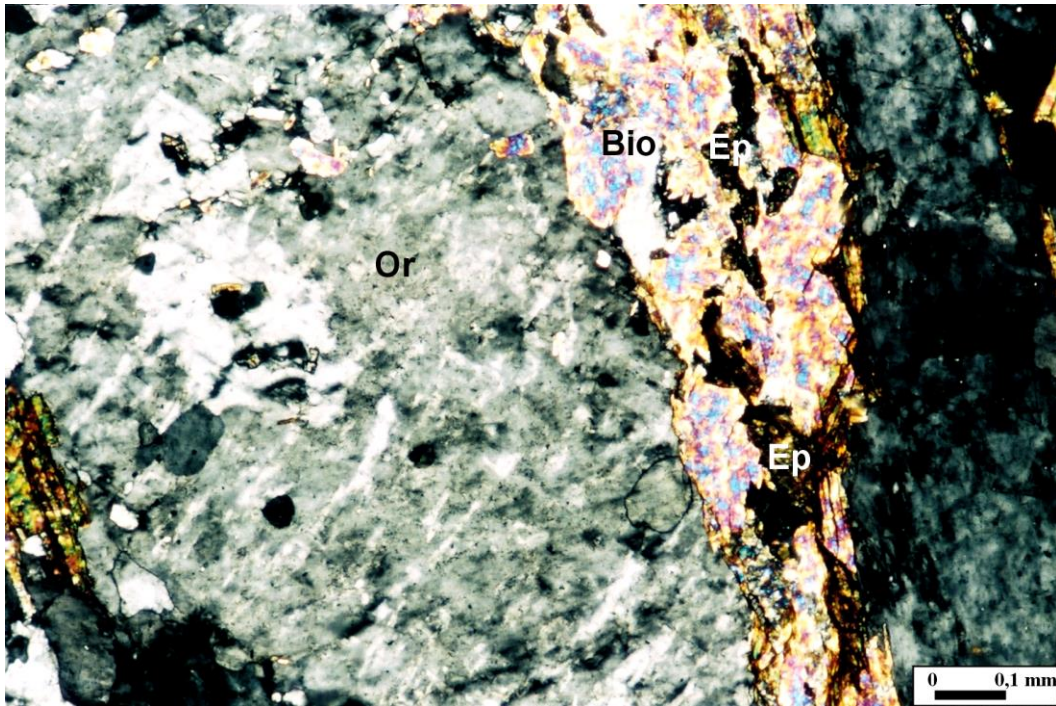
“Benekli gnays“ terimi ilk defa Can (1966) tarafından kullanılmıştır. Bu gnayslarda feldispat gözleri çeşitli irilikte ve dağınık bir şekilde bulunmaktadır. Bazen gözler birbirine yakın kümelenmiş ve bazen de çok seyrek şekilde kayaç içerisinde dağılmış durumdadır. Kayaçta şistozite gözlenmemektedir (Şekil 3.14). Tipik mostralara Buldan Yayla Gölü çevresindeki yükseltilerde rastlanmaktadır. Bu alanda gözlü gnaysların daha üst zonlarında bulunurlar.



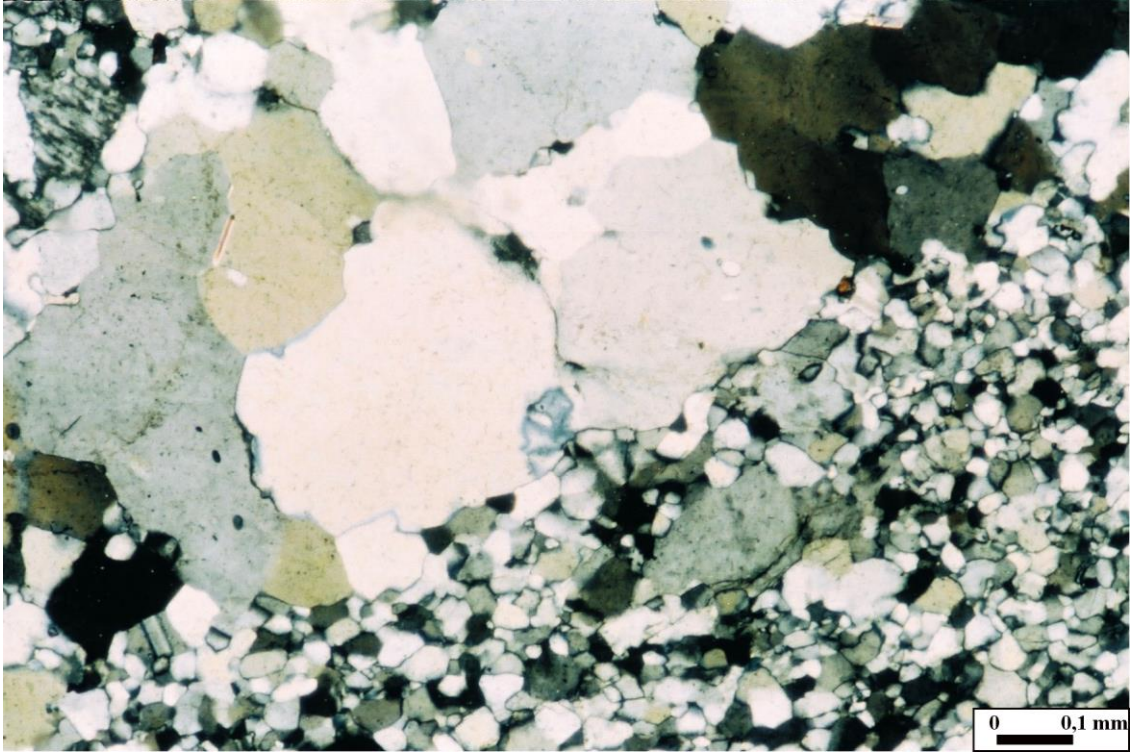
Şekil 3.14: Feldispat porfiroblastları içeren benekli gnays
(Pekmezkaya tepe güney yamacı)

Makroskopik olarak **kuvars**, **feldispat** ve **mika** mineralleri gözlenmektedir. Mikroskopik incelemeler sonucunda mineralojik bileşiminin gözlü gnayslara benzediği ancak granat ve turmalin kristalleri içermedikleri saptanmıştır. Buna göre benekli gnaysların “**kuvars + plajiyoklas (oligoklas) + K-feldispat (ortoklas) + biyotit + muskovit + klorit ± epidot (pistazit) ± apatit ± opak oksitler**” şeklinde mineralojik bileşime sahip oldukları belirlenmiştir. Mikroskop çalışmaları sonucunda gözlü gnayslar ve benekli gnaysların her ikisinin de sahip oldukları minerallerin optik özellikleri açısından benzerlikler sunduğu belirlenmiştir.

Benekli gnayslarda K-feldispat kristallerinde tipik pertitik dokular (Şekil 3.15), iki farklı boyuttaki ve dalgalı sönmeli kuvars kristalleri (Şekil 3.16), bölgedeki retrograd metamorfizmayı kanıtlayan biyotitlerin kloritleşmesi, plajiyoklas lamellerinde kataklaşmanın etkisiyle gelişen kaymalar görülmektedir. Benekli gnayslarda iri feldispat kristallerinden kaynaklanan porfirik dokuya kataklastik ve granoblastik dokular da eşlik etmektedir.



Şekil 3.15: Ortoklas kristalinde gelişen pertitik doku
(Or:Ortoklas, Bio:Biyotit, Epi:Epidot; Çift Nikol).



Şekil 3.16: Kataklaзма etkisiyle gelişmiş iki farklı tane boyundaki kuvars kristalleri.

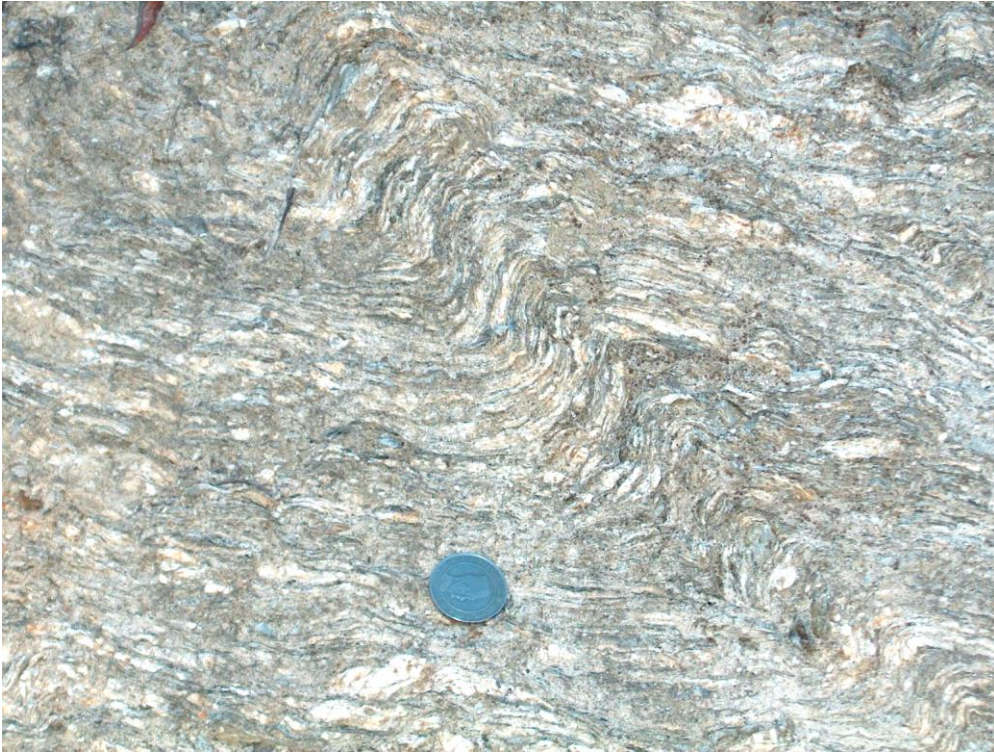
3.2.3. Bantlı Gnayslar

İnceleme alanının orta kesimlerinde özellikle Süleymanlı Yayla Gölü'nün kuzeyindeki yükseltilerde diğer gnays birimleriyle birlikte gözlenmektedir. Bantlar, ince biyotit seviyeleri ve açık renkli minerallerce (feldispatlar ve kuvars) zengin seviyelerden oluşmaktadır. Kaya'nın bantlı yapıda oluşu foliasyon yüzeylerinde biyotit ve muskovitlerin belirli bir lineasyona göre dizilmelerinden kaynaklanır (Şekil 3.17). Ayrıca bantlı gnayslarda mükemmel gelişmiş mikrokıvrım yapıları izlenmektedir (Şekil 3.18).

Bantlı gnays makroskopik olarak incelendiğinde **kuvars**, **feldispat**, **biyotit** ve **turmalin** minerallerinden oluştuğu görülmektedir. Bazen mika miktarı oldukça azalmakta ve kayaç kuvars ve feldispatça zenginleşmektedir. Turmalinler düzgün kristalli ve siyah renklidirler. Şistozite düzlemlerine paralel bulunmaktadırlar. Ancak belirgin bir lineasyon göstermemektedirler.



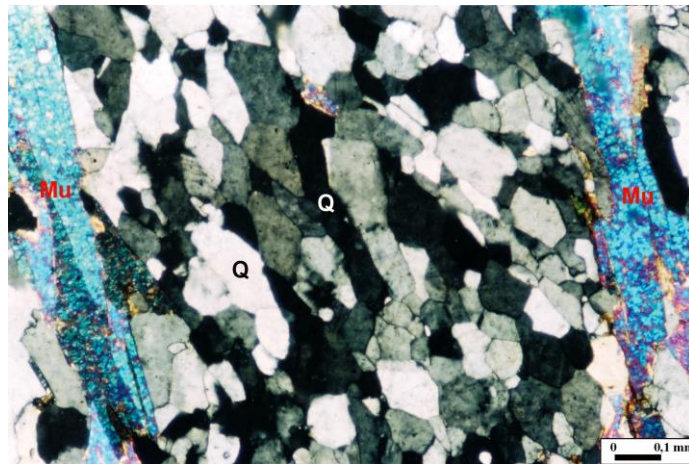
Şekil 3.17: Bantlı gnays (Yayla Gölü kuzeyi).



Şekil 3.18: Bantlı gnaylarda mükemmel gelişmiş mikrokıvrımlar
(Yayla Gölü kuzeyi)

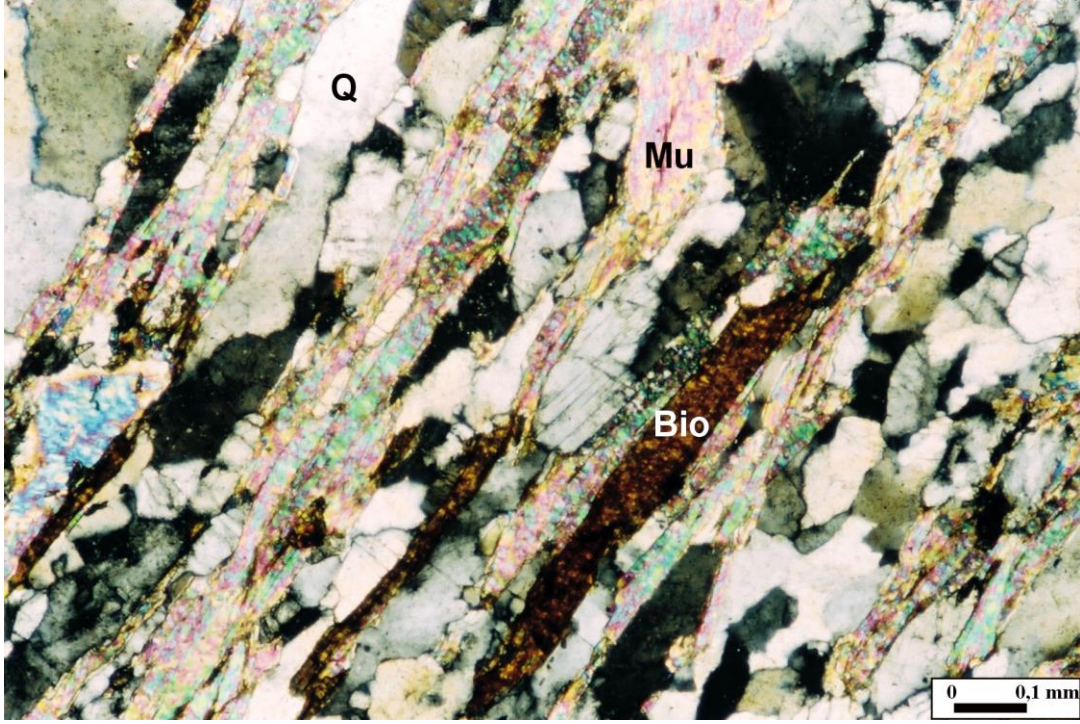
Bantlı gnayslar daha üst seviyelerde ince taneli biyotit gnayslara geçiş göstermekte ve bu birimle yer yer aralanmalı olarak bulunmaktadır. Bu dokanakta bantlı gnaysın bantları oldukça incelmekte ve tane boyu da küçülmektedir. Bantlı gnayslar Menderes Masifi'ne ait genel istifte metamorfik şistlerin altında yer almaktadırlar (Dora ve diğ., 1992).

Mikroskopta bantlı gnaysın mineral bileşimi “ **kuvars + plajiyoklas (An 25-30 oligoklas) + K-feldispat (ortoklas ve mikroklin) + biyotit + muskovit + klorit + apatit + turmalin (şörl)** olarak saptanmıştır. **Kuvarslar** düzensiz ve birbiri içine geçmiş sınırlara sahiptir. Tane boyutu değişmektedir. Dalgalı sönme göstermektedirler ve kristallerin çoğu şistozite düzlemleri boyunca uzamıştır (Şekil 3.19). K-feldispatlar tipik pertitik doku gösteren **ortoklaslar** ve kafes dokulu **mikroklinlerdir**. **Plajiyoklaslar** polisentetik ikizlenmeli olup sönme açlarına göre anortit içerikleri % 25-30 (**bazik oligoklas**) arasında değişmektedir. **Biyotitlerde** açık kahverengi-koyu kahverengi arasında değişen bir pleokroizma görülmektedir. Yer yer klorite dönüşmüşlerdir. **Muskovitler** biyotitlerden daha az oranlarda bulunmaktadır. **Kloritler** çok açık yeşil ile açık yeşil arasında değişen bir pleokroizma göstermektedirler. Makroskopik olarak şistozite düzlemlerinde gözlediğimiz turmalinler mikroskopta eser miktarda, düzgün kristaller halinde izlenmektedir.



Şekil 3.19: Şistoziteye paralel olarak uzamış kuvars kristalleri
(Mu:Muskovit, Q:Kuvars; Çift Nikol; Pekmezkaya Tepe)

Bantlı gnaylarda ince mika seviyeleri ile kuvars ve feldispatlı seviyeler kayacın bantlı yapı kazanmasını sağlamıştır. Mikroskopik incelemelere göre hem mikalarda hem de açık renkli minerallerde belirgin bir yönlenme izlenmektedir. Bu yönlenmiş mika mineralleri kayaca **lepidogranoblastik doku** özelliği kazandırmıştır (Şekil 3.20).



Şekil 3.20: Bantlı gnaylarda gözlenen lepidogranoblastik doku
(Q:Kuvars, Bio:Biyotit, Mu:Muskovit; Çift Nikol; Helvacılar mah.)

3.2.4. İnce Taneli Biyotit Gnays

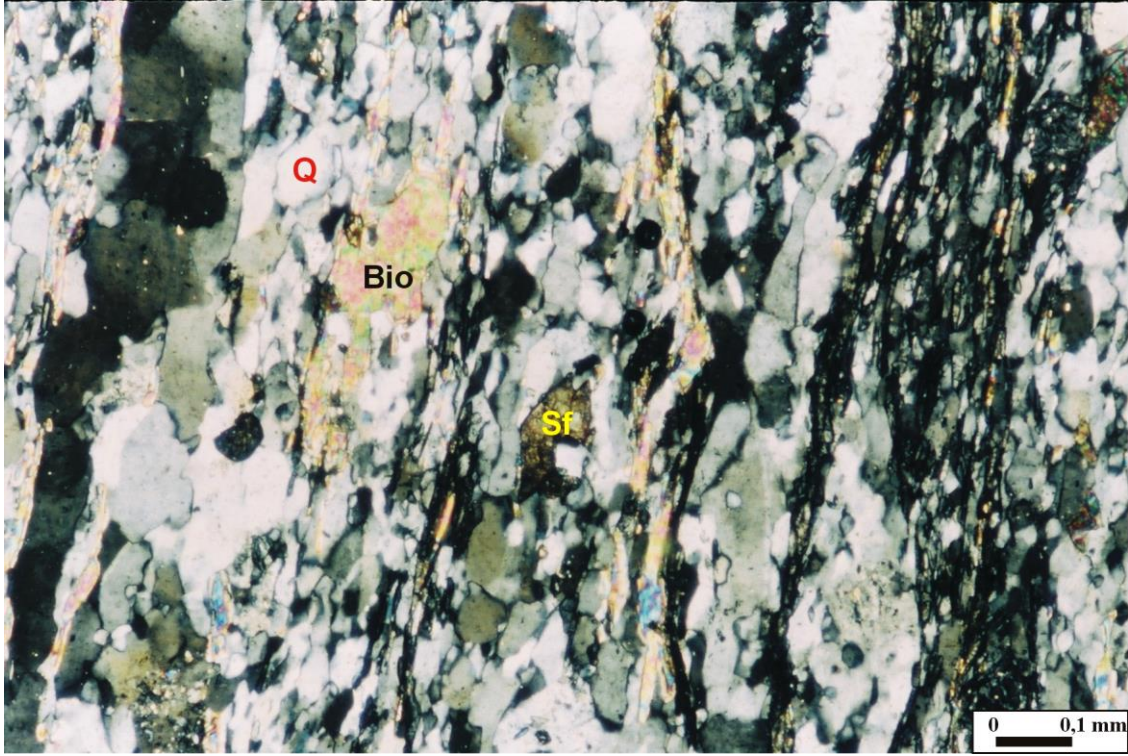
Bantlı gnaylar üst seviyelerinden itibaren dereceli olarak ince taneli biyotit gnaylara geçiş gösterirler. Bu birim gnays serisi ile şist serisi arasında geçişi temsil etmektedir. Tane boyu oldukça küçülmüştür. Çoğu zaman mika şistlere benzerler. Oldukça fazla miktarda biyotit kristali ve değişen miktarlarda muskovit içerirler. Bantlı ve diğer gnays birimlerinin bulunduğu alanlarda yüzlek vermişlerdir.

Makroskopik olarak çok ince taneler halinde **kuvars**, **feldispat**, **biyotit**, **muskovit** ve **turmalin** kristalleri izlenmektedir (Şekil 3.21). Bantlı gnayslarla aynı mineralojik bileşime sahiptirler. Ancak bu iki birim yapısal açıdan farklılık göstermektedir. İnce taneli biyotit gnayslardaki kristallerin tane boyu bantlı gnayslara göre daha küçüktür. Ayrıca belirgin bir bantlı yapı da gözlenmemektedir.



Şekil 3.21: İnce taneli biyotit gnays (Yayla Gölü kuzeybatısı)

Mikroskopik çalışmalar sonucunda ince taneli gnaysların genel mineral bileşimleri “**kuvars + plajiyoklas + ortoklas + biyotit + muskovit + klorit ± turmalin + sfen**” olarak saptanmıştır. **Kuvars** kristalleri iki farklı tane boyuna sahiptir. İnce taneli kristallerinin yanında oldukça ufalanmış, zor ayırt edilebilen kuvarsların varolması diğer gnayslarda olduğu gibi kataklasmanın etkisini göstermektedir (Şekil 3.22). **Ortoklas** bileşiminde K-feldispatlar gözlenmektedir. **Plajiyoklaslar** ise oligoklas bileşimindedir ve kataklasmanın etkisiyle ikiz lamellerinde kaymalar gözlenmektedir. **Biyotitler** belirgin pleokroizmaları ile ayırt edilmektedirler. Biyotitlerden daha az miktarlarda **muskovit** kristalleri gözlenmektedir. **Kloritler** ise soluk yeşille açık yeşil arasında değişen pleokroizmaya sahiptir.



Şekil 3.22: İnce taneli kuvarslar yanında oldukça ufalanmış kuvars kristalleri.
(Q:Kuvars, Bio:Biyotit, Sf:Sfen; Çift Nikol; Pekmezkaya Tepe).

3.2.5. Pegmatoid Damarları

Çalışma alanında bulunan yaklaşık D-B doğrultulu pegmatoid damarları gözlü gnayslar içerisinde gelişmiştir. Süleymanlı köyünün 1 km kadar güneybatısında gözlenen damarın kalınlığı 20 m., uzunluğu ise 50 m. civarındadır. Morfolojide oluşturduğu çıkıntılarla kolayca tanınip izlenebilmektedir (Şekil 3.23).



Şekil 3.23: Pegmatoid damarı (Süleymanlı köyünün 1 km güneybatısı).

Pegmatoidler yan kayaca hem zorlamayla hem de kolayca yerleşebilirler. Zorlama durumunda pegmatoidik eriyik çevre kayasının içine enjekte olur ve kristalleşme süresince büyüyen kristaller çevre kayasını dışa doğru iter. Bu pegmatoidlerin şekilleri düzensizdir. Zorlama sırasında çevre kayasının yapraklanmasında bükülme ve kıvrımlanmalar oluşur. Kolayca yerleşme durumunda ise, bölgesel sıkıştırma kuvvetlerinin etkisiyle çevre kayasının paralel tabakaları, şistoziteleri mercek şeklinde bükülerek açılır ve pegmatoidik malzeme buralara rahatça düzgün olarak yerleşebilir. Yapısal kontroller kadar yerleşen malzemenin miktarı da pegmatoidin düzgün veya düzensiz olmasını etkiler (Chadwick, 1958).

İnceleme alanındaki pegmatoid damarı düzensiz şekillidir. Pegmatoidin tane boyu 0.5 – 2 cm arasında değişmektedir. Baskın olarak **Feldispat (plajiyoklas) – Kuvars – Muskovit – Turmalin** içeren bu kayalarda herhangi bir iç zonlanma gelişmemiştir.

Makroskopik olarak **feldispat, kuvars, muskovit, biyotit, turmalin** ve **klorit** mineralleri izlenmektedir (Şekil 3.24). **Feldispatlar**, 1-2 cm tane boyunda ve sarımsı beyaz renkte gözlenmektedir. **Kuvars**, düzgün kristal oluşturmaz, minerallerin arasını doldurur ya da damar olarak keser. Saydam, renksiz ve çoğunlukla değişik tonlarda dumanlı renklerdedir. **Muskovitler**, 1–5 mm tane boyunda üst üste düzlemsel levhalardan oluşmuştur. Muskovitlerle aynı boyuttaki **biyotit** kristalleri ise bölgedeki etkin retrograt olaylar nedeniyle çoğu kez klorite dönüşmüştür. **Kloritler**, tipik yeşil renkleri ve levha şeklindeki kristalleri ile kolayca tanınmaktadır. Koyu siyah renkli **turmalinler** ise küçük (1-5 mm) taneler sunar. Yer yer turmalin kümeleri oluştururlar (Şekil 3.25).

Yapılan mikroskopik çalışmalarda pegmatoidin mineral bileşimi “**Plajiyoklas (An₁₄₋₂₀) + Alkali feldispat (mikroklin ve ortoklas) + Kuvars + Turmalin (şörl) + Muskovit + Biyotit + Klorit + Zirkon ± Apatit**” olarak saptanmıştır.

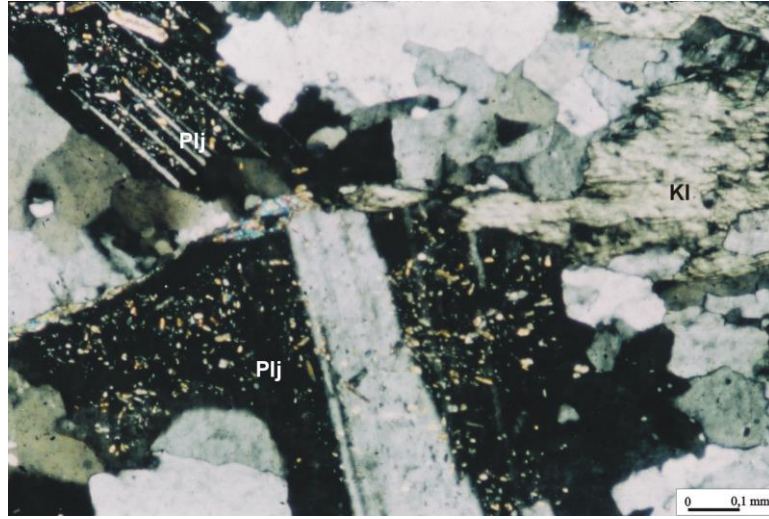


Şekil 3.24: Sarımsı beyaz renkli pegmatoid. Arada turmalin seviyesi izleniyor
(Süleymanlı köyünün 1 km güneybatısı).

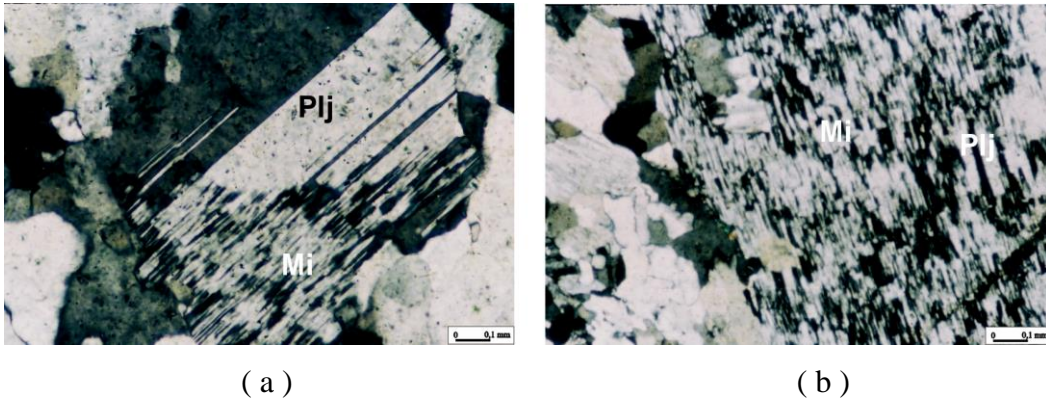


Şekil 3.25: Pegmatoid damarında yığılım şeklindeki siyah renkli turmalin kristalleri
(Süleymanlı köyünün 1 km güneybatısı).

Polisentetik ikizlenme gösteren **plajiyoklaslar** (An_{14-20}), oligoklas türü olup çoğu kristalde yaygın serisitleşmeler gözlenir (Şekil 3.26). Düzgün şekilli plajiyoklas içinde dallı budaklı, düzensiz ve yama biçimli anti-pertitik mikroklinlere sıkça rastlanmaktadır (Şekil 3.27a). İki feldispatın yama veya lamel biçiminde iç içe bulunduğu bu yapılar eksolüsyon ve ornatma yoluyla oluşabilmektedir (Menhert,1968). Ayrıca silikat ergiyiğinden ötektik kristalleşme ile iki feldispatın aynı anda büyümesi biçiminde de açıklanmaktadır (Petersan ve Lafgren,1986). Şekil 3.27a’da Na-feldispatın (albit), K-feldispat (mikroklin) tarafından ornatıldığı açık bir şekilde görülmektedir. Sonunda mikroklin içinde aynı konumda polisentetik ikizler sunan yama biçimli albit parçaları kalır (Şekil 3.27b). Bu albit parçalarının polisentetik ikizleri ana kristalle uyumludur.



Şekil 3.26: Serisitleşmiş plajiyoklas kristalleri (Çift Nikol)
(Plj:Plajiyoklas, Kl:Klorit)



Şekil 3.27: Plajiyoklas kristalinin mikroklin tarafından ornatılması

Pegmatoid içinde bol miktarda bulunan K-feldispatlar ise **mikroclin** ve **ortoklas** kristalleridir. Ortoklaslar renksiz, çoğunlukla özşekilsiz fakat kuvarstan farklı olarak bozunma sonucu oluşan kaolin nedeniyle toprağımsı yüzeyli kristaller halindedir. Zayıf çift kırmaya sahip bu mineraller biyotit pulları ve kuvars kristallerini kapanım şeklinde içermektedir. **Mikroclin** ise optik özellikleri ortoklasa benzemekle birlikte kafes şeklinde olan tipik polisentetik ikizlenmesi ile ayrılmaktadır.

Mikroclin ve ortoklas kristalleri ile eş optik yönelme gösteren kurt şekilli kuvars kapanımlarının oluşturduğu **grafik granit dokusu** yaygındır ve kuvarslar belirgin dalgalı sönme gösterir. Hem K-feldispat hem de Na-feldispat içinde gelişen bu doku pegmatit ve granit kayalarda gözlenmektedir. Seclaman ve Constantinescu (1972), feldispat ve diğer minerallerin kuvars tarafından ornatılarak bu dokunun oluştuğunu belirtmektedirler. Granitik pegmatitlerin denge diyagramıyla ilgili deneysel çalışmalar yapan Fenn (1986) ise, K-feldispat içerisinde bu dokunun geliştiğini gözlemiş ve bu olayı aslında klasik ötektik kristalleşmesinden çok kristalin büyüme yüzeyleri arasında gelişen kinetik olayların etkisiyle lokal SiO₂ zenginleşmesi sonucunda feldispat ve kuvarsın birlikte büyümesi şeklinde açıklamıştır. Bölgedeki pegmatoidlerde gözlenen grafik granit dokusunun K-feldispat ve kuvarsın aynı zamanda kristalleşmesi sonucu oluştuğu düşünülebilir. Kuvars kurtçuklarının belirgin eş optik yönelme göstermeleri ve genellikle düzgün şekilli olmaları feldispatlarla birlikte büyüdükları fikrini kuvvetlendirmektedir.

K-feldispatlarda ayrıca **pertit** ve **antipertit** oluşumları izlenir. Dağ (1988)'a göre Na ve K'ca zengin feldispatların kafes boyutlarındaki farklılıklar nedeniyle artan stresle iki feldispat kesin faz sınırlarıyla ayrılır ve pertit oluşur. Spry (1969), pertitlerin oluşum şekillerini şöyle açıklamaktadır:

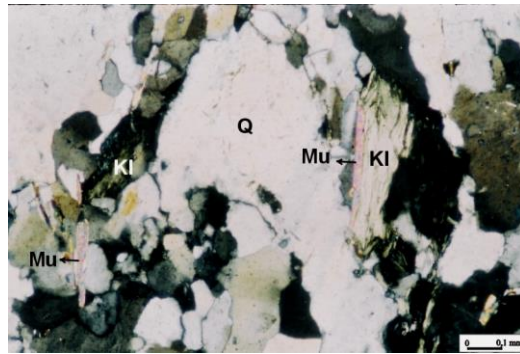
- 1) Na ve K feldispatın aynı anda kristalleşmesi,
- 2) Bir feldispat fazının diğeri tarafından kısmen ornatılması,
- 3) Başlangıçta homojen olan katı çözelti halindeki feldispat karışımının eksolüsyonu.

Pertit oluşumunda yalnız sıcaklığın etken olmadığını ileri süren Chayes (1952), mineralin içinde bulunduğu kayanın karmaşık jeolojik geçmişinin ve doğal makaslama kuvvetlerinin (deformasyonun) de oluşumda rol oynadığını savunmaktadır. Yine kimi pertitlerin de deformasyona bağlı olarak oluştuklarını belirten Debat ve diğ. (1978), gözlü gnays ve pegmatitlere ait pertitik mikroklinlerde tansiyon çatlakları ve king-band yapıları gözlemişlerdir.

Renksiz, öz şekilsiz, temiz yüzeyle tanesal agregatlar halinde bulunan **kuvars** kristalleri tipik dalgalı sönme göstermektedir. Tek optik eksenli ve pozitif karakterlidirler. Mikroskop altında kendinden daha önce oluşmuş mineralleri birbirine bağlar bir görünüm sunmaktadırlar. Çünkü kuvarslar birkaç farklı aşamada ortaya çıkan minerallerdir.

Pegmatoidlerdeki en baskın mika türü olan **muskovitler**, hem diğer minerallerin sınırlarında hem de iğne şekilli sokulumlar olarak gözlenmektedir. Kuvars ve feldispatların içerisinde ve sınırlarında iğnemi muskovit oluşumları gelişmiştir. Renksiz, yarı özşekilli, tek yönde mükemmel dilinime sahip ve paralel sönme gösteren muskovitler pegmatoidde bol miktarda bulunmaktadır.

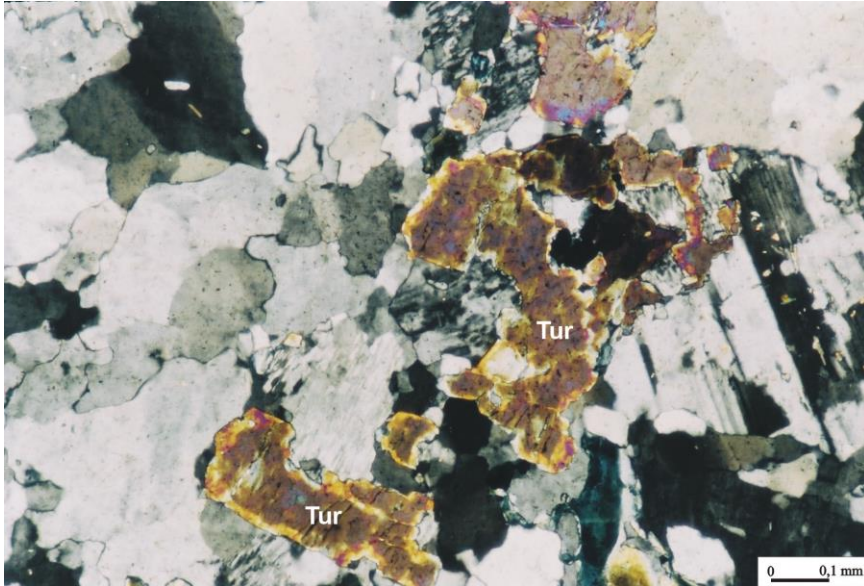
Kloritler, soluk yeşil bir renk (Mg-klorit) ve belirsiz bir pleokroizma göstermektedir. Yarı öz şekilli kristaller halinde bulunan bu mineraller tek yönde mükemmel bir dilinime sahiptir. Çift optik eksenli pozitif karakterlidirler. Uzanım işaretleri ise negatiftir. Bölgedeki etkin retrograt olaylar nedeniyle biyotitlerden itibaren oluşmuşlardır (Şekil 3.28).



Şekil 3.28: İğne şekilli muskovit ve klorit kristalleri (Çift Nikol).

Biyotit kristalleri ise muskovitlerle yan yana girift büyümeler göstermektedir. Tek yönde mükemmel dilinim ve paralel sönme gösteren biyotitler, kahverengi–kırmızımsı kahverengi arasında değişen renkleriyle kolayca tanınmaktadırlar. Kahverengi biyotitler orta ve yüksek dereceli metamorfizma koşulları altında oluşurlar (Erkan,1994).

Turmalinler (şörl), açık kahve–koyu mavi arasında değişen belirgin bir pleokroizmaya sahiptir. Renk koyuluğundaki değişimlerle belirginleşen zonlu bir yapı gözlenmektedir (Şekil 3.29). Kuvars kapanımları içeren bu düzgün kristaller yer yer belirgin çatlaklarla parçalanmıştır. Rölyefleri yüksektir. Paralel sönme göstermektedirler. Uzanım işaretleri negatiftir.



Şekil 3.29: Belirgin zonlu yapı gösteren turmalin kristalleri.

(Tur:Turmalin, Çift Nikol).

3.2.6. Amfibolit Bant ve Mercikleri

Amfibolitler, gnays birimi içerisinde bant ve mercikler şeklinde bulunmaktadır. Çevre kayalardan arazideki çok farklı dış görünüşleri ve mineralojik bileşimleri ile kolayca ayrılmaktadırlar (Şekil 3.30).

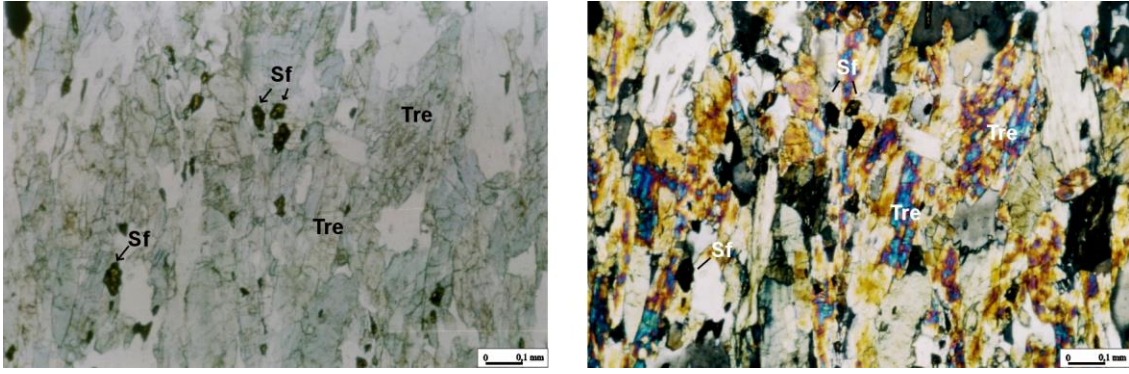


Şekil 3.30: Gnayslar içinde yer alan amfibolit bandı (Pekmezkaya Tepe).

Yapılan petrografik çalışmalarda amfibolitlerin genel mineral bileşimleri “ **kuvars + plajiyoklas + tremolit + epidot (pistazit) + kalsit + sfen** „ olarak saptanmıştır. Minerallerin kayaç içindeki oranları örnekten örneğe değişmektedir. Bir örnekte tremolit miktarı % 80 değerine ulaşırken diğerinde bu oran %10’a inebilmektedir.

Koyu yeşil renkli amfibolitlerde baskın mineral **tremolittir**. 1-2 mm tane boyuna sahip bu mineraller karakteristik demet ve ışınsal yapılar sunmaktadırlar. Açık yeşil/yeşil arasında değişen pleokroizmaları vardır. $10^{\circ} - 14^{\circ}$ sönme açısına sahiptirler (Şekil 3.31). **Epidotlar** yüksek çift kırınımları ve sarımsı pleokroizmaları ile kolayca tanınmaktadırlar. Özşekilsiz ve ince taneli bu mineraller tremolit kristalleri ile birlikte gözlenmektedirler. **Kalsitler** saman sarısı girişim renkleri ve çift yöndeki mükemmel dilinimleri ile karakteristiktir. Çok az miktarda bulunmaktadırlar. **Sfenler** ise özşekilsiz ve küçük taneli kristaller halinde bulunmaktadır. Rölyefleri çok yüksektir. Örneklerin bir çoğunda %4 – 5 oranında bulunmaktadır. Amfibolitlerin bileşimindeki **kuvars** ve **plajiyoklas** oranları çok değişkendir. Plajiyoklasların tümü polisentetik ikizli olup genelde kuvarsla içiçe bulunmaktadırlar. Kuvarslar ise çoğu kez kırık ve çatlaklar boyunca yerleşmişlerdir.

Tremolit gibi çubuksu minerallerin foliasyon düzlemi boyunca belirgin yönlenme göstermesi amfibollere “ **nematoblastik doku** „ özelliği kazandırmıştır (Şekil 3.31).



Tek Nikol

Çift Nikol

Şekil 3.31: Çubuksu tremolit ve özşekilsiz sfen kristalleri. Amfibolitlerde gözlenen nematoblastik doku. (Tre:Tremolit, Sf:Sfen).

Amfibolitlerin ilksel kayalarının arazi gözlemlerine ve mineralojik bileşimlerine dayanarak büyük olasılıkla bazik bileşimli sil konumundaki gabrolar oldukları söylenebilir. Bu kayalar çevre kayalarla aynı yönlenebilir. Bu kayalar çevre kayalarla aynı yönlenebilir.

3.3. Ortaköy Formasyonu

İlk olarak Konak ve diğ. (1990) tarafından adlandırılan Ortaköy Formasyonu Çine Grubu üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. İnceleme alanında bu formasyona ait birimler alt seviyelerde granat-mika şistlerle başlamakta ve üste doğru ardalanmalı bir şekilde mika şistlere geçiş göstermektedir. Bu şist istifinde yer yer kuvarsit, mermer ve amfibolit bant ve mercikleri yer almaktadır.

3.3.1. Granat-mika şist

Örtü şistlerinin alt seviyelerini oluşturan granat-mika şist birimi çalışma alanının özellikle batı kesiminde geniş alanlarda yüzlek vermektedir. Birimin en güzel izlendiği bölgeler ise Kovanoluk köyü ve Buldan çevresidir.

Belirgin bir şistoziteye sahip ve kızıl kahve renklerin egemen olduğu granat-mika şistlerin taze yüzeyleri gri, boz, kurşuni renklidir (Şekil 3.32). Birim, 0.2 - 3 cm tane

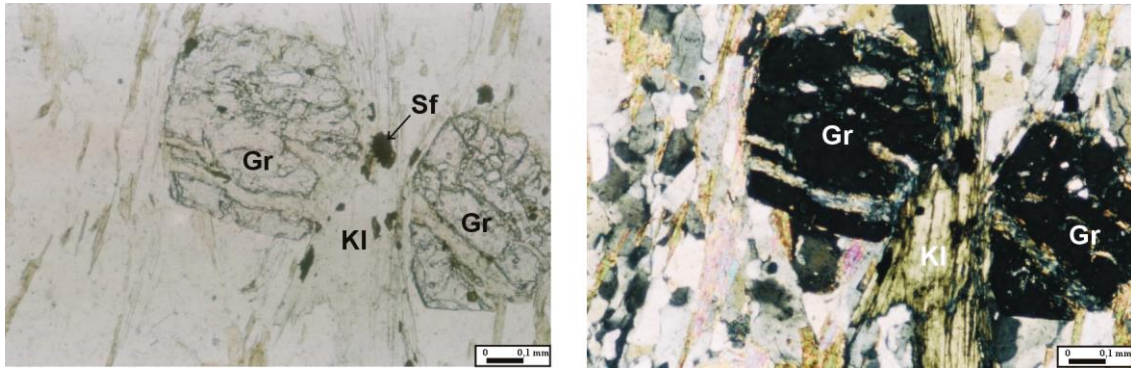


Şekil 3.32: Çok belirgin şistoziteye sahip ve kıvılcaklı- kahverenginin hakim olduğu granat-mika şist birimi (Kovanoluk köyü doğusu).

boyutunda granat kristalleri içermektedir. Granatların büyüklükleri ve dağılım oranları sık sık değişim göstermektedir.

Mikroskopik çalışmalar sonucunda granat-mika şistlerin genel mineral bileşimleri “**kuvars + plajiyoklas + biyotit + muskovit + granat + klorit + epidot + apatit**” olarak saptanmıştır. Bu kayalardaki **kuvarlar** öz şekilsiz, eş boyutlu ve girik sınırlı kristaller şeklindedir. Dalgalı sönme göstermektedirler. **Plajiyoklaslar** şistoziteye uygun ince-uzun kristalleri ve polisentetik ikizlenmeleri ile belirginlerdir. Mika grubu minerallerden **biyotitler** kahverengi pleokroizmaları ve paralel pulsu sönmeleri ile, **muskovitler** ise iri kristalleri ve yüksek girişim renkleri ile karakteristiktir. **Kloritler**, ikincil olup biyotit ve granatlardan dönüşüm yolu ile oluşmuşlardır. Kloritler açık yeşil/yeşil pleokroizma renkleri ile tanınmaktadır. Genelde biyotit ve muskovitlerle birlikte şistozite boyunca uzanırlar.

Granat-mika şistlerdeki tek anahtar mineral **granattır**. Granatların tane boyu 0.2-3 cm arasında değişmektedir ve altıgen-sekizgen kristalleri oldukça yaygındır. Bununla birlikte yarı özşekilli olarak da gözlenmektedirler. Tek nikeldeki yüksek rölyefli ve izotrop kristalleri ile kolayca tanınmaktadır. Bol miktarda kuvars kapanımları içerirler. Bazı granatlar bölgeyi etkileyen retrograt olaylar nedeniyle klorite dönüşmüştür (Şekil 3.33).



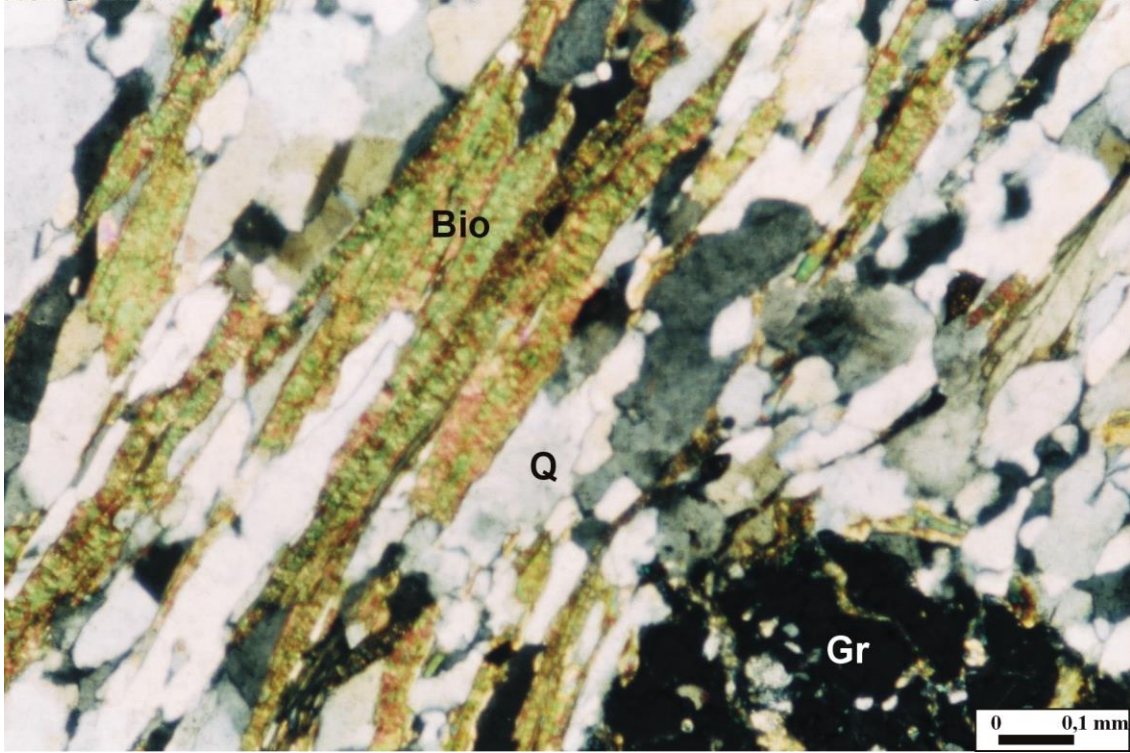
Tek Nikol

Çift Nikol

Şekil 3.33: Özşekilli (altıgen) granat kristalleri. Yaygın olarak gözlenen kloritleşmeler ve özşekilsiz sfen kristalleri (Gr:Granat, Kl:Klorit, Sf:Sfen; Kovanoluk köyü).

Granatların kimyasal bileşimleri köken kayacın kimyasal bileşimine ve metamorfizma derecesine bağlı olarak değişmektedir. Metamorfizma derecesine bağlı olarak bileşimindeki katyonların bağıl oranlarında bir değişiklik olabilir. Erkan (1994), özellikle pelitik kayalardan oluşan granatların Mn içeriğinin metamorfizma derecesinin yükselmesi ile azaldığını, Fe ve Mg içeriğinin ise arttığını saptamıştır. Yazar gnays ve şistlerde çoğunlukla **almandin (Fe-granat)** türü granatların bulunduğunu da belirtmiştir. Graciansky (1965), Menderes Masifi'nin metamorfik kayalarındaki granatların yapısı üzerine yaptığı çalışmada bunların çoğunlukla $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ kimyasal bileşimine sahip **almandin** türü granat olduğuna işaret etmiştir. Araştırmacı granatların içerdikleri iki değerli Fe'in bir oran dahilinde Ca, Mg ve daha az olarak da Mn ile yer değiştirmiş bulunduğunu ve bunların Eskola sınıflandırmasındaki **Epidot – Amfibolit** fasiyesine uyduklarını belirtmektedir.

Granat-mika şistlerde genel olarak belli bir yönde dizilim gösteren mikalardan kaynaklanan **lepidoblastik doku** gözlenmektedir (Şekil 3.34).



Şekil 3.34: Granat-mika şistlerde gözlenen lepidoblastik doku. Şistoziteye paralel uzanan kuvars kristalleri. (Bio:Biyotit, Q:Kuvars, Gr:Granat; Çift Nikol; Kelle Mahallesi doğusu).

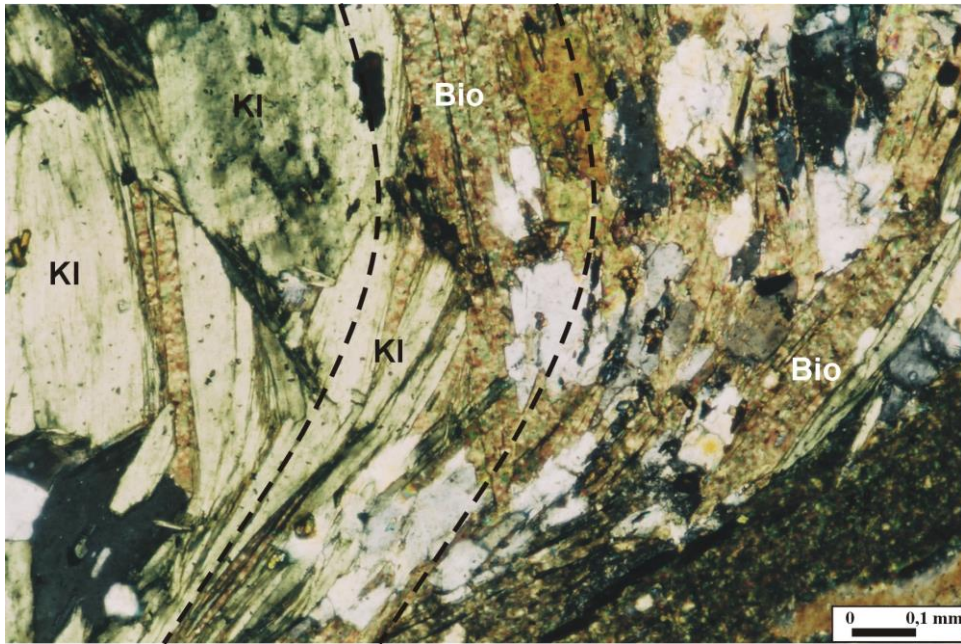
3.3.2. Mika şist

İnceleme alanında örtü şistlerinin bulunduğu Ortaköy formasyonu alt seviyelerde granat-mika şistlerle başlar. Üste doğru granat miktarı dereceli olarak azalır ve istifin en üst seviyelerinde tamamen kaybolur. Böylece ardalanmalı bir şekilde mika şistlere geçilir.

Mikroskopta mika şistlerin mineral bileşimi “**kuvars + plajiyoklas + biyotit + muskovit + klorit + epidot**“ olarak saptanmıştır. Mineral bileşimi açısından granat-mika şistlerle aynıdır. Farklı olarak granat minerali gözlenmez ve mika minerallerinin boyutları daha büyüktür. **Kuvars** kristalleri orta ve ince olmak üzere iki farklı boyutta

ve girik sınırlara sahiptir. Bu durum bölgedeki kataklasmanın etkisini bir kez daha kanıtlamaktadır. **Plajiyoklaslar** (An_{15}) bileşiminde olup orta tane boyundadır. Kayaçta %10'un altında bulunmaktadır. **Biyotitler** granat-mika şistlerdekilere göre daha irileşmişlerdir ve tipik kahverengi pleokroizmaları ile tanınırlar. Biyotitler büyük ölçüde kloritleşmişlerdir. **Klorit** kristalleri soluk yeşil/yeşil renkli pleokroizmaları ile kayaçta en bol bulunan mika mineralidir. **Muskovitler** diğer mikalarla birlikte ince uzun kristaller halinde çok az miktarda bulunmaktadır. **Epidotlar** özşekilsiz ve çok küçük kristaller halinde bulunmaktadır ve yüksek rölyefleri ile kolayca tanınmaktadır.

Mika şistlerde tipik **lepidoblastik** dokunun yanında mikalarda yaygın olarak **mikrokıvrım** yapıları da izlenmektedir (Şekil 3.35).



Şekil 3.35: Mika şistlerde gözlenen mikrokıvrımlar.

(Bio:Biyotit, KI:Klorit; Çift Nikol).

3.3.3. Kuvarsit bant ve mercekleri

Çalışma alanındaki kuvarsitler Ortaköy Formasyonunun şist istifi içerisinde yer yer bant ve mercekler şeklinde yer almaktadır. Başlıca buldukları yerler Kovanoluk köyü doğusu ve Kule Tepe çevresidir. Bantların kalınlığı 2-20 cm arasında değişmektedir. Süt

beyaz renkte olan kuvarsitler sert ve kırılındırlar. Genellikle şisti bir yapıda olup şistozite doğrultusunda uzanan ve kenetli bir yapı gösteren **kuvars** kristalleri ile yine şistozite düzlemleri boyunca gelişmiş çok az miktarda **mika** içermektedirler. Aşınmaya karşı dayanımlı olduklarından morfolojileri ile kolayca tanınırlar. Kuvarsitlerin kökeni granitlerden kaynaklanan çözeltilerdir.

3.3.4. Mermer Bantları

Ortaköy Formasyonunun değişik seviyelerinde gözlenen mermer bantları 15-20 cm arasında kalınlık göstermektedir. Genellikle koyu gri, beyazımsı ve açık grimsi renklidirler. Özellikle Kovanoluk köyü batısında yer alan granat-mika şist ve mika şistler içinde gözlenmektedirler.

Mikroskopik çalışmalara göre inceleme alanındaki mermerlerin genelde yalın bir mineralojik bileşime sahip oldukları saptanmıştır. Ana mineralleri **kalsit** kristalleridir. Mermerlerdeki kalsit yüzdesi % 90 civarındadır. Girik sınırlara sahip bu mineraller polisentetik ikizlenmeli ve küçük tanelidirler. **Muskovit** ve **kuvars** ise mermerlerde gözlenen diğer minerallerdir. Yaklaşık eş boyutlu kalsit kristalleri mermerlere **granoblastik doku** özelliği kazandırmıştır.

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

JEOKİMYA

4.1. Giriş

Çalışma alanında yer alan metamorfik kayalardan gnays, şist, pegmatoid ve amfibolit birimlerine ait toplam 14 örneğin majör oksit (ana) ve iz element analizleri ACMELAB laboratuvarlarında (Kanada) yaptırılmıştır. Analiz sonuçları değerlendirilerek;

a) Bu farklı kaya gruplarına ait çeşitli majör ve iz elementlerin SiO_2 baz alınarak hazırlanmış Harker (1909) değişim diyagramlarındaki dağılımı incelenerek element miktarları arasındaki ilişki saptanmaya çalışılmıştır.

b) TiO_2 – majör oksit ve TiO_2 – iz element değişim diyagramları ile element mobilitesini belirlenmiştir.

c) Gnaysların kökenine yaklaşımda bulunulmuştur.

4.2. Ana Majör Oksit ve İz Element Jeokimyası

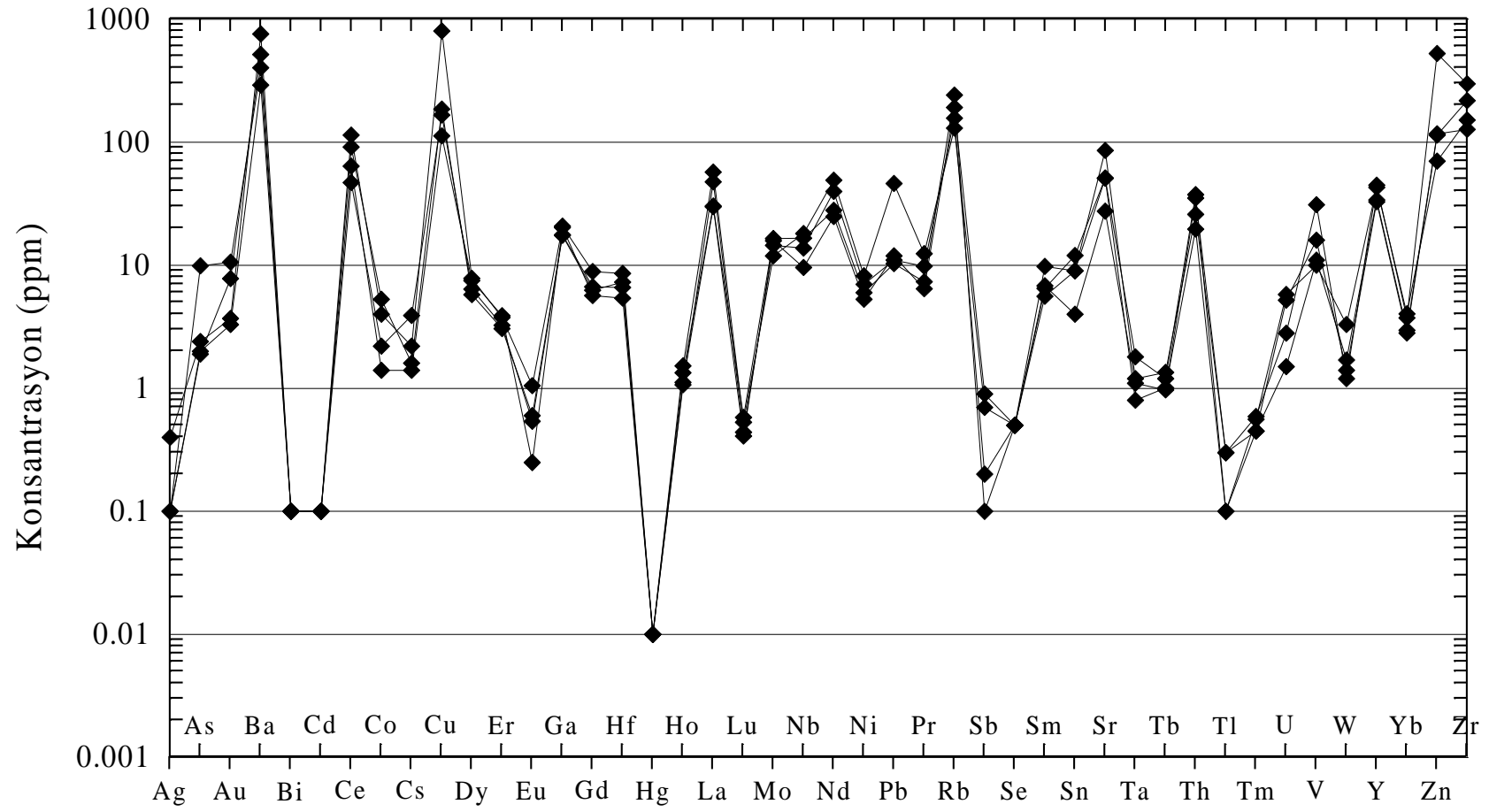
İnceleme alanındaki 4 adet gnays (G-1.2, G-1.4, G-2 ve G-7), 3 adet şist (Ş-1.6, Ş-1.15 ve Ş-2), 4 adet pegmatoid (P-3, P-4, P-5 ve P-6) ve 3 adet amfibolit (A-1, A-2, A-6) örneğine ait majör oksit ve iz element analiz sonuçları Çizelge 4.1’de ve gnaysların iz element dağılım grafiği Şekil 4.1’de verilmiştir.

4.2.1. Majör Oksit Değişim Diyagramları

Kimyasal analiz değerlerine göre (Çizelge 4.1) inceleme alanındaki gnaysların karakteristik olarak ağırlıkça %71-76 arasında değişen yüksek SiO_2 içeriğine sahip oldukları görülmektedir. Pegmatoid ve şistlerin SiO_2 miktarları da gnayslarla yaklaşık

Çizelge 4.1: İnceleme alanındaki metamorfik kayalara ait majör oksit (ana) ve iz element analiz değerleri.

Kayaç	Gnays				Granat-mika şist			Pegmatoid				Amfibolit		
Örnek No	G-1.2	G-1.4	G-2	G-7	Ş-1.6	Ş-1.15	Ş-2	P-3	P-4	P-5	P-6	A-1	A-2	A-6
Majör Oksitler (%)														
SiO ₂	74.93	70.73	74.69	75.61	63.84	65.7	79.91	81.13	72.3	76.14	77.66	47.56	42.68	48.66
Al ₂ O ₃	13.01	13.96	12.67	12.8	17.31	14.66	10.09	10.41	16.98	13.17	13.21	16.50	13.95	15.79
Fe ₂ O ₃	2.07	3.33	2.77	1.80	5.63	6.87	2.09	0.57	0.16	1.13	1.72	11.70	12.49	13.25
MgO	0.46	0.63	0.73	0.27	2.56	2.65	1.06	0.69	0.06	1.15	0.69	6.31	6.31	7.47
CaO	0.15	1.36	0.27	0.25	0.90	1.57	0.14	0.17	0.22	0.36	0.18	10.20	8.58	3.97
Na ₂ O	2.37	3.10	2.75	2.72	1.80	3.34	2.18	5.51	9.25	6.00	5.45	2.76	1.02	4.60
K ₂ O	5.16	4.77	4.22	5.20	3.55	2.01	2.58	0.11	0.16	0.69	0.42	0.28	5.20	0.13
TiO ₂	0.19	0.51	0.28	0.20	0.82	0.99	0.37	0.19	0.18	0.19	0.05	2.07	3.72	1.99
P ₂ O ₅	0.04	0.15	0.06	0.07	0.20	0.25	0.05	0.03	0.06	0.04	<0.01	0.35	1.01	0.55
MnO	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.05	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.15	0.17	0.14
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.04	0.013	0.032
Kız. kaybı	1.30	1.10	1.40	0.80	3.10	1.70	1.30	0.90	0.30	0.90	0.50	1.60	4.60	3.10
Toplam	99.76	99.79	99.91	99.81	99.85	99.86	99.84	99.74	99.68	99.80	99.91	99.54	99.81	99.70
İz Elementler (ppm)														
Ba	291.00	757.00	402.00	516.00	852.00	361.00	501.00	<5.00	9.00	12.00	6.00	28.00	565.00	15.00
Ga	20.30	20.80	17.70	17.50	26.10	19.50	9.80	12.70	17.00	20.00	25.20	20.10	27.50	17.80
Nb	16.60	18.10	13.80	9.60	15.50	13.60	8.00	17.50	16.50	18.10	7.60	22.40	115.10	24.70
Ni	6.00	8.20	7.00	5.30	23.50	37.20	8.10	4.90	3.70	6.70	5.80	31.30	52.40	41.30
Rb	241.00	130.00	156.80	191.80	115.50	106.20	66.20	4.20	3.30	42.20	21.10	2.20	278.80	2.40
Sr	51.20	85.70	27.50	50.80	182.70	168.20	68.60	26.40	44.10	38.70	38.30	561.00	363.60	62.20
Th	37.50	25.90	35.10	19.70	12.40	6.90	8.00	29.70	41.40	29.70	13.90	2.10	16.10	2.40
V	10.00	31.00	16.00	11.00	136.00	127.00	26.00	10.00	5.00	10.00	<5.00	240.00	320.00	212.00
Y	43.00	44.80	32.80	34.00	22.80	33.50	11.60	38.50	39.20	78.50	53.10	30.10	42.10	42.10
Zn	70.00	526.00	114.00	117.00	39.00	75.00	52.00	269.00	245.00	293.00	66.00	17.00	117.00	114.00
Zr	151.30	298.10	217.90	127.10	198.20	220.80	128.30	148.20	171.90	125.60	48.10	119.70	350.10	213.70



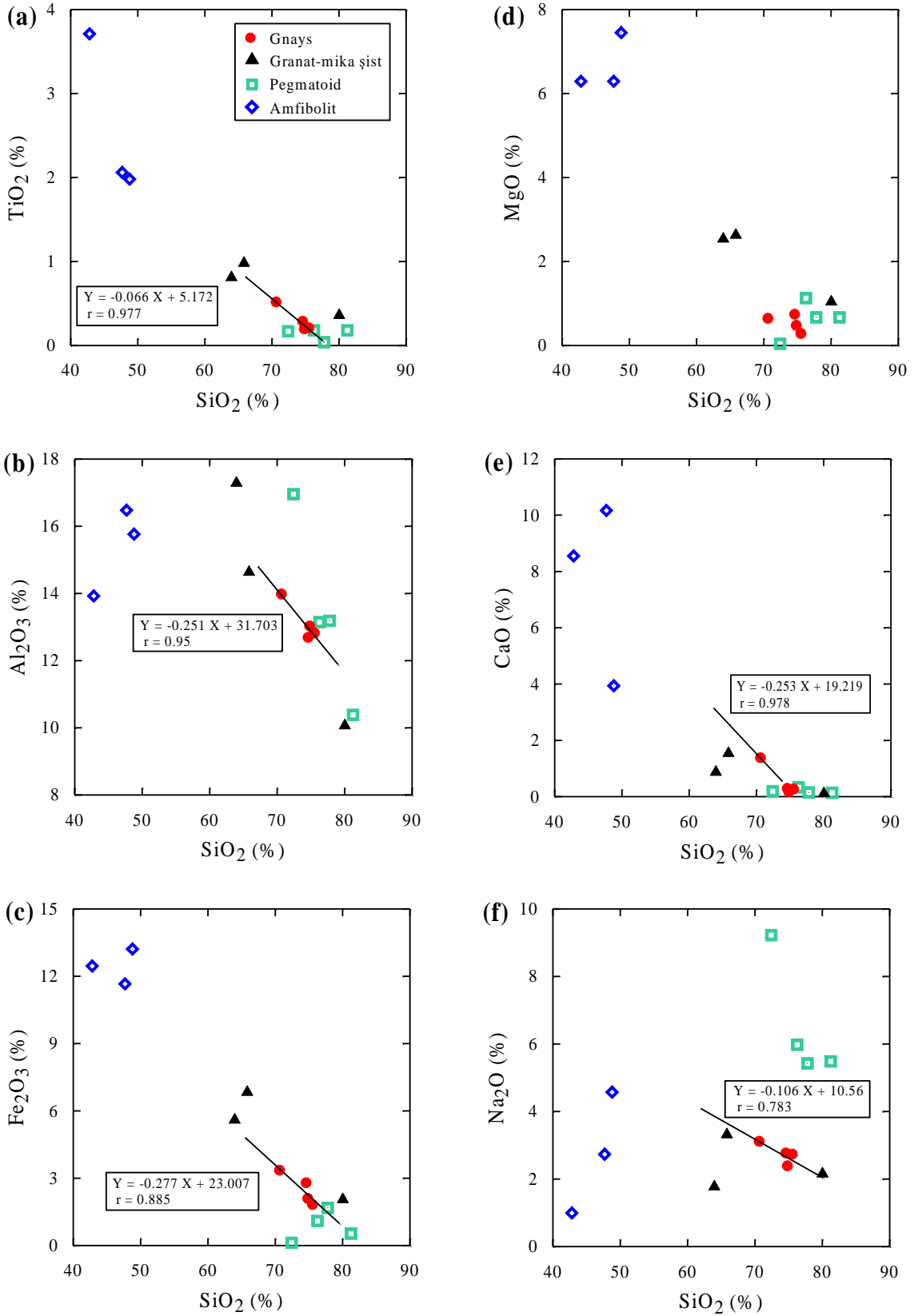
Şekil 4.1: İnceleme alanındaki gneysların iz element dağılımı

aynıdır. Amfibolitler ise %43-49 oranında nispeten düşük miktarlarda SiO_2 içermektedir. Bu miktarlar Menderes Masifi'nin diğer bölgelerindeki metamorfik kayaların ana majör oksit içeriklerine (Kun,1983; Kun ve Candan,1987; Bozkurt,1994; Koralay, 2001) benzerlik göstermektedir.

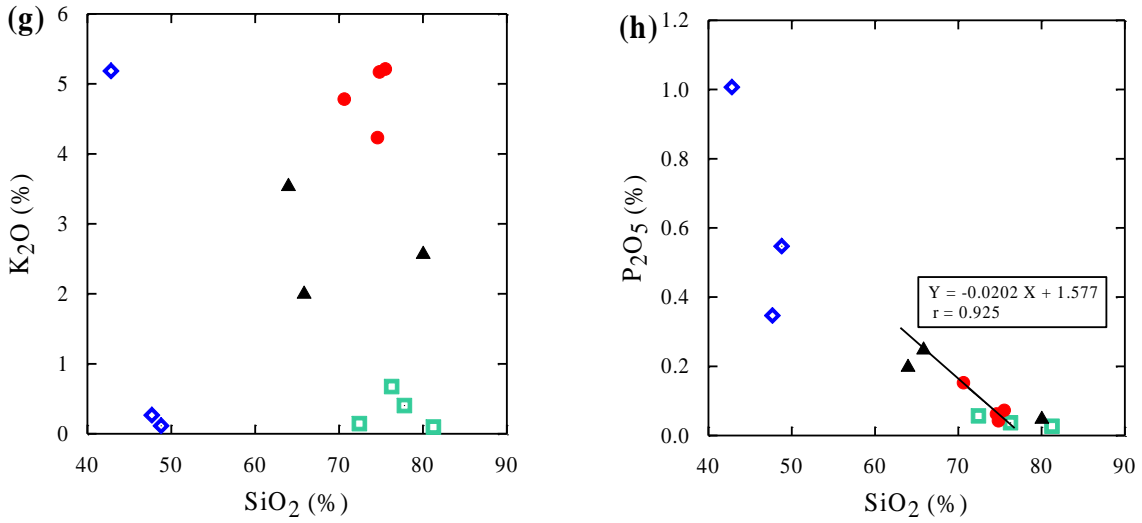
İnceleme alanındaki metamorfitlelerin TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O ve P_2O_5 majör oksitlerinin SiO_2 'ye karşı değişim diyagramları Şekil 4.2'de verilmiştir. SiO_2 - Al_2O_3 diyagramına göre gnayslar, şistler ve pegmatoidler yüksek SiO_2 ve nispeten düşük Al_2O_3 değerleriyle diyagramın farklı bölgelerinde yer almaktadırlar (Şekil 4.2b). SiO_2 - Fe_2O_3 ve SiO_2 - MgO değişimini gösteren diyagramlarda amfibolitler oldukça yüksek amfibol mineralleri içermeleri nedeniyle sol üst köşede toplanırken Fe_2O_3 ve MgO kapsayan minerallerce fakir olan gnays, şist ve pegmatoidler sağ alt kesimde kümelenmektedirler (Şekil 4.2c ve 4.2d). Şekil 4.2(e)'deki CaO - SiO_2 değişim diyagramında ise amfibolitler dışındaki metamorfitlelerin tümü çok düşük CaO içermektedir.

Harker (1909) değişim diyagramlarında (Şekil 4.2) görüldüğü gibi inceleme alanındaki gnaysların içerdiği ana element oksit ile SiO_2 miktarları arasında çoğunlukla düzenli bir ilişki bulunmaktadır. Gnayslar için çizilen eğrilerin korelasyon katsayılarının 0,9 – 1,0 arasında ve özellikle 1'e çok yakın olması bu ilişkinin kuvvetli olduğunu göstermektedir. TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO ve P_2O_5 miktarları azaldıkça SiO_2 bileşiminin artması bu majör oksitlerle SiO_2 arasında kuvvetli negatif bir korelasyona (ilişki) işaret etmektedir. Na_2O ile SiO_2 arasında zayıf negatif bir ilişki bulunurken MgO ve K_2O ile SiO_2 arasında belirgin bir ilişki gözlenmemektedir.

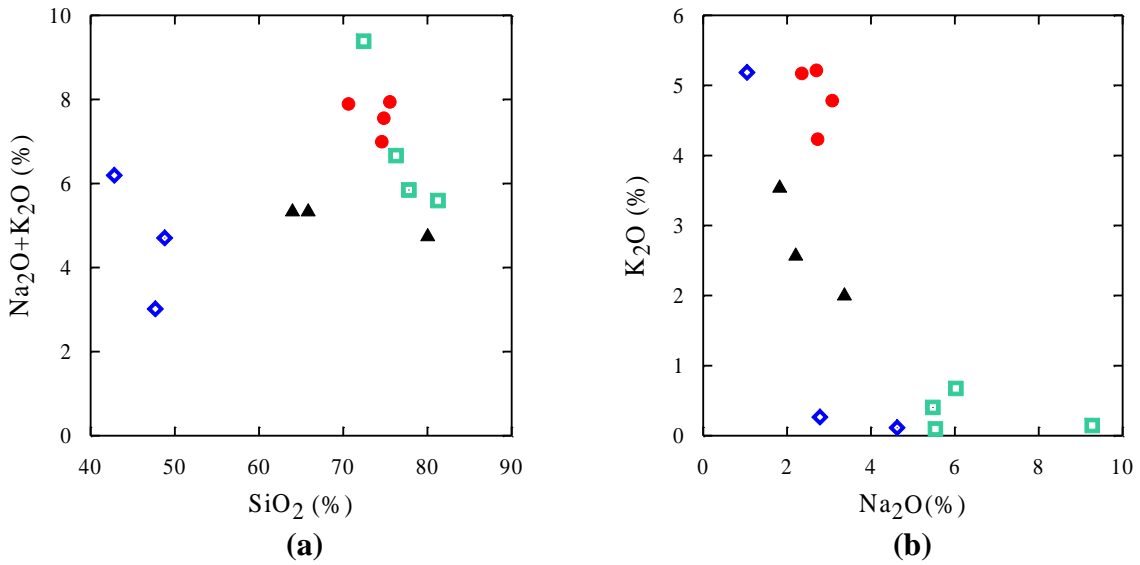
Toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 değişim diyagramında (Şekil 4.3a) ise amfibolitler nispeten düşük $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ değerlerine sahipken gnays, şist ve pegmatoidlerin yüksek K-feldispat ve plajiyoklas içerikleri nedeniyle sağ üst köşede kümelendikleri görülmektedir. Ayrıca kayaların alkali dağılımları Şekil 4.3(b)'de verilmiştir. Buna göre pegmatoidler çok düşük K_2O ve yüksek Na_2O değerleri ile grafiğin sağ alt kesiminde kümelenirken şistler yüksek K_2O ve düşük Na_2O değerleri ile grafiğin üst kesimlerinde yer almaktadır. Bu kümelenmeler mineral bileşimlerindeki farklılıklarla uyumludur.



Şekil 4.2: Metamorfik kayaların SiO₂ (%) – majör oksit (TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O ve P₂O₅) diyagramları.

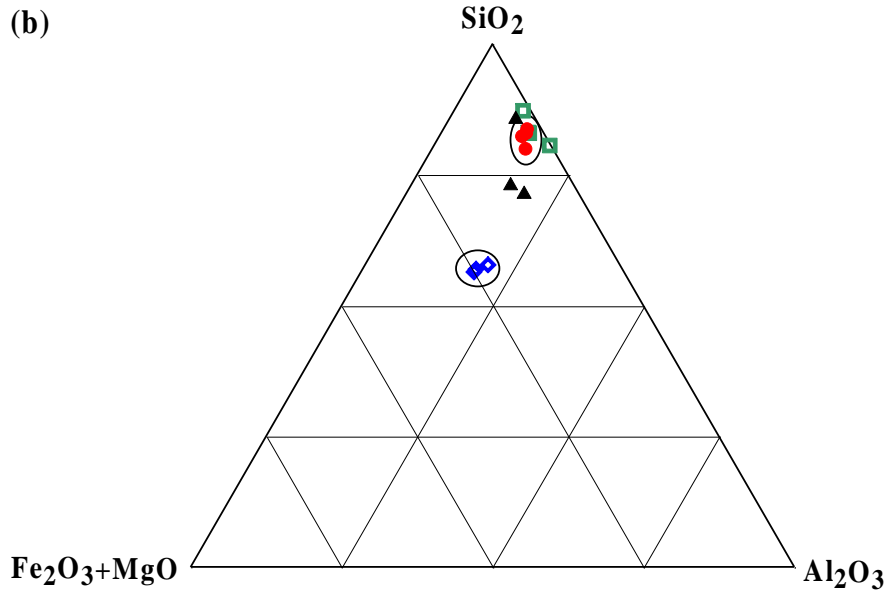
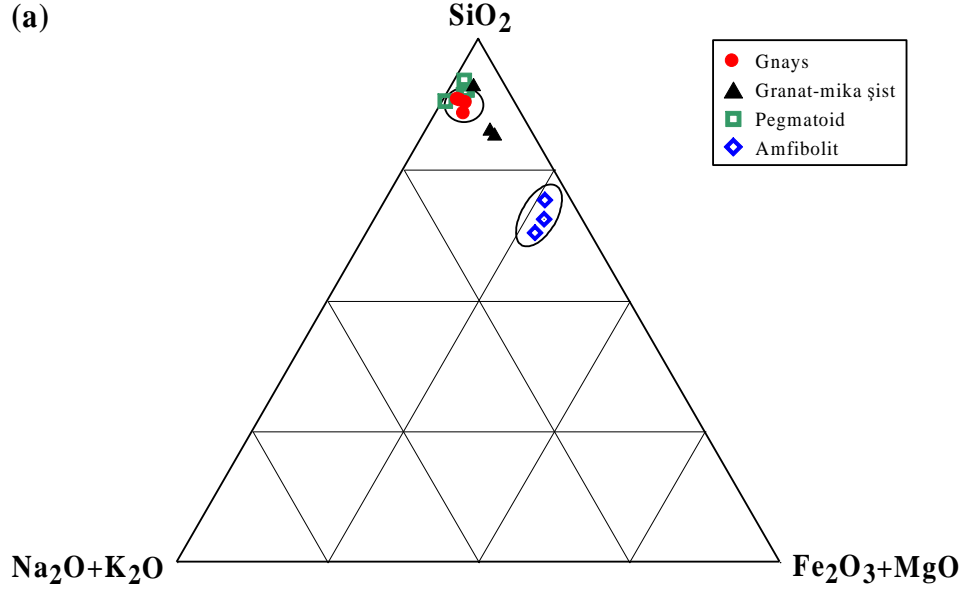


Şekil 4.2: Devam

Şekil 4.3: Metamorfik kayaların a) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ ve b) $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ dağılım diyagramları (Simgeler Şekil 4.2 ile aynıdır).

İnceleme alanındaki metamorfik kayalar $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ ve $\text{SiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-\text{Al}_2\text{O}_3$ üçgen diyagramlara da düşürülmüştür (Şekil 4.4a ve 4.4b). Bu iki diyagramda da gnays, şist ve pegmatoidler birbirlerine yakın alanlarda kümelenirken amfibolitler farklı bir alanda yer almaktadır. Gnays, şist ve pegmatoidler yüksek SiO_2 , düşük $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ değerleriyle üçgenlerin SiO_2 köşelerine kayarken amfibolitler

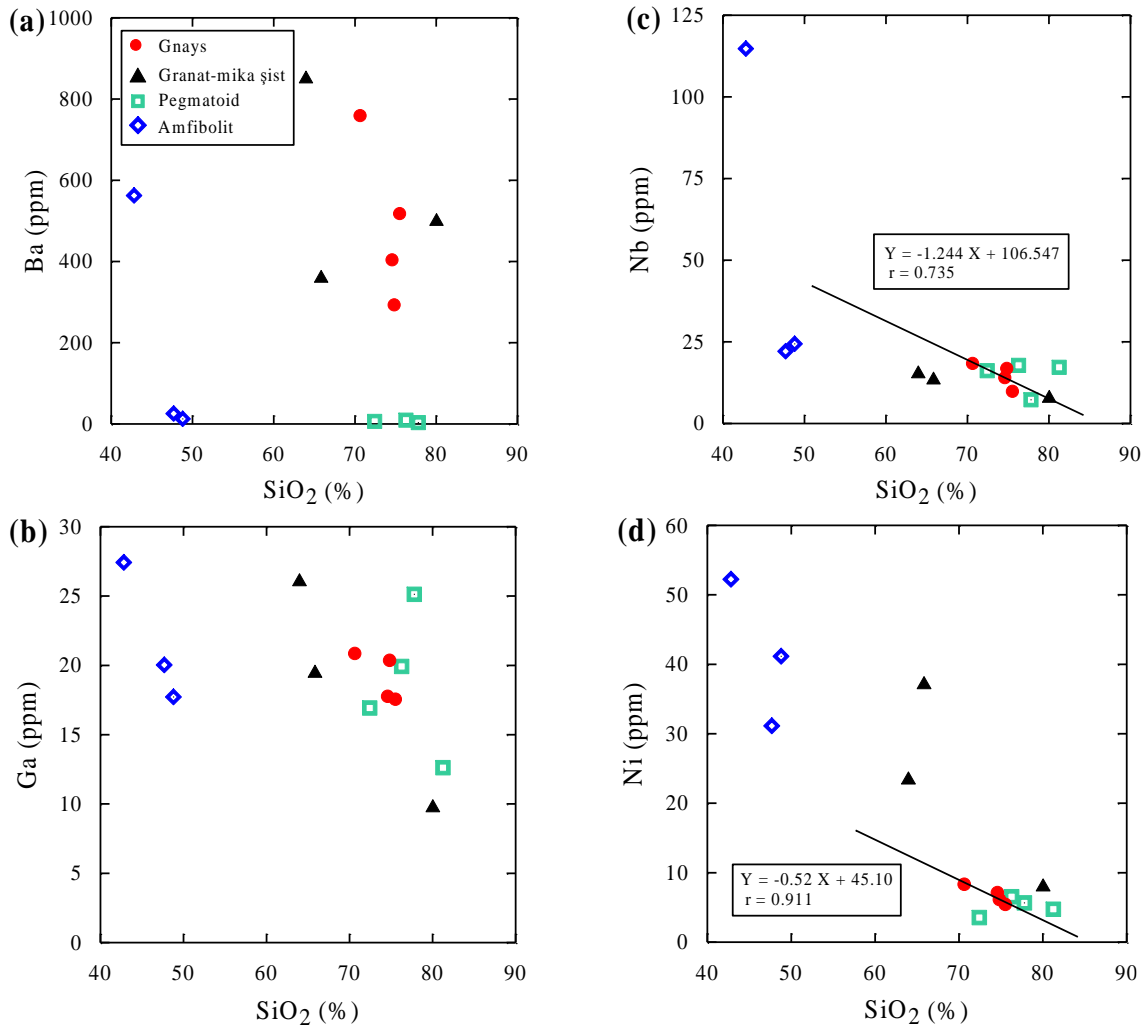
düşük SiO_2 ve $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, yüksek $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ ve Al_2O_3 değerleriyle diğer kaya gruplarından ayrılmaktadır.



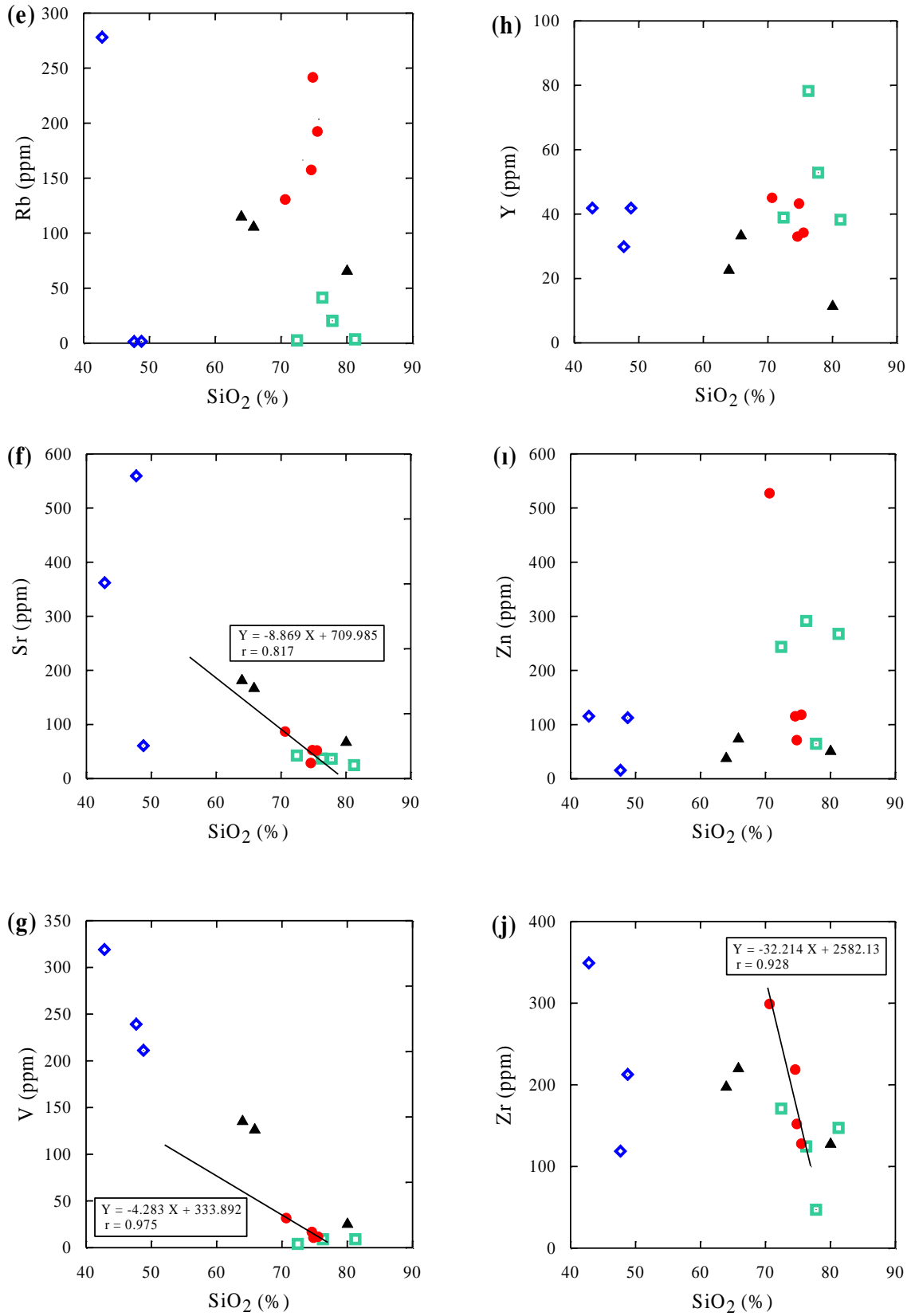
Şekil 4.4: Metamorfik kayaçların majör oksitlere göre hazırlanmış üçgen diyagramlardaki dağılımları.

4.2.2. İz Element Değişim Diyagramları

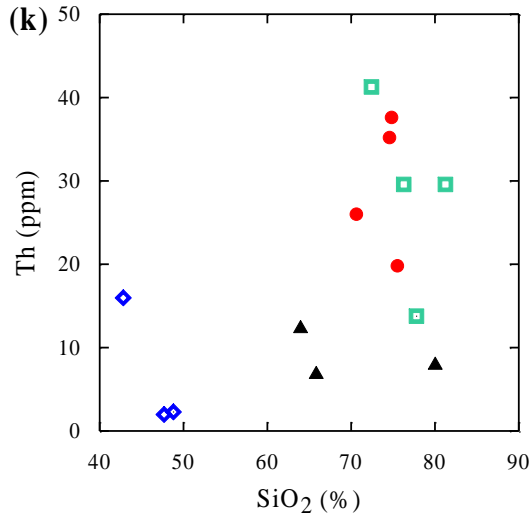
Ba, Ga, Nb, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zn, Zr ve Th (ppm) iz elementlerinin SiO₂'ye göre değişim diyagramları Şekil 4.5'te verilmiştir. Bölgedeki metamorfik kayaların SiO₂ içeriği ile Ba, Ga, Nb, Rb, Y, Th ve Zn iz element içerikleri arasında herhangi bir ilişki bulunmamaktadır. Buna karşın gnayslarda SiO₂ artışı ile Sr, V ve Zr içeriklerinin azalması arasında kuvvetli bir negatif ilişki, Nb azalması için ise zayıf bir negatif ilişki gözlenmektedir.



Şekil 4.5: Metamorfik kayaların SiO₂ – iz element diyagramları.



Şekil 4.5: Devam.



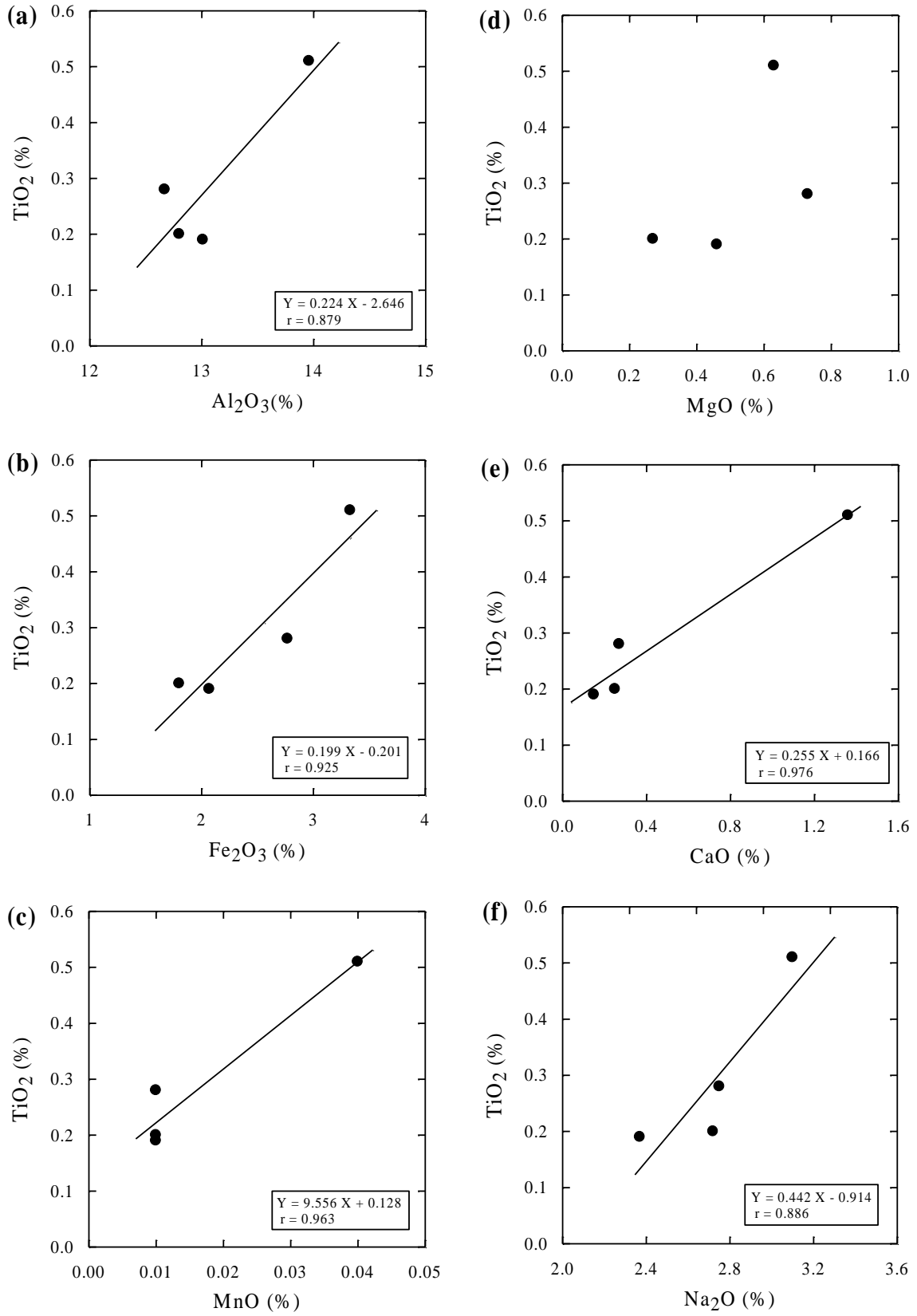
Şekil 4.5: Devam

4.3. Element Mobilitesi

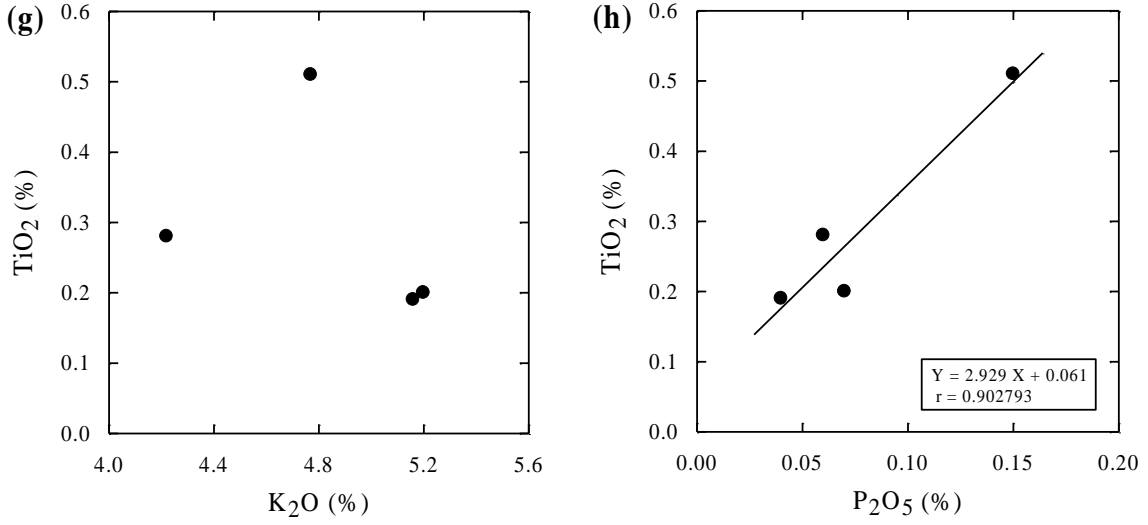
Magmatik kayalarda majör ve iz element içerikleri ikincil alterasyon süreçleri (örneğin spilitik alterasyon, metamorfizma) sırasında element mobilitesi (hareketi) nedeniyle aniden değişebilir. Genellikle Ti, Zr, Y, Nb, Ga, Ce ve Sc elementleri alterasyon ve düşük dereceli metamorfizma esnasında immobil (hareketsiz) davranır (Winchester ve Floyd, 1976, 1977; Floyd ve Winchester, 1978; Winchester ve Max, 1982).

Metamorfizma sırasında hareketli major elementleri belirleyebilmek için major oksit-TiO₂ diyagramları kullanılmıştır (Şekil 4.6). Gnayslarda TiO₂'ye karşı Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, Na₂O, P₂O₅ pozitif korelasyon (ilişki) göstermektedir. Buna karşın TiO₂ içeriği ile MgO ve K₂O arasında herhangi bir ilişki saptanmamıştır.

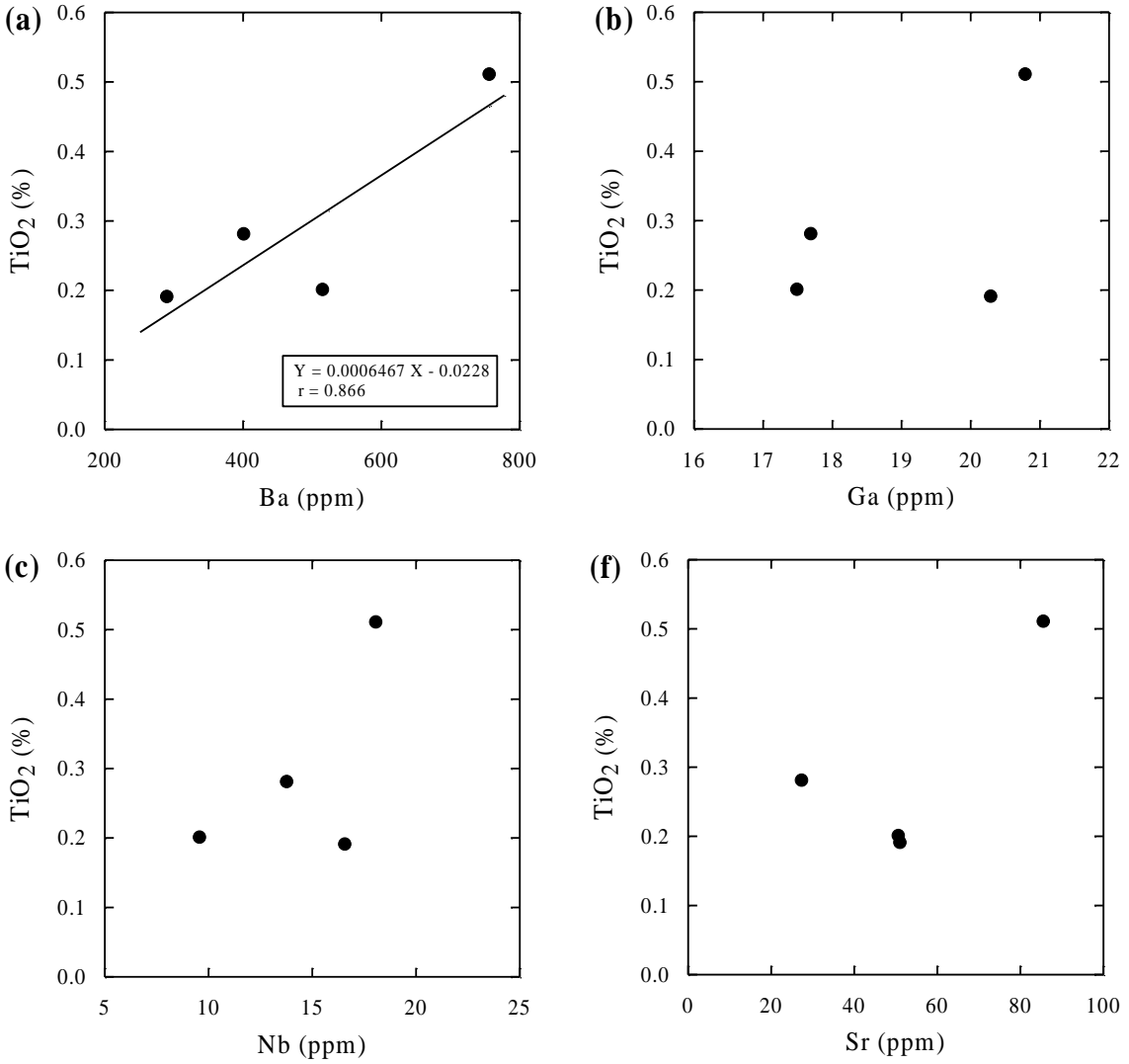
Ba, Ga, Nb, Rb, Ni, Sr, V, Y, Zr ve Zn iz elementlerine karşı TiO₂ diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 4.7). Gnayslar için korelasyon katsayısı 0,999 bulunan TiO₂-V eğrisi TiO₂ ile V arasında kuvvetli pozitif bir korelasyonun olduğunu göstermektedir (Şekil 4.7g). Bu durum da V iz elementinin metamorfizma sırasında hareketsiz (immobil) olduğunu kanıtlar. Bununla birlikte Ba, Ni, Zr ve Zn elementleri TiO₂ ile V'a göre daha zayıf pozitif bir korelasyona sahiptir. Ancak iz elementler içinde sadece V'un TiO₂'ye karşı kuvvetli pozitif korelasyon göstermesi metamorfizma sırasında yalnız V'un hareketsiz olduğunu göstermektedir.

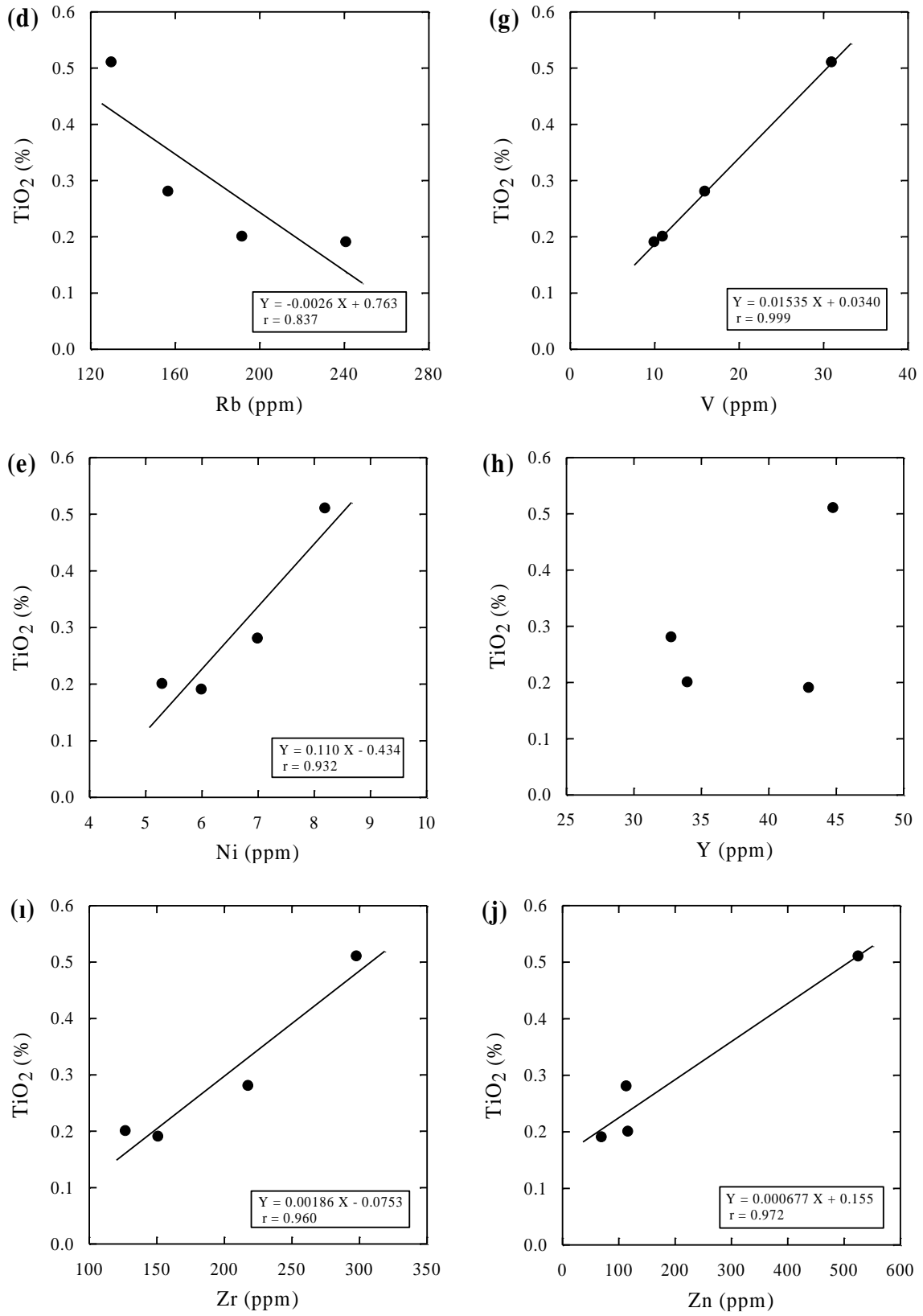


Şekil 4.6: Metamorfik kayaçların TiO_2 (%) – majör oksit (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO, Na_2O , K_2O ve P_2O_5) değişim diyagramları.



Şekil 4.6: Devam.

Şekil 4.7: Metamorfik kayaların TiO₂ – iz element dağılım diyagramları.

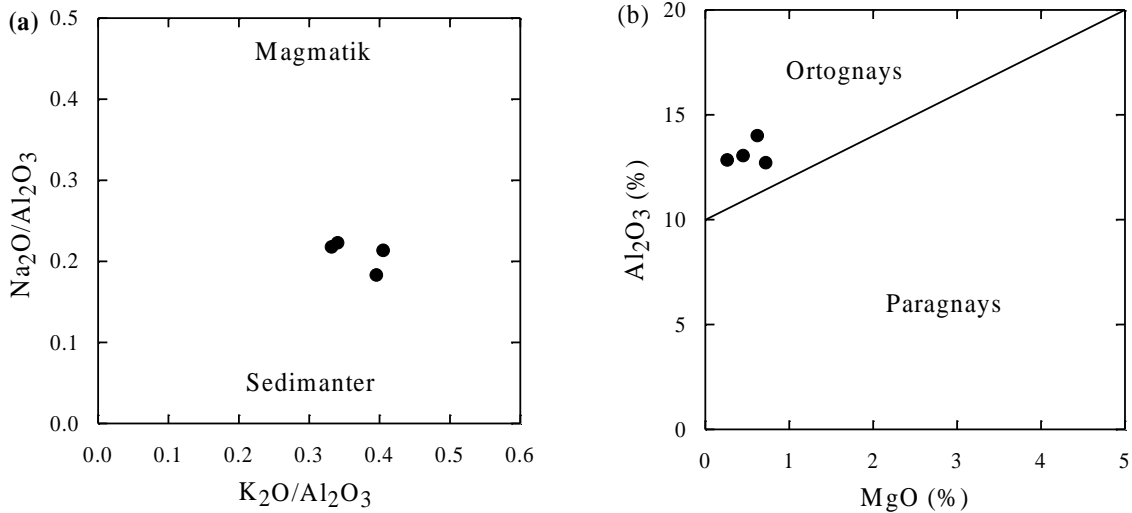


Şekil 4.7: Devam.

4.4. Gnaysların Köken Kayaları

Menderes Masifi'nin metamorfik istifinde taban serisini oluşturan gnaysların kökeni hakkında bugüne kadar birçok araştırma yapılmıştır. Bazı araştırmacılar gnaysların sedimanter kökene sahip olduğunu ve bu kayaların gnays dokusunu yüksek dereceli metamorfizma sonucu kazandığını savunmuştur. Bununla birlikte özellikle son çalışmalarda, birçok araştırmacı gnayslar için granitik bileşimdeki magmatik kökeni ileri sürmektedir.

İnceleme alanındaki arazi ilişkileri gnaysların granitik kökenine güçlü kanıtlar sunmaktadır. Gnays örneklerinin kimyasal analiz sonuçları birçok dağılım diyagramına düşürülmüş ve gnaysların kökeni belirlenmeye çalışılmıştır. Garrels ve MacKenzie (1971) tarafından hazırlanan ve kayaçların sedimanter ve magmatik dağılımlarını gösteren $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramında çalışma alanındaki gnayslar analiz edilmiştir (Şekil 4.8a). Bu diyagrama göre gnayslar magmatik alana düşmektedir. Ayrıca Marc (1992) tarafından önerilen ve paragnays- ortognays dağılımını gösteren Al_2O_3 - MgO diyagramında gnayslar ortognays alanına düşmektedir (Şekil 4.8b).

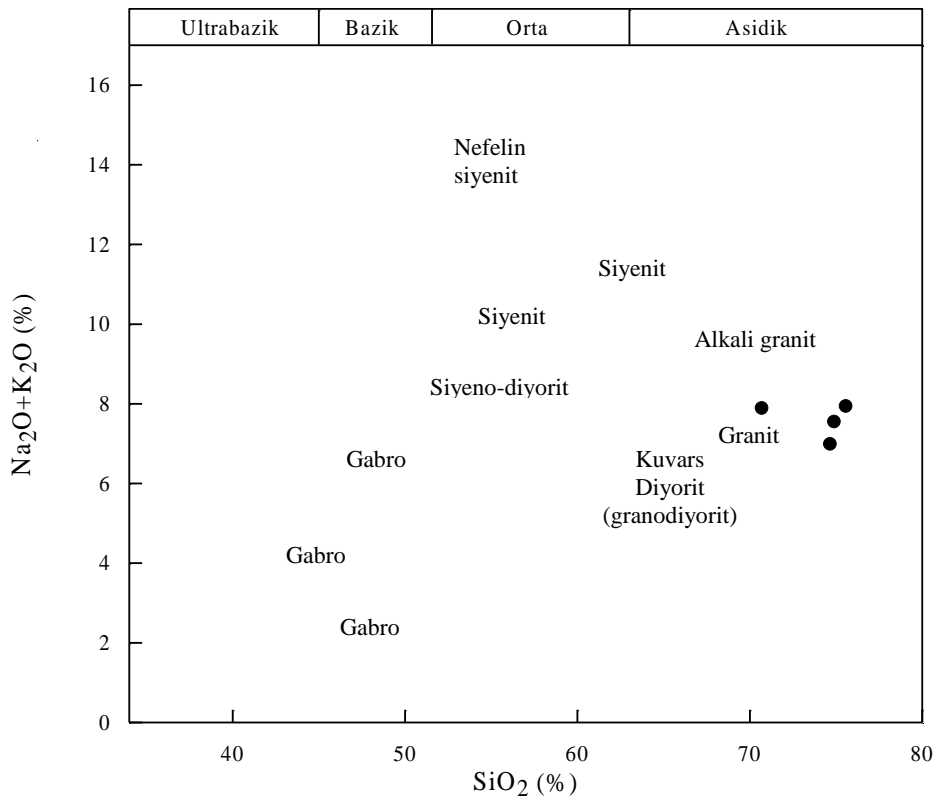


Şekil 4.8: Gnaysların a) $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramı (Garrels ve MacKenzie, 1971), b) Al_2O_3 - MgO diyagramındaki (Marc, 1992) dağılımları.

4.5. Kimyasal Sınıflama

4.5.1. Majör Element Sınıflaması

Wilson (1989) tarafından verilen $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ diyagramındaki eğri alkalin ve subalkalin kaya alanlarını ayırmaktadır. İnceleme alanındaki gnays örnekleri bu diyagramda granit alanında yer almaktadır (Şekil 4.9).

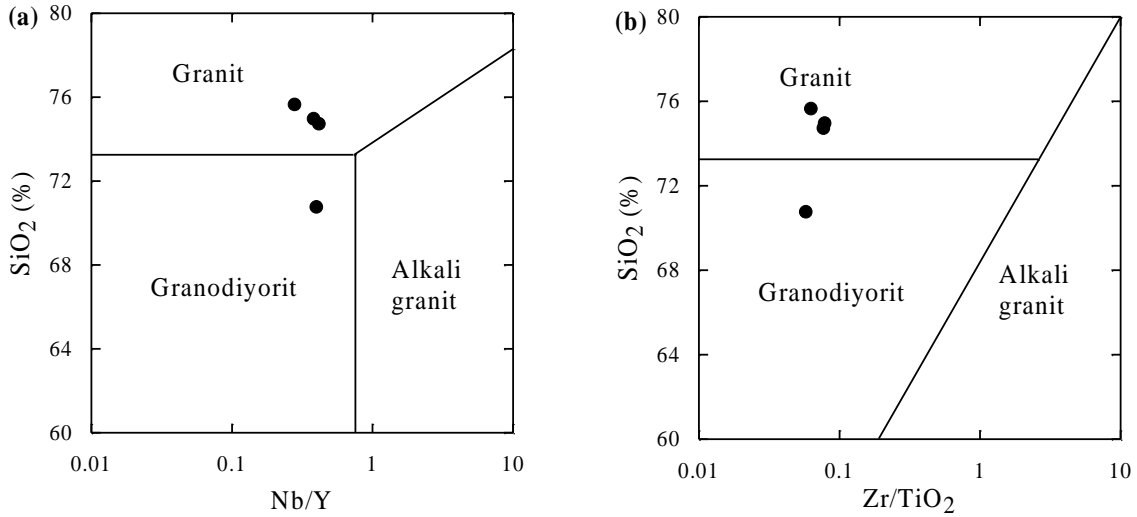


Şekil 4.9: Gnaysların $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ diyagramındaki dağılımı.

4.5.2. İz Element Sınıflaması

Winchester ve Floyd (1977)'un farklı volkanik kayaç türleri ve magma serilerinin dağılımını gösteren diyagramları metamorfik veya geniş ölçüde altere olmuş kayaçlar için de kullanılabilir. Bu sınıflamada araştırmacılar, metamorfizma sırasında genellikle hareketsiz oldukları kabul edilen Ti, Zr, Y, Nb, Ce ve Ga gibi elementleri baz almışlardır.

İnceleme alanındaki gnays örnekleri $\text{SiO}_2 - \text{Nb/Y}$ ve $\text{SiO}_2 - \text{Zr/TiO}_2$ diyagramlarına (Winchester ve Floyd, 1977) yerleştirildiğinde örneklerin tümünün granit alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.10a ve 4.10b). Sonuç olarak çalışma alanındaki gnaysların ilksel kayalarının (protolit) Menderes Masifi'nin diğer bölgelerinde olduğu gibi granit bileşiminde olduğu görülmektedir.



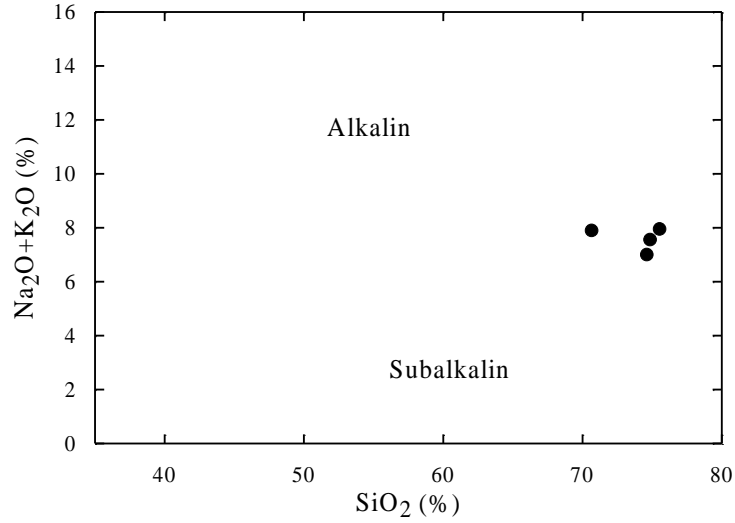
Şekil 4.10: Gnaysların a) $\text{SiO}_2 - \text{Nb/Y}$ ve b) $\text{SiO}_2 - \text{Zr/TiO}_2$ diyagramlarındaki (Winchester ve Floyd, 1977) dağılımları.

4.6. Alkalinite/Subalkalinite

Gnaysların birincil magmatik karakteristiklerini belirlemek amacıyla kimyasal analiz sonuçları bir dizi diyagrama yerleştirilmiştir.

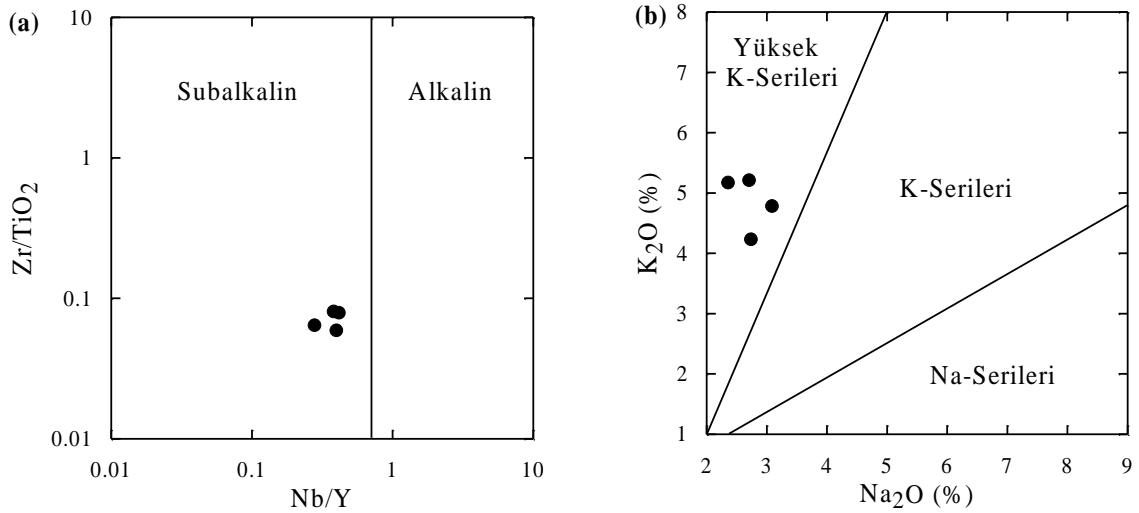
Toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 diyagramı Cox ve diğ. (1979) tarafından volkanik kayaların sınıflaması için kullanılmıştır. Bu diyagram Wilson (1989) tarafından plütonik kayalara uyarlanmıştır. Çalışma alanındaki gnayslar bu diyagrama yerleştirilmiş ve hepsinin subalkalin alanına düştüğü görülmüştür (Şekil 4.11).

Pearce ve Cann (1973) Nb/Y oranının alkalinite indeksi olarak kullanılabileceğini ileri sürmüşlerdir. Çünkü araştırmacılar genellikle alkalin yakınlığı olan kayaların Nb/Y oranlarının toleyitik yakınlığa sahip olanlarından daha yüksek olduğunu saptamışlardır. Daha sonra Winchester and Floyd (1976), subalkalin ve alkalin bazaltlar



Şekil 4.11: Gnaysların (Na₂O+K₂O) – SiO₂ diyagramı
(Cox ve diğ.,1979; Miyashiro, 1978)

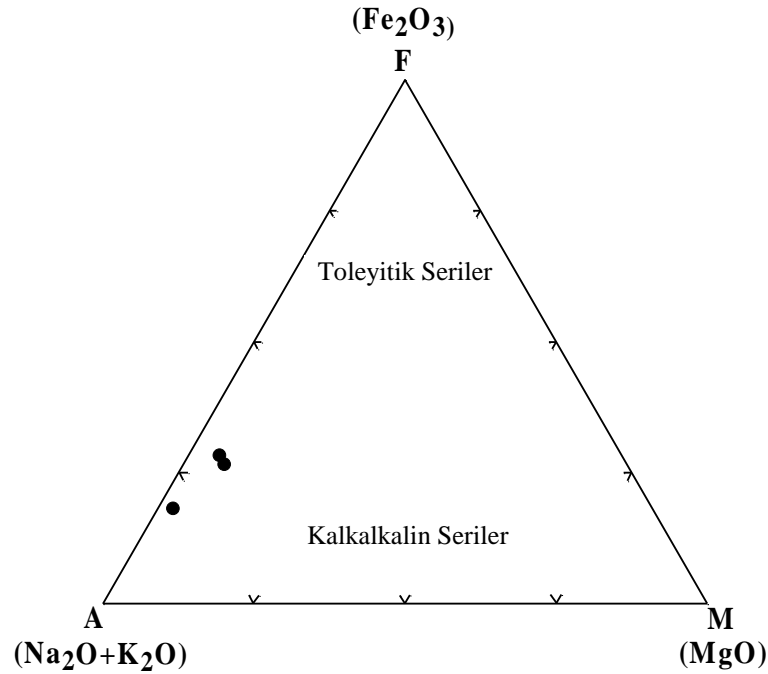
arasında 0.67 olarak belirledikleri Nb/Y oranını sınır kabul etmişlerdir. Bu kriter kullanılarak hazırlanan Zr/TiO₂ – Nb/Y diyagramında (Winchester and Floyd ,1977; Floyd and Winchester, 1978), inceleme alanındaki gnaysların subalkalin alana düştükleri görülmektedir (Şekil 4.12a). Middlemost (1975) tarafından karşılaştırma amacıyla hazırlanan K₂O – Na₂O diyagramında gnaysların tümü yüksek K alanında yer almıştır (Şekil 4.12b).



Şekil 4.12: Gnaysların a) Zr/TiO₂–Nb/Y (Winchester ve Floyd ,1977; Floyd ve Winchester, 1978) ve b) K₂O–Na₂O (Middlemost, 1975) diyagramlarındaki dağılımları.

4.7. Magmatik Karakter

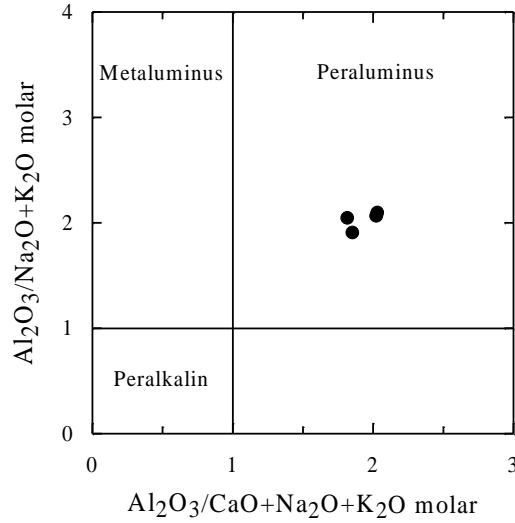
Uç bileşenleri $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fe_2O_3 ve MgO olan AFM üçgen diyagramında Irvine ve Baragar (1971) tarafından çizilen eğri toleyitik ve kalkalkalin serileri birbirinden ayırmaktadır (Şekil 4.13). İnceleme alanındaki gnaysların Fe içeriklerinin düşük olması (Çizelge 4.1) kayaların kalkalkalin karakterde olduğunu göstermektedir. Şekil 4.13'deki üçgen diyagramda da görüldüğü gibi bütün gnays örnekleri kalkalkalin seri alanında yer almıştır. Bu durum metamorfizma sırasında K ve Na'nın oldukça mobil olmasına karşın Fe ve Mg'nin hareketsiz olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.13: Gnaysların $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fe_2O_3 ve MgO üçgen diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) dağılımları.

4.8. Shand's İndeksi

Peralumin, metalumin ve peralkalin magma serilerini ayırmak için molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ diyagramı (Shand, 1943; Maniar and Piccoli, 1989) kullanılmıştır. Bu diyagramda, inceleme alanındaki gnayslar peralumin alanına düşmektedir (Şekil 4.14).



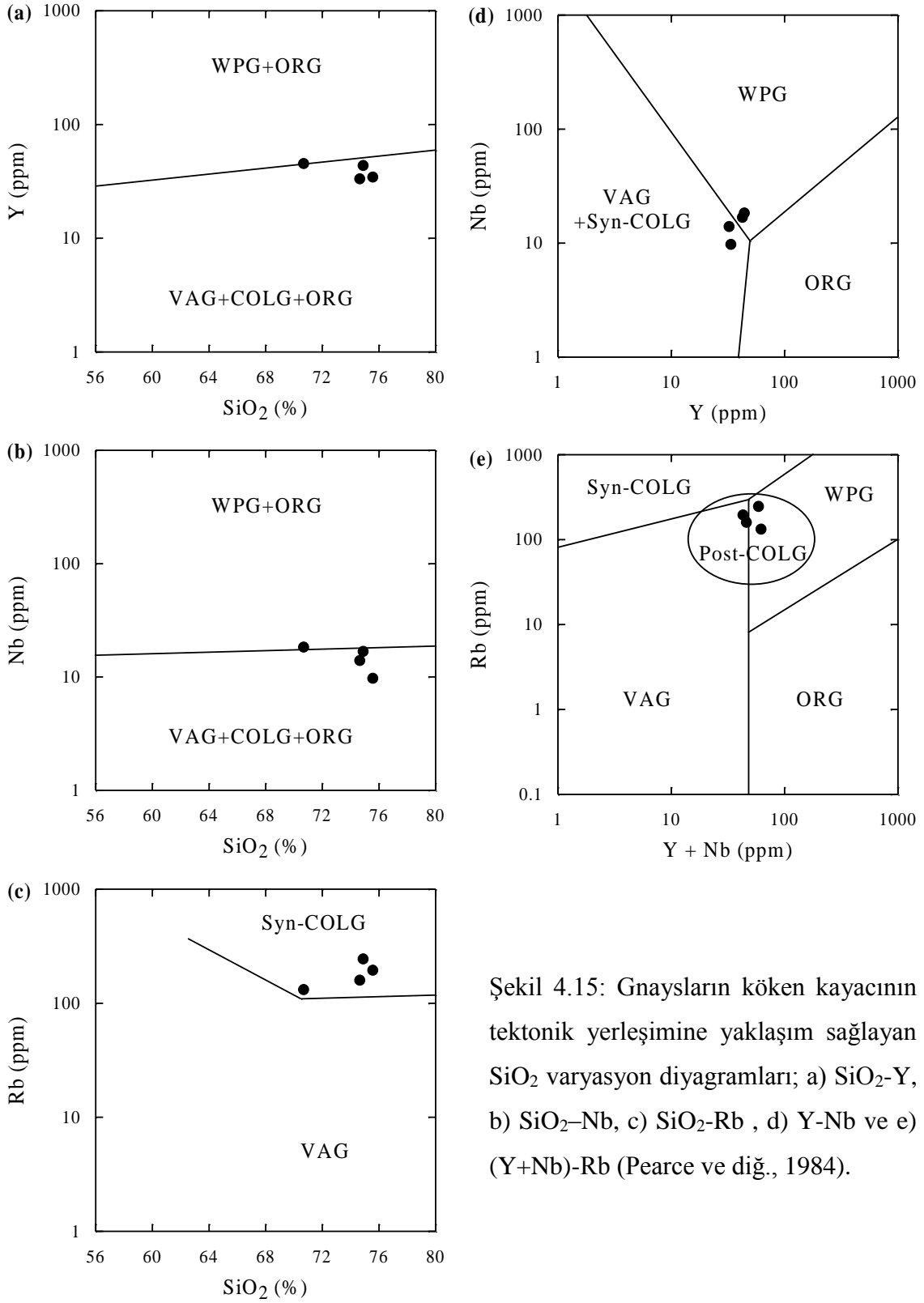
Şekil 4.14: Gnaysların molar Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)-Fe₂O₃ diyagramındaki dağılımı.

4.9. Tektonik Ortam

İnceleme alanındaki gnayslardan elde edilen jeokimyasal veriler bu kayaçların protolitlerinin oluştukları tektonik ortamları belirlemek amacıyla birçok majör oksit ve iz element dağılım diyagramlarına (Pearce ve diğ., 1984) düşürülmüştür (Şekil 4.15). Bu diyagramlardaki dağılım protolitlerin sokulum ortamlarına bağlı olarak dört ana grup arasında gerçekleşmektedir. Bu gruplar okyanus sırtı granitleri (ORG), volkanik yay granitleri (VAG), plaka içi granitleri (WPG) ve çarpışma granitleri (COLG) şeklindedir.

İnceleme alanındaki gnays örnekleri SiO₂-Y ve SiO₂-Nb diyagramlarına yerleştirildiğinde VAG+COLG+ORG alanına (Şekil 4.15a ve 4.15b), SiO₂-Rb diyagramında Sin-COLG granitleri (çarpışma granitleri; Şekil 4.15c), (Y+Nb)-Rb diyagramında ise Post-COLG granitleri (çarpışma sonrası granitleri; Şekil 4.15e), alanına düşmektedirler.

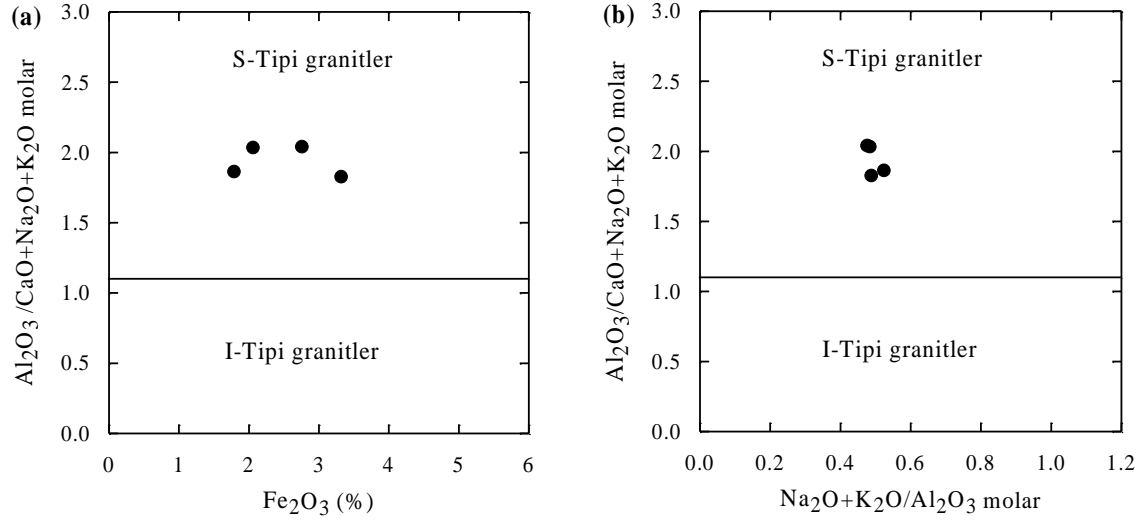
Nb-Y diyagramında (Şekil 4.15d) gnays örneklerinin ikisi WPG, diğer ikisi ise VAG+Sin-COLG alanına düşmektedir. (Y+Nb)-Rb diyagramında da iki örnek VAG ve diğer iki örnek WPG alanında yer almışlardır (Şekil 4.15e).



Şekil 4.15: Gnaysların köken kayacının tektonik yerleşimine yaklaşım sağlayan SiO₂ varyasyon diyagramları; a) SiO₂-Y, b) SiO₂-Nb, c) SiO₂-Rb, d) Y-Nb ve e) (Y+Nb)-Rb (Pearce ve diğ., 1984).

4.10. Granit Tipi

İnceleme alanındaki tüm gnays örneklerinin molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)-Fe_2O_3$ (Marc, 1992) ve $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)-(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ (Chappel and White, 1974) diyagramlarında S-Tipi granit alanında bulunduğu gözlenmektedir (Şekil 4.16)



Şekil 4.16: Gnaysların a) A/CNK- Fe_2O_3 ve b) A/CNK-NK/A diyagramlarındaki dağılımları.

BEŞİNCİ BÖLÜM

YAPISAL JEOLOJİ

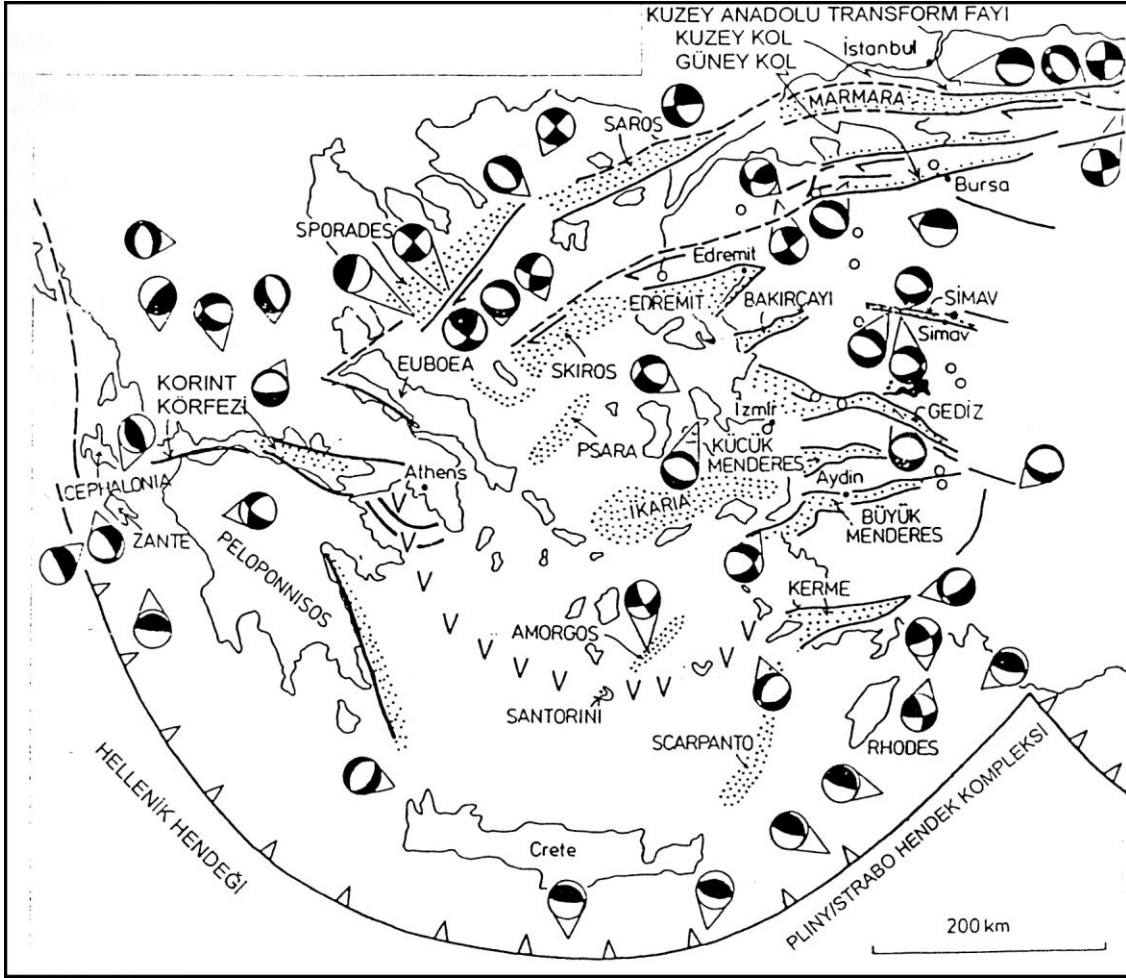
5.1. Giriş

Ege Bölgesi'nin en büyük özelliği genel olarak D-B doğrultulu pek çok grabeni içermesidir. Bu grabenlerle ilgili fay düzlemi çözümü diyagramları bölgede genel bir kuzey-güney gerilme olduğunu göstermektedir (Şengör,1980; Şekil 5.1). McKenzie (1978), bu gerilmenin Batı Anadolu'da "bir elin parmaklarının açılmasına benzer" bir manzara yarattığını ve Ege grabenler bölgesinin oluşumundan (Tortoniyen) bu yana %50 oranında kuzey-güney yönde genişleme geçirdiğini ifade etmiştir.

Ege graben sisteminin bir parçası olan Batı Anadolu grabenlerinin bazılarını kuzeyden güneye doğru şu şekilde sıralayabiliriz: Edremit Grabeni, Bakırçay (Bergama) Grabeni, Gediz Grabeni, Küçük Menderes Grabeni, Büyük Menderes Grabeni ve Gökova (Kerme) Grabeni (Şekil 5.1). Bu grabenlerden bazıları sadece kara alanlarında gözlenir ve denize doğru devamları izlenemez. Küçük Menderes Grabeni buna örnektir. Büyük Menderes ve Kerme grabenlerinde olduğu gibi bazıları ise Ege Denizi alanı içinde de devam etmektedir.

5.2. Batı Anadolu ve Menderes Masifi'nin Neotektoniği

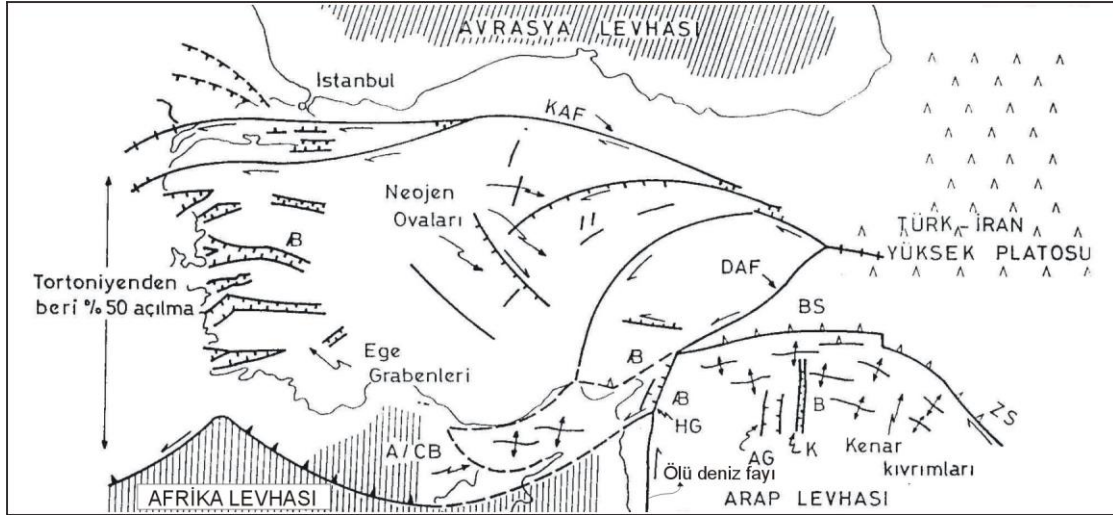
Ege Bölgesi'nde Mesozoyik sonundan başlayarak Tetis Okyanusu'nun yok olması ve Alp sistemini oluşturan sıkışma rejimi altında geçen ve gelişen dönem bölgenin Senozoyik evriminde ilk evreyi oluşturmaktadır (Yılmaz ve diğ., 1999). Bu evreyi dalma-batma tektoniği kontrol etmekte ve geliştirmektedir. Okyanusların yok olması ile bu okyanusları sınırlayan kıtalar birbirleri ile çarpışmış ve çarpışma tipi dağ kuşaklarını



Şekil 5.1: Ege Bölgesi'nin ana grabenleri ve ana yapısal unsurları. Bölgedeki büyük depremlere bağlı fay çözümleri gösterilmektedir (Dewey ve Şengör, 1979).

oluşturmuştur. Aynı dönemde Anadolu'da Toros ve Pontit kuşakları meydana gelmiş ve Neotektonik döneme girilmiştir.

Anadolu'da Neotektonik dönem Orta Miyosen'den sonra (Langiyen sonrası) Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Anadolu ve Arap Plakalarının çarpışması ile başlamıştır (Şengör, 1980; Şekil 5.2). Bitlis – Zagros hattında kabuk kalınlığını artıran bu çarpışma sonucunda Orta ve Batı Anadolu'yu içine alan Anadolu Levhası Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları boyunca Doğu Anadolu sıkışma bölgesinden batıya Doğu Akdeniz litosferinin üzerine itilmeye başlamıştır. Kuzey Anadolu transform fayının

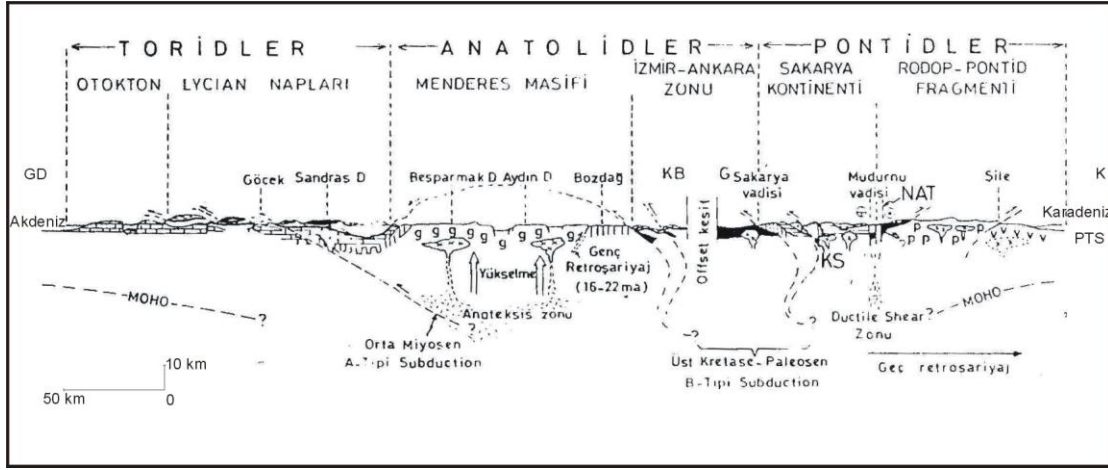


Şekil 5.2: Tektonik birliklerin bağıl ilişkileri ve tektonik konumları.

(Şengör ve Yılmaz,1981)

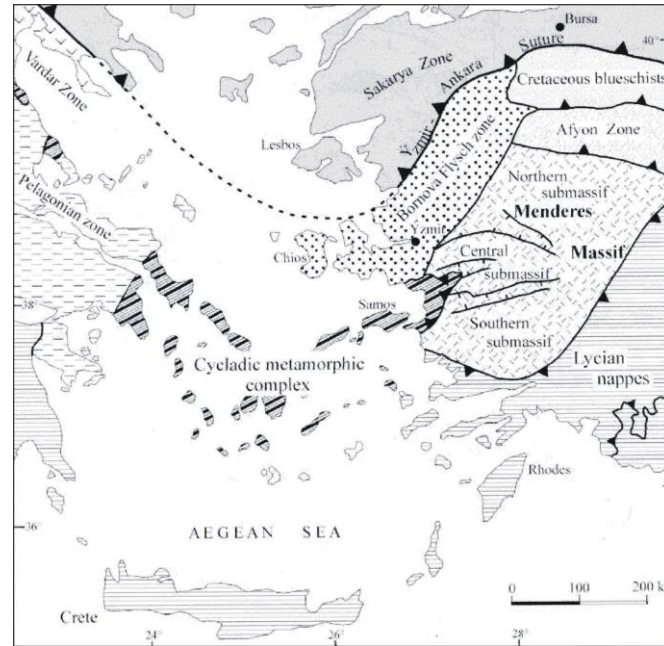
Saros Körfezi'nin hemen batısında GB-KD doğrultulu Yunan makaslama zonuna dönüşmesi Anadolu Plakasının batıya hareketine engel olmuş ve böylece tüm Ege ve Batı Anadolu'da doğu batı doğrultulu bir sıkışma rejimi ortaya çıkmıştır. Bu D-B doğrultulu sıkışma rejimi, yine aynı doğrultuda ve tansiyon çatlaklarının eşdeğeri olarak gelişen D-B doğrultulu fayları oluşturmuştur. Doğu Akdeniz litosferinin (Levant Okyanus Kabuğu) Anadolu Plakasının altına dalması, Menderes Masifi'nin altında bir anateksi zonunun oluşmasını, Masif'te asit intrüzyonlar gelişmesini ve Masif'in yükselmesini sağlamıştır. (Şengör ve Yılmaz,1981; Şekil 5.3). Böylece tüm bu etkiler altında Ege Graben Sistemi oluşmuştur. Menderes Masifi Ege graben sisteminin ortasında bulunmaktadır. İnceleme alanı ise Menderes Masifi'nde bulunan Büyük Menderes ve Gediz grabenlerinin kesişim alanında yer almaktadır.

Ege Bölgesinde Senozoyik evriminin ikinci evresini Miyosen sonunda K-G yönlü gelişen bir gerilme (çekme) fazı oluşturmaktadır. Böylece grabenlerdeki açılma batıdan doğuya doğru büyümüştür. Bu döneme kadar tümüyle katılaşmış ve rijit bir kütleyle dönüşmüş olan Menderes Masifi K-G yönlü genişleme kuvvetlerinin etkisiyle D-B doğrultulu derin hatlar boyunca kırılmıştır (Dora ve diğ.,1992). Batı Anadolu'da ve Ege'de grabenleşme Pliyosen dönemi boyunca devam etmiştir. Kuvaterner başında ise kısa bir dönem basınç rejimi yaşanmış fakat Kuvaterner boyunca genelde gerilim rejimi hüküm sürmüştür (Dumont ve diğ.,1979).

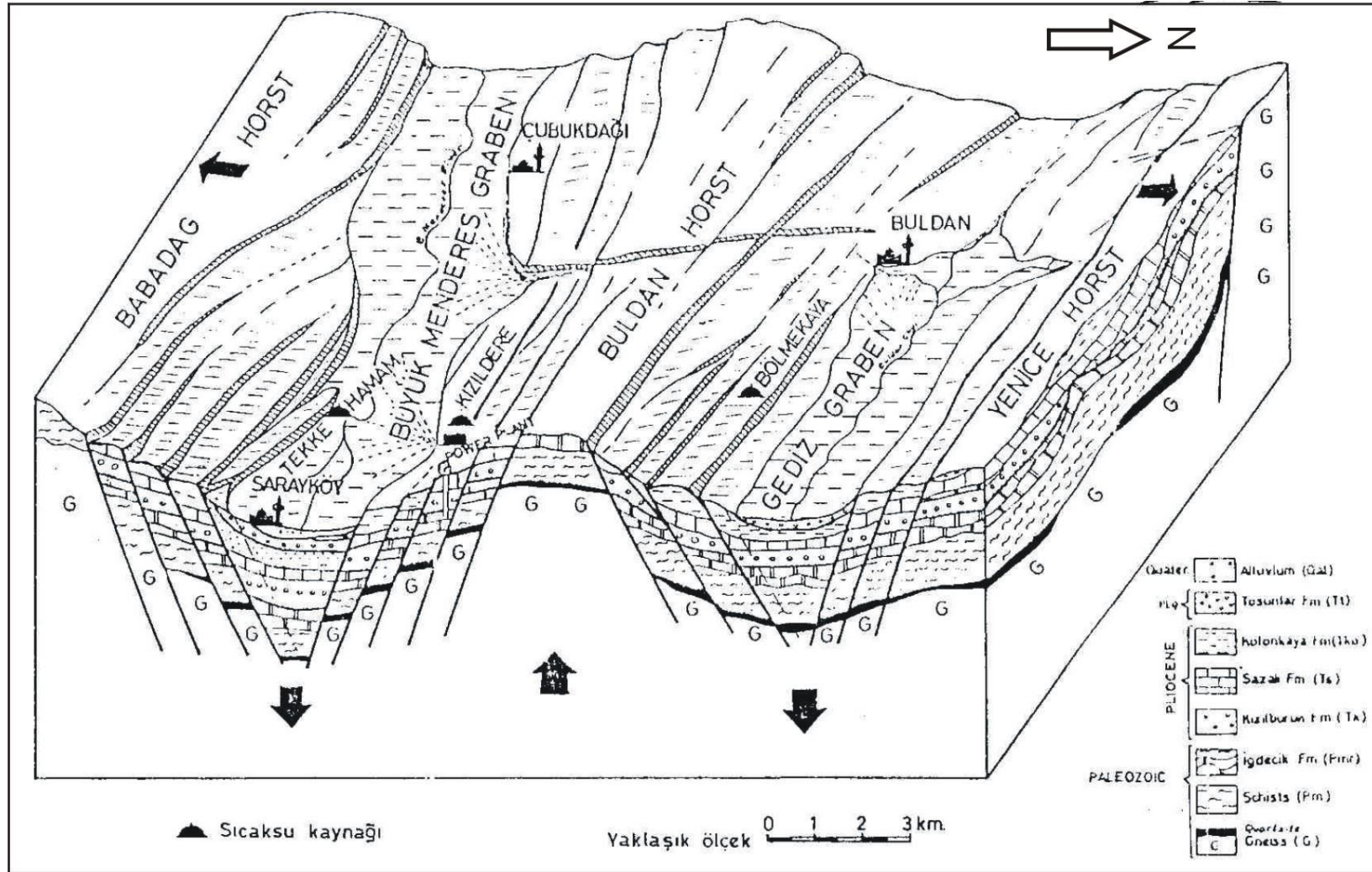


Şekil 5.3: Batı Anadolu'nun şematik enine kesiti. Menderes Masifi'nin Orta Miyosen sonundan başlamak üzere yükselme nedeni ve tektonik pencere durumu (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Batı Anadolu'da yüzlek veren Menderes Masifi, Türkiye Alp orojenik kuşağı içinde yer alan iki büyük metamorfik masiften biridir (Şengör ve diğ.,1984). Bölgesel ölçekte Menderes Masifi (Şekil 5.4) kuzeyde İzmir-Ankara Neotetis Kenet zonuna ait ofiyolit ve ofiyolitik kayaçları (Şengör ve Yılmaz, 1981) güneyde ise Toros kuşağına ait Likya napları tarafından tektonik olarak sınırlanır. Güneybatıya doğru Orta Ege'de,



Şekil 5.4: Ege Bölgesi'nin ana tektonik birliklerini ve bunların Batı Anadolu'dan Yunanistan'a uzanımlarını gösteren tektonik harita (Okay, 2001).



Şekil 5.5: Sarayköy-Buldan alanının blok diyagramı (Şimşek, 1984).

kuzeyde Vardar Zonu ile sınırlanan Atik-Kiklad Masifi'ne bağlanır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

5.3. İnceleme Alanının Tektoniği

İnceleme alanı ve yakın çevresinde neotektonik dönemde gelişen horst ve grabenler Şekil 5.5'te görülmektedir. Bölgede en genç ve en önemli faylar Menderes Masifi'nin Pliyosen ve sonrası yükselmesi sonucu doğan tansiyon kuvvetleriyle oluşan graben faylarıdır. Bölgedeki grabenler güneyden kuzeye doğru Büyük Menderes ve Gediz grabenleridir. Bu grabenlerin kenar fayları eğimleri derine doğru azalan (kürek şekilli, listrik) eğim atımlı normal faylardır (Şimşek, 1984). Bunların D-B, DGD-BKB ve K-G doğrultulu oldukları gözlenmiştir.

İnceleme alanındaki yapısal elemanlar aşağıda incelenmiştir.

5.3.1. Katman Konumları

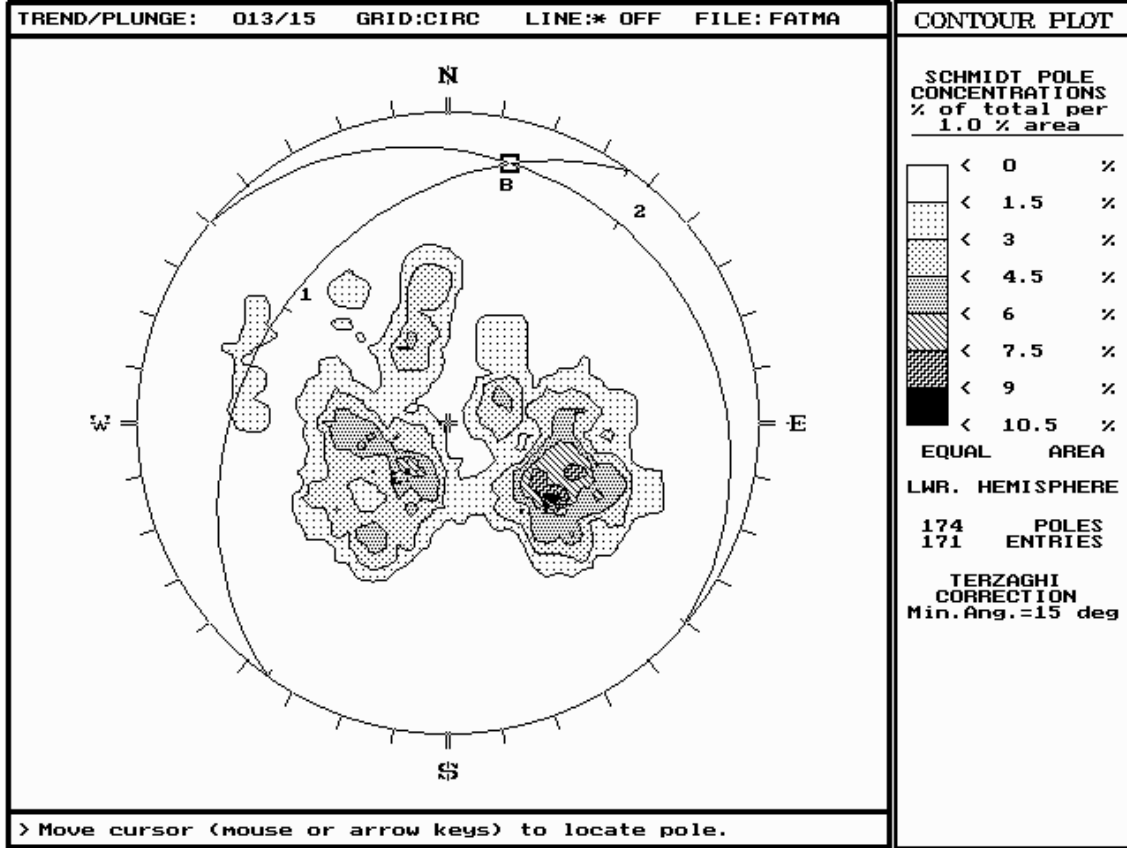
Kolankaya Formasyonu'ndaki katman doğrultuları KB-GD, KD-GB ve daha az olarak da yaklaşık D-B'dır. Eğimler 10-20° arasında değişmektedir. Maksimum eğim 40° olarak ölçülmüştür. Asartepe Formasyonu'nda katmanlanma belirsiz olduğundan sık ölçüm alınamamıştır. Kule Tepe kuzeyinde alınabilen tek ölçünün konumu K75D 27KB'dır.

5.3.2. Şistozite

Şistlerin doğrultusu değişken olmakla birlikte egemen doğrultular KB-GD ve KD-GB'dır. Şistozite eğim açıları ise 18° ile 72° arasında değişmektedir.

İnceleme alanındaki metamorfik birimlerden alınan 174 adet şistozite ölçümüne göre eş alan neti üzerinde nokta kontur diyagramı çizilmiştir (Şekil 5.6). Bu diyagramdan elde edilen sonuca göre metamorfitlelerdeki kıvrımları ve şistozite (foliasyon)

düzlemlerini oluşturan en büyük basınç doğrultusu 100° - 280° dir. Yani yaklaşık doğu-batı doğrultuludur. Kıvrım ekseninin yönlem/dalım değeri $13/14^{\circ}$ dir. Bir başka deyişle, kıvrım eksenini yaklaşık K-G doğrultulu ve kuzeye doğru 14° dalımlıdır. Bu da Paleotektonik ve Neotektonik dönemdeki yapılarla uyum sağlamaktadır.



Şekil 5.6: Metamorfik kayalara ait şistozite ölçümlerinin eş alan kontur diyagramı.

5.3.3. Çatlaklar

İnceleme alanındaki çatlaklar genellikle gnayslarda yoğunlaşmıştır. Gnayslar yöredeki yoğun tektonik aktivite nedeniyle çok çatlaklıdır. Çatlak doğrultuları K65-85B ve K35-40B arasında yoğunlaşmıştır. Bu doğrultudaki çatlakların eğimleri 20 - 58° KD arasında değişmektedir. İkinci sıklıktaki çatlak konumu K20-25D 90° dir (Şekil 5.7). Bu çatlaklar diğer verrev düşey çatlaklarla kesildiğinde gnayslar baklava dilimi şeklinde ayrılabilir (Şekil 5.8). Diğer çatlak derişimleri K70-85D ve K80-85B arasındadır.



Şekil 5.7: Gnayslarda düşey çatlaklar (Yayla Gölü batısı).



Şekil 5.8: Birbirini kesen iki çatlak takımının oluşturduğu baklava görünümü (Yayla Gölü batısı).

Çatlakların açıklığı 1 mm ile 8-10 cm arasında değişmektedir. Çatlak yüzeyleri çoğunlukla düz, düzenli ve devamlıdır. Çatlaklar genellikle dolgusuzdur, kısmen kil, silt dolgu gözlenmiştir.

5.3.4. Kıvrımlar

İnceleme alanında büyük ölçekli bir kıvrım gözlenmemiştir. Ancak gnayslar ve özellikle plastisitesi yüksek olan şistlerde kıvrımlar ve mikro kıvrımlar gözlenmiştir. Şistozite konumlarına göre kıvrım eksenlerinin yönü KKB-GGD'dur. Bu da paleotektonik dönemdeki yapılara uygundur.

Kolankaya Formasyonu içinde de küçük boyutlu kıvrımlar izlenmiştir.

5.3.5. Faylar

İnceleme alanındaki gözlenen eğim atımlı normal faylar doğrultularına göre üç gruba ayrılabilir: KB-GD doğrultulu, KD-GB doğrultulu ve K-G doğrultulu faylar (Şekil 2.2, EK 1).

Gediz grabeni ile Buldan horstunu birbirinden ayıran KB-GD doğrultulu kenar fayı ve bu faya paralel doğrultudaki sentetik faylar inceleme alanında gözlenmektedir. Dolayısıyla harita alanındaki egemen fay doğrultusu KB-GD'dur. Bu faylar temel kayaların yükselmesinde etkin rol oynayan faylardır. Buldan'ın yakın civarındaki termal su ve maden suyu çıkışları ve yörenin depremselliği, bu fayların aktif olduğunun bir göstergesidir. Genellikle fayların düşen ve yükselen blokları arasında büyük kot farkı vardır ve fay önündeki topografya çok diktir. Bunun yanında gerek metamorfik birimler, gerekse de Kolankaya Formasyonu'nda çok sayıda küçük atımlı normal faylar gözlenmiştir.

KB-GD doğrultulu faylardan en önemlisi Başalan ve Helvacılar mahallelerinin arasından geçerek Buldan'ın kuzeyine doğru devam eden faydır. Gnayslarla Kolankaya

Formasyonu'nu birbirinden ayıran fayın inceleme alanındaki uzunluğu yaklaşık 6 km.dir. Bu fayın kuzeyinden geçen üç adet KB-GD doğrultulu fay yaklaşık K-G doğrultulu faylarla kesilmiştir. İnceleme alanının gúneybatısında Mestan Yeri'nden geçen 5 km uzunluğunda, KB-GD doğrultulu diğer bir fay K-G ve KD-GB doğrultulu fayları kesmiştir.

İnceleme alanındaki fayların konumu, K-G ve daha az olarak da D-B doğrultusunda bir çekim kuvvetinin yöreyi etkilediğini göstermektedir.

ALTINCI BÖLÜM

SONUÇLAR

İnceleme alanında yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlar şunlardır:

1. Menderes Masifi'nin Ödemiş-Kiraz Asması doğusunda yer alan Buldan ve çevresine ait genel stratigrafik istif altta Çine Grubunun çeşitli gnays birimleriyle başlar. Prekambriyen yaşlı bu temel kayaçlarını iri taneli ve iki mikalı olan gözlü gnayslar, benekli gnayslar, bantlı gnayslar ve ince taneli biyotit gnayslar oluşturmaktadır. Birbirleriyle uyumlu ve ardalanmalı şekilde bulunan bu çekirdek serisi kayaçlarını Paleozoyik yaşlı Ortaköy Formasyonu'na ait granat-mika şist ve mika şistten oluşan örtü birimleri uyumsuz olarak üstlemektedir. Alt Pliyosen yaşlı Kolankaya Formasyonunun egemen kumtaşı istifi Menderes Masifi'nin çekirdek ve örtü kayalarının üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Pleyistosen yaşlı Asartepe Formasyonu, Kolankaya Formasyonu üzerine uyumsuz dokanakla gelir. Kuvaterner yaşlı alüvyon birimi altlayan tüm birimleri uyumsuz olarak örter.

2. İnceleme alanındaki gnaysların mineral bileşimleri “Kuvars – Plajiyoklas (Oligoklas) – K-feldispat (Ortoklas ve Mikroklin) – Biyotit – Muskovit – Klorit–Granat – Turmalin – Epidot – Sfen – Zirkon – Opak Oksitler” olarak saptanmıştır. Şistler ise “Kuvars – Plajiyoklas – Biyotit – Muskovit – Granat – Klorit – Epidot – Apatit” ten oluşmaktadır. Gnays ve şistler içinde metamorfizma koşullarını yansıtacak indeks minerallere rastlanmamıştır. Ancak sıcaklık esas alınırca bölgenin en üst düzeyinde yer alan granat-mika şistler ve mika şistler düşük derece metamorfizma koşullarını yansıtmaktadır. Ayrıca gnayslar içindeki pegmatoid damarları ve inceleme alanı çevresinde varlığı bilinen migmatitler bölgede yüksek derece metamorfizma koşullarına ulaşıldığını göstermektedir.

3. Pegmatoidler, içinde buldukları gözlü gnayslar ile benzer mineralojik bileşime sahiptirler. Bu durum pegmatoidlerin, gözlü gnaysların anateksi ve migmatizasyonu sonucu oluşan granitik malzemenin apofiz ve damar şeklinde gnaysların çeşitli düzeylerine sokulması ile meydana geldiğini göstermektedir.

4. Arazi gözlemlerine ve mineralojik bileşimlerine dayanarak gnays serisi içerisinde gözlenen amfibolitlerin sil şeklinde yerleşmiş ve bazik bileşime sahip gabrolardan türedikleri düşünülmektedir.

5. Yapılan mikroskopik çalışmalarda bölgedeki tüm metamorfik birimlerin tektonik etkiler altında kaldığı saptanmıştır. Kristal boyutlarındaki değişkenlik, birbirinden çok farklı kristal şekilleri ve kristal sınır türlerinin bulunması, plajiyoklas lamellerinde kaymalar, ezilme zonlarında gelişen ufak kuvars kristalleri, kuvarslarda gözlenen dalgalı sönmeler gnayslardaki kataklastik dokuyu gösteren önemli verilerdir.

6. Gnayslardan elde edilen jeokimyasal veriler bunların ilksel kayalarının magmatik, kalkalkalen, peralumino, S-tipi, sin ve/veya post tektonik granit ve granodiyorit olduklarını göstermektedir.

7. İnceleme alanında yer alan metamorfik kayaçlardaki egemen şistozite doğrultuları KB-GD ve KD-GB ve şistozite eğim açıları 18-72° olarak belirlenmiştir. Metamorfitlelerdeki kıvrımları ve şistozite düzlemlerini oluşturan en büyük basınç doğrultusu ise 100-280° yani yaklaşık D-B olarak saptanmıştır. Buna göre inceleme alanındaki kıvrım eksen doğrultusunun Menderes Masifi'ndeki genel tektonik yapılarla uyum içerisinde olduğu görülmektedir.

KAYNAKLAR

- Akartuna, M., Aydın-Nazilli Hattı Kuzeyindeki Versanların Jeolojisi Hakkında, M.T.A. Dergisi, 65, 1965.
- Akdeniz, N. ve Konak, N., Simav, Emet, Tavşanlı, Dursunbey, Demirci Yörelerinin Jeolojisi, M.T.A. Rapor No: 6547, 1979.
- Akkök, R., Menderes Masifi'nin Gnayslarında ve Şistlerinde Metamorfizma Koşulları, Alaşehir-Manisa, TJK Bülteni, 24, 11-20, 1981.
- Akkök, R., Structural and Metamorphic Evolution of the Northern Part of the Menderes Massif: new data from the Derbent area and their implication for the tectonics of the Massif, J.Geol. 91, 342-350, 1983.
- Ashworth J.R. and Evirgen, M.M., Garnet And Associated Minerals in the Southern Margin of the Menderes Massif, Southwest Turkey, Geol. Mag., Vol. 121(4), 323-337, 1984.
- Başarır, E., Bafa Gölünün Doğusunda Kalan Menderes Masifi Güney Kanadının Jeolojisi ve Petrografisi, EÜ, Fen Fak. İlmi Raporlar Serisi, No: 102, 1-44, 1970.
- Başarır, E., Çine Güneyindeki Metamorfitlelerin Petrografisi ve Bireysel İndeks Minerallerin Doku İçerisindeki Gelişimleri, Doçentlik Tezi, EÜ., İzmir, 1975.
- Bilgin, A., Denizli-Babadağ Dolayındaki Metamorfizma, Akd. Üniv., Müh. Fak. Dergisi, Isparta, 2, 11-23, 1986.
- Bilgin, İ., Sarıkaya (Milas) Pegmatoidindeki Albitizasyon, TJK Bülteni, 9, 11-17, 1994.
- Bozkurt, E., Park, R.G. and Winchester, J.A., Evidence Against the Core/Cover Interpretation of the Southern Sector of the Menderes Massif, West Turkey, Terra Nova, 5, 445-451, 1993.
- Bozkurt, E., Effects of Tertiary Extension in the Southern Menderes Masif, Western Turkey, PhD. Thesis, University of Kele, 395 p., 1994.
- Bozkurt, E. and Park, R.G., Southern Menderes Massif: An Incipient Metamorphic Core Complex in Western Anatolia, Turkey, Jour. of the Geol. Soc., 151, 213-216, 1994.

- Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Park, R.G., Geochemistry and Tectonic Significance of Augen Gneisses from the Southern Menderes Massif (West Turkey), *Geol. Mag.*, 132 (3), 287-301, 1995.
- Bozkurt, E., Metamorphism of Paleozoic Schists in the Southern Menderes Masif: field, petrographic, textural and microstructural evidence, *Turk. J. Eart. Sci.* 5, 105-121, 1996.
- Brinkmann, R., Geotektonische Gliederung von Westanatolien, *N. Jb. Geol. Paleont., Monatsh.*, 10, 603-618, 1966.
- Brinkmann, R., Die Südflanke des Menderes Massivs bei Milas, Bodrum und Ören, *Scient. Rep. Fac. Sci. Ege Univ.*, 43, 3-12, 1967.
- Brinkmann, R., Das Kristalline Grundgebirge von Anatolien, *Rundschau*, 60(3), 886-899, 1971.
- Can, A., Menderes Masifi Buldan Bölgesine Ait Jeolojik Etüd, MTA Rapor No: 5192, Ankara, 1966.
- Candan, O., Demirci-Borlu Arasında Kalan Yörenin (Menderes Masifi Kuzey Kanadı) Petrografisi, Petrolojisi ve Mineralojisi: Doktora Tezi, DEÜ, Fen Bil. Enst., 1988.
- Candan, O., Demirci-Gördes Asması'nda (Menderes Masifi) Gözlenen Disten-Andalusit Pegmatoidlerin Oluşum Şekli ve Oluşum Evreleri, *SÜ, Müh.-Mim. Fak. Derg.*, 1, 12-29, 1991.
- Candan, O., Menderes Masifi'nin Kuzeyinde Demirci-Borlu Arasında Kalan Bölgenin, Petrografisi, Petrolojisi ve Metamorfizması, *Doğa-Türk Yerbil. Derg.*, 2, 69-87, 1992.
- Candan, O., Menderes Masifi'ndeki Kalıntı Granulit Fasiyesi Metamorfizması, *Tr. J. of Earth Sciences*, 4, 35-55, 1995.
- Candan, O. and Dora, O. Ö., Granulite, Eclogite and Blueschist Relics in the Menderes Massif: an Approach to Pan-African and Tertiary Metamorphic Evolution, *Geol. Bull. Turkey*, Vol. 41(1), 1-36, 1998.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Çetinkaplan, M., Partzsch, J., Warkus and F. C., Dürr, S., Pan-African High Pressure Metamorphism in the Precambrian Basement of the Menderes Massif, Western Anatolia-Turkey, *Int. J. Earth Sciences*, 89, 793-811, 2001.
- Chadwick, R. A., Mechanisms of Pegmatite Emplacement, *Bull. of the Soc. of America*, 69, 803-836, 1958.

- Chayes, F., The Fine-grained Calcalkaline Granites of England, *J. Geol.*, 60, 207-254, 1952.
- Chappel, B.W. and White, A.J.R., Two Contrasting Granite Types, *Pacific Geology*, 8, 173-174, 1974.
- Cox, K.G. and Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., *The Interpretation of Igneous Rocks*, George, Allen and Unwin, London, 1979.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H. ve Akat, U., Menderes Masifi Güneyine Ait Bulgular ve Yapısal Yorum. *M.T.A. Bült.*, 8, 9-17, 1980.
- Dağ, N., Gördes Pegmatoidlerinin Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi (yayımlanmamış), DEÜ Fen Bil. Enst., 1988.
- Dağ, N. ve Dora, O. Ö., Gördes (Menderes Masifi Kuzeyi) Pegmatoidleri, *TJK Bülteni*, 34, 1-8, 1991.
- Dannat, C. and Reischmann, T., A Geochemical, Isotopic and Geochronological Study of Granitoid Gneisses of the Menderes Masif, SW Turkey, *Terra, Abstracts*, 43/3 PO7: 404 pp, 1997.
- Depat, P., Soula, J. C., Kubin, L. and Vidal, J. L., Optical Studies of Natural Deformation Microstructures in Feldspars (Gneiss and Pegmatites from Occitaniq, Southern France), *Lithos*, 11, 134-145, 1978.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C., Aegean and Surrounding Regions: Complex Multiplate and Continuum Tectonic in a Convergent Zone, *Geol. Soc. of America Bull.*, Part I, 90, 84-92, 1979.
- Dora, O.Ö., Menderes Masifi'nde Alkali Feldspatların Yapısal Durumları ve Bunların Petrojenetik Yorumlarda Kullanılması, *TJK Bülteni*, 18, 111-126, 1975.
- Dora, O. Ö., Menderes Masifi'nde Petroloji ve Feldspat İncelemeleri, *Yerbilimleri Derg.*, 7, 54-63, 1981.
- Dora, O. Ö., Savaşçın, M. Y., Kun, N. ve Candan, O., Menderes Masifi'nde Postmetamorfik Plutonlar, *Yerbilimleri Derg.*, 14, 79-89, 1987.
- Dora, O.Ö., Kun, N. ve Candan, O., Menderes Masifi'nin Metamorfik Tarihçesi ve Jeotektonik Konumu, *TJK Bülteni*, 35, 1-14, 1992.
- Dora, O. Ö., Candan, O., Kun, N., Koralay, E. ve Akal, C., Ödemiş-Kiraz Asması'nde (Menderes Masifi) Yeni Jeolojik Bulgular ve Sorunlar, 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 32-33, 1994.

- Dora, O.Ö., Candan, O., Dürr, St. and Oberhansli, R., New Evidences about Geotectonic Evaluation of the Menderes Masif, International Earth Science Congresses, İzmir, V. 1, 53-72, 1995.
- Dora, O.Ö., Candan, O., Kaya, O., Koralay, E. and Dürr, St., Revision of the So-Called "Leptite-Gneisses" in The Menderes Massif: A Supracrustal Metasedimentary Origin, Int. J. Earth Sciences, 89, 836-851, 2001.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş. ve Karamanderesi, İ.H., Güneybatı Anadolu'daki Grabenlerin Oluşumu, MTA Dergisi, 92, 7-17, 1979.
- Egeran, N. and Yener, H., Notes Explicatives dela Carte Geologique de la Turquie, Feuille "İzmir", Publ. Inst. MTA, 1944.
- Ercan, T., Dinçel, A., Günay, E. ve Türkecan, A., Uşak Yöresinin Jeolojisi ve Volkanitlerinin Petrolojisi, MTA Rapor No: 6354, 1977.
- Erkan, Y., Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmeleri, TMMOB, Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, 42, 405 s., Ankara, 1994.
- Evirgen, M. M., Menderes Masifi Kuzey Kesiminde (Ödemiş-Bayındır-Turgutlu) Gelişen Metamorfizma ve Bazı Ender Parajenezler, TJK Bülteni, 22, 109-116, 1979.
- Fenn, M. F., On the Origin of Graphic Granite, Ame. Mineral., 71, 325-330, 1986.
- Floyd, P.A. and Winchester, J.A., Identification and discrimination of altered and metamorphosed rocks using immobile elements, Chem. Geol., 21, 291-306, 1978.
- Garrels, R.M. and MacKenzie, F.T., Evolution of Sedimentary Rocks, W.W. Norton New York, NY., 1971.
- Graciansky, P., Menderes Masifi'nin Güney Kıyısı Boyunca (Türkiye'nin GB'sı) Görülen Metamorfizma Hakkında Açıklamalar, MTA Bült., 64, 8-22, 1965.
- Hamilton, W.J. and Strickland, H.E., On the Geology of the Western Part of Asia Minor, Trans. Geol. Soc. London, V. VI. Second Series, 1-39, 1840.
- Harker, A., The Natural History of Igneous Rocks, Methuen, London, 1909.
- Hetzel, R. and Reischmann, T., Intrusion Age of Pan-African Augen Gneisses in the Southern Menderes Massif and the Age of Cooling after Alpine Ductile Extensional Deformation, Geol. Mag., 133 (5), 565-572, 1996.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., A Guide of to the Geochemical Classification of the Common Volcanic Rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548, 1971.

- İzdar, K.E., Batı Anadolunun Jeotektonik Gelişimi, EÜ Müh. Bil. Fak. Yayını, 58-59, 1975.
- Kaya, O., Aufbau und Geschichte einer Anatolischen Ophiolith-Zone, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Hannover, 123, 491-501, 1972.
- Kaya, O., Batı Anadolu Alta Bindirmesi: ultramafik birimin ve Menderes Masifi'nin jeolojik konumu, Doğa Bilimleri Dergisi, Atatürk Özel Sayısı, 15-36.
- Ketin, İ., The Orogenic Evolution of Turkey, MTA Dergisi, 53, 82-88, 1959.
- Konak, N., A Discussion on the Core-Cover Relationship on the Basis of Recent Observations (Menderes Masif), The Geol. Congr. of Turkey, Abstracts, 33, 1985.
- Konak, N., Hepşen, N., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Çakmaköğlü, A., Göktaş, F., Sarıkaya, H., Armağan, F., Çatal, E. Ve Serdaröğlü, M., Menderes Masifi'nin G-GD'sundaki Mesozoyik İstiflerinin Karşılaştırmalı Stratigrafisi ve Konumları, 40. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 5, 1987.
- Konak, N., Akdeniz, N. Ve Çakır, M.H., Çal-Çivril-Karahallı Dolaylarının Jeolojisi, MTA Rapor No: 8945, Ankara, 1990.
- Konak, N., Çakmaköğlü, A., Elibol, E., Havzoğlu, T., Hepşen, N., Karamanderesi İ. H., Keskin, H., Sarıkaya, H., Sav, H. ve Yusufoglu, H., Menderes Masifi'nin Orta Kesimindeki Bindirmeli Yapıların Gelişimi, 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 34-35, 1994.
- Koralay, O. E., Satır, M. and Dora, O. Ö., Geochronologic Evidence of Triassic and Precambrian Magmatism in the Menderes Masif, West Turkey, 3rd Int. Turkish Geol. Symp., Ankara, Abstracts, 285 pp, 1998.
- Koralay, O. E. ve Dora, O. Ö., Menderes Masifi'nde Derbent (Alaşehir) Yöresinin Jeolojisi ve Olası Kimmeriyen Metamorfizması, Yerbilimleri Derg., 34, 151-172, 1999.
- Koralay, O.E., Geology, Geochemistry and Geochronology of Granitic Gneisses and Leucocratic Orthogneisses at the Eastern Part of Ödemiş-Kiraz Submassif, Menderes Masif: Pan-African and Triassic Magmatic Activities, PhD. Thesis, Dokuz Eylül Univ., İzmir, 2001.
- Koralay, O.E., Satır, M. and Dora, O.Ö., Geochemical and Geochronological Evidence for Early Triassic Calc-alkaline Magmatism in the Menderes Massif, Western Turkey, Int. J. Earth Sciences, 89, 822-835, 2001.

- Kun, N., Çine Dolayının Petroğrafisi ve Menderes Masifi'nin Güney Kesimine Ait Petrolojik Bulgular, Doktora Tezi (yayımlanmamış), DEÜ Fen Bil. Enst., 1983.
- Kun, N. ve Candan, O., Ödemiş Asmasifindeki Leptitlerin Dağılımı, Konumları ve Oluşum Koşulları, TBAG-688 Nolu Proje, 133 s., 1987.
- Kun, N., Dora, Ö., Tuzcu, N. ve Candan, O., Menderes Masifi'ndeki Postmetamorfik Gabro Stoklarının Petrolojisi, Akdeniz Üniversitesi Isparta Müh. Mim. Fak. Derg. 4, 304-324, 1988.
- Loos, S. And Reischmann, T., Geochronological Data on the Southern Menderes Masif in SW Turkey as Revealed by Zircon Dating, Journal of the Geol. Soc., 156, 1021-1030, 1999.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., Tectonic Discrimination of Granitoids, Geol. Soc. Of America Bull., 101, 635-643, 1989.
- Marc, D., Granites and Rhyolithes from the Northwestern USA: Temporal Variation in Magmatic Processes and Relations to Tectonic Setting, Int. J. Earth Sciences, 83, 51-64, 1992.
- Mckenzie, D. P., Active Tectonics Of The Alpine-Himalayan Belt, the Aegean Sea and Surrounding Regions, Geophys. J. R. Astron Soc., 55, 217-254, 1978.
- Menhert, K. R., Migmatites and the Origin of Granitic Rock, Netherlands, 392 p., 1968.
- Middlemost, E.A.K., The Basalt Clan, Earth Science Reviews, 11, 337-364, 1975.
- Miyashiro, A., Nature of Alkalic Volcanic Rock Series, Contributions to Mineralogy and Petrology, 66, 91-104, 1978.
- Oberhansli, R., Candan, O., Dora, O.Ö. and Dürr, St., Eclogites within the Menderes Masif/Western Turkey, Lithos 41, 135-150, 1997.
- Oberhansli, R., Warkus, F. and Candan, O., Dating of Eclogite and Granulite Facies Relics in the Menderes Massif, Abstracts of First International Symposium of the Faculty of Mine (ITU) on Earth Sciences and Engineering, Istanbul, Turkey, p.104, 2002.
- Okay, A. İ., Denizli'nin Güneyinde Menderes Masifi ve Likya Naplarının Jeolojisi, M.T.A. Dergisi, 109, 45-58, 1989.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., Tethyan Sutures of Northern Turkey. In: Durand B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M., The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen, Geol. Soc. London, Spec. Public, 156, 475-515, 1999.

- Okay, A.I., Stratigraphic and Metamorphic Inversions in the Central Menderes Massif: A New Structural Model, *Int. J. Earth Sciences*, 89, 709-727, 2001.
- Önay, T., Über die Smirgelgestein SW-Anatoliens, *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd., XXIX, Heft, 2, 357-492, 1949.
- Özer, S., Rudist Bearing Upper Cretaceous Metamorphic Sequences of the Menderes Massif (Western Turkey), *Geobios* 22, 235-249, 1998.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., Menderes Grubu Kayalarının Temel-Örtü İlişkisine Yapısal Bir Yaklaşım (Selimiye-Muğla). *Bull. of the Geol. Soc. of Turkey*, 26, 99-106, 1983.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses, *Earth Planetary Scienci Letters*, 19, 290-300, 1973.
- Pearce, J.A., Haris, N.B.W. and Tindle, A.G., Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks, *Journal of Petrology*, 25, 956-983, 1984.
- Petersan, J. S. and Lafgren, G. E., Lameller and Patchy Intergrowths İn Feldspars: Experimental Crystallization of Eutectic Silicates, *Ame. Mineral.*, 71, 343-355, 1986.
- Phillippson, A., Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien, *Petermanns Mitt Ergazonpsheft* 172, Gotha, 1911.
- Rimmele, G., Oberhansli, R., Goffe, B., Jolivet, L., Candan, O. and Çetinkaplan, M., First Evidence of High-Pressure Metamorphism in the “Cover Series” of the Southern Menderes Masif. Tectonic and Metamorphic Implications for the Evolution of SW Turkey, *Lithos* ,71, 19-46, 2003.
- Satır, M. and Friedrichsen, H., The Origin and Evolution of the Menderes Massif, W-Turkey: A Rubidium/Strontium And Oxygen İsootope Study, *Geol. Rund.*, 75/3, 703-714, 1986.
- Schulling, R.D., Menderes Masifine Ait Bir Gözölü Gnays Üzerinde Zirkon Etüdü, *MTA Dergisi*, 51, 38-42, 1958.
- Schulling, R.D., Türkiye'nin Güneybatısındaki Menderes Migmatit Kompleksinin Petrolojisi, Yaşı ve Yapısı Hakkında. *M.T.A. Bült.*, 58, 71-84, 1962.
- Seclaman, M. and Constantinescu, E., Metasomatic Origine of Some Micrographic Intergrowths, *Ame. Mineral.*, 57, 932-940, 1972.
- Shand, S.J., *Eruptive Rocks: Their Genesis Composition, Classification and Their Relations to Ore Deposites*, John Wiley, New York, 1943.

- Spry, A., *Metamorphic Textures*, Pergamon Press, London, 350 p., 1969.
- Sun, S., *Denizli-Uşak Arasının Jeolojisi ve Linyit Olanakları*, MTA Rapor No. 9985, Ankara, 1990.
- Şengör, A.M.C., *Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları*: TJK Konf. Seri 2, 40 s., 1980.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., *Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach*, *Tectonophysics*, 75, 181-241, 1981.
- Şengör, A.M.C., Satır, M. and Akkök, R., *Timing of Tectonic Events in The Menderes Massif, Western Turkey. Implications for Tectonic Evolution and Evidence for Pan-African Basement in Turkey*. *Tectonics*, Vol. 3(7), 693-707, 1984.
- Şimşek, Ş., *Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice Alanının Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları*, MTA Rapor No. 7846, Ankara, 1984.
- Uz, B., *Metamorfik Kayaçlarda "Orto ve Para" Köken Sorununa Yeni Bir Yaklaşım: Gnayslarda Uygulamalı Bir Örnek*. *İTÜ Dergisi*, 40/1, 1-9, 1982.
- Wilson, M., *Igneous Petrogenesis*, Unwin Hyman, London, 1989.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., *Geological Magma Type Discrimination and Application to Altered and Metamorphosed Basic Igneous Rocks*, *Earth and Planet Sci. Lett.*, 28, 459-463, 1976.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., *Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements*, *Chemical Geology*, 20, 325-343, 1977.
- Winchester, J.A. and Max, M.D., *The Geochemistry and Origins of the Precambrian Rocks of the Rosslare Complex, SE Ireland*, *Journal of the Geological Society*, 139, 309-319, 1982.
- Wipperfurth, J., *Menderes Masifi'nin Alpidik Dağ Teşekkülü İçindeki Durumu*, *M.T.A. Dergisi*, Sayı 62, 80-87, 1964.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz, K. ve Elmas, A., *Ege Denizi ve Ege Bölgesi'nin Jeolojisi ve Evrimi, Türkiye Denizlerinin ve Yakın Çevresinin Jeolojisi* (Editör: Naci Görür), 210-336, 1999.

ÖZGEÇMİŞ

Adı, Soyadı : Fatma GÖKGÖZ

Ana Adı : Melahat

Baba Adı : Nuri

Doğum Yeri ve Tarihi : Denizli, 22.08.1974

Lisans Eğitimi ve Mezuniyet Tarihi :Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği
Bölümü, 1998

Çalıştığı Yer : Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği
Bölümü

Bildiği Yabancı Dil : İngilizce