



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**GÖYNÜKBELEN GRANİTOYİDİ
GÜNEYBATI KESİMİNİN PETROGRAFİSİ VE
ORHANELİ OFİYOLİTİ İLE İLİŞKİSİ (BURSA)**

Erdem ERTÜRK
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Mineraloji-Petrografi Programı

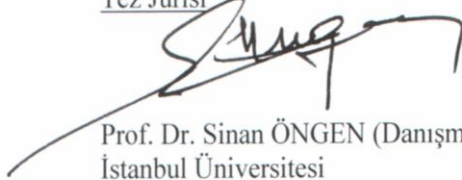
Danışman
Prof.Dr. Sinan ÖNGEN

Ocak, 2009

İSTANBUL

Bu çalışma 16.01.2009 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliğı Anabilim Dalı Mineraloji-Petrografi programında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

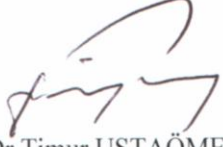
Tez Jürisi



Prof. Dr. Sinan ÖNGEN (Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Mefail YENİYOL
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Timur USTAÖMER
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Fahri ESENLI
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi



Yar. Doç. Dr. Mehmet KESKİN (Doç. Dr.)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Bu alışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin T800 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mineraloji–Petrografi Programında “Göynükbelen Granitoyidi Güneybatı Kesiminin Petrografisi ve Orhaneli Ofiyoliti ile İlişkisi (Bursa)” konulu Yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.

Bursa ili Orhaneli ilçesinin kuzey ve kuzeybatısındaki yerleşim alanlarını içine alan yaklaşık 200 km²’lik araştırma sahasında geniş bir alanda magmatik ve ultramafik kayalar yer almakta ve bunlarla birlikte bölgenin temelini oluşturan metamorfik kayalar bulunmaktadır.

Karbonifer öncesi yaşlı metamorfik temel üzerine Üst Kretase yaşlı bindirmeyle ofiyolitik istif gelmiş ve bunları Eosen yaşlı granitoyid sıcak dokanakla kesmiştir. Bu çalışmada bölgenin genel stratigrafisi de değerlendirilerek, esas olarak Eosen yaşlı Göynükbelen Granitoyidi’nin mineralojik-petrografik özellikleri araştırıp, çevre kayalarla ve özellikle Orhaneli Ofiyoliti ile dokanak ilişkisi, kontak metamorfizma gelişimi ve etkisi araştırılmıştır.

Lisans ders aşamasından, bitirme ödevine, tüm İstanbul Üniversitesi eğitim sürecimde edindiğim jeoloji kültüründe yön göstericim olan değerli danışmanım Prof. Dr. Sinan ÖNGEN’e, yüksek lisans çalışmamın başlangıcından bitimine; tez konusunun belirlenmesi, saha çalışmalarında problemlerin tespiti ve çözümü ile saha çalışmaları sonrası derlenen verilerin yorumlanmasına kadar tezin her aşamasında vermiş olduğu destek ve katkılarından dolayı öncelikli olarak teşekkür ederim.

Yüksek lisans tezini oluşturmamda çok büyük katkısı olan, tezin her aşamasında görüş ve önerilerinden faydalandığım değerli hocam Yrd. Doç. Dr. Namık AYSAL’a, tezin sağlıklı bir şekilde yürütülmesi için tüm verilerin değerlendirilmesinde yön gösterip bilgilerini paylaştığı ve dar vaktine rağmen bana hep zaman ayırdığı için teşekkürü bir borç bilirim. Evlerinde sürdürdüğümüz çalışmalarda misafirperverliğinden ötürü eşi Ferda AYSAL’a ayrıca teşekkür ederim.

Yüksek lisans tez sahamın güneyinde, yine Prof. Dr. Sinan ÖNGEN danışmanlığında yüksek lisans tez çalışması yapan ve gerek laboratuvar, gerek tez yazımı aşamasında birlikte çalıştığımız ve bilgi paylaşımında bulunduğumuz Araş. Gör. Bengü BAŞOL’a yardımlarından ötürü teşekkür ederim.

Aynı dönemlerde yüksek lisans çalışması sürdürdüğümüz, tez yazım aşamasında sıkıntılarımızı paylaştığımız ve bana her zaman destek ve yardımcı olan arkadaşım Araş. Gör. Burcu ÜNER’e sonsuz şükranlarımı sunarım.

Aralık 2008

Erdem ERTÜRK

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
TABLO LİSTESİ	xv
SEMBOL LİSTESİ	xvi
ÖZET.....	xviii
SUMMARY	xix
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR	3
2.1. ÇALIŞMANIN AMACI.....	3
2.2. İNCELEME ALANININ TANITILMASI	4
2.2.1. İnceleme Alanının Konumu	4
2.2.2. Ulaşım.....	6
2.2.3. Morfoloji	6
2.2.4. İklim ve Bitki Örtüsü.....	7
2.3. ESKİ İNCELEMELER	8
2.4. BÖLGESEL JEOLojİ.....	15
3. MALZEME VE YÖNTEM	20
3.1. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ	20
3.1.1. Saha Çalışmaları	20
3.1.2. Laboratuar Çalışmaları.....	21
3.1.2.1. Petrografik ince kesit çalışmaları	21
3.1.2.4. Kimyasal Analiz çalışmaları	21
3.1.3. Büro Çalışmaları	22

4. BULGULAR	24
4.1. STRATİGRAFİ	24
4.1.1. METAMORFİK BİRİMLER	27
4.1.1.1 Sırl Metamorfikleri (Pzs)	27
4.1.1.2 Göktepe Metamorfikleri (Pzgm).....	36
4.1.1.3 Göktepe Rekrystalize Kireçtaşı (Pzgk)	38
4.1.1.4 Çatalca Mermeri (Jçm)	39
4.1.2. ORHANELİ OFİYOLİTİ	43
4.1.2.1. Dunit (Kod)	44
4.1.2.2. Harzburjit (Koh)	46
4.1.2.3. Serpantinit (Kos).....	46
4.1.2.4. Piroksenit ve Gabro blok ile damarları (Kop-Kog).....	48
4.1.3. GÖYNÜKBELEN GRANİTOYİDİ (Eggd).....	51
4.1.4. BURMU FORMASYONU (Nbr)	61
4.1.5. TRAVERTEN, ALÜVYON (Qal)	62
4.2 MİNERALojİ – PETROGRAFİ	64
4.2.1. Sırl Metamorfiklerinin Mineralojisi ve Petrografik özellikleri	64
4.2.1.1 Metapelitler	65
4.2.1.2 Metabazitler	82
4.2.2. Göktepe Metamorfiklerinin Mineralojisi ve Petrografik özellikleri	88
4.2.1. Çatalca Mermeri'nin Mineralojisi ve Petrografik özellikleri	90
4.2.1. Orhaneli Ofiyoliti'nin Mineralojisi ve Petrografik özellikleri	91
4.2.4.3 Dunit.....	93
4.2.4.3 Harzburjit.....	95
4.2.4.2. Serpantinit.....	96
4.2.4.1 Piroksenit ile Gabro Damar ve Blokları.....	98
4.2.2. Göynükbelen Granitoyidinin Mineralojisi ve Petrografik özellikleri.	100
4.2.3. Kontakt metamorfizma kayalarının Mineralojik ve Petrografik özellikleri.....	121
4.2.3.1. Orhaneli ofiyolitik kayalarında gelişen kontak metamorfizma	123
4.2.3.1. Sırl metamorfiklerinde gelişen kontak metamorfizma	130
4.2.3.2. Göktepe metamorfiklerinde gelişen kontak metamorfizma	135

4.3. JEOKİMYA.....	139
4.3.2. Göynükbelen Granitoyidi’nin Jeokimyası.....	139
4.3.2.1. <i>Esas Element Jeokimyası</i>	<i>139</i>
4.3.2.2. <i>CIPW Normları</i>	<i>143</i>
4.3.2.3. <i>Sınıflama</i>	<i>146</i>
4.3.2.4. <i>İz Element Jeokimyası</i>	<i>151</i>
4.4. YAPISAL JEOLojİ	157
4.4.1. Güncel Yapı	157
4.4.2. Kıvrımlar	158
4.4.4. Faylar	158
4.5. Jeolojik Evrim	159
4.6. EKONOMİK JEOLojİ.....	162
4.6.3. Olivin.....	162
4.6.2. Krom	163
4.6.3. Manyezit.....	164
4.6.3. Krizotil asbest.....	165
4.6.3. Talk.....	166
4.6.3. Mermer-Kırma Taş.....	166
5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	168
KAYNAKLAR	175
EKLER.....	180
ÖZGEÇMİŞ.....	181

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2.1	: İnceleme alanının Türkiye haritasındaki konumu ve yer bulduru haritası.	5
Şekil 2.2	: İnceleme alanının morfolojisinin üç boyutlu çizimi.	7
Şekil 2.3	: Anadolu levhası ve çevresinin tektonik haritası ve ana kenet kuşakları ile kıtasal blokları gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999).	17
Şekil 4.1	: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ölçeksiz).	26
Şekil 4.2	: Gri, yeşilimsi gri renkte dış görünümü olan şistler [73881/16142]*.	28
Şekil 4.3	: Grimsi mavi renkte dış görünümü olan glokofanlı şistler.	29
Şekil 4.4	: Sırlı metamorfiklerinde bütünlüğünü kaybetmiş şekilde gözlenen küçük kıvrımlar [73625 / 24106].	29
Şekil 4.5	: Sırlı Metamorfikleri içerisindeki yüksek oranda glokofan içeren metabazitler [70779/17753].	30
Şekil 4.6	: Metapelitik (kuvars-albit-mika) şistler [76720/19111].	31
Şekil 4.7	: Kuvars-klorit-mika şistler arasında daha masif görümlü albit-kuvars-mikalı seviyeler [73386/18416].	32
Şekil 4.8	: Çatalca mermerinin alt seviyelerindeki kalk şistler [75390/25405].	34
Şekil 4.9	: Klorit-albit-mika şist üzerindeki grafitli rekristalize kireçtaşı blokları [A:74333/18585, B:72453/22206].	35
Şekil 4.10	: Göktepe metamorfiklerindeki klorit mika fillatlar [A:74252/33877, B:76258/32122].	37
Şekil 4.11	: Karandere vadisinde Elmabeleni Tepe eteklerinde gözlenen sokulumun karşı yamaçta, Tepesizçam Tepe doğu eteğinde Göktepe metamorfiklerinde geliştirdiği hornfels [74140/33450].	38
Şekil 4.12	: Dağılgan ince lamine (K76D/KB35) gözlenen Göktepe Rekristalize Kireçtaşı [76562/31838].	39
Şekil 4.13	: Mermere adını veren Çatalca Tepe ve uydu fotoğrafında belirgin mermer yüzleği.	40

* : Fotoğrafların çekildiği yerlerin koordinatları.

Şekil 4.14 : Çatalca mermeri sahada sarp yükseltileri oluşturmakta ve metamorfiklerin üzerinde şapka görünümünde gözlenmektedir (Şükriyekası Tepe) [71325/22435].	41
Şekil 4.15 : Küçükkır Tepe yamacında K 57 D doğrultulu 65KB eğimli foliasyonları belirgin gri-beyaz mermer [76336,26012].	41
Şekil 4.16 : Karakuz Tepe güney batısında Karaderegüneri Sırtı yamacında blok alımı için açılan araştırma ocağında Çatalca Mermeri'nin iri kalsit taneli saf beyaz görünümü [75390/25405].	42
Şekil 4.17 : Dunitin kimyasındaki demir içeriği nedeniyle ayrışmasıyla oluşan toprağın kızıl kırmızı renkte ayrışma yüzeyi rengi [69293/23745].	45
Şekil 4.18 : Olivin minerali madenciliği için açılmış olan araştırma çukurunda dunitin zeytin yeşili ve köşeli pürüzlü kırılma yüzeyli ve bol eklemli görünümü [69531/30048].	45
Şekil 4.19 : Dunit içerisinde gelişmiş krom bantları [70939/30065].	46
Şekil 4.20 : Harzburjitlerde gözlenen eklem takımları [71485/32158].	47
Şekil 4.21 : Serpantinitle yeşilimsi mavi ve yılan derisi benzeri dış görünümü [67331/33905].	47
Şekil 4.22 : Serpantinit çatlaklarında geliştiği gözlenen manyezitler [73351/25241].	48
Şekil 4.23 : Serpantinit sıyrılma düzlemlerinde geliştiği gözlenen krizotil aspest [72407/31404].	49
Şekil 4.24 : Göynükbelen Granitoyidi'nin serpantinitle sıcak dokanağı [71817/27093].	49
Şekil 4.25 : Değirmenapam Tepe batı yamacında granitoyidin içerisinde kalan iri bir harzburjit serpantinit bloğuna kıvrımlı bir şekilde sokulmuş aplitik damar [75634/30926].	50
Şekil 4.26 : Kromit bantları boyunca açılan galeri [70774/29157].	50
Şekil 4.27 : Gölcük Yaylası'na yapılmakta olan baraj için açılan yolun yarmasında, ofiyolitinin içerisine küçük bir granitoyid sokulumunun uzaktan (A) ve yakın (B) görünümü [73985/26185].	52
Şekil 4.28 : Granitoyinin yan kaya altındaki olası düşük eğimli sokulumu ve ofiyolit birimlerinin iç kısımlarında küçük sokulumların gelişiminin şematik çizimi.	53

Şekil 4.29 : Granitoyidin tavan bölgesinde parmak şeklinde sokulumunun Topuk Köyü yolu yarmasında görünümü [71165/27096].	54
Şekil 4.30 : Granodiyoritte sık ve birbirini kesen eklem takımları [73829/29277].	55
Şekil 4.31 : Granitoyidin ayrışmasıyla gelişen arenanın kayacın geneline hakim görünümü [73540/27194].	55
Şekil 4.32 : Eklem takımları boyunca ayrışmanın ilerlemesi ve arenanın ortamdan uzaklaşmasıyla yüzeyde kalan kaotik blokların oluşumu [72440/29553].	56
Şekil 4.33 : Yan kaya malzemesi olan <i>ksenolit</i> (serpantinit) ve onu kesen aplit [74403/27011].	57
Şekil 4.34 : Granitoyidde bolca gözlenen <i>otolit</i> anklavları.	58
Şekil 4.35 : Granitoyidi kesen on cm den bir m'ye değişen kalınlıklarda aplitler [74403/27011].	59
Şekil 4.36 : Granitoyidin içindeki serpanitinit ksenoliti ve çevresindeki kontak halesi [73985/26185].	59
Şekil 4.37 : Koyunboğazı tepeden yaklaşık olarak kuzey doğrultusunda granitoyid sahasına bakış [72392/25668].	60
Şekil 4.38 : Uydu fotoğrafında inceleme alanı ve granitoyid sahasının jeomorfolojik belirgin sınırı.	61
Şekil 4.39 : Faylar ve bindirme düzlemlerinde geliştiği sıkça gözlenen travertenler.	63
Şekil 4.40 : Yitim zonunda gelişen metamorfizma fasiyeslerinin tektonik ortamının şematik gösterimi.	65
Şekil: 4.41 : <i>Kuvarsit</i> ; Mika ara seviyeli bir kuvarsitte devam eden deformasyonlarla bütünlüğünü kaybetmiş kıvrımlardan bir parça; (Ör.No :658).	66
Şekil 4.42 : <i>Kuvarsit</i> ; dalgalı sönme gösteren mortar dokukulu kuvarslar ve aralarında saçılmış olarak gözlenen az miktardaki mika pulları; (Ör.No: 564; tek nikol-çift nikol).	67
Şekil 4.43 : <i>Kuvars-albit-mika şist</i> ; mikalı seviyelerin arasında gözlenen albitler ve albitlerin tek nikolde belirgin ayrışmış görünümü (Ör.No: 270; tek nikol-çift nikol).	68

Şekil 4.44 : <i>Mika-kuvars şist</i> ; kısmen belirgin ardalanma ve mikalı seviyeler arasındaki kuvars gözleri; (Ör. No:582).....	69
Şekil 4.45 : <i>Mika-kuvars şist</i> ; belirgin olarak görünen muskovitli kuvarşlı seviyeler ve kıvrımlanmalı görünümü (Ör. No: 485, tek nikol-çift nikol).	70
Şekil 4.46 : <i>Kuvars-biyotit-mika şist</i> ; ardalanmalı ve kıvrımlı görünüm; (Ör.No:383).	71
Şekil 4.47 : <i>Kuvars-biyotit-mika şist</i> ; Dağgüney Köyü batısından alınan örneklerde şistteki ardalanmalı ve kıvrımlı görünüm (Ör.No: 394, tek nikol-çift nikol).	71
Şekil 4.48 : <i>Klorit-biyotit-muskovit şist</i> ; öz şekilli olarak belirgin gözlenen turmalinler (Ör. No: 314; A/B/C: tek nikol- A': çift nikol)	72
Şekil 4.49 : <i>Kalk şist</i> ; kalsit taneleri arasında gözlenen kuvars ve mikalar (Ör.No: A-278, B-564; A/B tek nikol – A'/B' çift nikol).....	73
Şekil 4.50 : <i>Kuvars-andalusit-mika şist</i> ; andalusiterin çevresini sarmalamış olarak görünen muskovitler (Ör. No: 479; tek nikol-çift nikol).....	75
Şekil 4.51 : <i>Vezüvyanit-kuvars şist</i> ; poikilitik doku gösteren vezüvyanit ve kuvars taneleri; (Ör.No: 485/2; tek nikol-çift nikol).	76
Şekil 4.52 : <i>Kloritoyit-kyanit-mika şist</i> ; A) Kloritoyid-kyanit-mika şistte gözlenen iri mavimsi gri pleokroizmasıyla kyanit taneleri, B) Muskovitlerin taneler çevresini sarması ve pirzmatik kloritoyit tanesi ; (Ör. No: 531, 532; tek nikol-çift nikol).	77
Şekil 4.53 : <i>Granat-lavsonit-glokofan şist</i> ;A, B: Granat-lavsonit-glokofan şistte iç içe gözlenen lavsonit ile glokofanlar ve belirgin kıvrımlı görünüm; C: Öz şekilli glokofan kristalleri (Ör.No: 647; A/B/C: tek nikol- A'/B'/C': çift nikol).	79
Şekil 4.54 : <i>Jadeyit-kuvars şist</i> ; ışınal demetler halindeki jadeit porfiroblastları ve mortar dokusu gösteren kuvars taneleri (Ör. No: 511; tek nikol-çift nikol).	81
Şekil 4.55 : Diyajenez ile anateksi oluşumu arasında kalan metamorfizma alanını gösteren sıcaklık-basıç diyagramında $Ab=Ku+Jd$ reaksiyonunun yeri.....	81

- Şekil 4.56** : *Epidot-aktinolit-klorit şistler*; metabazitlerde gözlenen granat, lavsonit, glokofan, aktinolit ve klorit mineralleri (Ör.No: A-630, B/C-657; A/B/C tek nikol- A'/B'/C' çift nikol). **84**
- Şekil 4.57** : *Glokofan-Lavsonit şistler*; A,B: Granat-lavsonit-glokofan şistte lavsonit ve glokofanın ardalamalı seviyeler halinde gözlemlenmesi; C: iri glokofan taneleri ve arada gözlenen ufak granat kristalleri, D) Glokofanların çevrelediği aktinolit gözleri; (Ör.No: A,B-386 C/D-658; A/B/C/D: tek nikol- A'/B'/C'/D': çift nikol). **85**
- Şekil 4.58** : Sırlı Matamorfiklerinin etkilendiği metamorfizma dereceleri aralığının Metamorfik Fasiyeslerin Basınç-Sıcaklık tablosunda yeri. **86**
- Şekil 4.59** : *Grafit-kuvars-mika fillat*; grafitli mikalı seviyeler ve reli k kuvarsların göz göz görümü (Ör. No:229; tek nikol-çift nikol). **89**
- Şekil 4.60** : *Rekristalize kireçtaşları*; A) Göktepe rekristalize kireçtaşında ufak kalsit taneleri ve grafitli seviyeler; B) Kalık kalsit tanesinde deformasyonla gelişen bükülmeler; (Ör. No:1011; A tek nikol-B tek nikol). **89**
- Şekil 4.61** : *Çatalca Mermeri*; A) Saf beyaz kısımlarında granoblastik doku gösteren kalsitler, B) Kalsitler arasında saçılmış kuvarslar ve grafitler, C) Deformasyonla ikiz lamellerinde gelişen bükülmeler. (Ör. No: A-273, B-404, C-533; A/B/C: tek nikol- A'/B'/C': çift nikol). **90**
- Şekil 4.62** : Ofiyoliti oluşturan kayaların modal analiz verilerine sınıflama diyagramında yerleri. **92**
- Şekil 4.63** : *Dunit*; kromit bantları içeren serpantinleşmiş ve taze dunit örnekleri (Ör.No: 1067,1427). **93**
- Şekil 4.64** : *Duniti oluşturan olivinlerde aşama aşama serpantinleşme*: A) Hiç serpantinleşmenin gelişmediği olivinler, B) Serpantinleşmenin gelişmeye başlamasıyla gözlenen elek dokusu, C) İlerleyen serpantinleşme ve serpantinlerin içinde kalan kalan kalık olivin çekirdekleri; (Ör.No: A-1059, B-94, C-710; A/B/C tek nikol-A'/B'/C' çift nikol). **94**
- Şekil 4.65** : Çatlakları boyunca serpantinleşme gelişen harzburjit; (Ör.No: 347). **95**
- Şekil 4.66** : *Harzburjit*; piroksen ve olivinler ile, piroksende gelişen bastitleşme; (Ör.No:1063; tek nikol-çift nikol). **96**

- Şekil 4.67** : *Serpantinit*; yeşilimsi mavi renkte yılan dersi benzeri dış görünümü ve kayma düzlemlerinde gelişen asbest mineralleri; (Ör.No: 862,101). **97**
- Şekil 4.68** : *Serpantinit*; lifsi görünümde serpantinler ve aralarda saçılmış magnetit; (Ör.No: 624; tek nikol-çift nikol). **97**
- Şekil 4.69** : Parıldayan siyah renkte görünümde piroksen taneleri belirgin piroksenit; (Ör.No:320). **98**
- Şekil 4.70** : *Piroksenit*; belirgin dilinimler, bol çatlaklı klinopiroksenler; (Ör.No: 1055; tek nikol-çift nikol). **99**
- Şekil 4.71** : *Gabro* ; A) Piroksen ve plajioklaslar, B) Ofitik doku (Ör.No: 714; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol). **100**
- Şekil 4.72** : A) Göynükbelen Köyü çevresindeki granitoyidin görünümü, B) Topuk Köyü çevresindeki granitoyidin görünümü ve mafik mineral boyut ve oranındaki artış; (Ör.No: A-702, B-20). **101**
- Şekil 4.73** : Modal analiz sonuçlarına göre iz düşülen Kuvars-Alk.Feldspat-Plajioklas diyagramı (Streckeisen, 1974). **102**
- Şekil 4.74** : *Plajioklas*; A) Plajioklaslarda ileri derecede gelişmiş serizitleşme. B,C,D,E) Plajioklaslarda gözlenen ikizlenmelerdeki kamalanma, zonlanma ve periklin ikizlenmesi; (Ör.No: A-877, B-59, C-962, D-670, E-812; A tek nikol – A'/B/C/D/E çift nikol). **104**
- Şekil 4.75** : *Kuvars*; A,B) Kuvarslarda gözlenen deformasyonla ilişkili gelişen mortar dokusu ve tanelerdeki iyileşme; C,D) İrice kuvars tanelrinde daha belirgin gözlenen dalgalı sönme aşamaları; E_{1,2,3,4}) Kırıklı çatlaklı iri kuvars tanesinde dalgalı sönmenin mikroskop döner tablasını döndürdükçe aşamalı olarak tanede geçişi; (Ör.No: A-59, B-755, C-70, D-95, E-934; çift nikol). **105**
- Şekil 4.76** : *Alkali feldspat*; pertit oluşumu; (Ör.No: A-618,B-815; A/B çift nikol). **106**
- Şekil 4.77** : *Biyotit*; A,B) Hornblendlerle kenar kenara yapışık gözlenen biyotitler ve değme kenarlarında gözlenen kloritleşme; C) Deformasyonlarla kırılmış, bükülmüş biyotit tanleri; D) Biyotitlerde deformasyonla geliştiği gözlenen kink bantları; (Ör.No: A-961,B-672,D-934,E-690; A/B/C/D tek nikol-A'/B'/C'/D' çift nikol). **107**

- Şekil 4.78** : *Biyotit*; A,B) Biyotitlerde gözlenen bükülme ve kloritleşme; C) Deformasyonla kırılmış bükülmüş biyotit; D) İri biyotit tanesindeki kapantılar, kırılma ve dilinimlerde bükülmeler; (Ör. No:A-961,B-832,C-59,D-932; A/B/C/D tek nikol-A'/B'/C'/D' çift nikol). **109**
- Şekil 4.79** : *Hornblend*; A,B,C) Öz şekilli hornblendler ve içlerindeki kapantılar D) Deformasyon etkisiyle ikizlenmesi ve dilinimlerinde bükülme ve kırılmanın gözlemlenmesi; (Ör. No:A-1, B-312, C-928, D-1106; A/B/C/D tek nikol-A'/B'/C'/D' çift nikol). **110**
- Şekil 4.80** : *Klorit*; bütünüyle kloritleşmiş bir biyotit; (Ör. No: 674; tek nikol-çift nikol). **111**
- Şekil 4.81** : *Sfen*; hornblendin içinde kapantı olarak bulunan sfen ve özşekilli taneler; (Ör. No:1; A/B tek nikol). **111**
- Şekil 4.82** : *Opak mineraller*; Granitoyidde öz şekilsiz gözlenen magnetit ve hematit ile çok az gözlenen tali mineral zeolit; (Ör.No: A-838, B-70; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol). **112**
- Şekil 4.83** : *Kenar zonunu*; porfir dokusu ve kimi örneklerde gözlenen akma yapısı; (Ör.No: A-139, B-143; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol). **113**
- Şekil 4.84** : *Kuvars*; A) Çok iri bir kuvars tanesi ve magmadaki hareketiyle, çevresine toparlanan mafik minerallerin oluşturduğu halka; B) İrice bir kuvarsta gözlenen az miktardaki dalgalı sönme; C) Ara maddenin kemirdiği kuvars ve korona dokusu; D) İri bir kuvarsin çevresine sarmalanan ufak hornblend ve biyotitler; (Ör. No: A,B-139, C-319, D-143; A/B/C/D tek nikol-A'/B'/C'/D' çift nikol). **115**
- Şekil 4.85** : *Plajioklas*; kenar zonunun biraz daha iç kısımlarındaki kısmen daha iri taneli ara madde içindeki çok ufak kuvarslar ve önceden gelişmiş olan iri fenokristal plajioklaslar; (Ör.No: A-334,B-1214; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol). **116**
- Şekil 4.86** : *Akali feldispat*; ötektik nokta kristalizasyonu ile gelişmiş gronofir doku; (Ör.No: 987; A/B çift nikol). **116**
- Şekil 4.87** : *Biyotit*; A) Ara madde içinde iri biyotit fenokristali ve çevresini sarmalamış ufak hornblend ve biyotitler ve öz şekilli iri hornblend; B) Biyotitin dilinimlerine paralel bulunan plajioklas kapantıları; (Ör.No: A-319, B-95; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol). **117**

- Şekil 4.88** : *Hornblend*; A) Ara madde içerisindeki ufak ve iri hornblendler; B) İri hornblend tanesinde basınç etkisiyle ikiz düzlemine kamalanma gelişimi ve içindeki opak mineral kapantısı; (Ör.No: A-139, B319; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol)..... **118**
- Şekil 4.89** : *Deformasyon etkileri*; A)Biyotitte deformasyonla gelişen kink bantları ve ileri derece mortar dokusu gösteren kuvarslar, B) Kink bantları belirgin çatlaklı biyotit, C) Basınçla hornblendin ikiz düzleminde gelişen kamalanma ve çevresindeki ileri derecedeki mortar dokulu kuvarslar, D) Basınçla plajioklaslarda gelişen kamalanma ve periklin ikizi; (Ör.No: A-839, B-951, C-1174, D-312; A/B/C/D tek nikol-A'/B'/C'/D' çift nikol). **120**
- Şekil 4.90** : Granitoyidin farklı eğimlerdeki sokulumunun kontak alanına genişliğine etkisinin şematik kesiti. Karakuz Tepe kuzey yamacında gözlenen geniş kontak zonu,sokulumun şemadakine benzer düşük eğimli olduğunu düşündürmektedir. **122**
- Şekil 4.91** : Yersel olarak küçük boyutta gözlenen granat skarn; (Ör. No:924; A-el örneği, B-ince kesit tek nikol). **122**
- Şekil 4.92** : Granitoyid dokanağından uzaklaştıkça azalan ısı etkisiyle gözlenen kontak metamorfik zonlar ve bölgede gelişen hornfels kayalarını gösteren şematik kesit. **123**
- Şekil 4.93** : *Klorit hornfels*; dış kontak zonda gözlenen klorit hornfelsde ağsı görünümde kloritler ve aralarda saçılmış magnetitler; (Ör. No:210; tek nikol-çift nikol). **124**
- Şekil 4.94** : *Aktinolit-klorit hornfels*; içi içe gözlenen aktinolit ve kloritler; (Ör. No: A-760, B-784; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol). **125**
- Şekil 4.95** : Ultramafik kayalarda mineral reaksiyonlarının ve ısı basınç ilişkisi. **127**
- Şekil 4.96** : *Kümingtonit-antofillit hornfels*; A) Çubuksu gözlenen antofillitler ve aralardaki prizmatik kummingtonitler; B) Flogopitin belirgin sarımsı kahverengi görünümü ve saçılmış mayetitler; (Ör. No: 117; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol). **127**
- Şekil 4.97** : *Piroksen hornfels*; A) piroksende deformasyonla gelişmiş kırılma ve bükülmüş görünüm; B) Orta irilikte piroksenler ve aralarında ki ufak piroksenler; (Ör. No: 1490; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol)..... **128**

Şekil 4.98 : <i>Enstatit kummingtonit hornfels</i> ; poikloblastik dokulu enstatitler ve çevreleyen kummingtonitler; (Ör. No: 924; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).	130
Şekil 4.99 : <i>Hornblend hornfels</i> ; A) hornblend ve aralarındaki plajioklasla kuvarslar, B) Metapelit kökeni işaret eden belli belirsiz gözlenen kalık foliasyon dokusu (Ör.No: A-289, B-925; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).	132
Şekil 4.100 : <i>Epidot-hedenberjit-diyopsit hornfels</i> ; kuvars ve plajioklasla iç içe bulunan hedenberjit ve diyopsitler ile epidot-kuvars cepleri; (Ör. No: 287; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).	133
Şekil 4.101 : <i>Hornblend hedenberjit hornfels</i> ; belli belirsiz gözlenen kalık foliasyon dokusu; (Ör. No: 1485; tek nikol-çift nikol).	134
Şekil 4.102 : <i>Albit-epidot hornfels</i> ; epidotlar ile onlarla iç içe klorit ve aralardaki albit ile kuvarslar; (Ör. No: 1000; tek nikol-çift nikol).	136
Şekil 4.103 : <i>Diyopsit-granat hornfels</i> ; öz şekilli granatlar ve aralarındaki yeşil renkli diyopsitler; (Ör. No: 1019; tek nikol-çift nikol).	136
Şekil 4.104 : Kontak metamorfizmada dokanaktan uzaklaştıkça gelişen hornfels fasiyeslerinin gidiş eğrisinin Metamorfik Fasiyeslerin Basınç-Sıcaklık tablosunda yeri.	137
Şekil 4.105 : Esas element değerlerinin SiO ₂ 'ye karşı dağılımları.	141
Şekil 4.106 : K ₂ O-Na ₂ O-CaO arasındaki ilişki.	143
Şekil 4.107 : O'Connor (1965) göre CIPW normundan hesaplanan Albit-Anortit-Ortoklas değerlerine göre granitoyitlerinin sınıflaması.	145
Şekil 4.108 : CIPW normlarından hesaplanan Kuvars-Albit-Ortoklas üçgen diyagramında magmanın kristalizasyon evrimi (Kosinovski, 1982; Johannes ve Holtz, 1996).	145
Şekil 4.109 : Granitoyitlerin R1-R2 diyagramı (De la Roche ve diğ., 1980).	147
Şekil 4.110 : A)Granitoyitlerin AFM diyagramındaki dağılımları (Irvine ve Baragar, 1971), B)Granitoyitlerin alkali subalkali diyagramındaki yeri (Le Bas ve diğ., 1986).	148
Şekil 4.111 : Granitoyitlerin K ₂ O'ya karşı SiO ₂ diyagramındaki yeri (Peccerillo ve Taylor, 1976).	149

Şekil 4.112: Maniar ve Piccoli'ye (1989) göre granitoyidlerin Shand (1943) indeksi.	149
Şekil 4.113: Q'-ANOR diyagramı (Cox ve diğ. ,1979).	150
Şekil 4.114: Granitoyidlerin iz element değerlerinin SiO ₂ 'ye karşı dağılımları.	154
Şekil 4.115: Granitoyidlerin ORG (Pearce ve diğ. 1984) ve KONDRİT'e (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edildiği örümcek diyagramlar.	156
Şekil 4.116: Pearce ve diğerlerine (1984) göre granitoyidlerin tektonik ortam diyagramları.	157
Şekil 4.117 : A) Fatma Tepe güney yamacındaki açık ocak krom madeni [72671/31436] , B) Topuk Köyü kuzeyinde Kaymaklı-Çankırı Tepeleri yamaçlarındaki krom galerileri [70604/29109].	164
Şekil 4.118: A) Serpanitinitin içindeki çeşitli kalınlılardaki manyezit damrları [71229/26089], B) Karakuz Tepe güney batı yamacında, Geçiktüğüdü Sırtı'nda işletilmiş olan manyezit ocağı [74723/25724].	165
Şekil 4.119: Kocasu Çayı vadisinde yol malzemesi mıcır üretimi için rekrstalize kireçtaşı bloklarında açılmış olan ocak [72453/22206].	167

TABLO LİSTESİ

Tablo 4.1	: Sırlı Metamorfiklerinde değişen metamorfizma derecesiyle gelişen mineral toplulukları.	87
Tablo 4.2	: Orhaneli Ofiyoliti kaya birimlerinden yapılan modal analizlere göre belirlenen mineral yüzde içerikleri.	92
Tablo 4.3	: Granitoyid örneklerinden yapılan modal analiz sonuçları.....	102
Tablo 4.4	: Sırlı Metamorfiklerinde ilerleyen kontak metamorfizma derecesiyle gelişen mineral toplulukları.	138
Tablo 4.5	: Granitoyit kayaçlarının esas element değerleri.	140
Tablo 4.6	: Granitoyidlerin CIPW normuna dayalı mineral oranları.....	144
Tablo 4.7	: Granitoyidlerin iz element değerleri.....	152
Tablo 4.8	: Granitoyidlerin nadir toprak element analiz sonuçları.	152

SEMBOL LİSTESİ

Ab	: Albit
Ak	: Aktinolit
Akf	: Alkali faldspat
An	: Anortit
And	: Andalusit
Ap	: Apatit
Bi	: Biyotit
Di	: Diyopsit
Ep	: Epidot
Ku	: Kuvars
Pl	: Plajiolklas
Kl	: Klorit
Gra	: Granat
Grf	: Grafit
Mus	: Muskovit
Hb	: Hornblend
Hi	: Hipersten
Mt	: Magnetit
Opir	: Ortopiroksen
Ka	: Kalsit
Ko	: Kordiyerit
Kpir	: Klinopiroksen
Kum	: Kummingtonit
Kyt	: Kyanit
Ol	: Olivin
Or	: Ortoklas
Pir	: Piroksen
Ser	: Serizit
Tu	: Turmalin
ORG	: Okyanusal ortası sırt graniti

ÖZET

GÖYNÜKBELEN GRANİTOYIDI GÜNEYBATI KESİMİNİN PETROGRAFİSİ VE ORHANELİ OFİYOLİTİ İLE İLİŞKİSİ (BURSA)

Bursa iline bağlı Orhaneli ilçesinin kuzeyindeki Deliballar, Topuk, Osmaniye Köyleri ile Göynükbelen Beldesi ve ilçenin batısındaki Şükriye, Dağgüney Köyleri ve çevresini kapsayan bölgede yapılan ayrıntılı jeolojik araştırmalar ışığında bölgenin jeolojik evrimine ışık tutacak veriler belirli sistematik içinde verilmiştir. Bölgedeki iki ana kaya grubunu oluşturan Göynükbelen Granitoyidi ile en geniş dokanak alanının bulunduğu Orhaneli Ofiyoliti arasındaki ilişki ve etkileşim, özellikle dokanak bölgelerinden alınan örnekler üzerinde ayrıntılı mineralojik, petrografik ve dokusal incelemelerle ortaya konulmuştur.

İnceleme alanı ve çevresinde temeli, Sırlı Metamorfikler ve Çatalca Mermeri olarak adlandırılan birimlerin oluşturduğu görülmektedir. Metapelitik ve metabazitlerin karmaşık halde bir arada bulunmasından oluşan Sırlı Metamorfikler'in en üst seviyelerinde kalkıştılar bulunmaktadır. Sırlı Metamorfikler'in içinde grafitli kirlenmiş görünümde iri rekrystalize kireçtaşı blokları bulunmaktadır. Bu bloklar dışında sahada karbonat istifi olarak metamorfiklerin üstüne uyumsuz olarak gelen Çatalca Mermeri bulunmaktadır. Mermerin hemen hemen her yüzleğinde mermer tabakalarının altında kalkıştılar gözlenebilmektedir. Sahadaki bu ilk gözlem metamorfiklerden mermere dereceli bir şekilde uyumlu geçiş olduğunu düşündürebilmektedir. Ayrıntılı bir bakışla, bölgenin geneli de değerlendirildiğinde; inceleme alanında net gözlemlenemese de, yakın çevresi ve devamlılığındaki bölgede belirlenen kireçtaşı ile kuvars çakıllarından oluşmuş taban konglomerası, Çatalca Mermeri'nin Sırlı Metamorfikler üzerine uyumsuz olarak geldiğini işaret etmektedir. Bölgenin temelini oluşturan Paleozoyik yaşlı Sırlı Metamorfikler'in üzerinde bulunan Çatalca Mermeri'nin Mesozoyik yaşlı olduğu düşünülmektedir (Yaş değerlendirmeleri Lisenbee, 1972'den alınmıştır).

Sahada doğrudan dokanak ilişkisi olmasa da Sırlı Metamorfikler'yle birlikte temeli oluşturan bir diğer metamorfik birim de Göktepe Metamorfikleridir. Batı Anadolu'da geniş yayılım gösteren Karakaya Karmaşığı'na denk görülen Göktepe Metamorfikler'ne Sırlı Metamorfikler'nden daha genç olarak Üst Karbonifer-Alt Permiyen yaşı önerilmektedir.

Kuzeybatı Anadolu'da Bursa ilinin güneyinde yer alan Orhaneli Ofiyoliti, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı boyunca dilimler halinde yer alan ofiyolitlerin batı tarafında bulunanlardan biridir. Metamorfikler ve mermerin üzerinde Üst Kretase yaşlı bindirmeyeyle yer almaktadır. İnceleme alanında Orhaneli'nin kuzeyinde; dunit, harzburgit, serpantinitten tektonik dokanakla birlikteliğinden ve aralarında bulunan

piroksenit-gabro blok ile damarlarından oluşan Orhaneli Ofiyoliti geniş bir yayılım sunmaktadır.

İnceleme alanında Orhaneli kuzeyinde Göynükbelen ve Topuk Köyleri arasında geniş bir yayılım gösteren Göynükbelen Granitoyidi diğer birimleri keserek bölgeye sokulmuştur. Eosen yaşlı Göynükbelen Granitoyidi, metamorfikler ve ofiyolitte kontak metamorfizma geliştirmiş ve hornfels oluşumuna neden olmuştur. Metamorfik kayalarla, inceleme alanı dahilinde sınırlı dokanak ilişkisi bulunduğundan, hornfels gelişimi dar bir alanda gözlenmiştir. Granitoyidin ofiyolitte geliştirdiği kontak metamorfizma, Küçükkır Tepe kuzey yamacı dışında düzgün bir devamlılık göstermese de tüm dokanak boyunca kısım kısım gözlenmektedir. Bunun ana sebebi granitoyid plüton ısısının 850-900 °C değerlerinde olmasından ötürü ultramafik kayalarda, 1400-1200 °C değerlerinde oluşan olivin-piroksen minerallerinde metamorfizma gelişmemesidir. Bundan ötürü kontak metamorfizma esas olarak serpantinitlet üzerinde gelişmiştir. Ofiyolit kantağında hornblend hornfels fasiyesinden, piroksen hornfels fasiyesine geçişle iç ve dış kontak zon gözlemlenebilmiştir. İç kontak zonda gözlenen enstatit-kummingtonit hornfels kayasını oluşturan minerallerden enstatit, Göynükbelen plütonu kontak metamorfizmasında en yüksek sıcaklık mineralidir. Buna göre en yüksek kontak metamorfizma ısı basınç koşulları, yaklaşık 2,5-3 Kbar basınçta 650–700 °C sıcaklık değerlerinde gelişmiştir.

Metamorfik temel, ofiyolit ve onları kesen granitoyidin üstünde Neojen yaşlı; üzerinde bulunduğu kayaların çeşitli büyüklükte bloklarını içeren sarımsı gri renkte kumtaşı, grimsi açık yeşil kil taşı ile bunların karbonat katkılı seviyelerinden oluşan Burmu Formasyonu yer almaktadır.

Özellikle Kocasu Çayı'nın vadisinde gelişmiş olan, akarsu çevresinde eğimin azaldığı geniş düzlüklerde 10-15 m'lik birikintiler halinde gözlenen alüvyon bol miktarda tutturulmamış bloklardan, az miktarda tutturulmuş ve tutturulmamış çakıl ve kumlardan oluşmaktadır. Bunlardan daha az miktarda yine az tutturulmuş veya tutturulmamış silt kil boyutunda malzemeler de bulunmaktadır.

SUMMARY

PETROGRAPHY OF SOUTHWEST PART OF GOYNUKBELLEN GRANITOID AND ITS RELATION WITH ORHANELI OPHIOLITE (BURSA)

With detailed geological explorations in the region which comprises Deliballar, Topuk, Osmaniye villages and Göynükbelen town at north and Şükriye, Dağgüney villages and their surroundings at west of Orhaneli district of Bursa Province, findings that would set light to geological evolution of the region is given in a specific order. The relation and interaction between Göynükbelen Granitoid which creates two main rock group in the region and Orhaneli Ophiolite in which widest boundry resides is introduced especially through detailed minerological, petrographical and textural studies over patterns from boundry regions.

It is distinguishable that Sırlı Metamorphics and Çatalca Marble form the ground base of the study area and its surroundings. Even if metapelitics and metabasits have partially regular arrangement, calcshists reside on the uppermost level of Sırlı Metamorphics consisting of complex formation of those metapelitics and metabasits. Massive recrystallized limestone blocks with graphitic contaminated appearance can be seen in Sırlı Metamorphics. Çatalca Marble, besides those blocks, essentially stands as a carbonate piling. On nearly every sample of Çatalca Marble covering up metamorfics as discordant, calcshists can be observed under marble. Observing the calcshists in this wise may give rise to thought that there is a concordant transition from metamorphics to marble by stage but, the bedrock conglomerata consisting of limestone and kuars pebbles which are identified in surroundings and continuation of the study region point out that Çatalca Marble rises over Sırlı Metamorphics as discordant even if it can't be observed clearly in the study region. It is considered that Çatalca Marble that resides over paleozoic aged Sırlı Metamorphics that underlies the region.

Even if there is no direct boundry relation, the other metamorphic which underlies the region with Sırlı Metamorphics is Göktepe metamorphics. Upper Carbonifer-Lower Permian age is suggested to Göktepe Metamorphic that seems well-matched with Karakaya Complex which has wide spread on West Anatolia as it is younger than Sırlı Metamorphics.

Orhaneli Ophiolite which resides at south of Bursa Province on North Anatolia is one of the ophiolites residing through İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone as slices. It falls within Upper Cretaceous aged crashing over metamorphics and marble. At north of Orhaneli in the study region; Orhaneli Ophiolite consisting of togetherness of dunite, harzburgite, serpentinite with tectonical boundry and piroksenit-gabro blocks along with veins among them lays wide spread. Travertine is frequently observed on crash zone of Orhaneli Ophiolite.

Cutting other units, Göynükbelen Granitoid which fundamentally spreads widely between Göynükbelen ve Topuk Villages at north of Orhaneli in the study area comes close to region. Eosen aged Göynükbelen Granitoid has contact metamorphosis with metamorphics and ophiolite and provides hornfels formation. Due to there is a limited boundry relation within the study region, hornfels evolution is observed in a narrow area. Even if the contact metamorphosis which granitoid evolved within ophiolite doesn't show regular continuity except that at north slope of Küçükır Hill, it can be observed fragmentary through whole boundry. The main cause of this is that olivin-piroksen minerals formed in 1200–1400 °C cannot metamorphose in ultramafik rocks since the temperature of granitoid pluton is about 850-900 °C. Hence contact metamorphosis fundamentally evolve within serpentinites. Inner and outer contact zone can be observed in ophiolite contact by transtion from hornblen hornfels fasiyes to piroksen hornfels fasiyes. Enstatit, as one of the minerals forming enstatit-kummingtonit hornfels rock which is observed within inner contact zone, is considered as a highest temperature contact metamorphosis mineral for Göynükbelen pluton. Observing the enstatit mineral also shows that the highest contact metamorphosis temperature of pluton is 650–700 °C at the presure of 2,5-3 Kbar.

Over the metamorphic ground, ophiolite and granitoid that cuts them, including varied sized blocks of the rocks that resides under, consisting of greyish light green clay stone and levels of those with carbonate addition, neogen aged Burma Formation resides. Alluvion, that especially has evolved in valley of Kocasu Stream, that is observed as 10-15 meter conglomeration over wide plains which slope around stream decreases, consists of plenty of unbonded blocks, a little of bonded and unbonded pebbles and sands. There are also poor bonded or unbonded silt clay sized materials lesser than those.

1. GİRİŞ

“Göynükbelen Granitoyidi Güneybatı Kesiminin Petrografisi ve Orhaneli Ofiyoliti ile İlişkisi (Bursa)” başlıklı yüksek lisans çalışmasında Eosen yaşlı Göynükbelen Granitoyidi’nin (Ataman, 1972; Bingöl ve diğ., 1982; Harris ve diğ., 1994; Dalaloye ve Bingöl 2000) petrojenezi ile yan kaya ilişkilerini ve özellikle Orhaneli Ofiyoliti üzerindeki kontak etkisini belirlemek öncelikli olarak amaçlanmıştır. Bu süreçte bölgenin stratigrafisi de ele alınarak, inceleme alanındaki kayaların mineralojik-petrografik özellikleri de incelenerek değerlendirilmiştir.

Bursa ili Orhaneli ilçesinin kuzey ve kuzeybatısındaki yerleşim alanlarını kapsayan yaklaşık iki yüz km²’lik araştırma sahasında geniş bir alanda magmatik ve ofiyolitik kayalar ile metamorfik kayalar bulunmaktadır. Bölgenin temelini oluşturan Karbonifer öncesi yaşlı Sırlı Metamorfikleri’nin (Emre, 1986) üzerine Üst Kretase yaşlı bindirmeyle Orhaneli Ofiyolitik istif (Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1971/1972 ve Tankut, 1980) gelmiş ve bunları Eosen yaşlı granitoyid sıcak dokanakla kesmiştir.

Değinilecek olan konuları sistematik ve anlaşılır olarak anlatabilmek için öncelikle çalışmanın amacı ve kapsamı genel olarak açıklandıktan sonra inceleme alanının konumu, ulaşım imkanları, morfolojisi ile iklim ve bitki örtüsünden söz edilerek çalışılan saha hakkında genel bilgiler verilecektir. Tez konusu kapsamında bölgede önceki yıllarda yapılan çalışmalara değinilip, sahayı kapsayan bölgenin jeolojisi genel özellikleri ile anlatılarak, sahanın Türkiye jeolojisindeki konumu belirtilecektir. Devam eden bölümde: saha çalışmalarından, laboratuvar çalışmalarına ve tez yazım sürecine kadar izlenen yöntemler ve kullanılan materyal ve aletlere değinilerek, tez çalışmasında sürdürülen yöntem belirtilecektir. Tezin kapsamı, çalışmanın yöntemi ve inceleme alanının genel tanıtımı yapıldıktan sonra sahada bulunan birimlerin genel özellikleri, isimlendirmeleri ve stratigrafik ilişkilerine değinilerek inceleme alanının jeolojisinin ayrıntılı anlatımına geçilecektir. Bu bilgiler ışığında tez çalışmasının temelini oluşturan birimlerin petrografik özellikleri ve yapılan incelemeler yine stratigrafik sırayla

anlatılacak ve bununla birlikte granitoyidin kontak etkisi ayrıntılı olarak belirtilecektir. Petrografi çalışmalarına destek veri olması amacıyla yapılan jeokimya incelmelerinin sonuçlarına ve yorumlamalarına ayrıntılı olarak değinilecektir. Devam eden bölümde bölgenin jeolojik evrimi, sahanın yapısal özellikleri ve ekonomik jeolojisine de değinilerek, tartışma ve sonuçlar bölümünde: bu çalışmaya özgün elde edilen yeni bulgular ve bunlarla ilgili getirilen yorumlamalara değinilerek tez sonuçlandırılacaktır.

Sürdürülecek olan bu tez yazım sistemiyle bu çalışmada bölgenin temelini oluşturan Sırlı Metamorfikler'in zonlarının ve metamorfizma fasiyeslerinin belirlenmesi; Orhaneli Ofiyoliti'nin incelme alanında kalan kısmını oluşturan kaya birimlerinin ayırt edilmesi; bu birimleri kesen Göynükbelen Granitoyidi plütonunun olası zonlarının belirlenmesi ve petrojenezi ile yankaya ilişkisi-etkisinin belirlenmesi amaç edinilmiştir. Bu doğrultuda bölgenin jeodinamik evrimine katkı olacak veri ve bilgilerin ortaya çıkarılması hedeflenmiştir.

2. GENEL KISIMLAR

Tez çalışmasının amacına değinilerek, çalışılan sahanın bölgedeki konumu, ulaşım imkanları, morfolojisi, iklim ve bitki örtüsü genel olarak belirtilip tez kapsamı ve saha hakkında ön bilgiler verilecektir. Tez konusu kapsamında bölgede yapılmış önceki çalışmalara da değinilerek; sahayı kapsayan bölgenin jeolojisi genel özellikleri ile anlatılıp, sahanın Türkiye jeolojisindeki konumu belirtilecektir.

2.1. ÇALIŞMANIN AMACI

“Göynükbelen Granitoyidi Güneybatı Kesiminin Petrografisi ve Orhaneli Ofiyoliti ile İlişkisi (Bursa)” başlıklı yüksek lisans tezi, Bursa ili Orhaneli ilçesinin kuzey ve kuzeybatısındaki yerleşim alanlarını içine alır. Yaklaşık 200 km²’lik araştırma sahasında en yaygın iki kaya grubundan Eosen yaşlı Göynükbelen Granitoyidi’nin (Ataman, 1972; Bingöl ve diğ., 1982; Harris ve diğ., 1994; Delaloye ve Bingöl, 2000) güneybatı kesiminin ayrıntılı mineralojik ve petrolojik özelliklerini belirlemek, granitoyidin yan kayalar ve özellikle bindirme yaşı Üst Kretase–Paleosen aralığında olan Orhaneli Ofiyoliti (Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1971/1972 ve Tankut, 1980) ile dokanak ilişkisini ortaya koymak çalışmanın ana amacını oluşturmaktadır.

Bu süreçte Orhaneli kuzey-kuzeybatısında saha çalışmaları sürdürülerek, jeolojik harita alımı yapıp ve laboratuvar çalışmaları için kaya örnekleri derlenmiştir. Saha çalışmalarında, bölgede daha önce yapılan araştırmalar da değerlendirilip sahanın 1/10.000 ölçekli jeoloji haritalaması yapılarak ve bölgenin stratigrafisi belirlenmiştir. Bu temel çalışmalar sırasında litolojik ve yapısal hatlar da incelenmiştir.

Göynükbelen Granitoyidi’nden, plütonun kendi içindeki değişimleri de belirleyebilmek için sahada sistematik olarak örnekler alınmıştır. Granitoyid ve tüm çevre kayalarından alınmış olan dört yüz elli beş örneğin her birinden en az bir ince kesit hazırlanarak polarizan mikroskopta mineralojik-petrografik açıdan incelenmiştir. Bu çalışmada

özellikle kayaların mineralojik bileşimleri ve fabriği incelenerek petrografik tanımlamalar yapılmıştır. Petrografik tanımlamalarla fasiyes analizleri ve zonlar belirlenmiştir. Sahadaki konumları ve mikroskop incelemelerindeki veriler ışığında gerekli görülen granitoyid örneklerinden kimyasal analizler de yürütülmüş, jeokimya verileri diyagramlarla değerlendirilmiş ve yorumlanmıştır.

Büyük ölçekli (1/10.000) jeolojik haritalama işlemi sırasında Göynükbelen Granitoyidi'nin saha içinde kalan fasiyesleri ve gelişen kontak metamorfizma oluşumları da haritalanmaya çalışılmış; bunun yanı sıra Orhaneli Ofiyoliti'nin birimleri ayırtlanmaya çalışılarak, sahadaki gözlemlerle ulaşılan veriler örnekler üzerinde yapılan incelemelerle detaylandırıp desteklenmiştir.

Sonuç olarak bölgede yapılan önceki çalışmalardan daha ayrıntılı olarak hazırlanan jeoloji haritası ve Eosen yaşlı granitoyid sokulumunun ayrıntılı mineralojik - petrografik özelliklerinin ve de Orhaneli Ofiyoliti ile dokanak ilişkilerinin belirlenmesi ile Türkiye Jeolojisine katkıda bulunulması hedeflenmiştir.

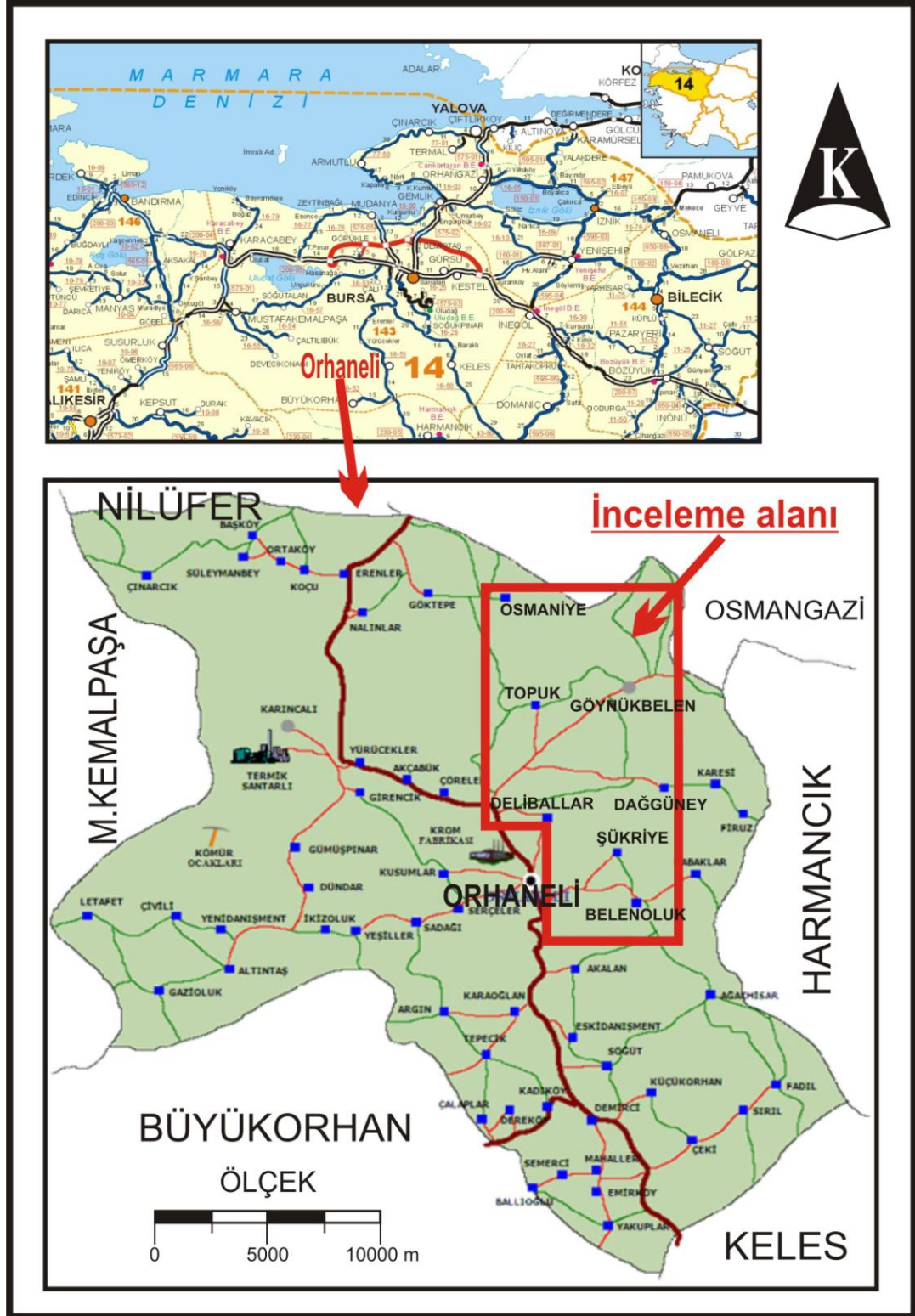
2.2. İNCELEME ALANININ TANITILMASI

2.2.1. İnceleme Alanının Konumu

Çalışma alanı Marmara bölgesinin güney kısmında kalan Bursa ilinin Orhaneli İlçesinin sınırları içerisinde. Orhaneli ilçesinin kuzeyindeki Deliballar, Topuk, Osmaniye Köyleri ile Göynükbelen Beldesi ve ilçenin batısındaki Şükriye, Dağgüney Köyleri ve çevresindeki yaklaşık iki yüz km²'lik sahayı kapsamaktadır (Şekil 2.1). Bursa, kuzeyden Marmara Denizi, Yalova ve Kocaeli, kuzeydoğudan Sakarya, doğudan Bilecik, batıdan Balıkesir, güneyden Balıkesir ve Kütahya illeriyle; Orhaneli ilçesi kuzeyinde Nilüfer ve Osmangazi, güneyinde Büyükşehir, Harmancık, batısında MustafaKemalpaşa, doğusunda Keles ilçeleriyle çevrilidir.

Önemli yerleşim yerleri; Orhaneli ilçesine bağlı Deliballar, Şükriye, Belonoluk ve Topuk Köyleri'nde şehre göç yaşanmasıyla nüfus azalmış olsa da sürekli yerleşim devam etmektedir. Orhaneli'ne karayoluyla on beş km kadar uzaklıktaki, Bursa Büyük

Şehir Belediyesi sınırları içerisindeki Göynükbelen Beldesi sahanın kapsadığı alanda nüfus olarak en kalabalık yerleşimdir.



Şekil 2.1 : İnceleme alanının Türkiye haritasındaki konumu ve yer bulduru haritası.

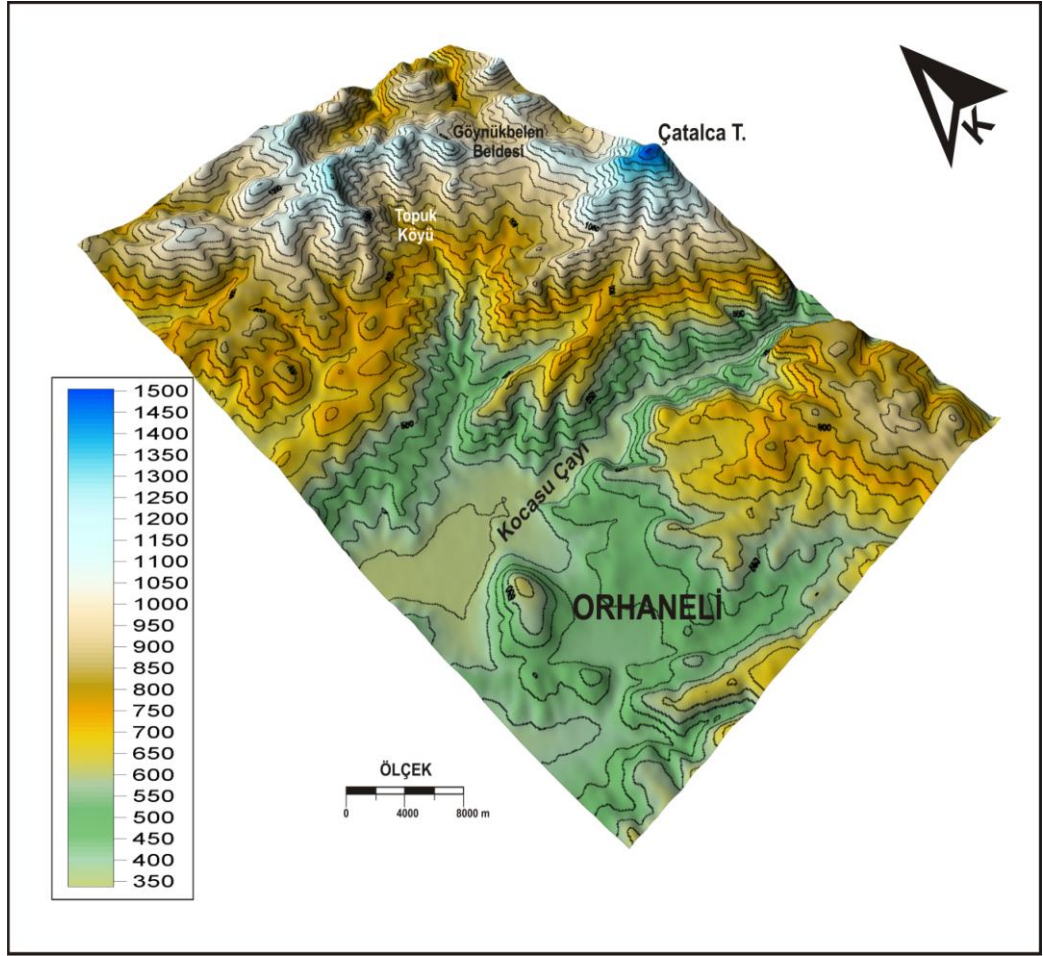
2.2.2. Ulaşım

Bursa ilini Orhaneli ilçesine bağlayan yol: yol çalışmaları sürmekle birlikte, çift şeritli asfalt olup elli km'dir. Orhaneli çevresinden geçen yol Büyükorhan ilçesinden geçerek Kütahya iline devam etmektedir. Orhaneli ile köyler arasındaki yolların büyük çoğunluğu asfalt-stabilize yollardır. Köyler arasında tarlalarda hasat yolu olarak kullanılan toprak yollar da bulunmaktadır. Köy yolları dışında orman yolları da oldukça yaygın bir ulaşım ağı sağlamaktadır. Ulaşım hemen her mevsim yapılabilir. Topuk Köyü'nden geçerek Osmaniye Köyü'ne orman içinden devam eden eski Bursa yolu da köyler arası ulaşımında halen kullanıma devam etmektedir.

2.2.3. Morfoloji

Çalışma alanında granitoyid ile birlikte en çok alan kaplayan kaya birimi olan ofiyolit bindirmesi ve sonrasında granitoyid sokulumu ve gelişen ters faylar, bölgenin yerel yükseltisini etkilemiştir. Granitoyid ile diğer birimlerin ayrışmaya karşı dirençlerindeki farklılık da morfolojik değişimleri beraberinde getirmiştir. Çalışma alanında çoğunlukla yüksek alanları ofiyolit, alçak ve düşük eğimli morfolojiye sahip alanları ise granitoyid oluşturmuştur. Bölgede en yüksek tepeler: Çatalca T. (1523 m), Kocayaren T. (1326 m) (yangın gözlem kulesi), Yağbeleni T. (1237 m), Dam T.(1207 m),Yassı T. (1141 m), Çayırbaşı T. (1043 m), Meran T. (1036 m), Söğütoğlukırı T. (1001 m) bulunmaktadır (Şekil 2.2). Çalışma alanında yükseltinin en az olan kesimi, yaklaşık yükseltinin 500 m dolayında olduğu ve inceleme alanını doğu-batı doğrultusunda kesen Kocasu Çayı'nın yamaçları ve alüvyonları oluşturur. Kocasu Çayı'nın inceleme alanı içinde kalan kısmında keserek geçtiği birim Sırlı Metamorfikleridir.

Bölgedeki en büyük akarsuyu olan Kocasu Çayı'ndan başka, Çınarlı Dere, Karakoga Dere, Değirmen Dere, Çardı Dere, Hamam Dere de genel olarak kuzey-güney tektonik sıkışma sonucu oluşan yapıya; doğu-batı yönündeki şistoziteye veya zayıflık zonlarına paraleldir.



Şekil 2.2: İnceleme alanının morfolojisinin üç boyutlu çizimi.

2.2.4. İklim ve Bitki Örtüsü

Bursa ili genelinde Akdeniz iklimi egemen olmasına rağmen çalışma alanı ve çevresinde Marmara ve iç Ege iklim tipleri görülmektedir. Yaz ayları sıcak ve az yağışlı, kışlar ise soğuk ve yağışlı geçmektedir. Orhaneli şehir merkezinde, çevresine göre daha alçak konumda olduğundan, yaz aylarında sıcaklık yüksek olmakla birlikte kuzeyinde bulunan köylerine doğru yükseltinin artmasıyla sıcaklık daha düşük derecelerde gözlenmektedir.

Çalışma alanı ve çevresindeki meteoroloji istasyonlardan alınan yaklaşık elli yıllık ölçüm değerlerine göre ortalama sıcaklıklar 4,95 °C ile 23,80 °C arasında değişmektedir. Aynı dönem içerisindeki en düşük sıcaklık -25,7 °C, en yüksek sıcaklık ise 47,6 °C

olarak ölçülmüştür. Havza çevresindeki meteoroloji istasyonlarından elde edilen buharlaşma değerlerine göre en yüksek buharlaşma ortalama 274,32 mm olarak, en düşük buharlaşma ise ortalama 8,18 mm olarak ölçülmüştür.

Yerleşim alanlarının yer seçiminden de anlaşılacağı gibi, ofiyolit sahasında tarım için elverişli toprak örtüsü pek gelişmemiştir. Ofiyolit bulunduğu alanlarda yaygın görülen kızılcam ağaçlarının oluşturduğu ormanlar, bölgede on-on beş yıl içinde gerçekleşen iki büyük yangın ile çokça küçük yangınlar sonucu ve de orman işletmesinin “toplu kesimleri” ile her geçen gün seyrelmektedir. Seyrelen ormanlar, cam ağaçları dışında kavak ağaçlarından söğüt ağaçlarına kadar birçok çeşit ağaç türünü de içeren kısımlardan oluşmaktadır.

Geçimini sağlamak için öncelikle tarım ve hayvancılık yapmayı yeğleyen halk, bu nedenle ormanların kapsadığı ofiyolitik sahayı tercih etmemiştir. Göynükbelen Granitoyidi’nin ayrışmasıyla gelişen arenadan oluşan toprak üzerine çok çeşitli sebze ve meyve yetiştirilebilmektedir. Granitoyid sahasının tarım açısında verimli olması, yerleşimin büyük oranla granitoyidin kapsadığı sahada yoğunlaşmasını etkilemiştir. Bununla birlikte, ayrışmasıyla yine kimyasal açıdan zengin ve verimli toprak oluşturabilen metamorfikler üzerinde de yerleşim yoğunluğu mevcuttur.

2.3. ESKİ İNCELEMELER

Çalışma konusu kapsamında inceleme alanının bulunduğu bölgeyle ilgili araştırmalar genellikle bölgesel jeoloji, tarihsel jeoloji ve kromit cevherleşmelerine yönelik detay çalışmalardır. Bu araştırmalar genel olarak çalışma alanı ve çevresinin jeolojik evrimi ile genel jeolojik özelliklerine yaklaşım sunan çalışmalardır.

Wijkerslooth (1942), “Türkiye ve Helen ülkelerindeki kromit filizleri ve bunların bu ülkelerin genel tektoniği ile ilişkisi” başlıklı incelemesinde ultrabazit kayalar ile birlikte metamorfik birimlere Paleozoyik yaşını vermiştir. Bursa ili güney kesimlerinde glokofanlı ve epidot-glokofan şistler bulunduğunu belirtmekte ve Paleozoyik sonunda bu metamorfikleri kesen granitoyidin kontak metamorfizma etkisiyle glokofanı başkalaştırmış olabileceğini belirtmiştir.

Kovenko (1945), “Bursa bölgesindeki enjeksiyon tipindeki kromit yatakları” başlıklı incelemesinde kromit oluşumlarının geliştiği ultramafik kayalara Paleozoyik yaşını vermiştir.

Ketin (1947), “Uludağ Masifinin tektoniği” başlıklı incelemesinde masifdeki metamorfikleri de inceleyerek bunların gnays ve amfibolit, şist mermer, mika şist ve fillat, mermer ve yarı mermer olarak sınıflandırarak yaşlarının Permien öncesi olduğunu belirtmiştir.

Kalafatcıoğlu (1962), “Tavşanlı–Dağardı arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantinlerle kalkerlerin yaşı hakkında not” başlıklı incelemesinde metamorfik birimleri gnays ve onların üstünde de az metamorfik kayalar olarak ikiye ayırmış ve Paleozoyik yaşında olduklarını belirtmiştir. Metamorfiklerle birlikte bölgede Mesozoyik yaşlı kalkerler, Tersiyer göl sedimanları, ofiyolitik seri kayaları, asit intrüzyonlar, lav ve tüflerin varlığını belirtmiştir. Kalın kalker seviyesine ise içerdiği fosillere göre Üst Mesozoyik’in en üst katı olan Maestrihtyen yaşını vermiştir. Bunların üzerinde serpantin, volkanik breş, diyabazdan oluşan istif, “Karışık Seri” olarak isimlendirmiştir. Ofiyolit seri kayalarının çoğunlukla serpantinleşmiş olduğunu ve bunun da sebebinin, ofiyolit intrüzyonlarının geniş çaplı tektonik durumlarından ilişkili olduğunu savunmuştur. Aynı zamanda, Paleozoyik ve Mesozoyik olmak üzere farklı yaşta iki ayrı ofiyolit serinin bulunduğunu belirtmiştir.

Kaaden (1966), “Türkiye’deki glokofan kayalarının önemi ve dağılışı” başlıklı incelemesinde glokofan kayalarının kökeni ile ilgili yorumlamalar yapmış ve bu doğrultuda Türkiye’de glokofanlı yeşil şist ile lavsonit-glokofan fasiyeslerini kesin olarak belirlenmiştir.

Bürküt (1966): “Kuzeybatı Anadolu’da yer alan plütonların karşılaştırmalı jeoteknik etüdü” başlıklı incelemesiyle Uludağ masifinin güneyindeki Keles-Orhaneli arasındaki plütonların Uludağ plütonundan farklı olmakla beraber kendi aralarında birbirine benzeyen granodiyoritik bir magma oluştuğunu ileri sürmüştür.

Özkoçak (1969), “Orhaneli ultrabazik masifinin ve yakın çevresinin jeolojik etüdü” başlıklı incelemesinde Orhaneli ve kuzeyinin tamamını araştırılarak bu bölgede bulunan metamorfikler alt ve üst metamorfik seri olarak ikiye ayırmıştır. Bu metamorfik serilerin de üzerinde uyumsuz olarak Permo-Karbonifer serisi ve Permien Çatal Tepe kalkerinin bulunduğunu belirtmiştir. Bunların üzerine de yine uyumsuz olarak Üst Jura-Alt Kretase yaşlı bej renkli kalkerler ile Üst Kretase yaşlı dolerit ve Ultrabazit kayalarının bulunduğunu belirtmiştir. Tersiyer yaşlı granodiyorit varlığını ve dasitik, andezitik volkanizmanın üzerinde ise konglomera tuf ve travertenin bulunduğunu da işaret etmiştir.

Lisenbee (1971), “Ultramafik-Gabro baskı levhası ve çevresi” başlıklı incelemesinde Orhaneli Masifi’nin soğuk bir kitle olarak Geç Kretase’de yerleştiğini belirtmiştir.

Lisenbee (1972), “Bursa yakınındaki Orhaneli ultramafik masifinin yapısal düzeni” başlıklı incelemesiyle grafitik mikaşist, beyaz mikalı şist, masif mermer ve metamorfize olmuş bazik lav blokları, radyolarit, glokofanlı ve lavsonitli metamorfiklerin Paleozoyik veya Mesozoyik yaşında olabileceğini belirtmiştir. Bunların üzerinde ters fay veya uyumsuz bir dokanakla grovak serisinin, onun da üstünde Orta-Üst Jura yaşlı transgresif konglomera ile Üst Jura-Alt Kretase yaşlı denizel şelf oluşumlu kireçtaşının bulunduğunu göstermiştir. Üst Kretase yaşlı yerel kumtaşı ve kireçtaşı, diyabaz ve tuf ara katkıları ile blok şist ve mermer içeren birimin üzerinde şaryaj ile ultramafit-gabro karmaşığının geldiğini belirtmiştir. Dört ayrı harzburgit ile iki dunit birimini bağımsız olarak haritalamıştır. Granodiyorit, granit, aplit topluluğuna Paleosen, dasit ile riolite Oligosen-Miyosen ve traverten, tuf, konglomera, kumtaşına Miyosen-Pliyosen yaşını vermiştir.

Ataman (1972), “Orhaneli granitoidik masifinin radyometrik yaşı” başlıklı incelemesinde Orhaneli Granitoyidi ismini vermiş olduğu granitoyitten almış olduğu dört arazi örneği üzerinde Rb-Sr metoduyla yaş belirleme çalışmaları yapmıştır. Çalışmalar sonucunda Orhaneli Granitoyidi’nin yaşını 50 My olduğunu belirlemiş olmasına rağmen bu yaşın bir intrüzyon olayının mı yada Paleozoyik yaşlı bir kütlenin gençleşme yaşını mı belirttiğini tam saptayamamıştır. Ancak Orhaneli kütlesinin 50 My önce kesin olarak plütonizma, metamorfizma ve şiddetli tektonizma etkisi altında kaldığını belirtmiştir.

Bingöl (1975), “1:25.000 Ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerinde tartışmalar” başlıklı incelemesiyle Kuzey Anadolu fayının güneyinde çok büyük kireçtaşı bloklarından ve yeşil şist fasiyesinde metaspilit ve metagrovaklardan oluşmuş bir kuşağın yer aldığını belirtmiştir. Buradaki kireçtaşı bloklarının birlikte bulunduğu şistlerin, orta basınç koşullarını belirten yeşil şist fasiyesinin özelliklerini taşıdığını ancak bazı yerlerde glokofan da içerdiğini ve de yeniden kristallenmiş olup çoğunun fosillerini kaybettiğini belirtmiştir.

Bingöl (1975), “Batı Anadolu’nun jeotektonik evrimi” başlıklı incelemesinde Kuzeybatı ve Güneybatı Anadolu’daki jeolojik birimleri: Eski masifler, Paleozoyik, Mesozoyik, Tersiyer ve Kuvaterner zamanlarına ayırarak incelemiştir. Batı Anadolu’nun temelini oluşturan kayaların Antekambriyende gelişen farklı jeolojik evrim ve yaşlara sahip Menderes, Kazdağ ve Uludağ metamorfik masiflerinden oluştuğunu belirtmiştir. Bu masifler ve Kuzey Anadolu Fayı kuzeyindeki bölgelerin büyük olasılıkla Alt Paleozoyikte birbirlerinden bugünkünden farklı coğrafik koordinatlarda bulunup ve üç masifin kapsadığı bölgenin Permo-Karbonifere kadar karasal olabileceğini ileri sürmüştür. Okyanuslaşmanın Üst Permiyen-Alt Triyas döneminde başladığını belirtmiştir. Batı Anadolu’nun Ege Adaları ve Yunanistan’la birlikte Üst Tersiyer’e kadar aynı jeotektonik evrimi geçirdiğini belirtmiştir. Pliyo-Kuvaterner’den itibaren ise Ege plakasının Yunanistan’dan ayrı bir jeotektonik evrim geçirdiğini ortaya koymuştur. Menderes Masifi’nin Kazdağ ve Uludağ altına doğru dalmasının Üst Kretase döneminde başladığının ve Menderes Masifi’nin kuzey-kuzeybatıya dalması sonucunda kuzeyde doğu-batı ve kuzeydoğu güneybatı sıralanışı gösteren Alt Tersiyer yaşlı granodiyoritler gelişmiş olabileceğini belirtmiştir.

Tankut (1980), “Orhaneli Masifi” başlıklı incelemesinde ultramafik kayaların düzgün katmanlı olduğunu ve buna paralel katmanlı kromitlerin geliştiğini belirtmiştir. Ofiyolit masifinin ultrabazit, klinopiroksenit-verlit ve kromit araldanmasından oluştuğunu, ayrıca çok az gabronun da bulunduğunu öne sürmüştür. Kayaların MgO ve Al_2O_3 oranlarının yüksek, kromitlerde bol Cr ve Mg içerikli olduğunu, toplam Fe oranlarının sabit kaldığını belirtmiş ve Alp tipi karmaşıkların kimya bileşimleri ile eşitli olduğunu vurgulamıştır.

Yılmaz (1981), “Atlantik tip bir kıta kenarının pasifik tip kıta kenarına dönüşümüne Türkiye’den örnek” başlıklı incelemesinde Sakarya Nehri’nin Doğu-Batı yönlü aktığı Orta Sakarya bölgesindeki kayaları, nehrin kuzey ve güneyinde kalmalarından ötürü Kuzey ve Güney topluluklar olarak isimlendirerek ikiye ayırmıştır. Kuzey topluluğun granitik bir temelden oluştuğunu ve bunun üzerinde Jura ve Alt Kretase’de sık karbonat platformunun geliştiğini ve üst Kretase’de denizin derinleşerek filiş türü malzemelerin çökeldiğini ortaya koymuştur. Güney topluluğunun ise, Ankara batısından Ege kıyılarına kadar uzanan ofiyolitik kayalardan oluştuğunu belirtmektedir. Ayrıca Permiyenden Üst Kretase’ye kadar değişik yaştaki çökel kayaların parçalarının da bu Ofiyolit’in içine karıştığını belirtmiştir. Bursa güneyi ve Keles’in güneyi Orhaneli çevresi gibi pek çok yerde de ofiyolitik kayaların egemen olduğunu tektonik karmaşığı tanımlamıştır.

Emre (1986), “Orhaneli Ofiyoliti’nin Jeolojisi ve Petrolojisi” başlıklı doktora tez çalışmasında ofiyolit’in İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı ile ilişkisini ortaya koymuş, ofiyolit’in as bölümlerini detaylı olarak tanımlayarak haritalamış ve bunların hem okyanus içi hem de kıtaya yerleşim etkilerini araştırmıştır. Ofiyolit’in çevre kayalarını da inceleyerek Sırlı Metamorfiti, Çatalca Mermeri, Belenoluk Metagraniti, Göktepe Metamorfiti, kristalize kireçtaşı mineral parajenezleri ve dokusal özelliklerine göre alttan üste doğru sıralamıştır. Ofiyolit yerleşimi öncesi ve buna paralel gelişen metamorfizma koşullarını saha ve laboratuvar çalışmaları ile ortaya koymuştur.

Kaya ve diğ., (1989), “Jura öncesi bloklu tortul kayaların stratigrafisi, Bursa güneyi” başlıklı incelemelerinde Kuzeybatı Anadolu’nun güney, Batı Anadolu’nun kuzey bölümüne ait yaşlı, büyük birimlerin dördünün ultramafik kayalar, ortaç dereceli amfibolit-bantlı gnays, alçak dereceli metamorfik kayalar, Jura öncesi bloklu tortul ve az olarak, mafik volkanik kayalardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Farklı plütonlar halinde yüzeylenmiş olan Paleosen granodiyorit karmaşığının ultramafik-mafik katmanlı birimin içine sokulduğunu söylemişlerdir.

Haris, Kelley ve Okay (1994), “Kuzeybatı Anadolu’da çarpışma sonrası magmatizması ve tektoniğı” başlıklı incelemelerinde bir takım biyotit-hornblend granodiyorit’in Eosen (53-48 milyon yıl) süresince mavişist fasiyesindeki metapelitliklere sokulmuş olduğunu

belirtmişlerdir. Bu post-tektonik granitoyidin sokulumu sonucunda yaklaşık 3 kbar basınç gösteren kordiyerit ve andalusitli termal zonun geliştiğini savunmuşlardır. Orhaneli ve çevresinde Orhaneli, Topuk, Göynükelen, Gürgenyayla isimleri verilmiş olan birbirleriyle köken ve yaş ilişkili dört adet granitoyidin bulunduğunu belirtmişlerdir. Orhaneli ve Topuk granitoyitlerinin kimya ve yaş karşılaştırmalarını yapmışlardır. On ikiye on beş km²'lik alanı kaplayan elips bir pluton olan Topuk Granitoyidinin yaklaşık 4 My yaş farkıyla Orhaneli Granitoyidin'den genç olduğunu belirtmişlerdir. Bu plütonun mavişist fasiyesinde bölgesel metamorfizmaya uğramış kuvars-mikaşist, grafitik mikaşist ve mermerleri üzerleyen metakuvarsit istife ve bu temel istifine bindirmiş olan Orhaneli Ofiyoliti'ne zorla girmiş orta taneli granodiyorit olduğunu belirtmişlerdir.

Okay ve Kelley (1994), “Türkiye’nin Kuzeybatısındaki jadeyit + glokofan ve klorit + glokofan şistlerin tektonik konumu, petrolojisi ve jeokronolojisi” başlıklı çalışmalarında volkano-sedimanter istif ve ofiyolitik melanj olarak değerlendirdikleri; splitleşmiş bazik volkanik kayalar, piroklastikler, radyolaryalı çörtler, pelajik şeyli kireçtaşları ile serpantinitle birbiri üzerine itilmiş ofiyolitik tektonik dilimlerden oluşan kayalar olduğunu belirtmişlerdir. Bu kayaları okyanusal kabuğun üst tabakasının yığışım prizmasını içeren Kretase yaşlı yığışım kompleksi olarak yorumlamışlardır. Mavişistler, peridotit dilimler, volkanik ve volkano-sedimenter istiflerden oluşan bu topluluğa “Tavşanlı Zonu” adını vermişlerdir. Orhaneli bölgesinden almış oldukları mavişist örneklerindeki fengit minerallerinden Ar-Ar lazer prob yöntemiyle yaptıkları incelemeler ışığında topluluğun Üst Kretase (88 ± 1 My) yaşında olduğunu belirlemişlerdir.

Gültaşlı (1996), “Orhaneli Ultramafik Karmaşığının mineralojisi, petrografisi ve kökeni” başlıklı incelemesinde Orhaneli kuzeyinde yaptığı çalışmada ofiyolit diziliminde bulunan tektonitleri, ultramafikleri ve mafik-ultramafik tabakalı kümülatları gözlemlemiştir. İdeal ofiyolit dizisindeki levha dayklarının ve ofiyolitlere ait yastık bazaltların bulunmamasından dolayı bu ofiyolit eksik dizili bir ofiyolit olduğunu belirtmiştir. Orhaneli Ofiyolitik Karmaşığı olarak adlandırdığı bu ofiyolitte: çok küçük dunit mercekleri içeren harzburgitler ve serpantinitleten oluşan tektonitler ile verlit, kümülat dunit, klinopiroksenitlerden oluşan kümülatlar olmak üzere altı kaya türünü

saptamıştır. Karmaşıktaki bulunan tek mafik kaya gabroların da kümülatlar içinde yer aldığını belirtmiştir. Dunitler içerisinde geliştiklerini belirttiği stratiform karakterdeki kromit yataklarının Orhaneli Ofiyolitik Karmaşığı içindeki yerlerini haritalamıştır. Jeokimyasal yöntemler ile hem ofiyolitik karmaşığın hem de kromitlerin kökenleri hakkında değerlendirmelerde bulunarak önceki çalışmalar ile karşılaştırmasını yapmıştır. İncelemelerinin ışığında ofiyolit karmaşığını oluşturan ultramafik-mafik kayaların, üst mantonun kısmı ergimesi ve kristal ayrışması ile oluştuğu belirtmiştir.

Yılmaz (1997), “Batı Anadolu’nun jeolojisi ve Kuzeybatı Anadolu’nun aktif tektoniği” başlıklı incelemesinde Batı Anadolu dizilimini Alt ve Üst Birlik olarak ikiye ayırmıştır. Alt Birlik’i farklı tektonik birliklerden oluşan bir tektonik mozayik olarak tanımlamış ve Kuzeyden Güneye doğru: Sakarya Kıtası, İzmir-Ankara Ofiyolit Süturu, Menderes Masifi ve Toridler olarak ayırtlamış; Üst birlik veya örtü olarak tanımlanan kayaların ise alt birliği oluşturan tektonik birliklerin son birleşiminden sonra oluşmuş ve Oligosen sonrası, esas olarak kıtasal depolanmalar ve geniş yayılımlı volkanik kayalardan oluştuğunu belirtmiştir.

Okay ve Satır (2006), “Türkiye’nin kuzeyindeki Eosen plütonizması ve metamorfizmasının jeokronolojisi: olası magmatik yay için bir kanıt” başlıklı incelemesinde Kuzeybatı Türkiye’de izotopik yaşları 53 My- 35 My arasında değişen Eosen kalk-alkalin intrüzyonlarının dört yüz km uzunluğunda ve altmış km genişliğinde batı-kuzey batı, doğu-güney doğu uzanımlı bir kuşak oluşturdıklarını belirtmişlerdir. Bursa güneyindeki bu plütonların Üst Kretase’de mavişist metapelitleri içine, Eosen döneminde düşük basınç-yüksek sıcaklık metamorfizması oluşturarak sokulduklarını belirtmektedirler.

Altunkaynak (2007), Kuzeybatı Anadolu’daki çarpışma sonrası gelişen Eosen plütonlarının iki kuşak halinde, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı’nın kuzeyinde ve ona yarı paralel olarak D-B uzanımlı olduğunu belirtmiştir. İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı boyunca bulunan ofiyolit ve mavişistlere sokulan diyorit, kuvars diyorit, granodiyorit ve siyenitten oluşan güney bölgesindeki kenet kuşağı granitoidlerinin yaşlarının 54–48 My arasında değiştiğini, Sakarya kıtasının Paleozoyik ve Mesozoyik kristalin kayalarına sokulan monzogranit-granit ve granodiyoritten oluşan kuzeydeki

Marmara adası granitoyidlerinin ise kenet kuşağı granitoyidlerinden daha genç (48-34 My) olduğunu belirtmektedir.

Okay, Satır ve Shang (2008), “Kuzeybatı Türkiye’deki Anatorid-Torid bloklarından Ordovisiyen metagranitoyidler” başlıklı incelmelerini Tavşanlı Zonu’nun batısında yapmış olup; bu bölgede metagranitoyidin varlığını belirtmişlerdir. Bu metagranitlerde zirkonlarda yaptırdıkları yaş tayinleri sonucunda Ordovisiyen (467 ± 4.5 My) yaşlı granit olduğunu ve Tavşanlı Zonu’nun mermerleri ve mikaşistleri arasında yaklaşık 400 m kalınlığında olduğunu ileri sürmüşlerdir. Kapanca tepesinin çevresinde 1-1,5 km’lik alanda yer aldıkları için bu metagranitoyide Kapanca Metagranitoyidi adını vermişlerdir.

2.4. BÖLGESEL JEOLojİ

Türkiye’nin Kuzeybatısında yer alan Bursa bölgesi konumu itibariyle çok çeşitli kaya gruplarından ve farklı tektonik birliklerden oluştuğu için pek çok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Bu çalışma ise Bursa’nın güneyindeki Orhaneli ilçesi ve çevresinde gerçekleştirilmiştir. Bu bölge kayaları Tavşanlı Zonu kayalarından oluşmuştur (Okay ve Kelley, 1994).

Çalışma alanının bulunduğu bölge, doğu-batı uzanımlı Alp-Himalaya kuşağında yer almaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Tektonik açıdan çalışma alanı, Brinkmann (1966, 1972 ve 1976) tarafından ilk kez tanımlanmış olan İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı güneyinde kalan alanları kapsamaktadır. Gondwana ve kuzeydeki Lavrasya kıtalarının bulunduğu bu sınır günümüzde, Pontid tektonik kuşağı ile Anatolid–Torid platformunu birbirlerinden ayırmaktadır. Bölge paleotektonik ve neotektonik yapıları bir arada bulunduğundan, jeolojik evrim açısından oldukça dikkat çekici bir merkezdir.

Farklı dönemlerde riftleşip kapanan okyanusal havzalar, çalışma alanı ve çevresindeki okyanusal ve kıtasal birlikleri oluşturmuş ve jeolojik süreçler içerisinde bunları şekillendirmiştir. Paleozoyik ve Mesozoyik dönemlerde varlığını sürdüren Tetis okyanusu Pontidler, Anatolid-Torid platformu ve Arap Platformunu birbirinden ayırmıştır. Bunlardan kuzeydeki Pontid tektonik kuşağı Lavrasya kıtasına aitken,

Anatolid-Torid Platformu, Kırşehir Masifi ve Arap platformu ise Gondvana kıtasına aittir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1982; Okay, 1989; Harris ve diğ., 1994; Okay ve Tüysüz 1999). Gondvanaya ait bu birlikler Tetis Okyanus kabuğunun kuzeye dalması ve Erken Tersiyerdeki, Alpin Orojeni sırasındaki kıta-kıta çarpışması (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve diğ., 1998) nedeniyle stratigrafik, yapısal ve metamorfizma dereceleri yönünden birbirlerinden önemli farklılıklar göstermektedirler.

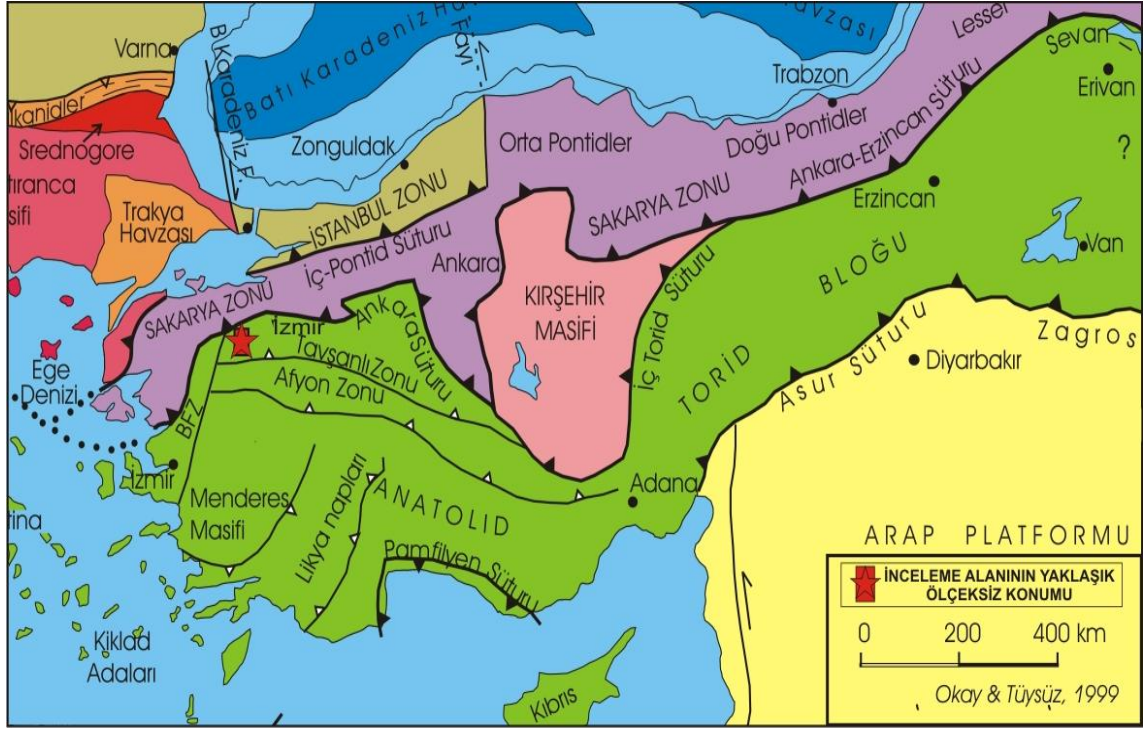
Yaklaşık 2000 km uzunluğundaki İzmir–Ankara–Erzincan Kenet Kuşağı boyunca Karbonifer’den Paleosen’e kadar geçen sürede Türkiye’de Lavrasya ile Gondvana arasındaki ana jeolojik sınırı oluşturmuştur. Tetis Okyanusu Karbonifer-Geç Triyas ve Triyas-Paleosen arasında iki evrede şekillenmiştir. İzmir–Ankara–Erzincan Kenet Kuşağı boyunca, Karbonifer’den Triyas’a (Paleotetis) ve Triyas’tan Kretase’ye (Neotetis) iki ayrı okyanusal litosfer tüketilmiştir (Okay ve Tüysüz 1999).

Pontidlerle, Anatolid ve Toridlerin kenetlenmesi, ofiyolit naplarının taşınması ile Eosen’e kadar sürmüştür (Yılmaz, 1997). Çarpışmayı izleyen süreçte, iki kıtanın birleşmesi ise Miyosende son bulmuştur (Yılmaz, 1997). Başka bir görüşe göre ise çarpışmanın, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı boyunca batı kesimlerde Erken Paleosende, doğuya doğru ise Geç Paleosen’de görüldüğünü ve kıtasal çarpışmanın farklı zamanlarda bittiği savunulmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999).

İnceleme alanının içinde kaldığı Gondvana Kıtası’na ait Anatolid–Torid Platformu yapılan ayrıntılı çalışmalar sonucu batı-kuzeybatı ile doğu-güneydoğu doğrultulu zonlara ayrılmıştır (Okay, 1989). Bunlardan en kuzeydeki zon Tavşanlı Zonu’dur ve inceleme alanındaki kaya birlikleri bu zona ait birliklerdir. Tavşanlı Zonu kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi boyunca Pontidler ile dokanaktadır; güneyde ise Afyon Zonu’nun metamorfikleri üzerinde tektonik olarak yer alır (Okay, 2007). İnceleme alanını Tavşanlı Zonu’nun da en Kuzey kısmında kalmaktadır ve üst sınırından İzmir Ankara Erzincan Kenet Kuşağı geçmektedir (Şekil 2.3).

İnceleme alanı dahilinde Tavşanlı Zonu’nun barındırdığı kaya gruplarından ofiyolit kayalarının bindirdiği, bölgenin temelindeki metamorfikler; en altta metamorfik şist ve metabazit ile en üst seviyedeki mermer birimlerinden oluşmaktadır. Temel metamorfikleri ve ofiyolit kayalarını kesen bir granitoid yer almaktadır.

Tavşanlı Zonu'nun temelinde yer alan birim: gri renkli kuvars- mika şistler ile iyi derecede katmanlanmış sert, orta taneli şist dizilimi ile tanımlanan mavi şistlerden oluşmaktadır. Bu mavi şistlerin üst kısmında az oranda metabazit katmanlar yer almaktadır. Bu temelin en üstünde de mermer dizilimi yer almaktadır (Okay ve Kelley, 1994).



Şekil 2.3: Anadolu levhası ve çevresinin tektonik haritası ve ana kenet kuşakları ile kıtasal blokları gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999).

İnceleme alanında Sırlı Metamorfikleri olarak adlandırılan birimin tabanı görülmemekle birlikte litolojik olarak, Tavşanlı güneybatısındaki İkibaşlı Formasyonu (Kaya, 1972), Simav Metamorfiti (Konak, 1982) ve Bozüyük çevresindeki Bozüyük Birliğine (Servais, 1982), benzerlik gösterdiğinden çökelme ve metamorfizma yaşı Permo-Karbonifer öncesi olabileceği belirtilmiştir (Emre, 1986).

Metamorfik temeli oluşturan şistlerin ve mermerlerin üzerinde tektonik olarak ofiyolit yer almaktadır. Ofiyolit kalınlığı birkaç kilometreyi bulmakla birlikte ideal ofiyolit dizilimi göstermemektedir. Ofiyolit istifi ağırlıklı olarak harzburjit ve dunit ile

harzburjitler içindeki dunit merceği, mikrogabro daykları, piroksenit damarları ve ince kalınlıkta gabro-piroksenit ile serpantin kayalarını bulundurmaktadır (Emre, 1986).

Bu incelemenin ana konusunu oluşturan ve inceleme alanında da geniş alan kaplayan kalk alkalın granitoyid, tektonizma sonrası hem ofiyolite hem de metamorfik dizilime sokulmuştur. Tektonizma sonrası bölgeye sokulan plütonlarda yapıları Ar-Ar ve Rb-Sr biyotit ve hornblend yaş analizleri ile plütonların yaş aralığının 53-35 My olarak belirlenmiştir. Bu analizlere göre granitoyid bölgeye Alt-Orta Eosen'de yerleşmiştir (Ataman, 1972).

Daha sonra yapılan araştırmalarla da bu yaş aralığı daraltılarak Eosen kalk-alkali plütonların izotopik yaşlarının 53-43 My aralığında ve bu plütonlar kuzey batı-güney doğu uzanımlı kuşaklar halinde dört yüz km uzunluğunda ve altmış km genişliğinde bir kuşak boyunca yüzeylendiklerini belirlenmiştir (Harris ve diğ., 1994). Bu plütonların çevresinde düşük basınç ve yüksek sıcaklık metamorfizması gelişerek andalusitli mikaşistler meydana gelmiştir (Okay ve Satır, 2006). Plütonun temeldeki metamorfiklerde geliştirdiği kontakt metamorfik kuşağın iç kısmında yaklaşık 3 kbar basınç gösteren kordiyerit ve andalusit porfiroblastları yer almaktadır (Harris, Kelley ve Okay, 1994).

Özet olarak çalışma alanı ve çevresinin bölgesel jeolojisi incelendiğinde, Jura yaşlı kırıntılılar ve sığ denizel karbonat çökelişi sonrasında Neojen dönemine kadar, sırasıyla ofiyolit yerleşimi ve buna paralel gelişen yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması ile bazalt ve diyabaz dayk yerleşimleri (Kretase - Paleosen) ile tüm bu birimleri kesen asit karakterli plütonların (Eosen) yerleşimi görülmektedir. Kabuk kalınlaşması ve yükselimine paralel olarak bölgede aşınma egemen olmuştur. İnceleme alanında Kretase yaşlı çökel bulunmaması bölgenin bu dönemde kara durumunda olduğunu göstermektedir (Emre, 1986).

Neojenden günümüze, Jura sonundan başlayarak uzun bir süre kara konumunda bulunan bölgede kabuk kalınlaşması sonucu felsik ve ortaç karakterli volkanizma etkin olmuştur. Ardından da volkanizmanın etkinliğindeki kesintiler ile ofiyolit bindirmesinin zayıflık zonları üzerinde küçük karasal çökelme havzaları gelişmiştir (Emre, 1986).

Bu dönemde, Neotetis'in güney kolunun kapanması ve Arap Kıtası ile kuzeydeki Rusya kıtasının birbirine yaklaşması sonucu Anadolu levhacığının yatay olarak batıya ilerlemesi gözlenmektedir (Şengör, 1979, Şengör ve Yılmaz 1981).

3. MALZEME VE YÖNTEM

Yüksek lisans çalışmasında; saha çalışmalarından, laboratuvar ve tez yazım aşamasına kadar olan süreçte, sürdürülen çalışma yöntemleri, laboratuvar teknikleri, kullanılan malzemeler ile araç-gereçler hakkında bilgi verilerek tez hazırlama sürecinin işleyişi ve uygulanan yöntemler belirtilmektedir.

3.1. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Yüksek lisans tez projesinin hazırlanması amacıyla yapılan çalışmalar; saha, laboratuvar ve tez yazım sürecinde büro çalışmaları olarak üç aşamada gerçekleşmiştir.

3.1.1. Saha Çalışmaları

Saha çalışmaları Bursa iline bağlı Orhaneli ilçesinin kuzey ve kuzeybatısındaki bölgeyi kapsar. 1/25.000 ölçekli topografya haritaları fotokopi ile 1/10000 ölçeğine büyütülmüş ve haritalar üzerinde ayrıntılı jeolojik haritalama çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar 2005- 2006 yaz döneminde yirmi beş gün, 2006–2007 yaz döneminde otuz beş gün süren saha çalışmaları süresince yapılmıştır. Çalışmalarda *Garmin* marka GPS (Küresel Konumlama Düzeneği) cihazı kullanılmıştır. Bu cihazla, uzaydaki gerçek konumundan en fazla +/- 7 m’lik bir hata payı ile, gözlem ve örnek noktaları belirlenerek haritaya işlenmiştir. Haritalamayla eş zamanlı olarak petrografik ve kimyasal analizler için gerekli olan kaya örnekleri de alınmıştır. Birimlerin yapısal konumlarının belirlenmesi için mümkün olan her yerden *Brunton* marka pusula kullanılarak yapısal unsurlar (doğrultu-eğim, foliasyon, lineasyon, v.b.) ölçülmüş ve harita üzerine işlenmiştir. Birimlerin ve bazı yapısal unsurların en iyi gözlenebildiği yerlerde fotoğraflar çekilmiş, gezilen bölgelerin jeolojik enine kesitleri çizilerek yapı ilişkileri ve stratigrafi ortaya konmaya çalışılmıştır.

3.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

3.1.2.1. Petrografik ince kesit çalışmaları

Saha çalışmaları sırasında derlenen örnekler laboratuvarda türlerine göre ayrılmış, daha sonra derlenen örneklerin hemen hemen hepsinden mineralojik, petrografik, dokusal ve yapısal özelliklerin belirlenmesi amacıyla ince kesitler hazırlanmış, ince kesit yapımı için İngiliz yapımı *Petrocut* ve *Petrothin* kesme, tıraşlama ve parlatma aletleri kullanılmıştır. Kesitlerin incelenmesi süresince daha net görüntü elde edebilmek için üzerleri lameller ile kapatılmıştır. Kesitlerde lam ve lamele yapıştırma işlemleri *Struers* marka yapıştırıcı ile yapılmıştır.

İnce kesitlerin mikroskopta tanımlamaları yapılırken aynı zamanda ayrıntılı olarak çalışılan granitoyid örneklerinden kimyasal analiz için uygun olanlar belirlenerek ve saha üzerindeki konumlarına göre de bu örnekler ayrılmıştır.

Granitoid örneklerinden hazırlanan ince kesitlerde modal analiz yapılmıştır. Bu amaçla her bir kesitte en az 2100 nokta sayılmış ve böylelikle mineral bileşimi belirlenerek granitoyidin türü diyagramlarda değerlendirilmiştir. Granitoyidin kenar zone örneklerinden yapılan ince kesitlerde fenokristal/hamur oranları da belirlenerek magmanın soğuma hızı ile ilgili yorumlar yapılmıştır. Ayrıca plajyoklaslarda mikroskopta sönme acısı yardımıyla tür tayini de yapılmıştır.

İnce kesitlerin mikro fotoğraflarının çekimi için *Kameram 390 CU* marka 5 megapikselli mikroskop üstü dijital kamera ve örneklerin makro fotoğraflarının çekimi ve saha fotoğraf çekimi için de *Kodak DX4330* fotoğraf makinesi kullanılmıştır.

3.1.2.4. Kimyasal Analiz çalışmaları

İnce kesit incelemeleri sonucu kimyasal analiz yapılması kararlaştırılan on iki adet granitoyid örneği analiz için hazırlanmıştır. Örneklerin alterasyondan etkilenmemiş taze kısımlardan seçilmesine özen gösterilerek, fındık büyüklüğü boyutuna kadar çeneli kırıcıda kırılmıştır. Fındık büyüklüğüne kadar indirilen örnekler laboratuvarda *Fritsch Planetary Mill* marka sentetik korund bilyeli öğütücü değirmende otuz gram olarak yirmi dakika süresince öğütülmüştür. Her öğütme işleminden sonra bilyeler ve öğütme kapları temizlenerek, örnekler arası kirlenme engellenmiştir. Toz haline getirilen örnekler tartılarak poşetlere onar gram gelecek şekilde doldurularak paketlenmiştir.

Kimyasal analizler Türkiye'deki temsilcileri bağlantısıyla Kanada ACME laboratuvarında yapılmıştır. Tüm kaya kimyasal analizleri ICP ile yapılmıştır. Esas element analizleri ile C ve S analizleri ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) yöntemi kullanılarak iz ve nadir toprak elementlerinin analizleri ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi kullanılarak yapılmıştır. Ergitici madde olarak LiBO_4 kullanılmıştır. Ayrıca örneklerin analizi yapılırken üç adet jeolojik standart, bir adet defalarca analiz edilmiş ve kimyasal bileşimi bilinen bir örnek kullanılmıştır.

İndüklenecek birleşmiş plazma spektrometresi (ICP-ES) yöntemi jeokimyada önemli bir yere sahip ve nispeten yeni olan bir tekniktir. Prensip olarak bu metot, periyodik tablodaki birçok elementi, düşük belirleme limitleri ve iyi bir incelikle ölçme imkanı sağlamaktadır. Elementler aynı anda ölçülür ve bütün bir analiz iki dakikalık bir sürede yapılabilmektedir ki bu özellik ICP' yi çok hızlı bir analitik metot yapmaktadır. İndüklenecek birleşmiş plazma kütle spektrometresi (ICP-MS) yöntemi ise sürüm spektrometresi yöntemine nazaran daha hassas bir yöntemdir. Doksan civarında elementi ppb düzeyinde çok hassas ölçebilmektedir (Rollinson, 1993).

ICP alev sıcaklığı 6000–10000 °K aralığında bulunan bir "alev" ve bir "çözelti" tekniğidir. Standart silikat çözündürme metodları kullanılmaktadır. Örnek çözeltisi bir aerosol olarak nebulizerden bir argon plazmaya geçirilmektedir. İndüklenecek birleşmiş plazma, bir radyo-frekans bobininin indükleyici ısısıyla ısınan ve yüksek frekanslı Tesla kıvılcımı ile ateşlenen bir argon atomları buharıdır. Örnek argon plazması içinde çözünür ve büyük miktarda atomik ve iyonik spektral çizgiler uyarılır. Spektral çizgiler foton çarpanların genişliği ile belirlenir, ölçümleme çizgileri ile karşılaştırılır ve oranlan yoğunlaşma olarak dönüştürülmektedir (Rollison, 1993).

3.1.3. Büro Çalışmaları

Saha ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler uzun bir büro çalışmasını gerekli kılmıştır. Büro çalışmalarında öncelikli olarak elde edilen sonuçlar ışığında 1/10.000 ölçekli jeolojik haritanın bilgisayar ortamında çizilmiştir. Jeolojik harita ve enine jeoloji kesitleri çizilip hazırlandıktan sonra bölgenin stratigrafisi ortaya konulmuştur. Çizimlerde ağırlıklı olarak *CorelDraw 14* Programı kullanılmıştır. Yüzey

morfolojisi harita üzerinden sayısallaştırılan verilerin *Surfer 8* programıyla bilgisayar ortamında işlenmesiyle oluşturulmuştur.

Buna paralel olarak inceleme alanında ve çevresinde daha önce yapılmış olan bilimsel çalışmalar derlenerek incelenmiştir. İnceleme alanının bulunduğu bölgenin jeolojisi anlaşılmalı çalışılarak, alan kapsamında kalan birimler için önceki çalışmalarda neler belirtildiği ve hangi isimlerin kullanıldığı belirlenmiştir. Bu inceleme kapsamında kullanılacak isimlendirmeler belirlenmiştir.

İnce kesit incelemeleriyle ayrıntılı mineralojik, petrografik ve dokusal tanımlamalar yapılmış ve birimlerin sahadaki yayılım ve görünüşleri, birbirleriyle ilişkileri, tektonik konumları gibi veriler bir arada değerlendirilerek bölgenin jeolojisi belirlenmeye çalışılmıştır.

Kimyasal analizler sonucunda elde edilen veriler GCD (Geochemical Data Toolkit) kit ve *MS EXCEL* programları ile değerlendirilerek gerekli diyagramlar oluşturulmuştur. Bu diyagramların diğer veriler de göz önüne alınarak değerlendirilmesi ile bölgenin jeolojik evrimine katkıda bulunacak verilere ulaşılmıştır. Bütün veriler ışığında yüksek lisans tezi hazırlanmıştır.

4. BULGULAR

Saha gözlemleri ve yapılan labratuar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler, bölgede yapılan önceki çalışmalar ışığında da değerlendirilerek, belirli bir düzen içinde anlatılarak yorumlanmıştır. Bu süreçte öncelikle inceleme sahasında bulunan kayaların stratigrafik özellikleri ve ilişkilerine değinilerek, kaya birimlerinin hem genel olarak makro özellikleri, hem de sınır ilişkileri belirtilerek, yaşları hakkında da bilgiler verilmiştir. Bunun paralelinde genel olarak bilgileri verilmiş kaya birimlerinin, yapılan incelemeler sonucunda elde edilen petrografik özelliklerine değinilmiştir. Yapılan jeokimya analizlerinden elde edilen bilgiler, petrografik incelemelerinde ışığında yorumlanmıştır.

4.1. STRATİGRAFİ

İnceleme alanında Paleozoyik'ten günümüze kadar çeşitli yaşlar sunan kaya birimleri bulunmaktadır. Bölgeye genel olarak bakıldığında kuzeyinde ağırlıkla magmatik ve ofiyolitik kayalar, güney kısmına geçilince de metamorfik kayalar sahaya egemen olmuştur. Bölgedeki birimler gençten yaşlıya doğru aşağıdaki gibi sıralanmaktadır (Şekil 4.1).

- Alüvyon (Qal)
- Burmu Formasyonu (Nbr)
- Göynükbelen Granitoyidi (Eggd)
- Orhaneli Ofiyoliti (Kod, Koh, Kos, Kop-Kog)
- Metamorfik Birimler
 - Çatalca Mermeri (Jçm)
 - Göktepe Kireçtaşı (Pzgz)
 - Göktepe Metamorfik Birimi (Pzgm)

- Sırlı Metamorfik Birimi (Pzs)
 - Rekristalize Kireçtaşı Blokları (Pzsk)
 - Belenoluk üyesi (Pzsb)

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON	ÜYE	SEMBOL	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
PALEOZOYİK	KARBONİFER	Üst Orta Alt	SIRIL MET. Belenoluk Üyesi	Göktepe Rekris- talize Kireçtaşı	Pzs		Alüvyon (Qal): Tutturulmamış kum, çakıl, kil ve silt boyutlu malzemeden oluşmuştur. Traverten (Qt): Fay-bindirme zonlarında gelişmiş, sarımsı, gri ve kahve renkli, gözenekli oluşumlardır. UYUMSUZ DOKANAK Burmu Formasyonu (Nbr): Üzerinde bulunduğu kayaların, iri blok parçalarını barındıran, killi-kumlu-marnlı ara malzemeden oluşan karbonatlı, ayrılmış, dağılgan, sarımsı gri-beyaz renkli seviyelerden oluşmaktadır. UYUMSUZ DOKANAK Göynükbelen Granitoidi (Eggd): Metamorfik temel ile ofiyoliti kesen ve kontak metamorfizma geliştiren, esas olarak yüksek oranda Plj ile Ku, Bi, Hb ve az miktarda Akf minerallerinden oluşan, bazı yerlerde tonalit değerleri gösterse de aslen açık renkli, hipidiyomorfik-eş taneli dokunun egemen olduğu granodiyorittir. SICAK DOKANAK Dunit (Kod): Zeytin yeşili renkli, ileri derecede serpantinleşmenin de geliştiği kısımları olan ultramafik kayadır. Bol miktarda kromit bant-damarları içermektedir. Tektonik Dokanak Harzburgit (Koh): Masif koyu yeşil renkli, içinde "Kop" ve "Kog" blok ve damarları içeren serpantinleşmenin kısmen daha az geliştiği ultramafiklerdir. Tektonik Dokanak Serpantinit (Kos): Ele kayganlık hissi veren, yılan derisi benzeri mavimsi-yeşil renk dış görünümüyle ayırt edilebilmektedir. Tektonik Dokanak Piroksenit ve Gabro Damar-Blok Oluşumları (Kop-Kog): Piroksenit ile gabronun, çeşitli boyutta yüzlekleri halinde ve diğer kayaların içinde blok ve damar oluşumları halinde gözlemlenmektedir. BİNDİRME Çatalca Mermeri (Jçm): Metamorfikler üzerinde taban konglomerasıyla uyumsuz olarak gelmektedir, gri-beyaz renkli, kalın tabakalı granitoid sokulumuna yakın bölgelerde iri kalsit kristalli, saf beyaz renkli görülmektedir. Taban Konglomerası: Kuvars ve kalsit çakıllarından oluşmaktadır. UYUMSUZ DOKANAK Göktepe Rekrystalize Kireçtaşı (Pzgm): Pzgm içinde ve üst seviyelerinde ince lamine bazen şisti görünümünde rekrystalize kireçtaşlarıdır. Göktepe Metamorfikleri (Pzgm): Pzs ile sınır ilişkisi belirsiz, mavimsi yeşil, bazen bordo renklerde genellikle klorit içeriği yüksek olan fillatlarıdır. BELİRSİZ SINIR İLİŞKİSİ Kalkışistler: Sıril Metamorfiklerinin en üst seviyesinde gözlenen, kalsit, kuvars, mika içeren kalsiyum karbonatlı şistlerdir. Rekristalize Kireçtaşı Blokları (Pzsk): Metamorfikler içine bulunan, siyah renkli grafitli rekrystalize kireçtaşı bloklarıdır. Sıril Metamorfikleri (Pzs): Farklı metamorfik dereceleri gösteren, karmaşık olarak bir arada bulunan metapelitler ve metabazitlerdir. Belenoluk Üyesi (Pzsb): Şistten dereceli olarak kısmen gnays görünümüne geçişle ve diğer şistlere göre, daha yüksek kuvars içeriği ile daha sert dayanımlı haliyle ayırt edilebilen Jadeyit-kuvars şistlerdir.
MESOZOYİK	KRETASE	ÜST KRETASE	ORHANELİ OFİYOLİTİ	Kop-Kog/Kos/Koh/Kod	Jçm		Alüvyon (Qal): Tutturulmamış kum, çakıl, kil ve silt boyutlu malzemeden oluşmuştur. Traverten (Qt): Fay-bindirme zonlarında gelişmiş, sarımsı, gri ve kahve renkli, gözenekli oluşumlardır. UYUMSUZ DOKANAK Burmu Formasyonu (Nbr): Üzerinde bulunduğu kayaların, iri blok parçalarını barındıran, killi-kumlu-marnlı ara malzemeden oluşan karbonatlı, ayrılmış, dağılgan, sarımsı gri-beyaz renkli seviyelerden oluşmaktadır. UYUMSUZ DOKANAK Göynükbelen Granitoidi (Eggd): Metamorfik temel ile ofiyoliti kesen ve kontak metamorfizma geliştiren, esas olarak yüksek oranda Plj ile Ku, Bi, Hb ve az miktarda Akf minerallerinden oluşan, bazı yerlerde tonalit değerleri gösterse de aslen açık renkli, hipidiyomorfik-eş taneli dokunun egemen olduğu granodiyorittir. SICAK DOKANAK Dunit (Kod): Zeytin yeşili renkli, ileri derecede serpantinleşmenin de geliştiği kısımları olan ultramafik kayadır. Bol miktarda kromit bant-damarları içermektedir. Tektonik Dokanak Harzburgit (Koh): Masif koyu yeşil renkli, içinde "Kop" ve "Kog" blok ve damarları içeren serpantinleşmenin kısmen daha az geliştiği ultramafiklerdir. Tektonik Dokanak Serpantinit (Kos): Ele kayganlık hissi veren, yılan derisi benzeri mavimsi-yeşil renk dış görünümüyle ayırt edilebilmektedir. Tektonik Dokanak Piroksenit ve Gabro Damar-Blok Oluşumları (Kop-Kog): Piroksenit ile gabronun, çeşitli boyutta yüzlekleri halinde ve diğer kayaların içinde blok ve damar oluşumları halinde gözlemlenmektedir. BİNDİRME Çatalca Mermeri (Jçm): Metamorfikler üzerinde taban konglomerasıyla uyumsuz olarak gelmektedir, gri-beyaz renkli, kalın tabakalı granitoid sokulumuna yakın bölgelerde iri kalsit kristalli, saf beyaz renkli görülmektedir. Taban Konglomerası: Kuvars ve kalsit çakıllarından oluşmaktadır. UYUMSUZ DOKANAK Göktepe Rekrystalize Kireçtaşı (Pzgm): Pzgm içinde ve üst seviyelerinde ince lamine bazen şisti görünümünde rekrystalize kireçtaşlarıdır. Göktepe Metamorfikleri (Pzgm): Pzs ile sınır ilişkisi belirsiz, mavimsi yeşil, bazen bordo renklerde genellikle klorit içeriği yüksek olan fillatlarıdır. BELİRSİZ SINIR İLİŞKİSİ Kalkışistler: Sıril Metamorfiklerinin en üst seviyesinde gözlenen, kalsit, kuvars, mika içeren kalsiyum karbonatlı şistlerdir. Rekristalize Kireçtaşı Blokları (Pzsk): Metamorfikler içine bulunan, siyah renkli grafitli rekrystalize kireçtaşı bloklarıdır. Sıril Metamorfikleri (Pzs): Farklı metamorfik dereceleri gösteren, karmaşık olarak bir arada bulunan metapelitler ve metabazitlerdir. Belenoluk Üyesi (Pzsb): Şistten dereceli olarak kısmen gnays görünümüne geçişle ve diğer şistlere göre, daha yüksek kuvars içeriği ile daha sert dayanımlı haliyle ayırt edilebilen Jadeyit-kuvars şistlerdir.
SENOZOYİK	TERSİYER	PALEOJEN	Eosen	GÖYNÜKBELLEN GRANİTOYİDİ	Eggd		Alüvyon (Qal): Tutturulmamış kum, çakıl, kil ve silt boyutlu malzemeden oluşmuştur. Traverten (Qt): Fay-bindirme zonlarında gelişmiş, sarımsı, gri ve kahve renkli, gözenekli oluşumlardır. UYUMSUZ DOKANAK Burmu Formasyonu (Nbr): Üzerinde bulunduğu kayaların, iri blok parçalarını barındıran, killi-kumlu-marnlı ara malzemeden oluşan karbonatlı, ayrılmış, dağılgan, sarımsı gri-beyaz renkli seviyelerden oluşmaktadır. UYUMSUZ DOKANAK Göynükbelen Granitoidi (Eggd): Metamorfik temel ile ofiyoliti kesen ve kontak metamorfizma geliştiren, esas olarak yüksek oranda Plj ile Ku, Bi, Hb ve az miktarda Akf minerallerinden oluşan, bazı yerlerde tonalit değerleri gösterse de aslen açık renkli, hipidiyomorfik-eş taneli dokunun egemen olduğu granodiyorittir. SICAK DOKANAK Dunit (Kod): Zeytin yeşili renkli, ileri derecede serpantinleşmenin de geliştiği kısımları olan ultramafik kayadır. Bol miktarda kromit bant-damarları içermektedir. Tektonik Dokanak Harzburgit (Koh): Masif koyu yeşil renkli, içinde "Kop" ve "Kog" blok ve damarları içeren serpantinleşmenin kısmen daha az geliştiği ultramafiklerdir. Tektonik Dokanak Serpantinit (Kos): Ele kayganlık hissi veren, yılan derisi benzeri mavimsi-yeşil renk dış görünümüyle ayırt edilebilmektedir. Tektonik Dokanak Piroksenit ve Gabro Damar-Blok Oluşumları (Kop-Kog): Piroksenit ile gabronun, çeşitli boyutta yüzlekleri halinde ve diğer kayaların içinde blok ve damar oluşumları halinde gözlemlenmektedir. BİNDİRME Çatalca Mermeri (Jçm): Metamorfikler üzerinde taban konglomerasıyla uyumsuz olarak gelmektedir, gri-beyaz renkli, kalın tabakalı granitoid sokulumuna yakın bölgelerde iri kalsit kristalli, saf beyaz renkli görülmektedir. Taban Konglomerası: Kuvars ve kalsit çakıllarından oluşmaktadır. UYUMSUZ DOKANAK Göktepe Rekrystalize Kireçtaşı (Pzgm): Pzgm içinde ve üst seviyelerinde ince lamine bazen şisti görünümünde rekrystalize kireçtaşlarıdır. Göktepe Metamorfikleri (Pzgm): Pzs ile sınır ilişkisi belirsiz, mavimsi yeşil, bazen bordo renklerde genellikle klorit içeriği yüksek olan fillatlarıdır. BELİRSİZ SINIR İLİŞKİSİ Kalkışistler: Sıril Metamorfiklerinin en üst seviyesinde gözlenen, kalsit, kuvars, mika içeren kalsiyum karbonatlı şistlerdir. Rekristalize Kireçtaşı Blokları (Pzsk): Metamorfikler içine bulunan, siyah renkli grafitli rekrystalize kireçtaşı bloklarıdır. Sıril Metamorfikleri (Pzs): Farklı metamorfik dereceleri gösteren, karmaşık olarak bir arada bulunan metapelitler ve metabazitlerdir. Belenoluk Üyesi (Pzsb): Şistten dereceli olarak kısmen gnays görünümüne geçişle ve diğer şistlere göre, daha yüksek kuvars içeriği ile daha sert dayanımlı haliyle ayırt edilebilen Jadeyit-kuvars şistlerdir.

Şekil 4.1: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ölçeksiz).

4.1.1. METAMORFİK BİRİMLER

İnceleme alanının temelini oluşturan, farklı metamorfik seviyeler ve köken kayaların bir arada bulunmasından oluşan Sırlı Metamorfikleri, onlarla belirsiz sınır ilişkili de olsa yakın yaşlı Göktepe Metamorfikleri ile üzerlerine uyumsuz olarak gelen Çatalca Mermeri'nin stratigrafik özelliklerine ayrı ayrı değinilmiştir.

4.1.1.1 Sırlı Metamorfikleri (Pzs)

Bölgenin temel birimini oluşturan metamorfikler birçok araştırmacı tarafından incelenmiş ve çeşitli isimler altında tanımlanmıştır. Anadolu-Torid platformunun kuzey kısmı olan Tavşanlı Zonu'nun (Okay ve Kelley, 1994) batı kısmında yer alan bu metamorfikler çoğunlukla mavi şistler olarak değerlendirilerek isimlendirilmiştir (Okay, 1984). İnceleme alanının güney kısmında geniş alanda yüzlek veren bu metamorfik birimlere, inceleme alanının dışında olan ve Orhaneli'nin güneyinde yer alan Sırlı Köyü'nde tipik olarak gözlendiği için Emre H. tarafından 1986 yılında yapılan doktora çalışmasında *Sırlı Metamorfiti* adı verilmiştir. Bu çalışmada kapsamında bu metamorfik birim Sırlı Metamorfikleri olarak isimlendirilerek değerlendirilmiştir.

İnceleme alanında Sırlı Metamorfikleri olarak adlandırılan birimin tabanı görülmemekle birlikte litolojik olarak, Tavşanlı güneybatısındaki İkibaşlı Formasyonu (Kaya, 1972), Simav Metamorfiti (Konak, 1982) ve Bozüyük çevresindeki Bozüyük Birliği'ne (Servais, 1982) benzerlik gösterdiğinden çökelme ve ilk metamorfizma yaşının Permo-Karbonifer öncesi olabileceği belirtilmiştir (Emre, 1986).

Tavşanlı Zonu'nun batı kesiminde kalan bu metamorfiklere genelinde ağırlıkla gözlenen kuvars-serisit-klorit-biyotit mineral parajenezine göre ilk metamorfizmanın yeşil şist fasiyesinde (Winkler, 1967) geliştiği söylenebilmektedir. Buna göre ilk metamorfizmanın yaklaşık 300 °C ve ortaça basınç koşullarında (5 kbar' da) geliştiği anlaşılmaktadır. Yakın zamanlı yapılan araştırmalara göre şistlerde gözlenen jadeyit-kloritoyid-glokofan mineral parajenezi ile metamorfizma basınç-sıcaklık koşulunun 430 °C ve 20 kbar değerlerinde olduğunu belirtilmiştir (Okay ve Kelley, 1994; Okay, 2001). Mika şistlerde yapılan Ar-Ar ve Rb-Sr yaş tayinlerine göre en son gelişen metamorfizma yaşı yaklaşık 80 My olarak belirlenmiştir (Okay ve Satır, 2006).

İnceleme alanında Sırlı Metamorfikleri Çatalca Tepe güneyi, Deliballar, Şükriye, Dağgüney Köyleri arasında kalan bölgede yüzlek vermektedir. Sahada dış görünüşleriyle gri-açık kahverengi, grimsi yeşil renklerde görünmekte ve genel olarak belirgin şistozite göstermektedir (Şekil 4-2). Sırlı Metamorfikleri kaya türü ve metamorfizma derecesine bağlı olarak sahada siyah-grimsi yeşil, grimsi-mavi, ve yeşil renklerde bantlı, yapraklı yapılarda gözlemlenebilmektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.2: Gri, yeşilimsi gri renkte dış görünümü olan şistler [73881/16142] * .

Saha genelinde dayanımlı sağlam kısımları olmakla birlikte çoğunlukla ayrışma etkisiyle dağınık bir görünüm sergilemektedirler. İrili ufaklı antiklinal ve senklinaller bulunmaktadır; genellikle kıvrımlı bir yapıya sahiptir fakat kıvrımlar ve kıvrım eksenlerinin sürekliliği takip edilemediğinden, devam eden deformasyon etkisiyle ilksel hallerini kaybederek düzensiz oldukları düşünülmektedir (Şekil 4.4).

* : Fotoğrafların çekildiği yerlerin koordinatları.



Şekil 4.3: Grimsi mavi renkte dış görünümü olan glokofanlı şistler.



Şekil 4.4: Sırlı metamorfiklerinde bütünlüğünü kaybetmiş şekilde gözlenen küçük kıvrımlar [73625 / 24106].

Sırlı metamorfiklerinin inceleme alanında kalan kısmında da, ileriki bölümlerde belirtilecek olan farklı köken ve metamorfizma derecesinde kısımlardan oluştuğu gözlemlenebilmektedir. Bu farklı köken ve metamorfizma derecesine sahip kısımların tümü tek bir birim olarak jeoloji haritasına Sırlı Metamorfikleri olarak işlenmiştir.

Sırlı Metamorfiklerinin inceleme alanında kalan kısmında gözlenenlere göre birim kuzeyden güneye göre yaklaşık düzgün bir değişim göstermektedir. Kuzeyde, ofiyolit dokanağına yakın kesimlerde genellikle masif görünümde ve sert dayanımlı olan metabazitler (Şekil 4.5), güneye doğru ilerledikçe metapelitlere geçiş gözlenmiştir (Şekil 4.6). Metamorfizma derecesinin artmasıyla birlikte bu iki farklı kökeninden kaynaklanan metamorfiklerin sahada sınır ilişkilerinin belirgin bir şekilde ayrılması güçleşmiş, karmaşık bir yapı halini almıştır.



Şekil 4.5: Sırlı Metamorfikleri içerisindeki yüksek oranda glokofan içeren metabazitler [70779/17753].



Şekil 4.6: Metapelitik (kuvars-albit-mika) şistler [76720/19111].

Metapelitler sahada genel olarak albit-kuvars-mika şist, klorit-kuvars-mika şist olarak gözlenmiş, ince kesit çalışmalarında şistlerin muskovit, klorit, kuvars, kloritoyit ile glokofan ve lavsonit mineralleri içerdiği belirlenmiştir. Yoğun olarak Şükriye Köyü güneybatısında gözlenen glokofan ve lavsonit içeriği yüksek şistler Eskola (1939)’nın “mavi şistler” adlamasına uymaktadır. Sırlı metamorfiklerinin içinde değerlendirilen bu mavi şistler yüksek basınç ve düşük sıcaklıkta gelişen mavişist metamorfizmasında: yaklaşık 60 km’de 20 (± 2) kbar basınç ve 430°C ($\pm 30^\circ\text{C}$) sıcaklık değerlerinde; en az 20 My’den 88-108 My yıl arasında değişen bir zaman aralığında oluşmuştur (Harris ve diğ. 1994).

Pelitik kökenli metamorfiklerde albit-kuvars mikalı seviyelerin ve kuvars-klorit-mikalı seviyelerin genel olarak bir ardalanması vardır. Bunların arasında ince karbonatlı seviyeler de bulunmaktadır. Albit-kuvars- mikalı seviyeler genel olarak şisti görünümde olmakla birlikte, kuvars-klorit-mikalı seviyeler arasında kalın masif görünümde kıvrımlı tabakalar halinde de bulunmaktadır (şekil 4.7).



Şekil 4.7: Kuvars-klorit-mika şistler arasında daha masif görünümlü albit-kuvars-mikalı seviyeler [73386/18416].

İnceleme alanı güneyinde Belenoluk Köyü güney batısına doğru ilerledikçe metamorfiklerde şisti görünümünden tane boyutu artarak gnays görünümüne geçiş gözlenmektedir. Bununla birlikte daha homojen bir görünüm almakta, kuvars oranı artarak daha açık renkli gözlenmektedir. Sahada yapılan gözlemle belirlenen bu değişim jeoloji haritasında göreceli sınırla ayrılmıştır. Petrografik incelmelerde jadeit içeriği belirlenen bu bölge önceki çalışmalarda Belenoluk Metagraniti (Emre, 1986) ve Kapanca Metagraniti (Okay ve diğ., 2008) olarak tanımlanmıştır.

Sahada yapılan gözlemlerde ise şistlerden dereceli bir şekilde daha masif gnays görünümüne geçiş dışında net bir sınır ilişkisi gözlenmemektedir. Bununla birlikte yüzleklerde olası köken granitten hiçbir şekilde kalıntı doku gözlenmemektedir. Bölgesel metamorfizmadan önce bölgeye sokulmuş olabilecek granitin metamorfizmaya karşı davranışı dayanım farklılıklarından ötürü pelitik kökenlilerle aynı derecede gelişmeyecektir. Bundan dolayı metagranitin iç kısımlarında gözlemlenebilmesi olası kalıntı granitik çekirdek, inceleme alanı içinde ve takip edilen dışında kalan

devamlılığında da gözlenmemektedir. Bu bilgiler ışığında bu dokusal ve mineralojik farklılığın, pelitik kökenlilerin içinde bulunabilecek kalın grovak seviyesinin başkalaşmasından kaynaklı olabileceği düşünülebilmektedir. Göreceli sınırla ayrılan bu bölge metagrovak olarak da değerlendirilebilmektedir. Bu çalışmada göreceli sınırlı bu kısımdan Sırlı Metamorfikleri kapsamında Belenoluk Üyesi olarak söz edilecektir.

Metabazitler ise kuvars, klorit, beyaz mikalarla birlikte yüksek oranda glokofan ve lavsonit mineralleri içermektedir. Metabazitlerde metamorfizmanın en yüksek geliştiği bölgeler inceleme alanında Deliballar Köyü kuzeyinde kalan kısımlar ve ofiyolit bindirmesinin yakınındaki kesimde gözlenmiştir. Bu bölgede yapraklanmanın daha belirgin ve genel olarak kuzeydoğu yönünde ofiyolit altına doğru geliştiği gözlenmiştir. Ofiyolit dokanağına yakın kesimlerde görünen bu yapısal konum, yapraklanmanın son şeklinin bindirmeyeyle ilişkili olarak geliştiğini belirtmektedir (Emre, 1986).

Sırlı Metamorfiklerin içinde de şistlerle uyumlu halde az kalınlıkta kalkışist tabakalı kısımlar ve rekrstalize kireçtaşı iri blokları bulunmaktadır. Metamorfiklerinin oluşturmuş olduğu istifin üstüne uyumsuzlukla gelen ve sahada genellikle tepelik bölgelerin üstünde kalmış olan kalın mermer tabakaları da bulunmaktadır.

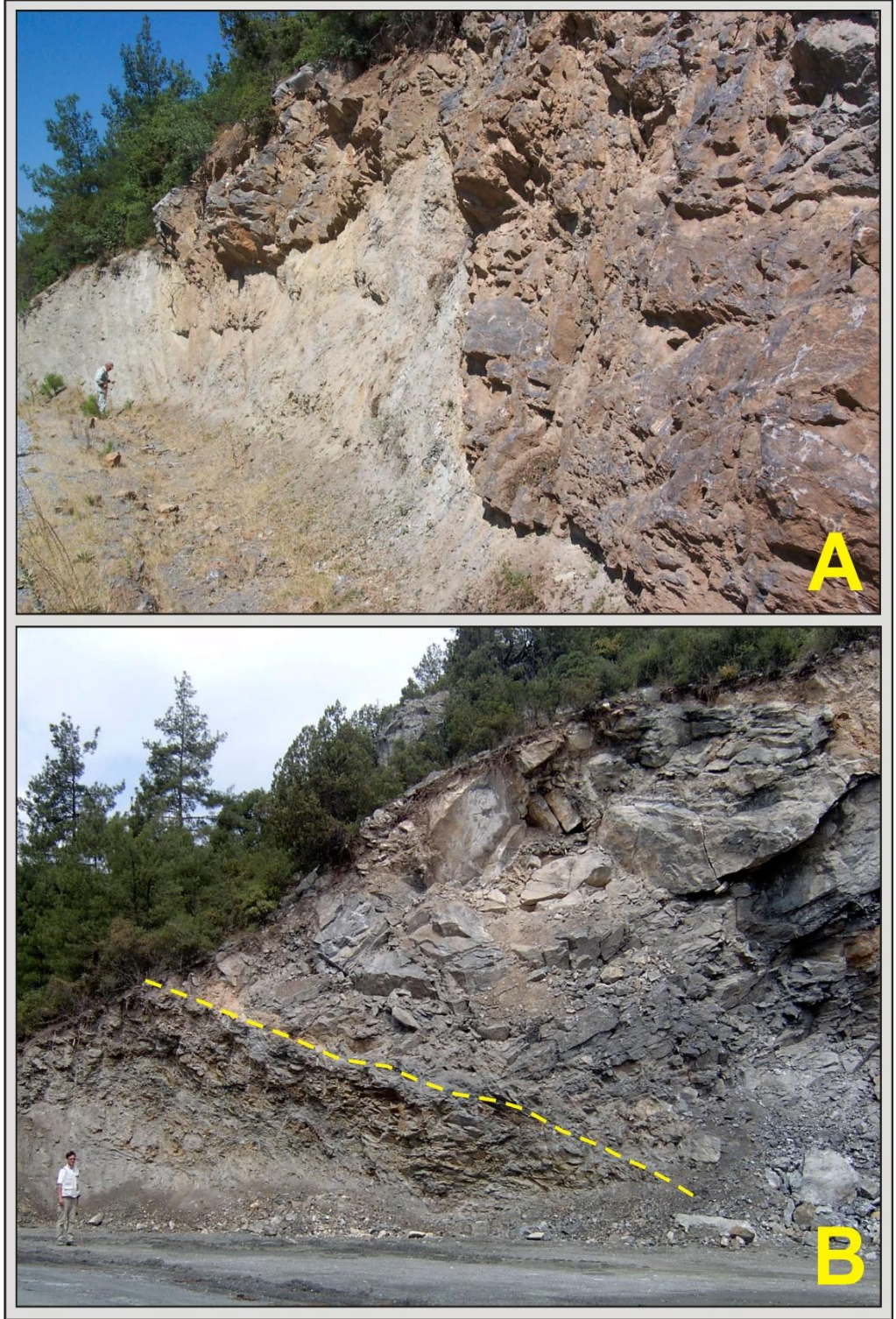
Bu mermerlere inceleme alanının çok az dışında doğusunda kalan Çatalca Tepe’de en yaygın olarak gözlendiğinden Çatalca Mermeri adı verilmiştir (Emre, 1986). Sırlı metamorfiklerinden Çatalca Mermeri dokanağına ilerledikçe dereceli olarak, kuvars-albit-mika şistten kalk silikat şistlere geçiş gözlenmektedir (Şekil 4.8). Metamorfiklerin üzerine uyumsuz olarak gelen mermerlerle şistler arasındaki, Sırlı Metamorfikleri’nin en üst seviyesindeki bu katmanda mineral parajenezi olarak kalsit-kuvars-klorit ve kalsit-serizit-kuvars gözlenmektedir.



Şekil 4.8: Çatalca mermerinin alt seviyelerindeki kalk şistler [75390/25405].

Sahada Çatalca Mermeri dışında Sırlı Metamorfikleri'nin içinde blok olarak, sert ve düzensiz kırıklı, iri kalsit mineralli ve grafitli kirli siyah renkli rekristalize kireçtaşları bulunmaktadır. Bu bloklar inceleme alanı içinde Kocası Çayı'nın iki yamacında dar alanda iri bloklu iki yüzlek halinde gözlenmektedir (Şekil 4.9).

Sırlı Metamorfikleri üzerinde uyumsuz olarak bulunun Çatalca Mermeri haricinde, belirsiz sınır ilişkili Göktepe Metamorfikleri bulunmaktadır. Metamorfiklerin bir diğer dokanak ilişkisinin bulunduğu birim, Eosen döneminde bölgeye sokulan Göynükbelen Granitoyidi'dir. Granitoyid metamorfikleri sıcak dokanakla kesmiş ve kontak metamorfizma gelişerek hornfels kayası oluşmuştur. Sırlı Metamorfiklerinde Kontak metamorfizmanın sahada esas olarak Çatalca Tepe kuzeybatı yamacında ve Küçük kır Tepe batısında granitoyidin dokanağından itibaren yaklaşık beşyüz-yediyüz metrelik bir alanda etkinliği gözlenmiştir.



Şekil 4.9: Klorit-albit-mika şist üzerindeki grafitli rekristalize kireçtaşı blokları [A:74333/18585, B:72453/22206].

4.1.1.2 Göktepe Metamorfikleri (Pzgm)

Orhaneli kuzeyinde ilçe sınırında olan fakat inceleme alanını dışında kalan Göktepe ve Şeytanbudak köylerinde temsili olarak gözlenen Göktepe Metamorfikleri inceleme alanının kuzeyinde çok küçük bir alanda Göynükbelen Granitoyidi ile kontak halinde ve Orhaneli Ofiyoliti'yle tektonik sınırlı olarak bulunmaktadır. İlksel yapılarını korumuş metagrovak ve metabazit ağırlıklı birimlerden oluşmuştur. Metamorfiklerde gözlenen ilksel yapılar metamorfizmanın başlangıç derecesinde olduğunu belirtmektedir (Emre,1986).

Kuzeybatı Anadolu'da yaygın olarak görülen Karakaya Formasyonu (Bingöl ve diğ., 1975) ile Göktepe Metamorfikleri ve üstünde bulunan kristalize kireçtaşının litoloji benzerlikleri gözlenmektedir. Metamorfizma koşullarının Karakaya Formasyonu ile eşdeğer olmasının ışığında, metamorfiklerin çökelme yaşının: Üst Karbonifer-Alt Permian veya Permian ile Triyas başlangıcındaki açılma da (Servais, 1982) göz önüne alınarak Permo-Karbonifer olarak önerilebilmektedir. Metamorfizma yaşının da Alt Triyas'a kadar ulaşabildiği düşünülebilmektedir (Emre, 1986).

İnceleme alanı kuzeyinde dar bir alanda Elmabeleni Tepe ve Pırna Tepe çevresinde yayılım gösteren Göktepe Metamorfikleri yeşil ve bazı yerlerde bordo renkli fillat ve şistler olarak gözlenmektedir (Şekil 4.10). Geneline ilksel görünümünü koruyan ince tabakalı bir yapı da hakimdir. İnceleme alanında esas olarak metagrovak ve metakumtaşı bulunmaktadır. Grafitli mika kuvars fillat ve mika kuvars şistler gözlenmektedir.

Göktepe Metamorfikleri'nin Göynükbelen Granitoyidi ile sıcak kontakta kontak metamorfizma gerçekleşmiş ve hornfels gelişimi gözlemlenmiştir (Şekil 4.11). Kontak metamorfik zonun etki alanının Sırlı Metamorfikleri'nde gözlenenden daha geniş olması, her ne kadar tek etken olamayacak olsa da, sahip olduğu ilksel yapılardan da anlaşıldığı gibi Göktepe Metamorfikleri'nin Sırlı metamorfiklerine göre daha düşük bir metamorfizma derecesinde olduğunu desteklemektedir.



Şekil 4.10: Göktepe metamorfiklerindeki klorit mika fillatlar [A:74252/33877, B:76258/32122].



Şekil 4.11: Karandere vadisinde Elmabeleni Tepe eteklerinde gözlenen sokulumun karşı yamaçta, Tepesizçam Tepe doğu eteğinde Göktepe Metamorfikleri'nde geliştirdiği hornfels [74140/33450].

4.1.1.3 Göktepe Rekrystalize Kireçtaşı (Pzgk)

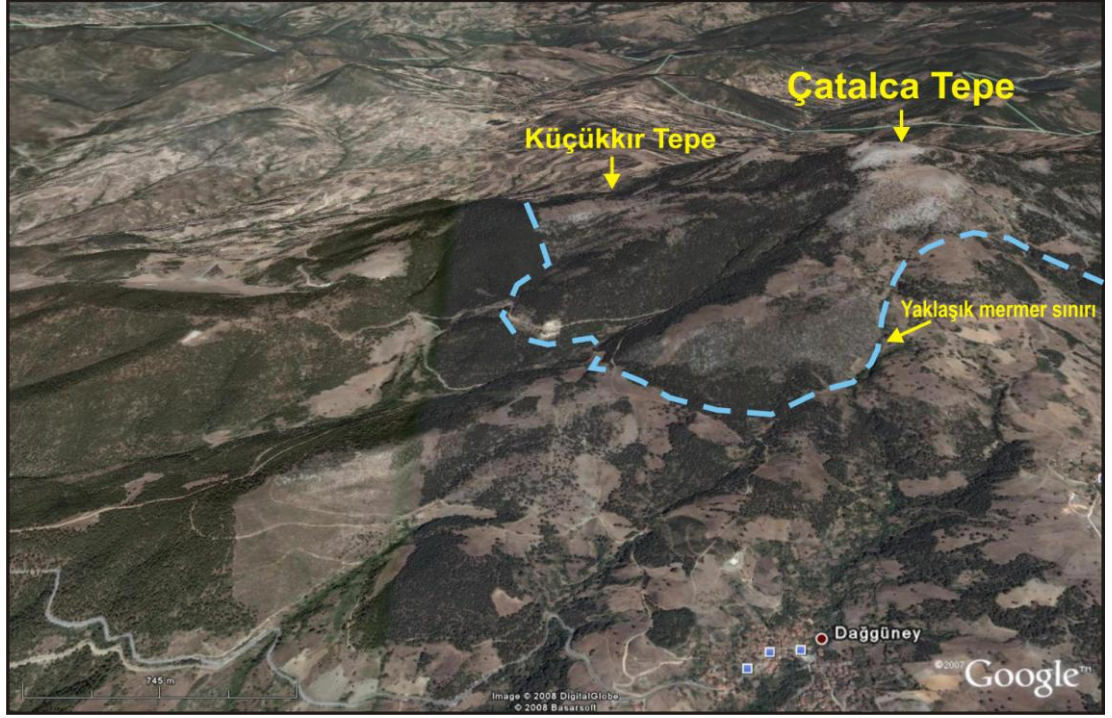
Göktepe Metamorfiklerinin üzerinde sınır ilişkisi tam olarak belirgin olmamakla birlikte çoğunlukla uyumlum görünümünde, Pırna Tepe'nin batısına doğru sırt boyunca bir örtü şeklinde çok dar bir alanda gözlenmektedir. Çok ufak taneli, çoğu yerde dağıldan, çok ince laminalı bir görünüm sunmaktadır. Genellikle beyaz, kimi yerlerde de griye dönük renklindedir (Şekil4.12). İnce kesit incelemesinde düşük oranda dolomit içeriği de gözlenmiştir. Alt seviyelerinde **kalk fillatlar** bulunmaktadır.



Şekil 4.12: Dağılgan ince lamine (K76D/KB35) gözlenen Göktepe Rekrystalize Kireçtaşı [76562/31838].

4.1.1.4 Çatalca Mermeri (Jçm)

Çatalca Mermeri ismini Orhanlı'nın kuzeybatısında ve inceleme alanında hemen doğu sınırında dışında kalan Çatalca Tepeden (1523 m), zirvesinde geniş boyutta yüzlek verdiği için almıştır (Şekil 4.13). Sahadaki yapısı ve mikroskobik özelliklerinden ötürü önce Çatalca Tepe Kalkeri (Özkoçak, 1969) olarak, daha sonra da Çatalca Mermeri olarak adlandırılmıştır (Emre, 1986). Bu çalışmada da bu mermerden Çatalca Mermeri olarak söz edilecektir.



Şekil 4.13: Mermere adını veren Çatalca Tepe ve uydu fotoğrafında belirgin mermer yüzleği.

Çatalca mermeri ayrışmaya karşı dayanımından ötürü sahada sarp yükseltili kısımları oluşturmuş ve çoğunlukla kendinden yaşı birimlerin üstünü örterek bu birimler üzerinde şapka görünümü vermiştir. Sahada çoğunlukla gri-beyaz renkli, bazen saf beyaz renkli olarak, yersel olarak foliasyonlu ve kimi yerlerde tabakalı, çok kırık çatlaklı yapıda gözlenmektedir (Şekil 4.14, 4.15, 4.16). Küçükkır Tepe ve Karakuz Tepe güney batı eteklerinde mermerin saf beyaz renkte görünen kısımlar içermesi ile granitoidin sokulumuyla magma ısısından etkilendiğini ve tam olarak kalsit yeniden kristallenmesinin geliştiği anlaşılmaktadır.

Çatalca Mermeri Sırlı Metamorfikleri'nin üst seviyesindeki mika kalk şist, kalk silikat şistlerin üzerlerine uyumsuz olarak masif kalın tabakalı olarak gelmektedir. İnceleme alanı dahilinde net olarak gözlenmiş olmasa da, sınır dışında kalan bölgelerde Sırlı Metamorfikleri'nin kalk silikat şist seviyesinin üstünde, Çatalca Mermeri kalın tabakalarının, altında kuvars ve kalsit çakıllarından oluşan konglomera seviyesiyle başladığı gözlenmektedir. Lisenbee (1972)'ye göre Paleozoyik yaşı metamorfiklerin üzerine Orta-Üst Jura yaşı transgresif konglomera ile Üst Jura-Alt Kretase yaşı denizel şelf oluşumlu kireçtaşı gelmektedir. Bu gözlemler ışığında da Çatalca Mermeri'nin Jura yaşı kireçtaşlarının metamorfik eşdeğeri olduğu düşünülebilmektedir.



Şekil 4.14: Çatalca mermeri sahada sarp yükseltileri oluşturmakta ve metamorfiklerin üzerinde şapka görünümünde gözlenmektedir (Şükriyekası Tepe) [71325/22435].



Şekil 4.15: Küçükır Tepe yamacında K 57 D doğrultulu 65KB eğimli foliasyonları belirgin gri-beyaz mermer [76336,26012].



Şekil 4.16: Karakuz Tepe güney batısında Karaderegüneri Sırtı yamacında blok alımı için açılan araştırma ocağında Çatalca Mermeri'nin iri kalsit taneli saf beyaz görünümü [75390/25405].

İnceleme alanında yeniden kristalize kalsitin egemen olduğu ilksel yapıları çoğunlukla silinmiş masif yarı mermer ve flogopitli mermerler, en üst seviyede de irice kalsit taneli mermerler gözlemlenmektedir. Çatalca Tepe'nin zirvesine doğru iri kalsit taneleri gözlenmekle birlikte mermerin tabakalı yapısının da ayırt edilebildiği kısımlar gözlenmektedir.

Sırlı Metamorfikleri'ni ve üstündeki Çatalca Mermeri'ni kesen Göynükbelen Granitoyidi'nin mermerle doğrudan etkileşimi inceleme alanı sınırlarında gözlenememiştir. Gerek Sırlı Metamorfikleri'nin gerekse kalk-silikat şistlerin mermerle granitoyid arasında kalkan etkisi göstermesi ve doğrudan dokanak olmamasından ötürü Küçükkır Tepe kuzey eteklerinde yersel granat skarn oluşumları haricinde skarn gelişimi gözlenmemiştir.

Çatalca Mermeri inceleme alanında Çatalca Tepe'nin batıya doğru devamı olan Küçükkır Tepe ile Küçükkır Tepe'nin güney yamacı boyunca en temsili olarak gözlemlenebilmektedir. Bunun haricinde Şükriye Köyü kuzey batısında Şükriyekasrı Tepe ve dik yarma şeklinde yamacının altından geçen Kocası Çayı ile karşı yamacında da devamlılık göstermektedir. Belenoluk Köyü çevresinde, Sırlı Metamorfikleri'nin içinde kalan küçük tepelerin hemen hemen hepsinin zirvelerinde bulunmaktadır. Şükriye Köyü'nün batısında da yer yer kalk silikat şist ve muskovit klorit şist ara katkılı olarak gözlemlenen geniş bir yüzlek vermektedir.

4.1.2. ORHANELİ OFİYOLİTİ

Kuzeybatı Anadolu'da Bursa ilinin güneyinde yer alan Orhaneli Ofiyoliti, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı boyunca dilimler halinde yer alan ofiyolitlerin batı tarafında bulunanlardan biridir. Bu bölgede Orhaneli Ofiyoliti ile birlikte bulunan diğer ofiyolitler Harmancık (Bursa), Tavşanlı (Kütahya) ve Dağköplü-Mihalıçcık (Eskişehir) ofiyolitleridir. Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun günümüzdeki kalıntıları olduğu düşünülen bu ofiyolitler, çoğunlukla Anatolid-Torid platformunun üzerine itilmiş allohton kütleler şeklindedir. Orhaneli Ofiyoliti başlıca ultramafik-mafik kayalardan oluşmaktadır (Emre, 1986).

Tektonik olarak ilksel halini ve tipik ofiyolitik düzenini kaybetmiş olan ofiyolit; ideal ofiyolit dizisine ait levha daykları ve yastık bazaltları içermemesinden ötürü eksik dizili ofiyolit olarak tanımlanmaktadır (Emre, 1986).

Yapılan incelemelerde araştırmacılar farklı gözlemlerde bulunup, farklı yorumlamalarla Orhaneli Ofiyoliti'ne çeşitli adları uygun görmüştür. Özkoçak, 1969 yılındaki çalışmasında "Orhaneli Ultrabazik Masifi", Lisenbee 1971'de "Orhaneli Ultramafik-Gabro" ve 1972'de "Orhaneli Ultramafik Masifi", Tankut 1980'de "Orhaneli Masifi" ismini, Emre 1986 yılındaki "Orhaneli Ofiyolitinin Jeolojisi ve Petrolojisi" isimli doktora tezinde ise Orhaneli Ofiyoliti adını uygun görmüş ve kullanmışlardır.

Türkiye'nin Kuzeybatısında İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağının önemli ofiyolit karmaşıklarından biri olan Orhaneli Ofiyoliti üzerinde birçok araştırmacı tarafından incelemeler yapılmıştır. Bu incelemelere göre Orhaneli Ofiyoliti'nin yaşı Üst Kretase olarak belirlenmiştir (Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1971/1972 ve Tankut, 1980).

İnceleme alanında Göynükbelen Granitoyidi'yle en geniş sınır ilişkili birim olan Orhaneli Ofiyoliti, Topuk Köyü ile Osmaniye Köyü arasında kalan ve çoğunlukla ormanlık ve dağlık alanları oluşturan sahada ağırlıklı olarak gözlenmektedir. İnceleme alanı dahilinde ofiyoliti oluşturan dunit, harzburjit, serpantinit, piroksenit ile gabro damar ve bloklarından gözlenmektedir. Birimler genelde belirgin bir şekilde ayrılrsa da kimi yerde göreceli sınırlarla sahada ayırt edilmiştir. Bu birimlerin tanımlanmasında ve isimlendirilmesinde Emre. H.'nin 1986 yılındaki doktora tezi temel alınmıştır.

Dunit ve harzburjitelere makro gözlemlerle ayırt edilemese de mikroskopik incelemelerde belirlenen minerallerde basınç ve deformasyon karşısındaki şekil değiştirmeler gözlenmiştir. Mineraller üzerindeki deformasyon etkilerini Emre (1986)'de belirtmiş ve birimleri bu doğrultuda kümülat ve tektonit olarak sınıflandırarak bu önadları eklemiştir. Bu çalışma kapsamında böyle bir ayırım yapacak fark inceleme alanı dahilinde gözlenmediğinden, birimlere herhangi bir önad eklenmemiştir.

4.1.2.1. Dunit (Kod)

İnceleme alanı içinde ofiyolit birimleri arasında en geniş alanı **dunit** kayaları kaplamaktadır. Dunit Topuk Köyü güney doğusunda ve kuzeyindeki sahalarda Kızılolduruk Tepe, Dümen Tepe çevresinde geniş alanlar kaplamakta ve ayrışmasıyla gelişen kırmızı toprak rengiyle kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 4.17). Taze yüzeyleri zeytin yeşili renkte gözlenmekte ve kırılma yüzeyi köşeli, pürüzlüdür (Şekil 4.18). İçerisinde bol miktarda ve maden olarak işletilen krom bantları içermektedir (Şekil 4.19).



Şekil 4.17: Dunitin kimyasındaki demir içeriği nedeniyle ayrışmasıyla oluşan toprağın kıızı kırmızı renkte ayrışma yüzeyi rengi [69293/23745].



Şekil 4.18: Olivin minerali madenciliği için açılmış olan araştırma çukurunda dunitin zeytin yeşili ve köşeli pürüzlü kırılma yüzeyli ve bol eklemli görünümü [69531/30048].



Şekil 4.19: Dunit içerisinde gelişmiş krom bantları [70939/30065].

4.1.2.2. Harzburjit (Koh)

Harzburjit saha gözlemleriyle Osmaniye Köyü güneyinde eski Orhaneli-Bursa yolu boyunca Kızılduruk Tepe ve Tallica Tepe çevrelerinde ağırlıklı olarak gözlenmektedir. Göynükbelen Granitoyidi içinde Göynükbelen Beldesi Kuzey batısındaki Sızgıla Tepe çevresinde de yaklaşık 2 km²' lik bir alanda yüzlek vermiştir. Saha gözlemlerinde serpantinleşmenin daha az gelişmiş olması, piroksenlerin gözle görünebilecek belirgin irilikte olması, dunitte göre daha az ayrılmış ve masif mat koyu yeşil renkte görünümü ayırt edici özellikleridir. Ofiyolitin bindirmesi sürecinde gelişmiş olabilecek eklem takımları, kırıklar özellikle harzburjitlerin içinde bolca gözlenmekte, bol miktarda düzenli sık ve birbirine dik eklemler bulunmaktadır (Şekil 4.20).

4.1.2.3. Serpantinit (Kos)

Yeşilimsi mavi, yılan derisi dış görünümüyle sahada kolaylıkla ayırt edilebilen serpantinit inceleme alanında haritalanabilir geniş yüzlekler halinde bulunmaktadır (Şekil 4.21). Bununla birlikte, dunit ve harzburjitin içinde muhtemelen ofiyolitin bindirmesi esnasında gelişen sıkışma düzlemlerine paralel olarak gelişmiş zonlar halinde de genellikle batı-kuzeybatı doğrultulu olarak gözlenmektedir. Sahada

serpantinitlerin düzensiz biçilmiş kayma düzlemleri karakteristik olarak gözlemlenmektedir.



Şekil 4.20: Harzburjitleerde gözlenen eklem takımları [71485/32158].



Şekil 4.21: Serpatinitin yeşilimsi mavi ve yılan derisi benzeri dış görünümü [67331/33905].

4.1.2.4. Piroksenit ve Gabro blok ile damarları (Kop-Kog)

Piroksenit-gabro olarak haritalanmış birim koyu renk görünümü, mafik ve feslik mineral dizilimleri ile sahada ayırtman özellik sunmaktadır. Piroksenit ve gabro blok ile damarları olarak birlikte isimlendirilen bu birim mikroskop incelemelerinde bu genel kayalardan başka klinopiroksenit, olivinli vebsterit, troktorit gibi kaya kısımları da içerdiği gözlenmektedir (Emre, 1986). Piroksenit ağırlıklı olan bu kısımlar, genellikle gabro damar ve blokları da içerdiğinden ve ayırmalar yapılacak kadar geniş yüzlekler vermediklerinden ötürü birlikte değerlendirilmiştir. Piroksenit- gabro dunit ve harzburgit içinde damarlar halinde bulunmakla birlikte, en belirgin olarak Topuk Osmaniye köyü arasındaki eski ana yolun üzerinde Tallica Tepe batısında ve Deliballar köyü kuzeybatısında metamorfiklerle sınırdaki belirgin bir şekilde gözlemlenmektedir.

Ofiyolit birimlerinde hidrotermal suların dolaşımıyla çatlak ve sıyrılma düzlemlerinde **cevherleşmeler** gelişmiştir. Özellikle serpantin çatlaklarında karbonatlı suların hareketiyle, manyezit damarları oluşmuştur (Şekil 4.22). Serpantinit sıyrılma düzlemlerinde de birçok yerde krizotil asbest gelişimi de gözlenmiştir (Şekil 4.23).

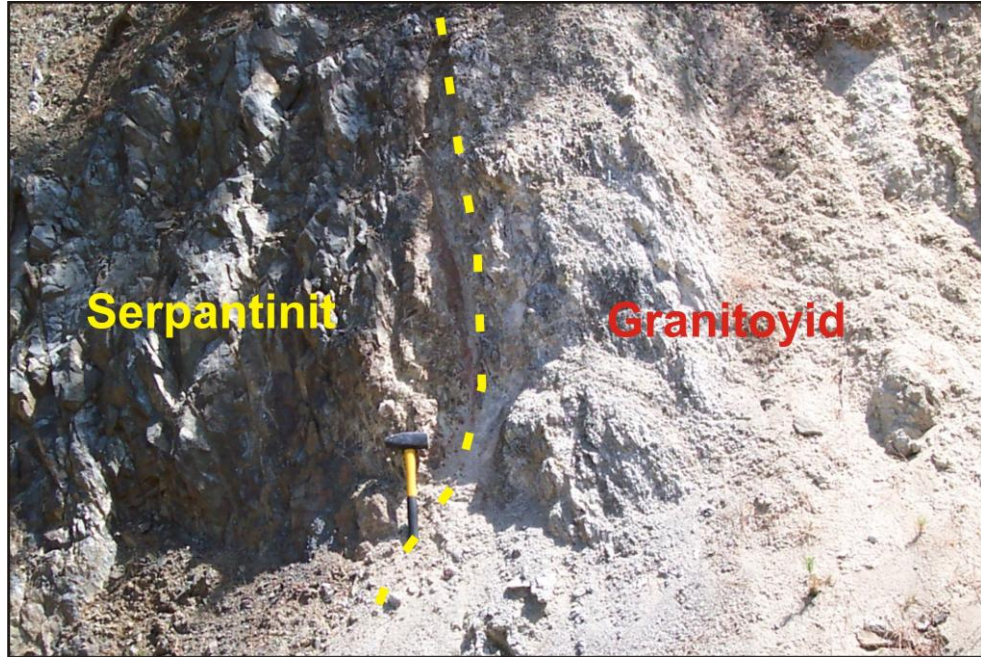


Şekil 4.22: Serpantinit çatlaklarında geliştiği gözlenen manyezitler [73351/25241].



Şekil 4.23: Serpantinit sıyrılma düzlemlerinde geliştiği gözlenen krizotil asbest [72407/31404].

Orhaneli Ofiyoliti'ni sıcak dokanakla kesen Eosen yaşlı Göynükbelen Granitoyidi'nin esas kontak metamorfizma etkisi serpantin kayaları üzerinde gelişmiştir (Şekil 4-24). Granitoyidin magma sıcaklığı dunit ve harzburjitte kontak metamorfizma geliştirebilecek kadar yüksek değerlerde değildir. Granitoyidin sokulumuyla ilişkili aplitik damarlar ofiyolit birimlerini sıkça kesmiştir (Şekil 4.25).



Şekil 4.24: Göynükbelen Granitoyidi'nin serpantinitle sıcak dokanağı [71817/27093].



Şekil 4.25: Değirmenapam Tepe batı yamacında granitoidin içerisinde kalan iri bir harzburjit serpantinit bloğuna kıvrımlı bir şekilde sokulmuş aplitik damar [75634/30926].

Orhaneli Ofiyoliti **madencilik açısından** da bölgede önem arz etmektedir. Uzun yıllar dunit ve serpantinitler içerisindeki **kromit damarları** (Şekil 4.26) işletilmiş olmakla birlikte son yıllarda dunitten **olivin minerali** üretimi ağırlık kazanmıştır.



Şekil 4.26: Kromit bantları boyunca açılan galeri [70774/29157].

4.1.3. GÖYNÜKBELEN GRANİTOYİDİ (Eggd)

İnceleme konusunun temelini oluşturan Göynükbelen Granitoyidi kuzeybatı Anadolu'da Uludağ güneyi granit ailesi kaya gruplarından bir bölümünü oluşturmaktadır (Bürküt, 1966).

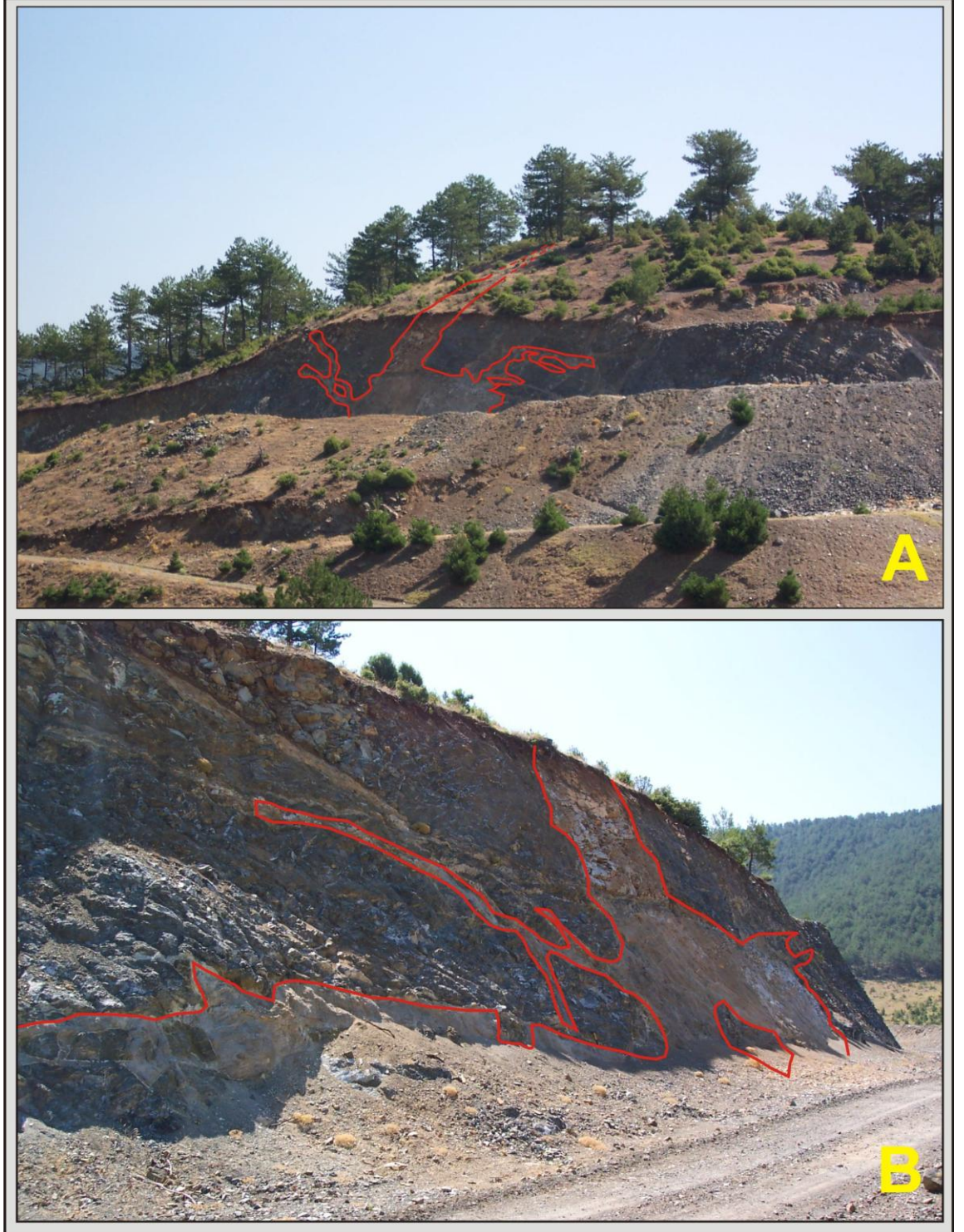
Göynükbelen Granitoyidi'nin yerleşimine ve yerleşim yaşına dair birçok araştırma yapılmıştır. Bu araştırmalara göre K-Ar metodu kullanılarak yapılan yaş tayinleri Vachette ve diğ. (1968)'e göre tüm kaya yaşını 61 ± 1 milyon yıl, Ataman (1972)'a göre biyotit toplam kaya yaşı 50 milyon yıl ve Harris ve diğ. (1994)'e göre hornblend-biyotit Ar-Ar ve Rb-Sr yaş tayinleriyle 48 milyon yıl (Alt-Orta Eosen) olarak belirlemişlerdir.

Bölgede yapılan çeşitli konulardaki çalışmalarda Göynükbelen Granitoyidi farklı adlarla isimlendirilmiştir. Orhanelinin güneyindeki Büyükorhan Granitoyidi ile bütün olarak değerlendirilerek Orhaneli Plütonu (Harris ve diğ., 1994), ağırlıklı olarak Topuk Köyü ve çevresinde yapılan incelemelerden ötürü Topuk Granitoyidi (Lisenbee, 1972) olarak isimlendirilmiştir. Topuk Köyü çevresinde granitoyid çok küçük bir alanı kaplamakta ve hemen etrafı ofiyolit ve metamorfiklerle sınırlıdır. Göynükbelen Köyü granitoyidin sahada kapladığı alanın merkezinde kalmaktadır. Göynükbelen Köyü'nden alınan örneklerin ince kesit incelemelerine göre de plütonun daha iç kısımlarını temsil eden konumunda kaldığı belirlenmiştir. Bu nedenle bu çalışmada granitoyidden Göynükbelen Granitoyidi (Emre, 1986) olarak söz edilmesi uygun görülmüştür.

Ofiyolit gelişimi ve sonrasındaki tektonizma süresince gelişen Kalk-Alkalen granitoyid plütonları, bölgede hem ofiyolite hem de metamorfik birimlere sokulmuştur (Ataman, 1972; Harris ve diğ., 1994). Göynükbelen granitoyidi Orhaneli Ofiyoliti'nin bindirme sürecinden sonra Sırlı Metamorfikleri'ne, Çatalca Mermeri'ne ve Orhaneli Ofiyoliti'ne sokularak kesmiştir.

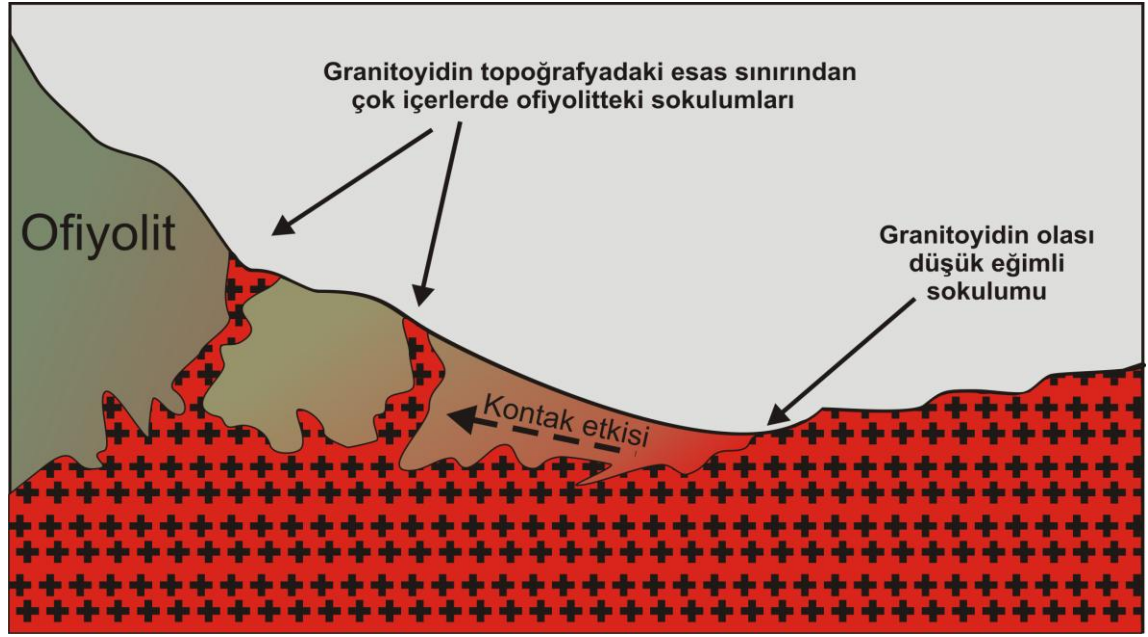
Granitoyid inceleme alanında, Topuk Köyü çevresinde dar bir alanda ve esas olarak Topuk-Göynükbelen Köyleri arasında kalan kısımda geniş bir yüzlek halinde gözlenmektedir. Granitoyid sahasında çoğunlukla arenalaşma gelişmiş olarak gözlenmektedir. Osmaniye Köyü çevresinde yaklaşık bir kilometrelik yüzlek veren

küçük bir sokulum halinde gözlenmektedir. Granitoyidin ofiyolitin içerisinde de çeşitli yerlerde çok ufak sokulumlar yüzlek vermektedir (Şekil 4.27) .



Şekil 4.27: Gölcük Yaylası'na yapılmakta olan baraj için açılan yolun yarmasında, ofiyolitin içerisine küçük bir granitoyid sokulumunun uzaktan (A) ve yakın (B) görünümü [73985/26185].

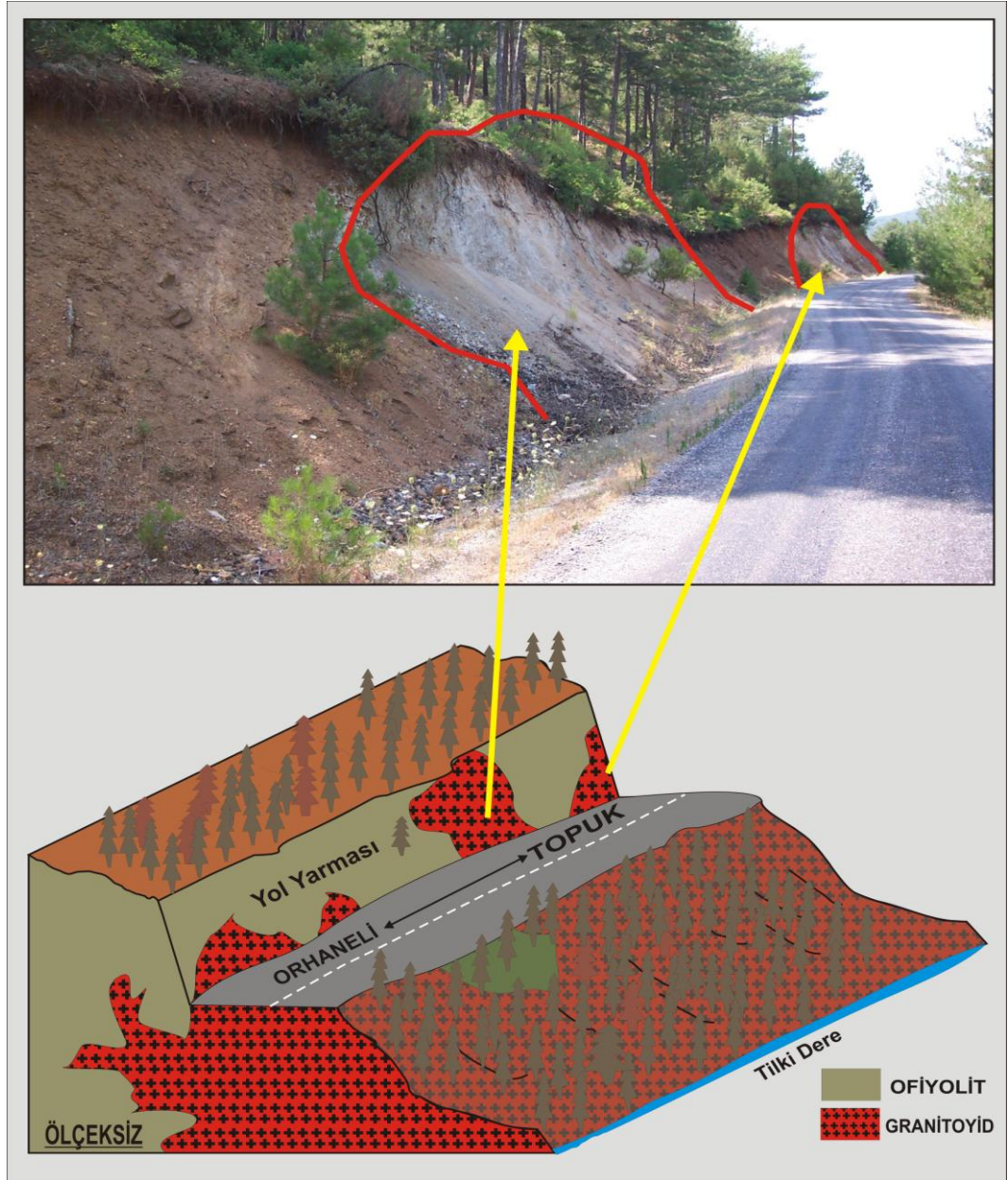
Ofiyolitle granitoyidin dokanağından çok içlerde de varlığı belirlenmiş olan bu ufak sokumlardan ötürü granitoyid sokulumunun ofiyolitinin altında küçük bir açıyla sığ derinlikte devam ettiği düşünülebilmektedir (Şekil 4.28). Saha gözlemlerinden edinilen bu ön fikir, kontak etkisinin iç ve dış zonlar olarak yaklaşık bir km'lik alana kadar devam ettiğinin belirlenmesiyle de desteklenmiştir.



Şekil 4.28: Granitoyidin yan kaya altındaki olası düşük eğimli sokulumu ve ofiyolit birimlerinin iç kısımlarında küçük sokulumların gelişiminin şematik çizimi.

Granitoyid saha gözlemlerine göre açık beyaz renk hakim, orta-iri taneli ve mafik mineral oranı yüksektir. Sahanın kuzeyinde Kocakara Tepe kuzeyinde kalan kısımlara doğru ilerledikçe daha ufak taneli ve grimsi beyaz kısımlar da gözlenmiştir.

Orhaneli' den Topuk Köyü'ne giden yolun son iki kilometrelik kısmında granitoyid sınırına geçilmekte ve yokuştaki yarma boyunca granitoyidin tavan bölgesi gözlenerek ilerlenebilmektedir. Yarma boyunca ilerledikçe bir ofiyolit bir granitoyid yüzleği ile karşılaşılması, granitoyidin tavan bölgesindeki parmak şeklinde girintili çıkıntılı sokulumu belirtmektedir (Şekil 4.29).



Şekil 4.29: Granitoyidin tavan bölgesinde parmak şeklinde sokulumunun Topuk Köyü yolu yarmasında görünümü [71165/27096].

Granititoyidin soğuma süresince gelişen eklem takımları bir metreden daha az sık aralıklı olarak bulunmaktadır (Şekil4.30). Eklem takımlarının çok geniş aralıklı olmayıp sık aralıklı olmasından ötürü ayrışmanın etkiyeceği yüzey alan artmış olup, arenalaşma granitoyidde daha etkin olarak gelişebilmiştir (Şekil 4.31).



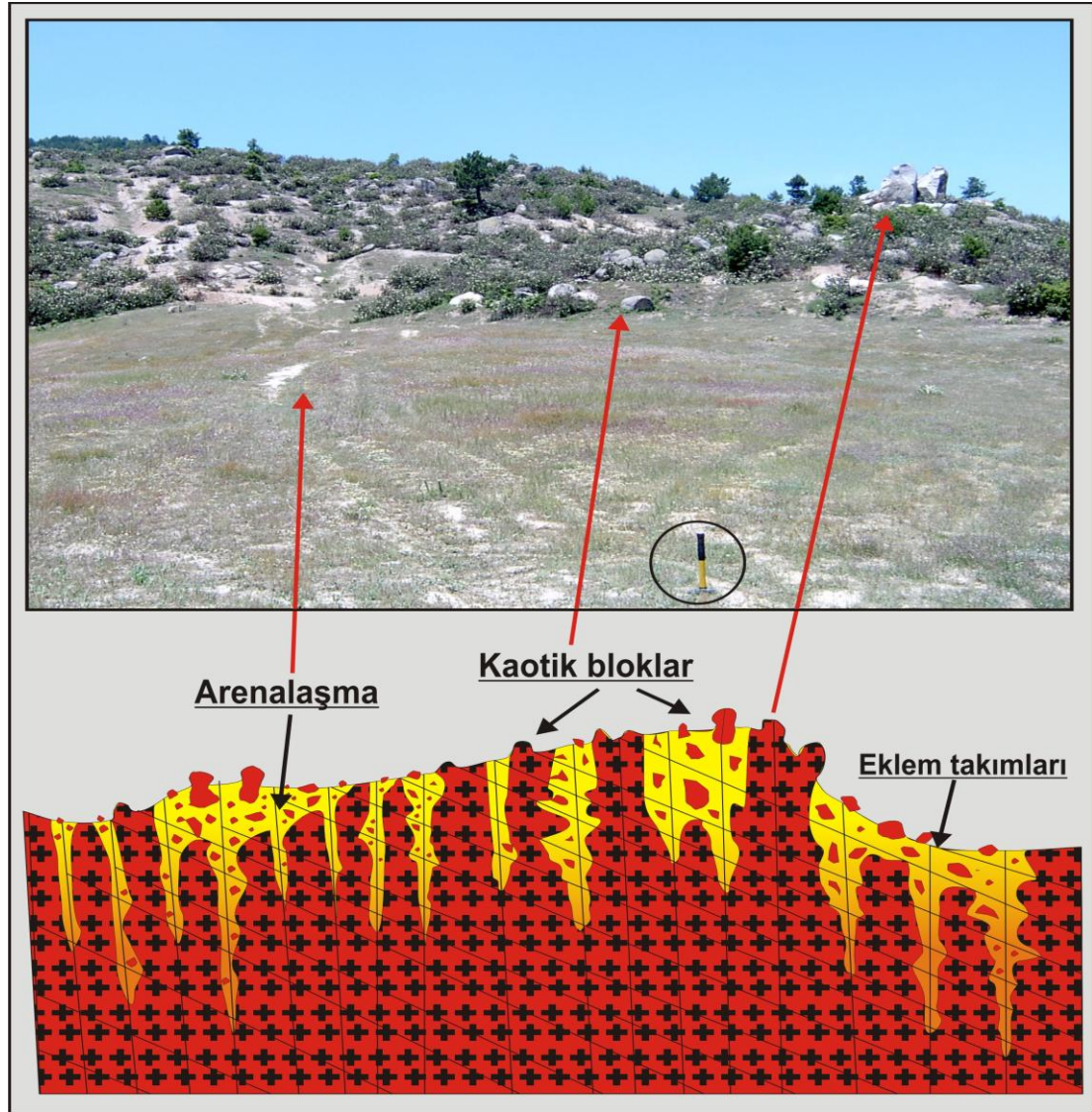
Şekil 4.30: Granodiyoritte sık ve birbirini kesen eklem takımları [73829/29277].



Şekil 4.31: Granitoyidin ayrışmasıyla gelişen arenanın kayacın geneline hakim görünümü [73540/27194].

Ayrışmanın eklem yüzeyleri boyunca derinlere ilerlemesi ve eklemler arasında arenalaşmamış sağlam kısımların kalmasıyla, sonuçta az çok küresel ya da elipsoidal yuvarlaklaşmış bloklar oluşmaktadır. Arenalaşma sık eklemlili yerlerde derinlere kadar ilerleyebilmekte ve arenanın ortamdaki uzaklaşmasıyla topoğrafyada düzensiz kaotik bloklar kalmaktadır.

Granitoyid sahasında gözlenen “koyun sırtı” olarak da adlandırılan bu kaotik blokların, geniş aralıklı eklem takımlarının bulunduğu granitoyid sahalarının aksine bir metre çapından daha küçük boyutlarda olmaları eklem takımlarının sık aralıklı olduğunun bir diğer göstergesidir (Şekil 4.32).



Şekil 4.32: Eklem takımları boyunca ayrışmanın ilerlemesi ve arenanın ortamdaki uzaklaşmasıyla yüzeyde kalan kaotik blokların oluşumu [72440/29553].

Granitoyidin ana mineral içeriği plajioklas, kuvars ve alkali feldispattır. Mafik mineral içeriği yerden yere değişim gösterse de özellikle kenar zonlarına doğru amfibol ve biyotit minerallerinin oranında belirgin bir artış olduğu söylenebilmektedir. İnce kesit incelemeleri sonucunda amfibollerin esas olarak hornblend türünde olduğu ve biyotilerin de çoğunlukla kloritleşme göstermiş olduğu belirlenmiştir. Granitoyid azınlık mineralleri olarak sfen, epidot, zirkon, ve opak mineraller içermektedir.

Topuk Köyü çevresinde göreceli olarak plajioklas oranının artması ve kuvars oranının azalması, sahada bu köye doğru ilerledikçe arenalaşma derecesinin artmasıyla da gözlenebilmektedir. Bununla birlikte Topuk Köyü'nden Göynükbelen Köyü'ne doğru ilerledikçe mafik mineral oranında azalma fark edilebilir bir şekilde gözlemlenebilmektedir. Bu saha gözlemleri ince kesit çalışmalarıyla da desteklemiştir. Bu bilgiler ışığında plütonun Topuk Köyü çevresinde kalan kısmı Topuk Fasiyesi olarak ayrıca değerlendirilmiştir.

Granitoyid inceleme alanında bol miktarda irili ufaklı anklavlar içermekte olduğu gözlemlenmiştir. Bol miktarda mafik mineralce zengin otolit ile daha çok sınır bölgelerine yakın alanlarda yan kaya parçalarından oluşan ksenolitlerin de bol miktarda bulunduğu gözlemlenmiştir (Şekil 4.33, 4.34).



Şekil 4.33: Yan kaya malzemesi olan **ksenolit** (serpantinit) ve onu kesen aplit [74403/27011].



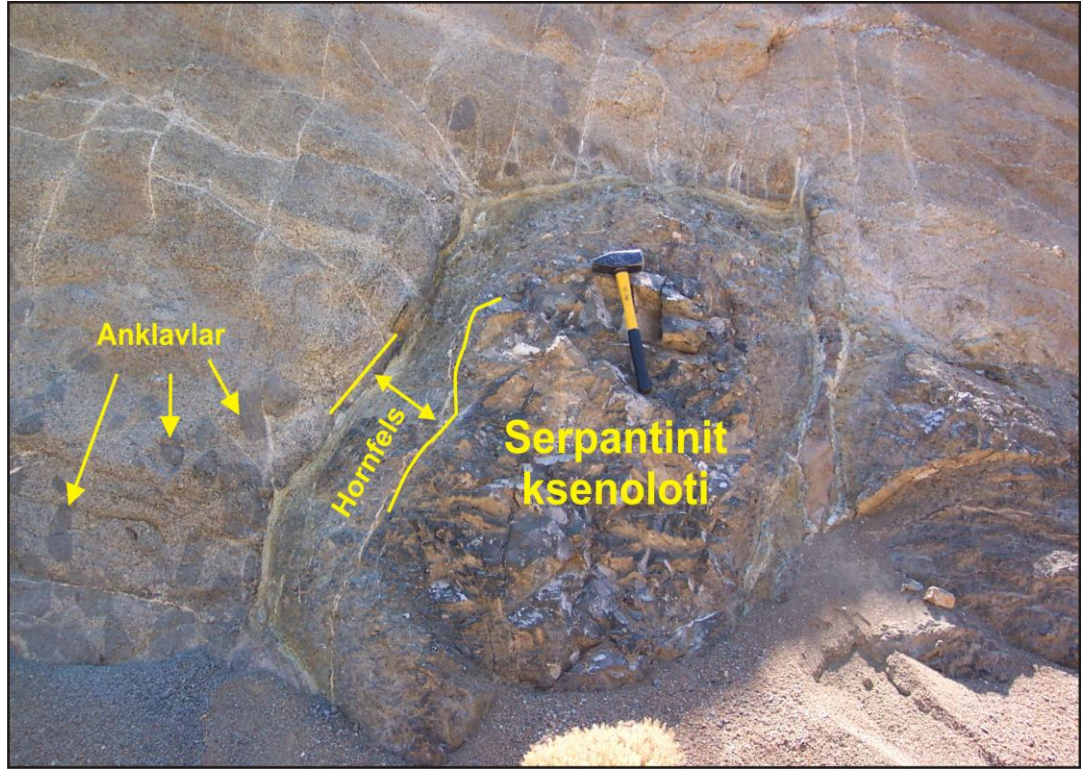
Şekil 4.34: Granitoyidde bolca gözlenen **otolit** anklavları.

Ksenolitlerin yoğunluk kazandığı bölgelerin sahada plütonun tavan bölgesine yakın yerlerde bulunulduğunu ifade ettiği, bu kısımların sahadaki konumları ve mikroskop incelemelerine göre de kenar zonu belirteci dokular göstermesiyle doğrulanmaktadır. Granitoyid bol miktarda, yüksek kuvars ve feldspat içerikli 5-10 cm den 1-2 m'ye değişen kalınlıklarda olan apilitlerce kesilmiştir (Şekil 4.35).

Granitoyidin bölgeye sıcak olarak sokulduğu, tektonik bir etkiyle yerleşmediği çevre kayalarda geliştirdiği kontak metamorfik etkiyle desteklenmiştir (Şekil 4.36). Sırlı Metamorfikleri'nde ve Orhaneli Ofiyoliti'nde hornfels oluşumları gözlenmiştir. İnceleme alanında Çatalca Mermeri ile doğrudan kontağı olmadığından, net skarn oluşumu gözlenmese de yersel küçük boyutta granat skarn gelişimleri bulunmaktadır.

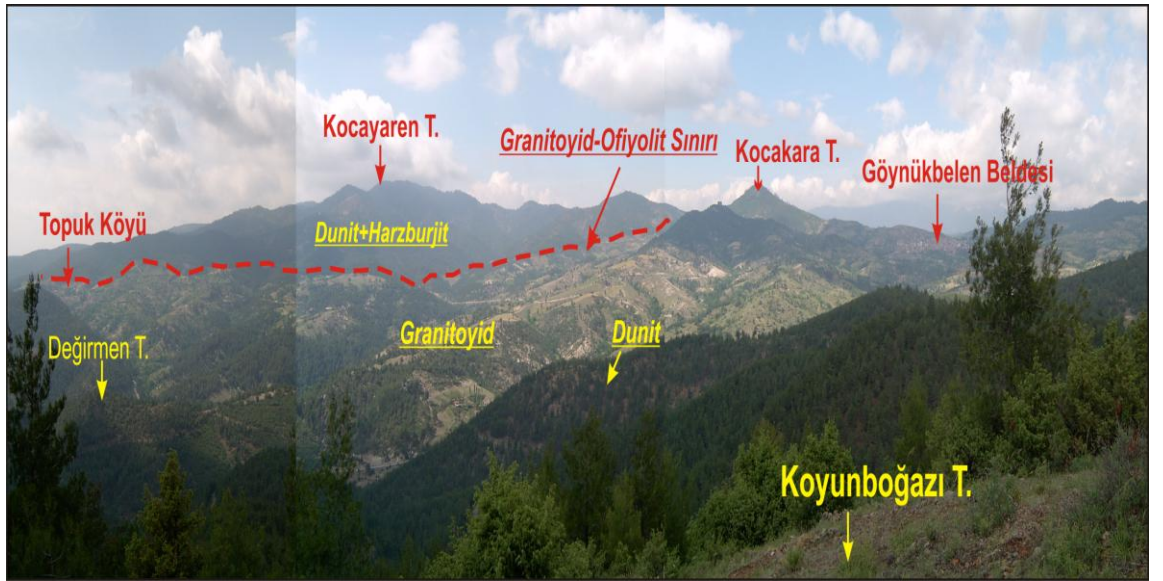


Şekil 4.35: Granitoyidi kesen on cm'den bir m'ye değişen kalınlıklarda aplit daykları [74403/27011].



Şekil 4.36: Granitoyidin içindeki serpantin ksenoliti ve çevresindeki kontak halesi [73985/26185].

Göynükbelen Granitoyidinin yüzlek verdiği kısımlar, yüksek oranda arenalaşma geliştiğinden, inceleme alanında göreceli olarak yüksekliğin az olduğu kısımları oluşturmaktadır. Arenadan oluşan toprağın verimli olması ve tarım için daha elverişli bir eğime sahip olması yerleşimin de granitoyit üzerinde yoğunlaşmasına neden olmuştur (Şekil 4.37) . Yükseklik farklılığı ve bitki örtüsündeki değişim granitoyidin sınırlarının, neredeyse bire bir saha gözlemleriyle çizilen haritayla uyuşarak, uydu fotoğraflarından da belirgin olarak görülmesini sağlamaktadır (Şekil 4.38) .



Şekil 4.37: Koyunboğazı tepeden yaklaşık olarak kuzey yönünde granitoyid sahasına bakış [72392/25668].

Bloklar arası ve fomasyonun esasını temsil eden malzeme ise sarımsı gri renkte kumtaşı, grimsi açık yeşil kil taşı ve bunların karbonat katkılı seviyeleridir. İnceleme alanında kum kil taşları kömür ara seviyeleri de içermekle birlikte esas olarak inceleme alanı dışında kalan Burmu Köyü ve çevresinde kalın kömürlü seviyeler bulunmakta ve bunlar TKİ tarafından işletilmektedir. Kum ve kil taşları çoğunlukla dağınık ve az tutturulmuş bir görünüm sergilemektedir.

İnceleme alanı içinde Burmu Formasyonu Topuk Köyü Güney ve Güneybatısında Küçük yapraklı Tepe ve Yapraklı Tepe arasında kalan düzlük ve yamaçlarında küçük bir yüzlek olarak gözlenmektedir.

4.1.5. TRAVERTEN, ALÜVYON (Qal)

İnceleme alanında **travertenin** kırık çatlaklı faylı bölgelerde ve özellikle bindirme kuşaklarının etrafında geliştiği gözlenmiştir. Özellikle jips, kalsedon ve manyezit içermekte ve bunlarla birlikte etrafındaki kaylardan da ezikli-kırıklı, ufalanmış parçalar gözlenmektedir. Traverten sahada birçok bölgede bir metreden onlarca metreye değişen çeşitli genişliklerde gözlenmektedir. En belirgin olarak Deliballar Köyü kuzey batısında Sarıkayı Sırtı boyunca, Dağgüney Köyü kuzeybatısında Kızılkış Sırtı boyunca küçük bir alanda, eski Orhaneli yolu üzerinde Keçitarla Tepe Batı yamacında, Tepesizçam Tepe doğu yamacında sırt boyunca geniş bir yüzlek halinde ve Osmaniye Köyü batısında köyü Bursa ana yoluna bağlayan yol boyunca yaklaşık iki km boyunca devam eden bir yüzlek halinde gözlenmektedir (Şekil 4.39).

Alüvyon inceleme alanında esas olarak Kocasu Çayı'nın vadisinde çökelmiş olup, akarsu çevresinde özellikle eğimin azaldığı geniş düzlüklerde on-on beş metrelik birikintiler halinde gözlenmiştir. Dere alüvyonları bol miktarda tutturulmamış bloklardan, az miktarda tutturulmuş ve tutturulmamış çakıl ve kumlardan oluşmaktadır. Bunlardan daha az miktarda yine az tutturulmuş veya tutturulmamış silt kil boyutunda malzemeler de bulunmaktadır. Kocasu çayı vadisi dışında ofiyolitik sahanın kimi çukurluk bölgelerinde ve Topuk Köyü batısında Kaymaklı - Keçitarla Tepeleri arasındaki vadide Kalaycı Dere etrafında da alüvyon gözlenmektedir.

Çukurluklar ve dere kenarı gibi düzlüklerde gözlenen alüvyon dışında, çoğu tepelerin eteklerinde gözlenen **yamaç molozu** da özellikle ofiyolit yüzlek sahalarında, esas olarak üzerinde bulunduğu kayanın çakıl ve taş parçalarından oluşan tutturulmamış malzemeli olarak gözlenmektedir. İnceleme alanında en geniş ve net olarak Orhaneli Topuk-Göynükbelen Köyleri yolu üzerinde Küçükyapraklı Tepe doğu eteklerinde gözlemlenmektedir.



Şekil 4.39: Faylar ve bindirme düzlemlerinde geliştiği sıkça gözlenen travertenler.

4.2 MİNERALOGİ – PETROGRAFİ

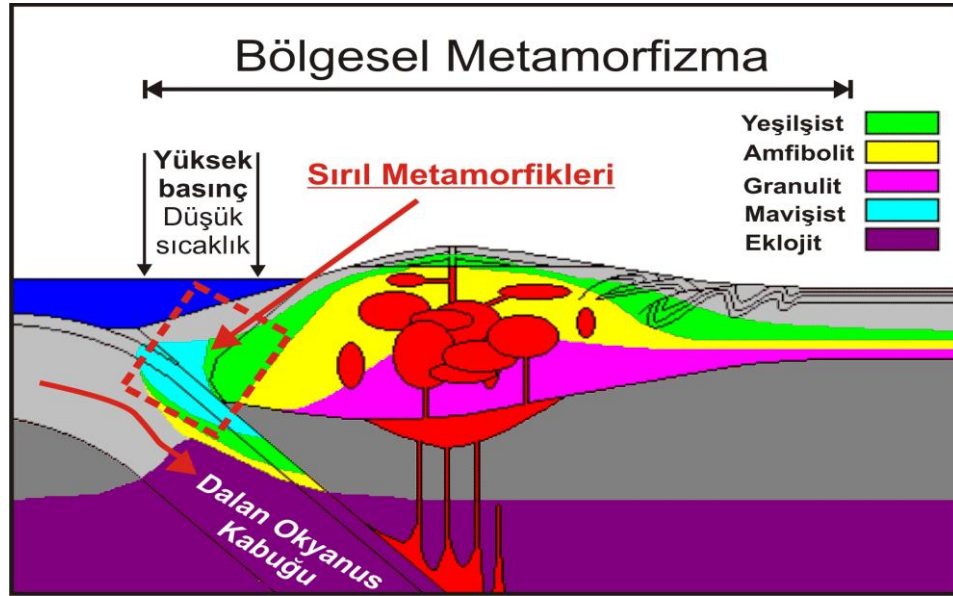
Sahadan alınan örneklerden hazırlanan ince kesitler ile polarizan mikroskop altında belirlenen mineral içerikleri ve dokusal özellikleri ayrıntılı olarak belirtilerek, kayaların minerlojik özellikleri ve petrografisi değerlendirilmiş, stratigrafik sırayla yaşlıdan gence doğru minerlojik ve petrografik özelliklerine değinilmiştir. Belirlenen özelliklerine göre birimlerin kökenleri, oluşum ortamları ve geçirdikleri jeolojik süreçler hakkında yorumlamalar yapılmıştır. Granitoyidden derlenen örneklerde yapılan modal analiz incelemeleriyle, granitoyidin sınıflaması yapılmış ve mineral kimyalarından yola çıkarak istatistiksel olarak kimyasal içeriği değerlendirilerek, jeokimya çalışmalarında yorumlamalara ışık tutacak verilere ulaşılmıştır.

4.2.1. Sırlı Metamorfiklerinin Mineralojisi ve Petrografik özellikleri

Sırlı Metamorfikleri farklı köken ve metamorfizma derecesine sahip kısımlardan oluşmaktadır. Bu farklı köken ve metamorfizma derecesine sahip kısımların tümü jeoloji haritasına, sınırlarının ayırtılmasının güçlüğünden Sırlı Metamorfikleri olarak işlenmiştir.

Sırlı Metamorfikleri'nin inceleme alanında kalan kısmında esas olarak metabazitler ve metapelitler gözlenmektedir. Birim kuzeyden güneye göre yaklaşık düzgün bir değişim göstermektedir. Kuzeyde, ofiyolit dokanağına yakın kesimlerde ağırlıklı olarak masif görünümde ve sert dayanımlı olan metabazitler, güneye doğru ilerledikçe daha çok metapelitlerin hakim olduğu seviyelere doğru geçiş gözlenmiştir. Metamorfizma derecesinin artmasıyla birlikte iki farklı kökenden türemiş metamorfiklerin sahada sınır ilişkilerinin saptanması güçleşmiş, karmaşık bir yapı ortaya çıkmıştır. Bu iki farklı kökenden kayalarla birlikte bulunan karbonatlı seviyeler ve de metagrovak bileşimine yakın seviyeler yine karmaşık bir sınır ilişkisiyle çeşitli bölgelerde gözlemlenmektedir.

Sırlı Metamorfikleri olarak isimlendirilen bu kaya birimi, inceleme alanı ve yakın çevresinde hem yeşil şist fasiyesi hem de mavi şist fasiyesi metamorfizmasından etkilenmişlerdir. Farklı köken ve yeşil şistten mavi şiste değişen metamorfizma derecesine sahip kayaların, kısmen belirli bir düzen içinde görünseler de sınır ilişkileri karmaşık olarak bir arada bulunmasıyla Sırlı Metamorfikleri'nin yığılma prizması özelliği göstermekte olduğu düşünülebilmektedir (Şekil 4.40).



Şekil 4.40: Yitim zonunda gelişen metamorfizma fasiyeslerinin tektonik ortamının şematik gösterimi.

Yapılan petrografik incelemelerle mineral parajenezleri belirlenerek metamorfizma dereceleri ve kökenleriyle ilgili yorumlamalar yapılmıştır. Buna göre metapelitler ve metabazitler ayrı ayrı değerlendirilmiştir.

4.2.1.1 Metapelitler

İnceleme alanını doğu batı yönünde ikiye ayıran Kocasu Çayı'nın güneyinde kalan kısımlarda ağırlıklı gözlenen metapelitler, Sırlı Metamorfiklerinde en geniş yüzey alanı kaplayan kaya türüdür.

Metapelitikler sahada dış görünüşleriyle çoğunlukla grimsi yeşil ve kimi yerlerde gri-açık kahverengi renklerde olmak üzere siyah-grimsi yeşil, grimsi-mavi gibi metamorfizma derecesine ve mineral bileşimine bağlı olarak değişen renklerde gözlemlenmektedir. Genelde şiştözite belirgin olmakla birlikte Belenoluk Köyü ve güney doğusuna doğru ilerledikçe tane boyutu artışı ile yaklaşık gnays görünümünü kazanan kısımları da gözlenmektedir.

Sahada sağlam sert ve dayanımlı yüzlekleri bulunmakla birlikte çoğunlukla bol kırıklı, ayrıışmış, kolay dağılan bir görünüm egemendir. İrili ufaklı kıvrımlı bir yapı göstermektedir fakat kıvrımların devamlılığı belirlenememekte ve karışık düzensiz iç içe bir halde görülmektedir (Şekil 4.41). Sırlı Metamorfikleri'nde ilk metamorfizma

sürecinden sonra Orhaneli Ofiyoliti'nin bindirmesiyle de deformasyon etkisi yoğun bir şekilde devam etmiştir.



Şekil: 4.41: **Kuvarsit**; Mika ara seviyeli bir kuvarsitte devam eden deformasyonlarla bütünlüğünü kaybetmiş kıvrımlardan bir parça; (Ör.No :658).

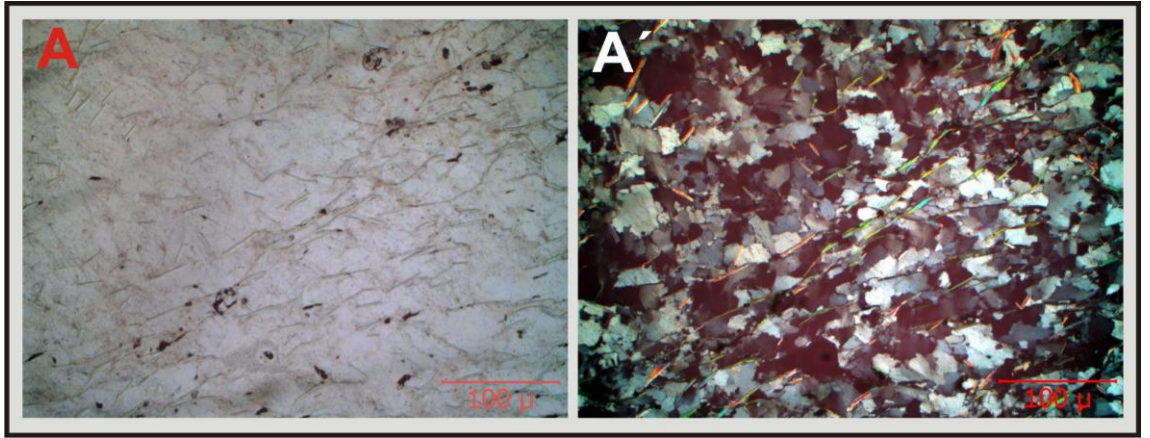
Yapılan ince kesit incelmelerine göre metapelitik kayaların başlıca mineral içeriğinin kuvars, muskovit, biyotit, klorit, glokofan, lavsonit, kyanit, kloritoyid, andalusit, jadeyit, turmalin ve granat olduğu belirlenmiştir. Köken kayacın bileşim farkı ve değişken metamorfizma derecesi zengin bir mineral parajenezinin bulunmasını sağlamaktadır.

Pelitik köken kayacın farklı bileşimdeki katmanları, mineral parajenezi açısından zengin ve değişken metamorfik katmanlar oluşturmuştur. Örneğin kumlu katmanlardan kuvarsit, killi katmanlarda klorit-mika şistler, killi-karbonatlı katmanlarda da kalk şistler türemiştir. Bu farklı katmanlardaki mineral parajenezleri sahada kısmen gözlemsel olarak ayırt edilmiştir ancak, ayrıntılı sınıflama petrografik incelemeler sonucunda yapılmıştır.

Saha gözlemlerinde belirlenebilen *kuvarsit*, *kuvars-albit-mika şist*, *kuvars-mika şist*, *klorit-kuvars-mika şistler* ince kesit incelemeleriyle detaylandırılarak *kyanit mika şist*, *kyanit kloritoyid şist*, *glokofan şist*, *glokofan lavsonit şist*, *kloritoyid glokofan şist*, *andalusit mika şistler* ayırtlanmıştır. Belirlenmiş olan şistlerin içerdikleri mineral özellikleri ve parajenezleri ayrıntılı olarak değerlendirildiğinde metamorfizma derecesiyle ilgili yorumlarda bulunulabilmektedir.

Kuvarsit: Metapelitiklerin içinde şistlerin hemen hepsinin arasında ara katman olarak farklı kalınlıklarda bulunmaktadır. Kuvarsit ara katmanları şisti seviyelerde genel olarak bir ardalanma göstermektedir (Şekil 4.42).

- Kuvars: İleri derecede mortar yapısı göstermekle birlikte tüm taneler dalgalı sönme göstermektedir. Kuvars tanelerinin arasında az miktarda saçılmış olarak mika pulları yer yer bulunmaktadır. Az miktarda gözlenen mika, protolit kayacın çok az kil içeren bir çimentoyla tutturulduğunu göstermektedir.

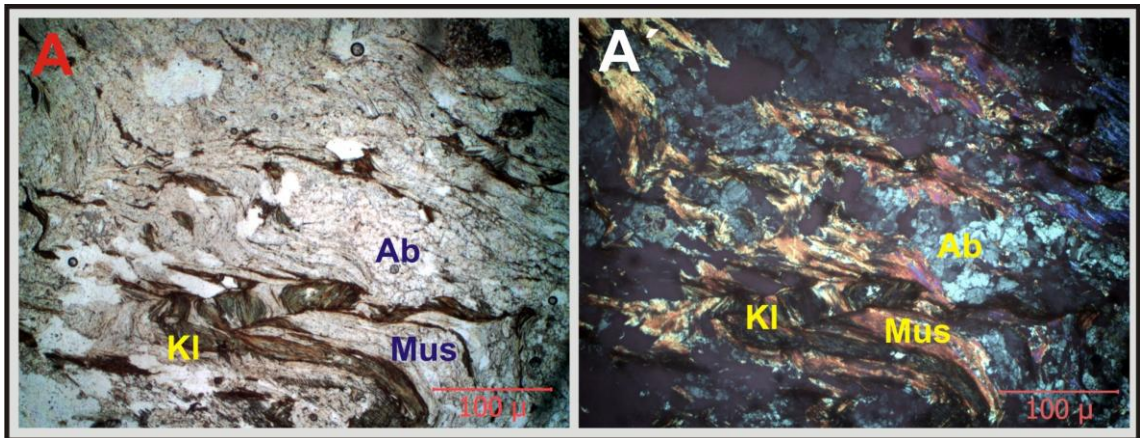


Şekil 4.42: **Kuvarsit**; dalgalı sönme gösteren mortar dokukulu kuvarslar ve aralarında saçılmış olarak gözlenen az miktardaki mika pulları; (Ör. No: 564; tek nikol-çift nikol).

Kuvars-albit-mika şist: Sırlı Metamorfikleri'nin genelinde mika-kuvars şistlerle birlikte en çok gözlenen kaya türüdür. Çeşitli kalınlıkta seviyeler halinde diğer şist türleriyle ardalanmalı görünümündedir. Feldspatlardaki alterasyon nedeniyle çekiçle vurulduğunda kolaylıkla dağılmaktadır. Sarımsı açık kahverengi görünümüyle ayırt edilebilmektedir. Kuvars albit ve bol mika içermesi, feldspatca zengin bir killi kum taşının metamorfizmasını göstermektedir. Kuvars ve albitce zengin seviyelerle mikaca zengin seviyelerin ardalanmalı görünümü; pelitik kökenli kayanın kuvars ve feldspatca

zengin kumlu seviyelerle killi seviyelerin ardalanmasından oluşan görünümü olduğunu işaret etmektedir. Kaya lepidoblastik-granolepidoblastik dokuludur (Şekil 4.43).

- **Mika:** Tek nikolde renksiz, 010 dilinimleri mükemmel, çift nikolde yüksek girişim renkleriyle karakteristiktir. Ağırlıklı olarak foliasyon düzlemlerine paralel yerleşmiştir, bazılarında deformasyon etkisi ile 010 düzlemi boyunca kopmuş balık biçimli mika görünümü oluşmuştur. Yine deformasyon etkisiyle kıvrımlı bir yapı (buruşma klivajları) gelişmiştir. Ender olarak bazı mika tanelerinde monoklinal kink kıvrımları gözlenmektedir. Mikalar ağırlıklı olarak muskovit, bazen ufak taneli serizit türündedir. Kimi örneklerde ender olarak kloritle birlikte bulunmaktadır. Kaya içinde yaklaşık % 60 oranında bulunmaktadır.
- **Albit:** Çok ufak taneler halinde bulunmaktadır. Mikalar arasında oluşturdukları seviyeler ayrılmış görünümüyle belirgindir. İnce kesit tek nikol incelemelerinde killi görünümüyle belirgindir. Ufak tanelerde albit ikizleri kısmen belirgin, kimi tanelerde basınçla gelişen kamalanma gözlenmektedir. Kaya içinde yaklaşık % 20 oranında bulunmaktadır.
- **Kuvars:** Öz şekilsiz ufak taneler olarak, albitli seviyelerin içinde bulunmaktadır. Dalgalı sönme göstermekte, az miktarda gelişmiş olan mortar dokusu da belirgin olarak gözlenmektedir. Kaya içinde yaklaşık % 20 oranında bulunmaktadır.



Şekil 4.43: **Kuvars-albit-mika şist**; mikalı seviyelerin arasında gözlenen albitler ve albitlerin tek nikolde belirgin ayrılmış görünümü (Ör. No: 270; tek nikol-çift nikol).

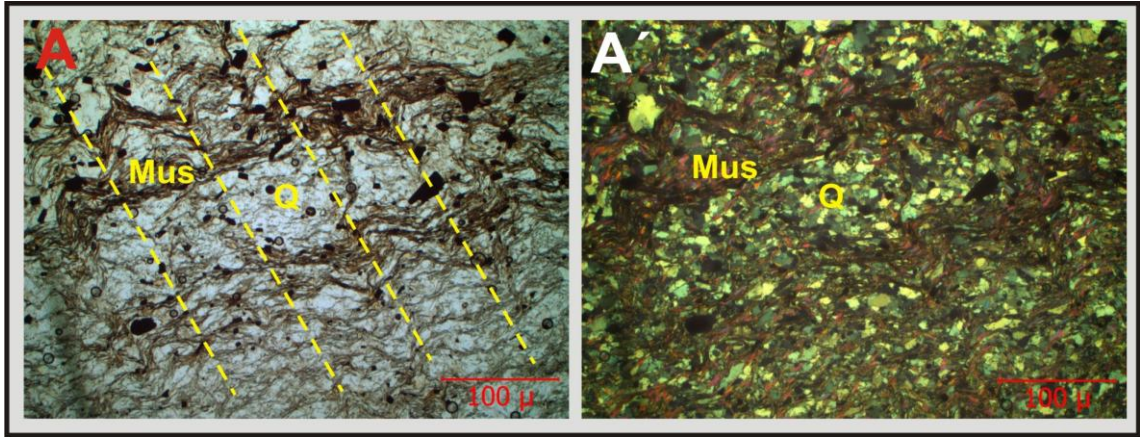
Mika-kuvars şist: Sırlı metamorfiklerinin genelinde en çok gözlenen kaya türü olmakla birlikte diğer şistlerle içi içedir ve içeriğine katılan minerallerle birlikte çeşitlenmektedir. Metamorfik sahanın hemen her yerinde gözlenmekle birlikte en yoğun olarak sahada Dağgüney Köyü güney batısı Kocası Çayı yamacında gözlenmektedir. Açık sarsımsı kahverengi ve diğer şist seviyelerine göre daha sert ve dayanımlı, az dağılgan haliyle ayırt edilebilmektedir. Mikalı ve kuvarslı seviyelerinin ardalanması ve kıvrımlanma gözle bakıldığında da kısmen belirgin olmakla birlikte (Şekil 4.44), mikroskop altında net olarak gözlenmektedir (Şekil 4.45). Kaya granolepidoblastik dokuludur.



Şekil 4.44: **Mika-kuvars şist**; kısmen belirgin ardalanma ve mikalı seviyeler arasındaki kuvars gözleri; (Ör. No:582).

- Kuvars: Ufak öz şekilsiz taneler halinde, birbirleriyle düzgün kenarlar oluşturmuş şekilde; granoblastik dokulu olarak bulunmaktadır. Mikaların aralarında saçılmış olarak bulunsan da, sıklıkla ardalanmalı seviyeler halindedirler. Kuvarslarda dalgalı sönme ve mortar dokusu albitli şiste göre daha çok gelişmiş ve belirgin olarak gözlenebilmektedir. Bu fark albitli şistlerde albitin basınçlara karşı sönümleyici etki göstermesinden kaynaklı gelişebilmiştir. Kaya içinde yaklaşık % 50–55 oranında bulunmaktadır.

- **Mika:** Mikalar beyaz mika muhtemelen muskovit olmakla birlikte kaya içerisinde kuvarslı seviyelerle ardalanmalıdır. Foliasyon düzlemleri boyunca yer yer zenginleşmiştir. Bu seviyeler kıvrımlanma göstermekte ve açık kahverengimsi görünümde ufak hematit boyamaları nedeniyle belirgin hale gelmektedir. Kaya içinde yaklaşık % 45–50 oranında bulunmaktadır.



Şekil 4.45: **Mika-kuvars şist**; belirgin olarak görünen muskovitli kuvarslı seviyeler ve kıvrım eksenlerinin görünümü (Ör. No: 485, tek nikol-çift nikol).

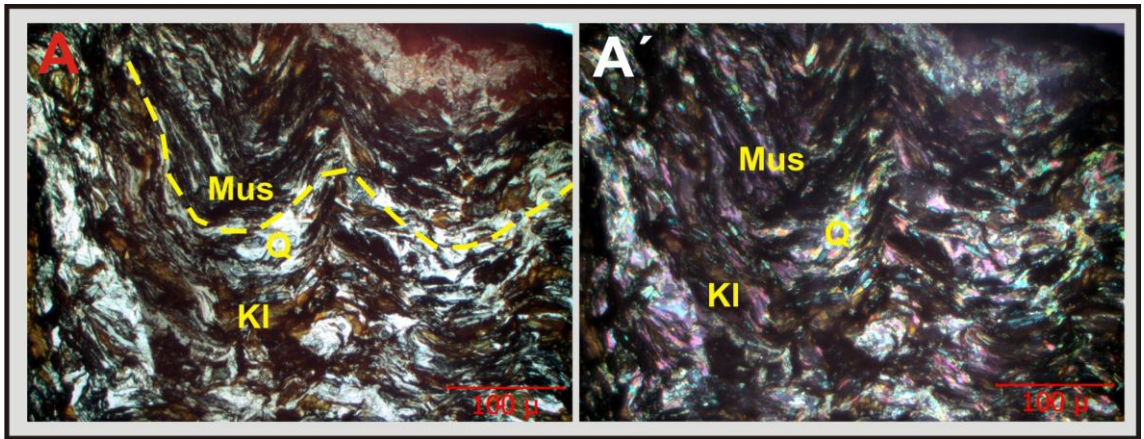
Kuvars-biyotit-mika şist: Basınç etkilerinin gözlenebildiği kıvrımların belirgin olduğu, genelde kuvars ve mikalı seviyelerin ardalanmalı olarak görüldüğü metapelit şistlerdir. İnceleme alanında daha çok Dağgüney Köyü çevresinde ve güney kesimlerinde gözlemlenmektedir. Ayrışmış, dağınık, dayanımsız bir yapıya sahiptir. Sarımsı yeşil-açık kayverengi ve kısmen belirgin kuvarslı görünümüyle ayırt edilebilmektedir. Mikalı ve kuvarslı seviyelerinin ardalanmalı görünümü pelitik kökeni işaret etmektedir (Şekil 4.46). Gronoblastik-lepidoblastik dokuludur ve buruşma klivajları kaya içerisinde egemendir (Şekil 4.47).

- **Mika:** Belirgin bir seviyede paralel dizilmiş taneler görünümündedir. Çoğunlukla muskovit türündedir, kimi örneklerde mikalı seviyelerde kıvrımlanma belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Kaya içinde yaklaşık % 40–45 oranında bulunmaktadır.



Şekil 4.46: **Kuars-biyotit-mika şist**; ardalı ve kıvrımlı görünüm; (Ör.No:383).

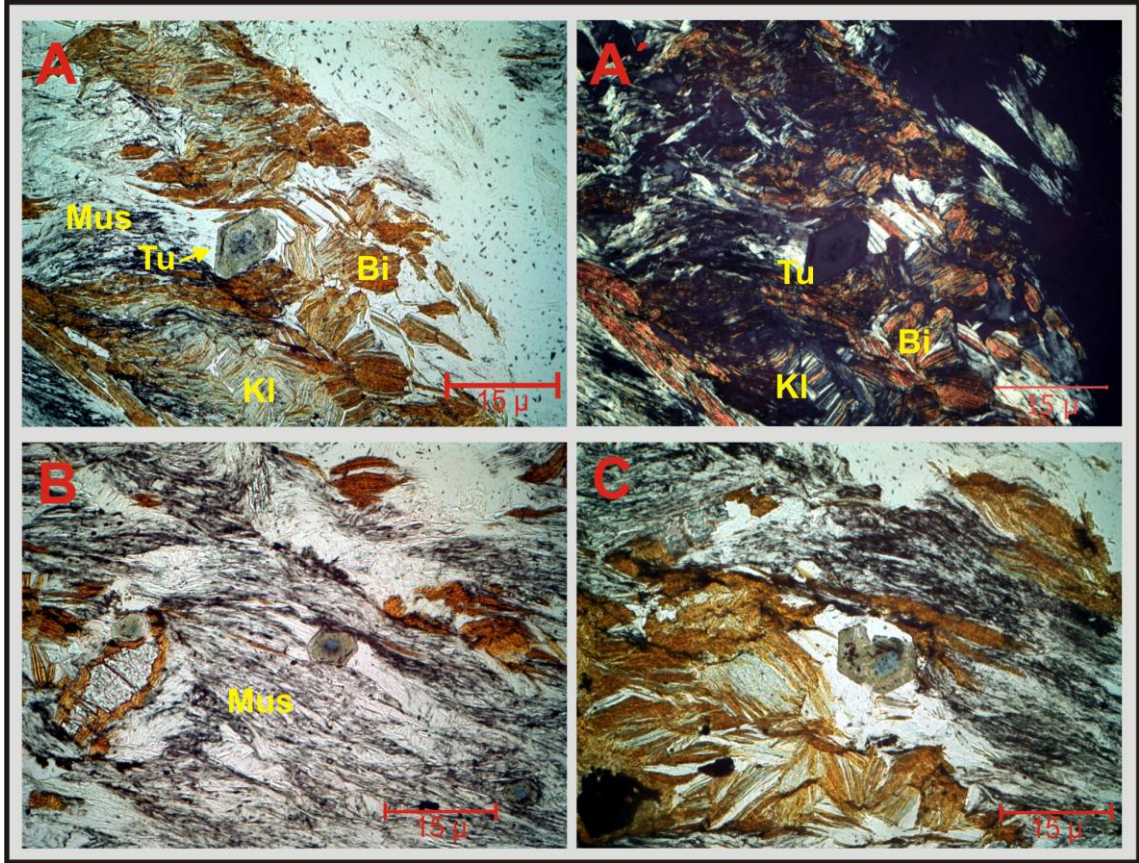
- Biyotit: Mikalı seviyelerin içinde mikalar arasında ve az miktarda da kuvarşlı seviyelerin de içinde bulunmaktadır. Çoğunlukla kloritleşmenin geliştiği öz şekilsiz ve basınca dik yönde uzamış- yassılaştırmış taneler halinde bulunmaktadır. Kaya içinde yaklaşık % 35–40 oranında bulunmaktadır.
- Kuvars: Mikalı seviyeler arasında yoğunlaşmış olarak dalgalı yanıp sönmelerin belirgin olduğu kırıklı, öz şekilsiz çok ufak taneler halinde bulunmaktadır. Kaya içinde yaklaşık % 15–20 oranında bulunmaktadır.



Şekil 4.47 : **Kuars-biyotit-mika şist**; Dağgüney Köyü batısından alınan örneklerde şistteki ardalı ve kıvrımlı görünüm (Ör.No: 394, tek nikol-çift nikol).

Klorit-biyotit-muskovit şist: Şükriye köyü kuzeyinde daha belirgin olarak gözlemlenmektedir. Yeşil rengin hakim olmasıyla ve çok yumuşak dağılgan haliyle ayırt edilebilmektedir. İç içe geçmiş muskovit ve kloritlerden oluşmaktadır, genel bir ardalanmalı görünüm hakimdir. Öz şekilli turmalin minerali bulunmakta ve varlığı pelitik kökeni işaret etmektedir (Şekil 4.48). Ağırlıklı olarak çubuksal mikalardan oluşmaktadır.

- Muskovit: Pul pul görünümde, biyotili ve kloritli seviyelerle iç içe ve bunları çevrelemiş bir halde bulunmaktadır. Kaya içinde yaklaşık % 60 oranında bulunmaktadır.



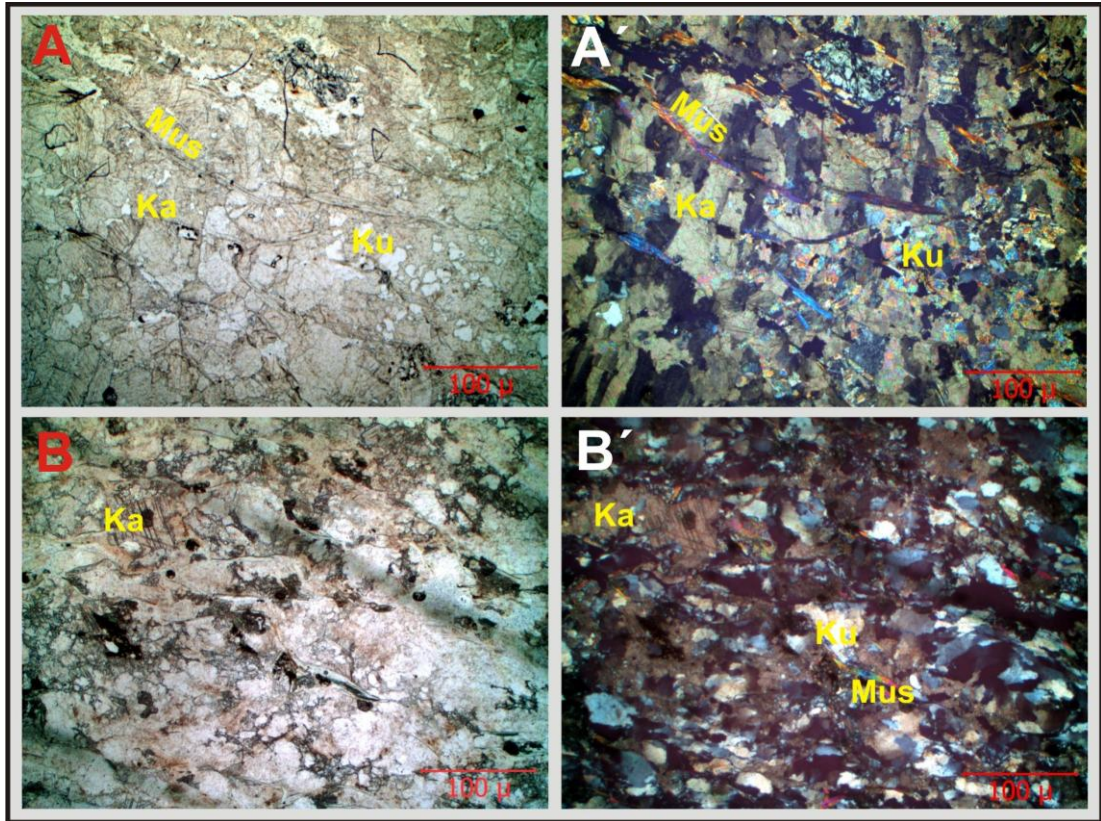
Şekil 4.48: **Klorit-biyotit-muskovit şist**; öz şekilli olarak belirgin gözlenen turmalinler (Ör. No: 314; A/B/C: tek nikol- A': çift nikol) .

- Klorit-biyotit: Yeşil, iğnemsî kristaller halinde kloritler ve onlarla birlikte kahverengi renkte biyotitler muskovitlerle iç içe olarak gözlenmektedir. Kloritler çapraz ışıpta muskovitler arasında mavimsi gri renkleriyle ayırt edilebilmektedir. Kaya içinde yaklaşık % 35–40 oranında bulunmaktadır.

- Turmalin: Muskovit ve klorit birlikteliğinin içinde az miktarda ve musovitlerce çevrelenmiş-sarılmış olarak, mavimsi yeşil renkte ve öz şekilli taneler halinde gözlenmektedir. Kaya içinde yaklaşık % 5–10 oranında bulunmaktadır.

Kalkşitler: Sırlı metamorfiklerinin üst seviyelerine doğru gözlemlenmektedir. Metamorfiklerin üzerine uyumsuz olarak gelen Çatalca Mermer'in altında hemen hemen her yüzlekte gözlemlenebilmektedir. Yüksek oranda kalsit içeren, kuvars ve mikalı seviyelerinin bulunduğu şistlerdir. Ağırlıklı olarak granoblastik dokuludur.

- Kalsit: Yüksek rölyefli, iki yönde gelişmiş mükemmel dilinimli ve polisentetik ikiz lamelleri belirgin orta irilikte taneler halinde bulunmaktadır. İkiz lamellerinde deformasyonla ilişkili bükülmeler gözlenmektedir. Taneler aralarına kuvars ve muskovitler gözlenmektedir (Şekil 4.49) .



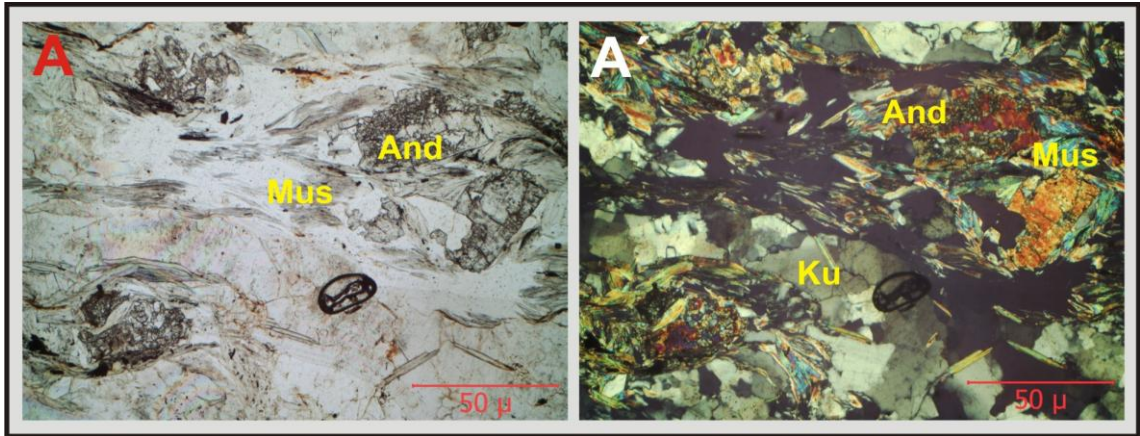
Şekil 4.49: **Kalk şist**; kalsit taneleri arasında gözlenen kuvars ve mikalar (Ör.No: A-278, B-564; A/B tek nikol – A'/B' çift nikol).

- Kuvars: Kalsit mineralleriyle ardalımalı şekilde kayada seviyeler oluşturmaktadır. Kalsit tanelerine göre daha ufak boyuttadırlar. Deformasyon sonucu gelişen dalgalı sönme gösterirler. Kaya içerisinde % 5–10 arasındadır.
- Mika: Kalsit tanelerinin içine saplanmış görünümde ve yer yerde kuvars kalsit seviyelerinin arasında bulunmaktadır. Kimi örneklerde deformasyon etkisiyle gelişmiş birbiriyle bağlantılı, merkezlerinde kalsit ve kuvars taneleri olan mika göz yapıları bulunmaktadır.

Şu ana kadar incelenmiş olan *Kuvarsit*, *Kuvars-albit-mika şist*, *Mika-kuvars şist*, *Kuvars-biyotit-mika şist*, *Klorit-biyotit-muskovit şist* ve *kalkşitlerin* gösterdikleri mineral parajenezleri ve mineral toplulukları bakımından ağırlıklı olarak yeşil şist fasiyesini göstermektedir. Sırlı metamorfikleri olarak isimlendirilen birimler inceleme alanı ve yakın çevresinde hem yeşil şist fasiyesinde hemde mavi şist fasiyesinde metamorfizmadan etkilenmişlerdir. İnceleme alanında ağırlıklı pelitik kökenli kayalardan oluşan Sırlı Metamorfikleri yeşil şist fasiyesinden mavi şist fasiyene kadar değişen metamorfizma derecelerinden etkilenmiş bir yığılma prizması olarak değerlendirilebilmektedir (Şekil 4.40). Düşük basınç-düşük sıcaklığı gösteren yeşil şistler yay tarafına daha yakın, düşük sıcaklık-yüksek basınç gösteren mavi şistlerin ise yitim zonuna daha yakın olduğu düşünülmektedir. Bu iki metamorfik fasiyes arasında keskin bir sınır olmamakla birlikte, geçiş zonlarına ait örnekler de petrografik olarak tanımlanmıştır. Yeşil şistten daha yüksek metamorfizma dereceli ve de mavi şistte geçiş zonuna ait şistler *Kuvars andalusit mika şist*, *Vezüvyanit-kuvars şist* olarak belirlenmiştir.

Kuvars-andalusit-mika şist: Metamorfik sahada diğer şistlerle ardalımalı iç içe bulunmakla birlikte özellikle sahanın güneyinde daha çok gözlenmektedir. Şükriye Köyü çevresi en çok gözlendiği bölgedir. Diğer şistlere göre daha iri taneli bir görünüm göstermekle birlikte daha sert ayrışmadan az etkilenmiş bir haldedir. Sahada yeşil şistlerden pek ayrımı yapılamamakla birlikte ince kesit incelemelerinde kesin olarak ayırt edilmiştir. Gözlü ve yer yerde granoblastik dokuludur (Şekil 4.50). Andalusitin bulunması metamorfizmada diğer yeşil şistlere göre sıcaklık seviyesinin artmış olduğunu ve düşük basınç orta sıcaklık koşullarına geçildiğini göstermektedir.

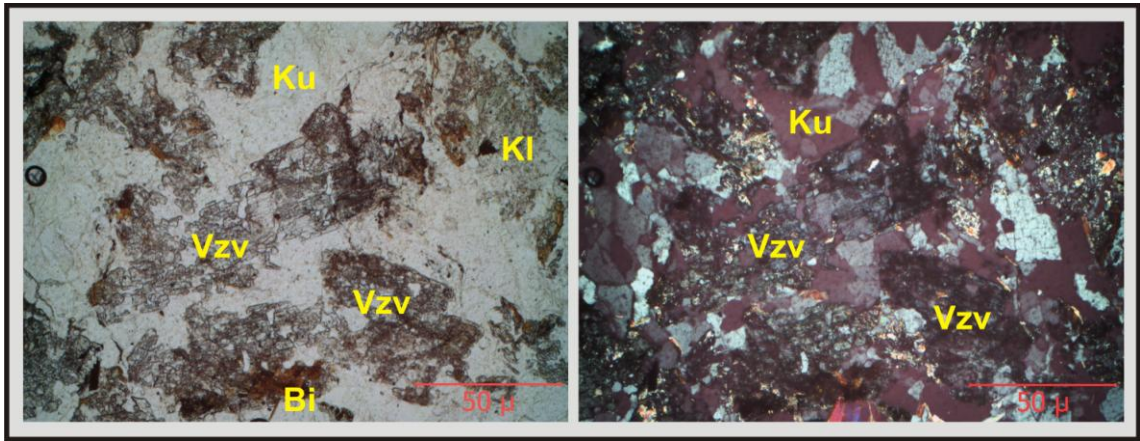
- **Mika:** Muskovitler uzamış taneler halinde kuvarsların içlerinde ve foliasyon düzlemine paralel olarak diğer mineraller arasında bulunmaktadır. Ayrıca andalusitlerin çevresini sarmalamış olarak bulunmaktadır. Kaya içinde yaklaşık % 35–40 oranında bulunmaktadır.
- **Andalusit:** Ufak orta irilikte öz şekilli taneler olarak bulunmaktadır. Çevrelerini saran mikalarla kısmen dönme göstermektedirler ve kısmen kaya içinde gözlerde bulunmaktadır. İçinde kuvars kapantıları bulunmakta ve poikiloblastik doku göstermektedirler. Kayada yaklaşık % 30 oranında bulunmaktadır.
- **Kuvars:** Mikalı seviyer ve andalusitlerin arasında öz şekilsiz ufak taneler dalgalı sönme göstermektedirler. Kuvars seviyelerinin genel görünümü de andalusitleri saran mikaları çevrelemiş gibi görünmektedir. Kayada yaklaşık % 30 oranında bulunmaktadır.



Şekil 4.50: **Kuvars-andalusit-mika şist**; andalusiterin çevresini sarmalamış olarak görünen muskovitler (Ör. No: 479; tek nikol-çift nikol).

Vezüvyanit-kuvars şist: Sırlı Metamorfiklerinde ara seviyeler halinde bulunan marnların metamorfizmasıyla gelişmiştir. Metamorfik marn olan vezüvyanit kuvars şist, diğer metapelitik şistlerin aralarında gözlenmekle birlikte, Şükriye Köyü güney batısındaki geniş Çatalca Mermeri yüzleği içinde de ara seviyeler olarak gözlemlenmektedir. Vezüvyanit, kuvars mineralleri dışında bazısı az miktarda klorit, biyotit de içerebilmektedirler (Şekil 4.51).

- Kuvars: Orta irilikte dalgalı sönme gösteren, vezüvyanitlerle içi içe görünümde taneler halinde bulunmaktadır. Deformasyon etkisi diğer şistlerdekilere göre daha az gelişmiş görünmektedir. Kayada yaklaşık % 55–60 oranında bulunmaktadır.
- Vezüvyanit: Kayacın kalsiyum karbonatlı kökenini belirten vezüvyanit, çift nikolde saks mavisi rengiyle ve kuvarsla poikiloblastik doku göstermesiyle ayırt edilmektedir. Bir çoğunda ayrışma gelişmiş olsa da tazeliğini korumuş yarı öz şekilli kırklı taneler halinde de bulunmaktadır. Kayada yaklaşık % 45-50 oranında bulunmaktadır.

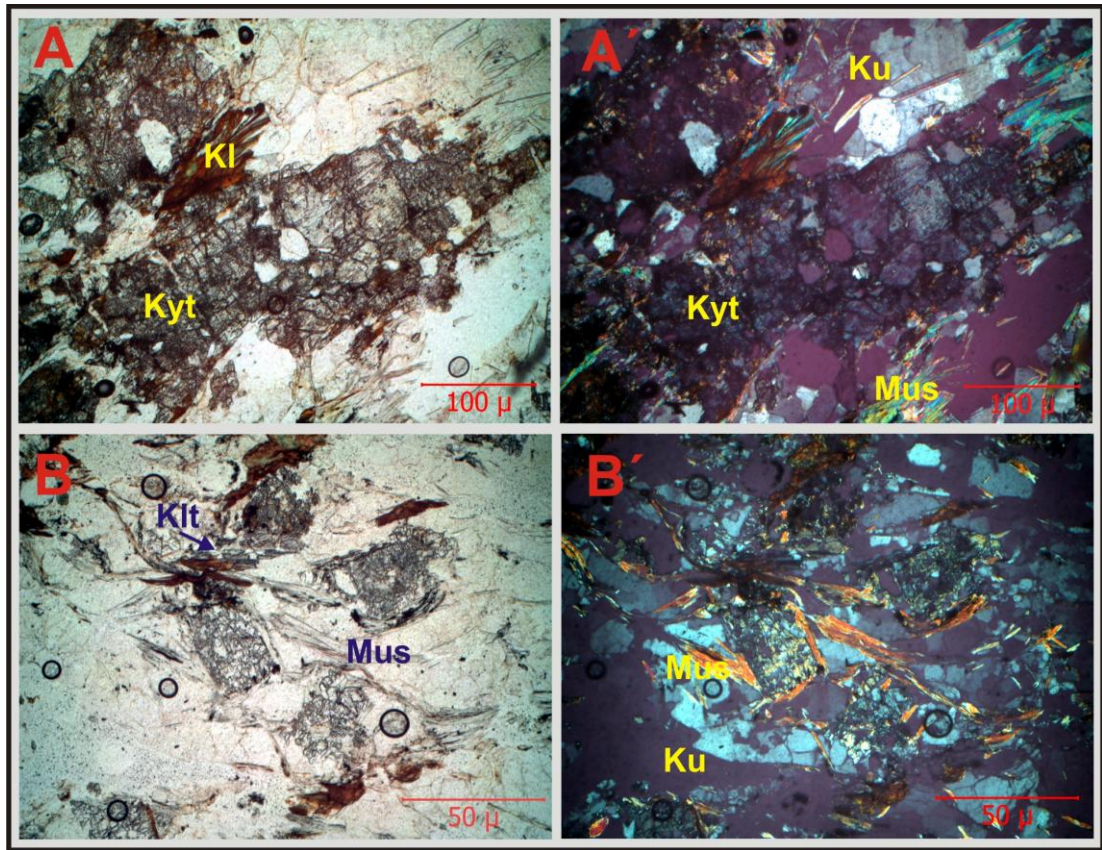


Şekil 4.51: *Vezüvyanit-kuvars şist*; poikilitik doku gösteren vezüvyanit ve kuvars taneleri; (Ör.No: 485/2; tek nikol-çift nikol).

Kuvars-andalusit-mika şistlerden sonra daha yüksek basınç metamorfizmasını belirten *kloritoyit-kyanit-mika şistlerin* gözlenmektedir. Andalusit basınç denge sahası kaybolmakta; onun yerine aynı kimyaya sahip ve daha yüksek basınç minerali olan kyanit gözlenmektedir.

Kloritoyit-kyanit-mika şist: Saha gözlemlerinde net ayrımı yapılamamış olsa da mikroskop incelemelerinde gözlenen kyanitin varlığıyla belirlenmiştir. Kyanit ve kloritoyit kayada değişen oranlarda gözlenmektedir fakat kyanit mikadan sonra esas çoğunlukta olan mineraldir. Kimi örneklerde değişen oranda gözlemlenen turmalin minerali ve yine aralanmalı görünüm pelitik kökeni işaret etmektedir. Kuvars da değişik oranlarda bulunmaktadır (Şekil 4.52).

- Mika: Belli belirsiz dizilimler oluşturup seviyeli bir görünüm gösterebilirler de daha çok saçılmış taneler halinde bulunmaktadır. Kyanitlerin çevresini sarmış olarak gözlenmektedir. Bazı örneklerde biyotit ve kloritle birlikte bulunmaktadır. Kayada yaklaşık % 30–35 oranında bulunmaktadır.
- Kyanit: Öz şekilli, uzama yönüne dik dilinimleri belirgin, orta irilikte taneler halinde bulunmaktadır. Tek nikolde renksiz, bazen çok soluk mavimsi renkli, yüksek rölyeflidir. Mavimsi gri pleokroizma göstermektedirler. Kloritoyid ve muskovitçe zengin seviyelerle aralanmalı bir yapı göstermektedirler. Kayada yaklaşık % 30 oranında bulunmaktadır.



Şekil 4.52: **Kloritoyit-kyanit-mika şist**; A) Kloritoyid-kyanit-mika şistte gözlenen iri mavimsi gri pleokroizmasıyla kyanit taneleri, B) Muskovitlerin taneler çevresini sarması ve prizmatik kloritoyit tanesi ; (Ör. No: 531, 532; tek nikol-çift nikol).

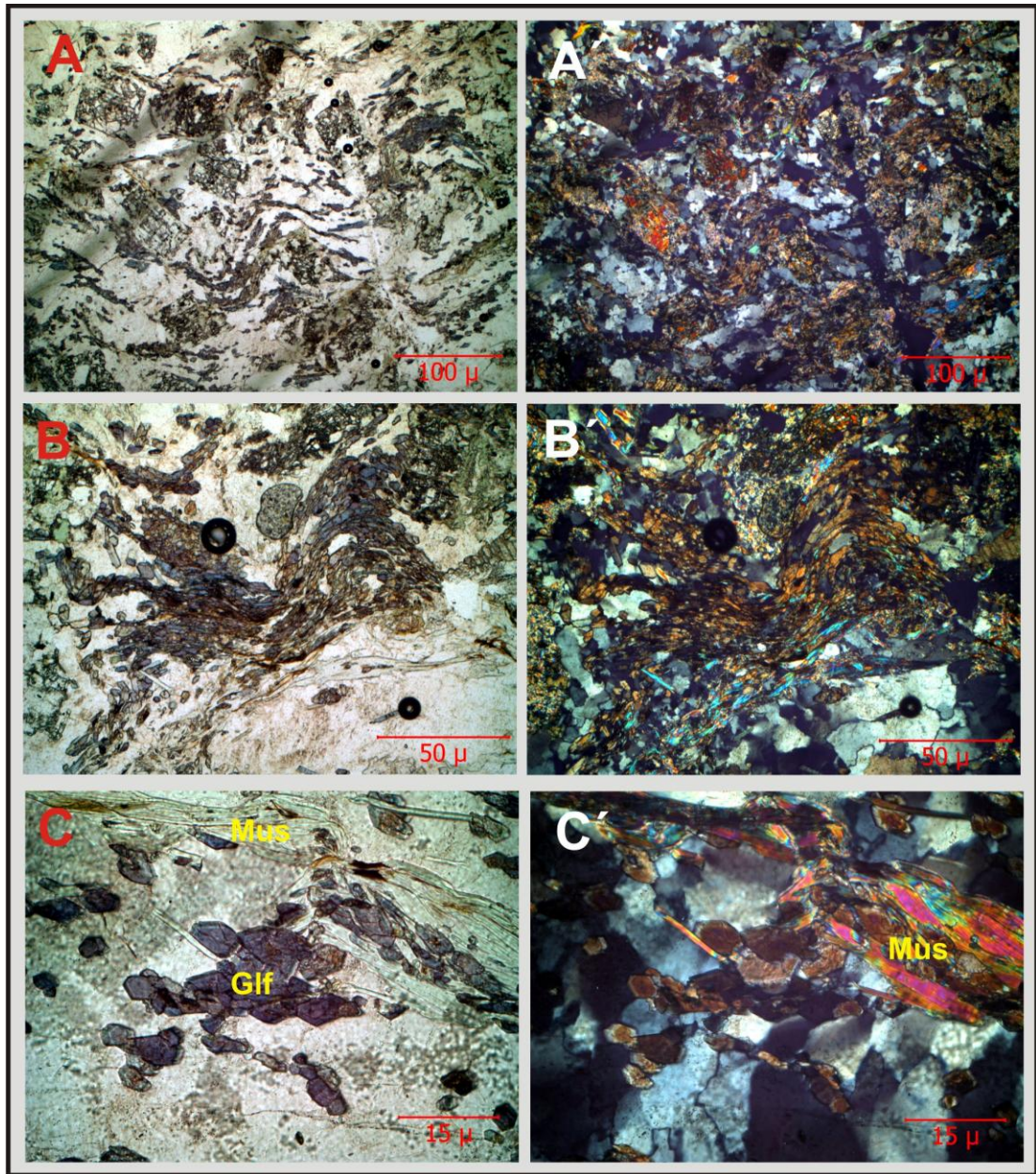
- Kloritoyid: Tek nikolde grimsi mavi renklerde gözlenirken, çapraz ışıktaki zayıf grimsi pleokroizma göstermektedirler. Uzun prizmatik, diğer minerallerin içine saplanmış görünümde ve de ardalanmış seviyeler halinde de bulunmaktadır. Kayada yaklaşık % 10-15 oranında bulunmaktadır.
- Kuvars: Ufak ve orta irilikte taneler, öz şekilsiz ve dalgalı sönmeli olarak gözlenmektedir. Bazı örneklerde yok denecek kadar az olsa da kyanit şistlerin tümünde % 10–30 arası değişen oranlarda mineraller arasında bulunmaktadır.

Kloritoyid-kyanit-mika şistler yeşil şist fasiyesinin üst zonlarında oluşmuştur. Protolit kayaların gömülmesi ve giderek basıncın artmasıyla yeşilşist fasiyesinden mavişist fasiyesine geçilmektedir. Mavişist fasiyesi glokofan ve lavsonit içeren şistlerle başlamaktadır.

Granat-lavsonit-glokofan şist: Sahada belirgin mavi renkli dış görünümüyle net bir şekilde ayırt edilir. İnceleme alanında ağırlıklı olarak Deliballar Köyü kuzey batısında gözlemlenmektedir. Metamorfik sahanın genelinde diğer şistlerle iç içe bulunur. Değişken tane boyutları, belirgin foliasyon ve foliasyon düzlemlerindeki küçük kıvrımlı yapısı ile dikkat çekmektedir. Petrografik ince kesit çalışmalarında kimi örneklerin sadece lavsonit ve glokofandan oluştuğu, bir çoğunun da az miktarda granat içerdiği görülmektedir. Metamorfizma derecesiyle ilişkili olarak, granatla birlikte bazı örneklerde kuvars ve klorit mineralleri ve bazısında muskovit de bulunmaktadır (Şekil 4.53). Lepidoblastik ve nematoblastik dokuludur. Bazı örneklerde belirgin buruşma klivajları ve karbonatlı seviyeler görülmektedir. Glokofan-lavsonit şistler ağırlıklı olarak metabazik kökenli bir protolit kayadan türemiş olabilir. Ancak muskovit içeren glokofanlı şistler pelitik kökenli bir protolit kayacı işaret etmektedir. Bu iki kaya grubunun birlikte bulunması ve ardalanmalı bir yapı sunması bazik kökenli bir kaynak alandan çökme ile türemiş pelitik kayaların metamorfizmasını veya pelitik kökenli protolit kaya içerisinde yersel olarak bazik protolit kaya parçalarının bulunabileceğini göstermektedir.

- Glokofan: Menekşe moru ve mavimsi rengiyle kolaylıkla ayırt edilebilen, kimi örneklerde iri öz şekilli taneler, kimilerinde ufak-uzamış, foliasyon düzlemleri boyunca dizilmiş çubuksu taneler şeklinde gözlenmektedir. Çoğunlukla

kıvrımlanma göstermektedirler. Lavsonitlerle içi içe, ardalanmalı olarak bulunmaktadır. Çok ufak iğnemi taneler ve orta irilikteki çubuksal taneler genelde öz şekli görünmekte ve bazı örneklerde baklava dilimi görünümünde altıgen özşekilli, iki yönde mükemmel dilinimli tanelerden oluşmaktadır. İki yönde dilinim gösteren tanelerinde tipik amfibol dilinimi izlenir ve dilinim açıları 56° dir. Kayada yaklaşık % 50–60 oranında bulunmaktadır.



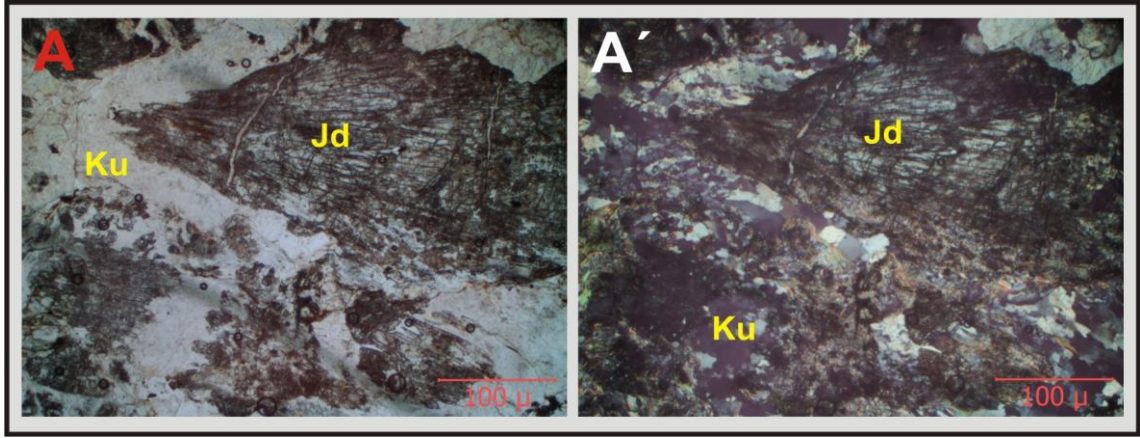
Şekil 4.53: **Granat-lavsonit-glokofan şist**; A, B: Granat-lavsonit-glokofan şistte iç içe gözlenen lavsonit ile glokofanlar ve belirgin kıvrımlı görünüm; C: Öz şekilli glokofan kristalleri (Ör.No: 647; A/B/C: tek nikol- A'/B'/C': çift nikol).

- **Lavsonit:** Tek nikolde renksiz ve yüksek rölyefli olarak gözlenmekte, çift nikolde grimsi-soluk sarı girişim rengi ile belirgindir. Ufak, prizmatik ve mızrak ucunu andıran özşekilli tanelerdir. Kimi örneklerde orta irilikte bulunmaktadır. Bazı örneklerde glokofanla ardalanmalı olmasına rağmen çoğunlukla karışık bir yapı sunmaktadır. Kaya içerisinde glokofana oranla daha azdır. Kayada yaklaşık % 35–40 oranında bulunmaktadır.
- **Granat:** Ufak taneler halinde yüksek rölyefli ve kahverengidir. Kimi örneklerde kısmen daha iri taneler halinde bulunmasına rağmen ağırlıklı olarak glokofan ve lavsonitlerin arasında saçılmıştır. Glokofanların oluşturdukları kıvrımlanmaya paralel dizilim göstermektedirler. Granatın bulunması metamorfizma derecesinin artmış olduğunu belirtmektedir. Kayada yaklaşık % 5–10 oranında bulunmaktadır.
- **Muskovit:** Kaya içerisinde diğer minerallere oranla daha az oranda bulunur. Kaya içerisindeki hacmi ortalama % 10–12 arasındadır. Kimi örneklerde bu oran % 5’inde altına düşmektedir. Tek nikolde renksiz, çift nikolde yüksek girişim renkleriyle karakteristiktir.

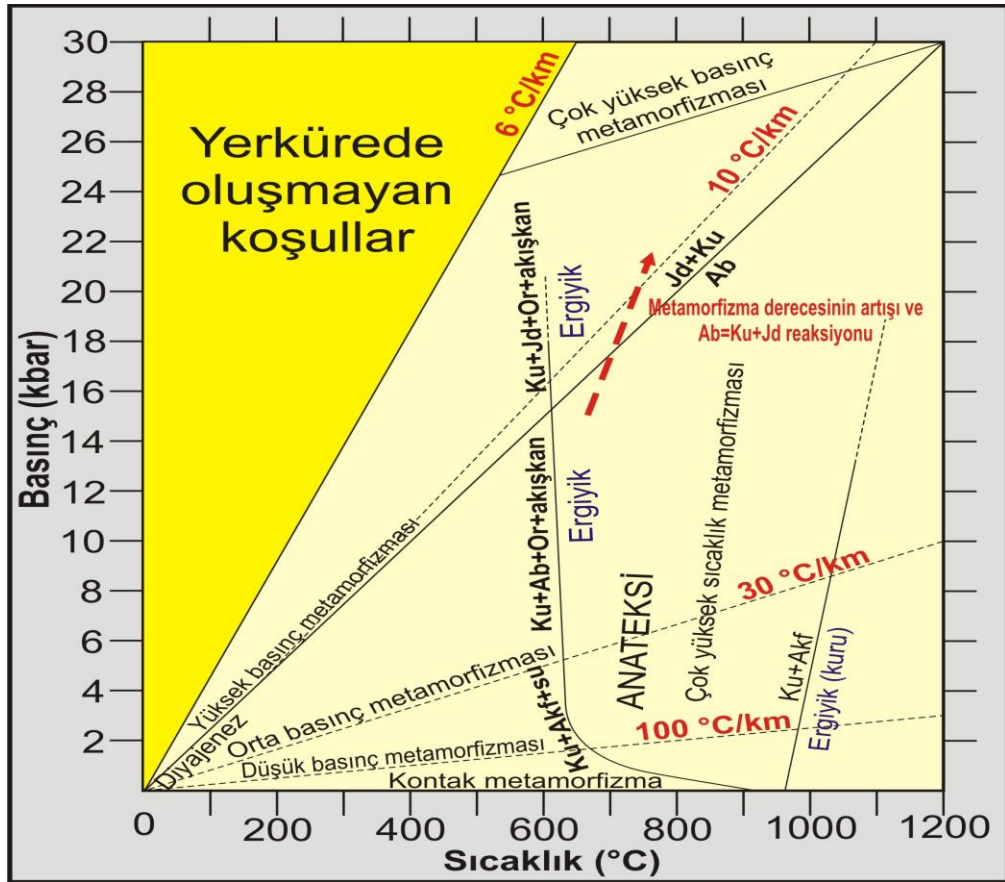
Jadeyit-kuars şist: Özellikle inceleme alanının güneyinde; Belenoluk Köyü güney batısında geniş yüzlek veren Jadeyit-kuars şist, diğer meta pelitik şistlere göre kısmen daha iri taneli, gnaysa yakın görünümlü, daha sert dayanımlı ve az ayrıışmış görünümüyle ayırt edilmektedir. Sarımsı açık kahverengi renklerde gözlemlenmektedir. Kimi örneklerde çok az miktarda klorit ve mikanın gözlenmesi dışında tamamen jadeyit ve kuvars minerallerinden oluşmaktadır.

- **Jadeyit:** Işınsal demetler görünümünde, çoğu öz şekilli taneler halinde renksiz, çok açık gri renklerde gözlemlenmektedir. Çoğu tane kenarları boyunca ayrışma göstermekle birlikte ayrışmaya karşı korunmuş taneler de bulunmaktadır. İleri derecede mortar dokusu gösteren kuvars tanelerince çevrelenmiştir (Şekil 4.54). Kuvarsla birlikte gözlenen sodyumlu bir piroksen olan jadeyitin, grovaklarda bulunan albitlerle kuvarsların basınç altındaki reaksiyonundan geliştiği

düşünülmektedir (albit=kuvars+jadeyit). Bu reaksiyonla gelişmiş olan jadeyit yüksek basınç metamorfizmasını işaret etmektedir (Şekil 4.55).



Şekil 4.54: **Jadeyit-kuvars şist**; ışınal demetler halindeki jadeyit porfiroblastları ve mortar dokusu gösteren kuvars taneleri (Ör. No: 511; tek nikol-çift nikol).



Şekil 4.55: Diyajenez ile anateksi oluşumu arasında kalan metamorfizma alanını gösteren sıcaklık-baskınç diyagramında $Ab=Ku+Jd$ reaksiyonunun yeri (Winkler, 1976'dan uyarlanmıştır).

- Kuvars: Jadeyit tanelerinin çevresini saran, yüksek basınçla gelişmiş ilerlemiş mortar dokusu ve dalgalı sönme gösteren taneler halinde bulunmaktadır.

Bu bölgede metamorfik kayalar jadeyit-kuvars şistin gözlemlenmesiyle daha homojen bir kaya birimi görünümü kazanır ve böylelikle metamorfikler içindeki bu kısım jeoloji haritasında göreceli bir sınırla ayırt edilebilmiştir. Sahada jadeyit-kuvars şistin gözlemlendiği bu bölgeye önceki çalışmalarda Belenoluk Metagraniti (Emre, 1986) ve Kapanca Metagraniti olarak tanımlanmış ve Ordovisiyen yaşlı olduğu ileri sürülmüştür (Okay ve diğ., 2008).

Sahada yapılan gözlemlerde şistlerden dereceli bir şekilde gnays görünümüne geçişle belirlenen göreceli sınır dışında net bir sınır ilişkisi gözlenmemektedir. Bununla birlikte granitik kökeni gösteren hiçbir kalıntı doku da gözlenmemektedir. Bölgesel metamorfizmadan önce bölgeye sokulmuş olabilecek bir granitin veya yitim zonu içerisinde blok halinde sürüklenmiş ve gömülmüş bir granit bloğunun metamorfizmaya karşı davranışı dayanım farklılıklarından ötürü pelitik kökenlilerle aynı derecede gelişmeyecektir.

Önceki çalışmalarda metagranit olarak belirtilen bu kısım, bu bilgilerin de ışığında, gözlenen dokusal ve mineralojik farklılığın pelitik kökenlilerin içinde bulunabilecek kalın grovak seviyesinin eşzamanlı metamorfizmasından kaynaklı olabileceği düşünülebilmektedir. Göreceli sınırla ayrılan bu jadeyit-kuvars şist bölgesi bir metagranit olabileceğinin yanı sıra metagrovak olarak da değerlendirilebilmektedir.

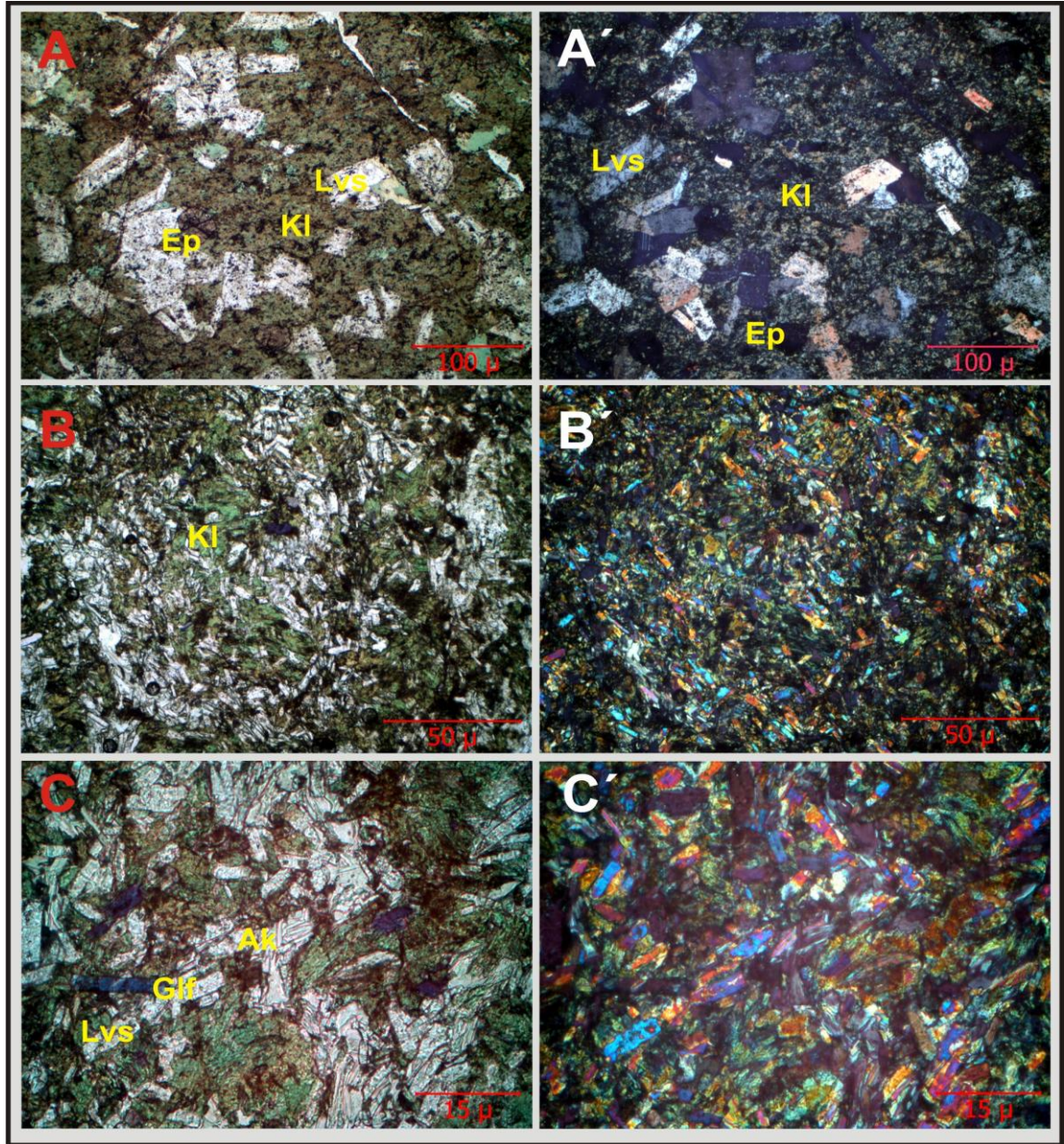
4.2.1.2 Metabazitler

Sırlı metamorfiklerinin içindeki metabazit karakterli şistler metapelitik kökenli şistlerle karmaşık bir ilişki içinde olsa da genel olarak metamorfik sahanın kuzeyinde, Kocasu Çayı'nın kuzey kısmında kalan ve Belenoluk Köyü kuzey-kuzey batısındaki alanda gözlemlenmektedir. Foliasyon gösteren kısımlarının yanı sıra daha çok masif bir görüme sahiptirler. Metapelitlere göre daha az ayrılmış, sert ve dayanımlı olarak bulunmaktadırlar. Sahada yeşilimsi griden, koyu maviye değişen renklerde gözlemlenmektedir. Esas olarak aktinolit, epidot, klorit, glokofan ve lavsonit ile az da olsa kuvars ve albit mineralleri içermektedirler.

Epidot-aktinolit-klorit şistler: Klorit, epidot ve aktinolit içeren metabazit kayalar ağırlıklı olarak yeşilşist fasiyesinde metamorfizmadan etkilenmişlerdir. Foliasyon gelişiminin fazla yaygın olmaması ve kayaların ilksel dokularının kısmen de olsa korunmuş olması metamorfizmanın düşük basınç – düşük sıcaklık koşullarında geliştiğini göstermektedir (Şekil 4.56).

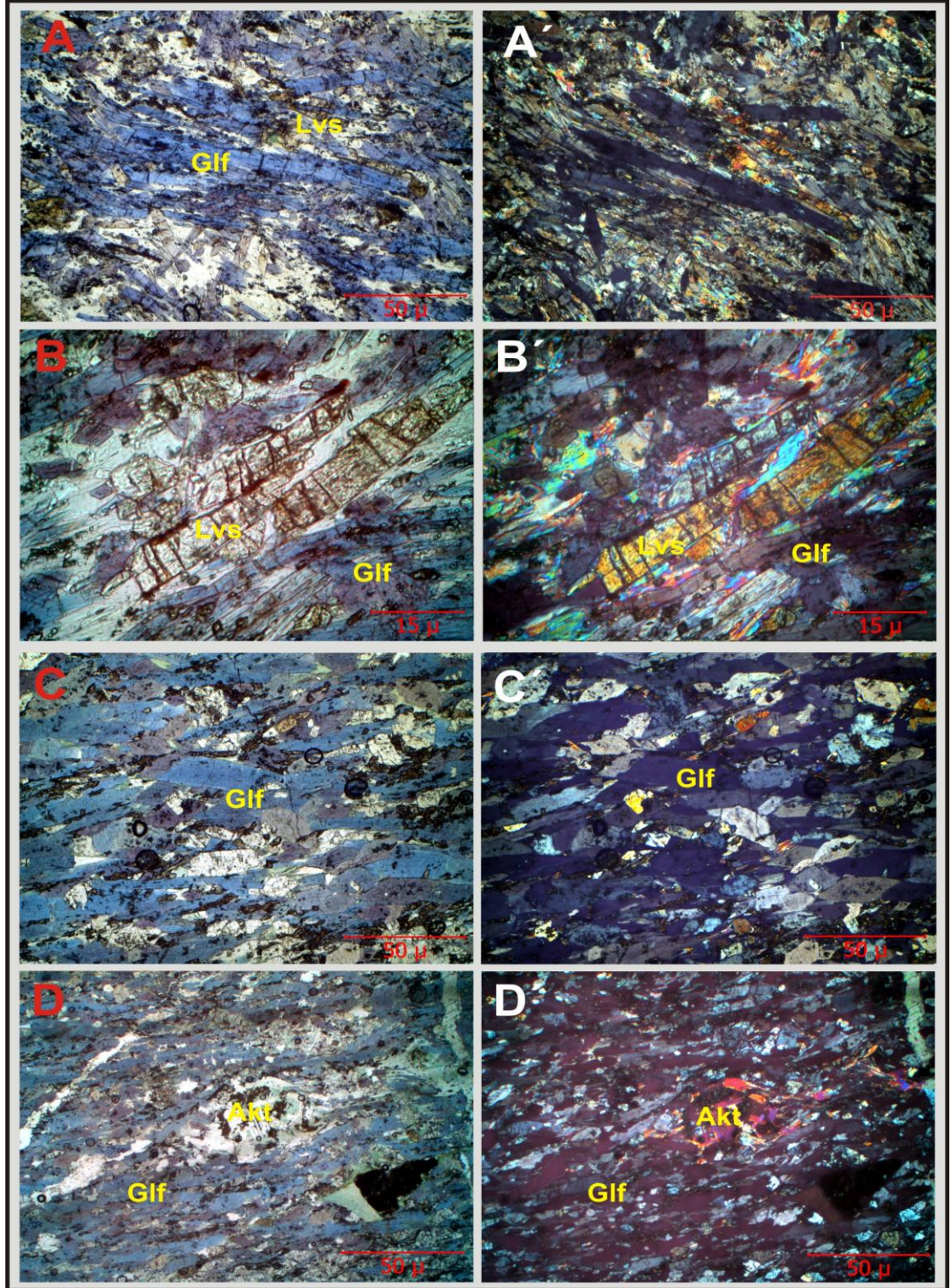
- Epidot: Tek nikolde sarımsı yeşil, soluk yeşil renkli ve yüksek rölyeflidir. Çift nikoldeki anormal girişim rengikleri ile belirgindir. Çoğunlukla öz şekilsiz ufak kristaller halinde lavsonit ve glokofanların arasında yer alır. Açık yeşil - grimsi renkli klinozoisit türü epidotlar çok ufak taneli ve yarı öz şekillidir. Kayada değişken oranda % 10–25 oranlarında bulunmaktadır.
- Klorit: Koyu yeşil renkli, zayıf pleokroik, öz şekilsiz, saçılmış - dağınık taneler halinde diğer minerallerin arasındaki boşluklarda yerleşmiştir. Bazik kökenli protolit kayacın ağırlıklı olarak hamurunda yer alır. Çift nikolde kırılma kuyruğuna benzer dalgali sönmesiyle karakteristiktir. Kayada değişken oranda % 30–50 oranlarında bulunmaktadır.
- Aktinolit: Glokofan, lavsonit ve epidotların arasında ve bazısının içine saplanmış görünümde ufak, çubuksu ve iğnesi kristaller halinde bulunmaktadır. Soluk yeşilden mavimsi yeşile doğru pleokroizma gösterir.
- Plajiolas: Plajiolaslar çoğunlukla albit türündedir. Foliasyon düzlemleri arasında saçılmış küçük kristaller halindedir. Ender olarak albit ikizleri görülür. Yer yer iri kristalleri göz yapısı oluşturur. Gözlerin çevresi klorit ve aktinolit minerallerince sarılmıştır.

Glokofan–Lavsonit şistler: Sahada masif ve mavi renkte görünümleriyle kolaylıkla ayırt edilebilmektedirler. Sert, dayanımlı halde ve ayrışmanın pek gelişmediği seviyeler halinde gözlemlenmektedir. Metamorfizma derecesinin ilerlemesine bağlı olarak bazik kökenli protolit kayadan glokofan lavsonit şistler gelişmiştir. Glokofan lavsonit şistler ile epidot-aktinolit-klorit şistler yer yer birbirileri ile geçiş zonları da içermektedir (Şekil 4.56). 630 numaralı örnekte aktinolit ve klorit içeren kayada ufak, prizmatik glokofanların bulunması bu geçiş zonuna karşılık gelmektedir (Şekil 4.57).



Şekil 4.56: **Epidot-aktinolit-klorit şistler**; metabazitlerde gözlenen granat, lavsonit, glokofan, aktinolit ve klorit mineralleri (Ör.No: A-630, B/C-657; A/B/C tek nikol- A'/B'/C' çift nikol).

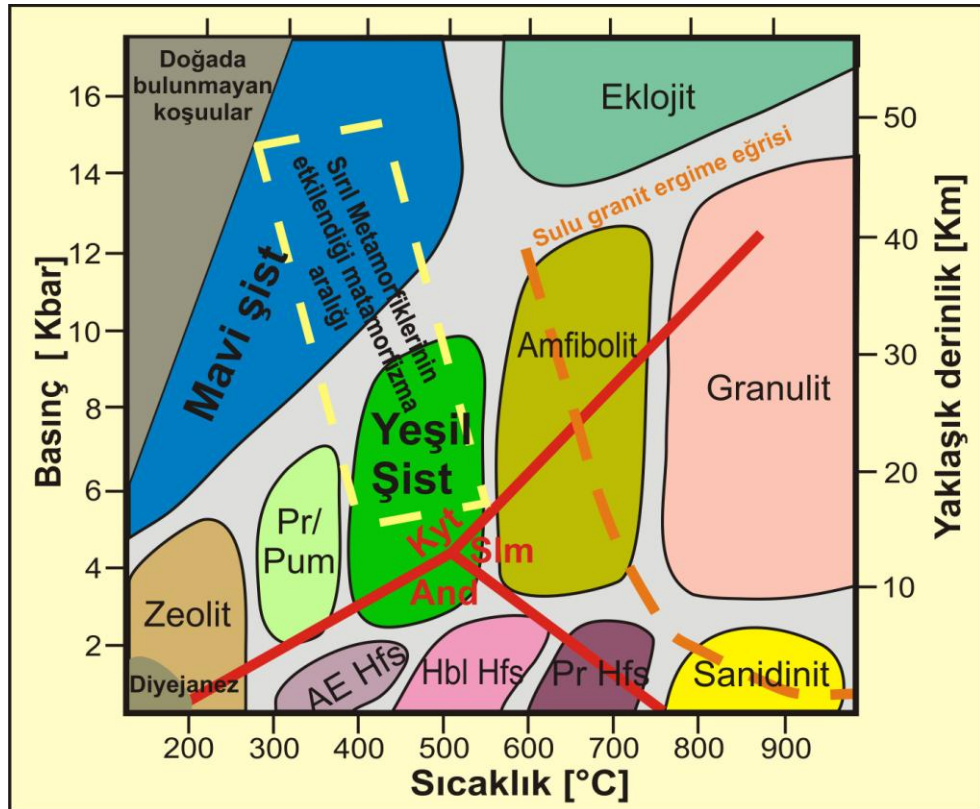
- Glokofan: Çok ufak-orta taneli, lavsonitle ve epidotlar birilikte bulunur. Çoğunlukla öz şekilli prizmatik kristallerden oluşur. Ender olarak iğnemsî ve sütunsal demetler halinde de görülür. Tek nikolde soluk maviden menekşe moruna kadar değişen bir renk, belirgin pleokroizma ve iki yönde mükemmel dilinimle belgindir. Çift nikoldeki girişim renkleri çoğunlukla mineralin kendi rengince maskelenmektedir. Kayada değişken oranda % 40-70 oranlarında bulunmaktadır.



Şekil 4.57: **Glokofan–Lavsonit şistler**; A,B: Granat-lavsonit-glokofan şistte lavsonit ve glokofanın ardalamalı seviyeler halinde gözlemlenmesi; C: iri glokofan taneleri ve arada gözlenen ufak granat kristalleri, D) Glokofanların çevrelediği aktinolit gözleri; (Ör.No: A,B-386 C/D-658; A/B/C/D: tek nikol- A'/B'/C'/D': çift nikol).

- Lavsonit: Genellikle renksiz, soluk sarımsı veya ender olarak açık kahverengi görünürler. Yüksek rölyefli, kısmen özşekli ve çoğunlukla yarı özşekli ve özşekilsiz kristallerden oluşur. Ayrıca uzamış dikdörtgen şekilde ufak taneler halinde de bulunmaktadır. Kayada değişken oranda % 30-60 oranlarında bulunmaktadır.

Sahada gözlenen tüm metapelitik ve matabazitler incelendiğinde Sırlı Metamorfikleri'nin inceleme alanı ve yakın çevresinde hem yeşil şist fasiyesinin, hem mavi şist fasiyesinin, hemde yeşil şisten mavi şiste geçiş ara zonun belirten mineral parajenezleri içerdiği belirlenmiştir (Tablo 4.1). Bir yığılma pirizmasının karakteristik özelliklerini gösteren Sırlı Metamorfikleri yeşil şist fasiyesinden mavi şist fasiyene değişen bir metamorfizma koşullarından etkilenmiştir (Şekil 4.58). Düşük basınç-düşük sıcaklığı gösteren yeşil şistler yay tarafına daha yakın, düşük sıcaklık-yüksek basınç gösteren mavi şistlerin ise yitim zonuna daha yakın olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.58: Sırlı Matamorfiklerinin etkilendiği metamorfizma dereceleri aralığının Metamorfik Fasiyeslerin Basınç-Sıcaklık tablosunda yeri (Yardley, 1989'dan uyarlanmıştır).

Tablo 4.1: Sırlı Metamorfiklerinde değişen metamorfizma derecesiyle gelişen mineral toplulukları.

	Mineraller	Yeşil şist	Mavi şist
Metapelitikler	Kuvars	_____	_____
	Sodik Plajioklas	_____ - - - - -	- - - - -
	Ortaç Plajioklas	- - - - -	_____
	Klorit	_____ - - - - -	- - - - -
	Biyotit	_____ - - - - -	- - - - -
	Muskovit	_____	_____ Fengit?
	Jadeyit	- - - - -	_____
	Andalusit	- - - - -	
	Kyanit	- - - - -	_____
	Granat	- - - - -	_____
	Kloritoyid	- - - - -	- - - - -
	Epidot	_____	_____
	Turmalin	- - - - -	- - - - -
Metabazitler	Sodik Plajioklas	_____ - - - - -	- - - - -
	Ortaç Plajioklas	- - - - -	_____
	Epidot	_____	_____
	Aktinolit	_____ - - - - -	- - - - -
	Klorit	_____ - - - - -	
	Glokofan	- - - - -	_____
	Lavsonit	- - - - -	_____
	Kalsit	- - - - -	- - - - -
	Flogopit		_____
	Granat	_____	_____

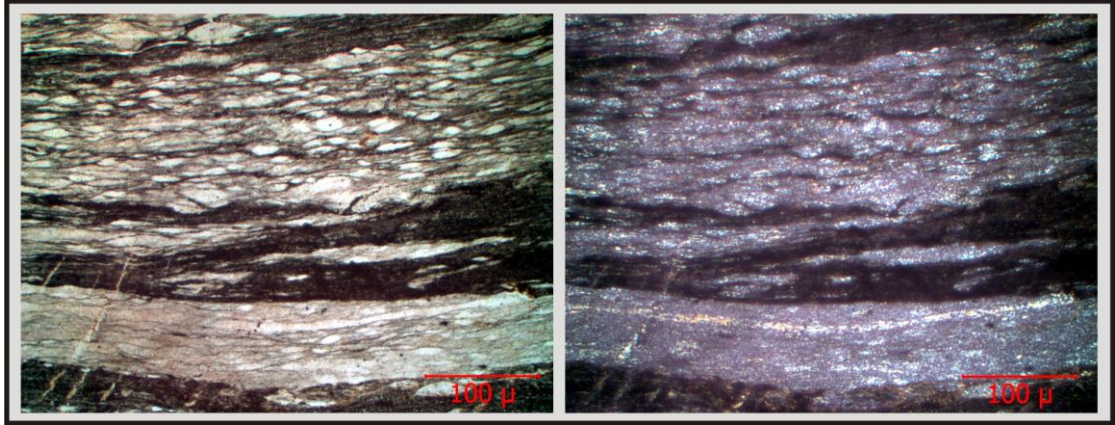
4.2.2. Göktepe Metamorfiklerinin Mineralojisi ve Petrografik özellikleri

İnceleme alanı kuzeyinde dar bir alanda Elmabeleni Tepe ve Pırna Tepe çevresinde yayılım gösteren Göktepe Metamorfikleri yeşil ve yer yer de bordo renkli fillat ve şistlerden oluşmaktadır. Bu kayalar esas olarak metagrovak ve metakumtaşı türünde metapelitik kayalardır. İnceleme alanında esas olarak Grafitli mika kuvars fillat ve mika kuvars şistler gözlenmektedir. Göktepe Metamorfikleri'nin yüksek derece metamorfizma minerallerini içermemesi ve Sırlı Metamorfiklerine oranla daha düzenli bir istif şeklinde korunmuş olması daha düşük bir metamorfizma süreci geçirdiğini düşündürmektedir.

Fillatlar yer yer karbonatlı ara seviyeler içermektedir. Bu seviyeler çoğunlukla ince-orta tabakalı mermer ve kalkışist düzeyleri ile temsil edilmektedir. Bununla birlikte Pırna Tepe batısında sırt boyunca fillatların üzerinde ince laminalı rekristalize bir kireçtaşı da gözlemlenmektedir.

Grafit-kuvars-mika fillat: Grafitli mikalı seviyeleri belirgin kuvarslı seviyelerle aralanmalı bir görünümde bulunmaktadır. Birincil köken kayacın içerdiği organik maddeler metamorfizma sonucunda grafitlere dönüşmüştür. Kaya foliasyon düzlemleri boyunca ipeksi bir parlaklığa sahiptir. Bunun sebebi kayacın foliasyon düzlemleri boyunca yerleşen ufak taneli muskovit (serizit) mikasıdır (Şekil 4.59).

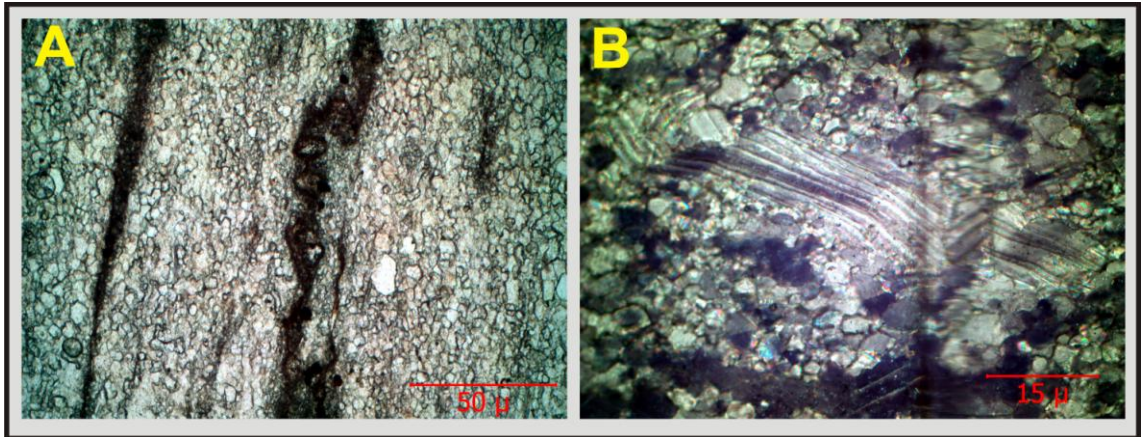
- Kuvars: Grafitli mikalı seviyeler arasında çok ufak taneler halinde bulunmaklardır. Ufak taneler arasında kısmen daha iri göz şeklinde kalık kuvarslar da bulunmaktadır.
- Mika: Kuvarslı seviyelerin arasında, kayacın foliasyon düzlemleri boyunca dizilmiş, ufak taneli muskovitlerdir. Mikalar kayaca foliasyon düzlemleri boyunca ipeksi bir parlaklık sağlamaktadır.
- Grafit: Köken kayanın içerdiği organik maddelerin metamorfizma sonucu grafitte dönüşmesiyle oluşmuş ve özellikle mikalı seviyelerde mikalarla birlikte bulunmaktadır.



Şekil 4.59: **Grafit-kuvars-mika fillat**; grafitli mikalı seviyeler ve reli kuarların göz göz görünümü (Ör. No:229; tek nikol-çift nikol).

Kalkşist ve Mermerler: Fillatlar içerisinde ara seviyeler halinde bulunan mermer ve kalkşistler ağırlıklı olarak kalsit ve klorit minerallerinden oluşmaktadır. Çoğunlukla ince – orta tabakalı olmasına rağmen Pırna tepe ve çevresinde gözlenen mermerler laminalı ve fillat görünümündedir.

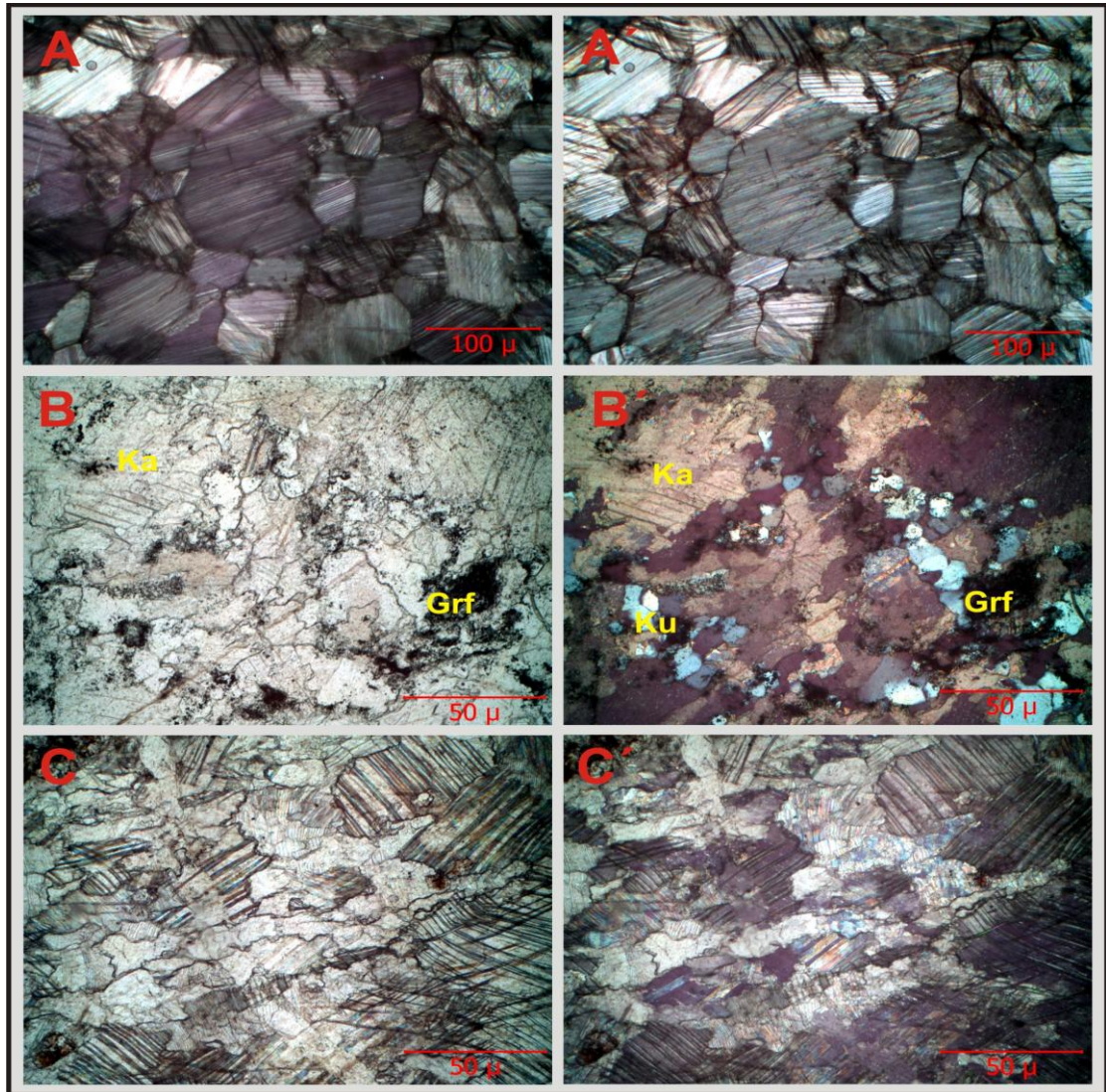
Bu mermerler ufak kalsitler ve grafitli seviyelerin ardalanmasından oluşmaktadır. Kayacın ana bileşenini oluşturan kalsit minerallerinin dilinim ve ikiz düzlemlerinde deformasyonla gelişmiş eğilme ve bükülmeler (kink bantları) gözlemlenmektedir (Şekil 4.60).



Şekil 4.60: **Rekristlize kireçtaşları**; A) Göktepe rekristalize kireçtaşında ufak kalsit taneleri ve grafitli seviyeler; B) Kalık kalsit tanesinde deformasyonla gelişen bükülmeler; (Ör. No:1011; A tek nikol-B tek nikol).

4.2.1. Çatalca Mermeri'nin Mineralojisi ve Petrografik özellikleri

Çatalca Mermeri ayrışmaya karşı dayanımından ötürü sahada sarp yükseltili kısımları oluşturmakta ve çoğunlukla kendinden yaşlı birimleri şapka gibi örtmektedir. Çoğunlukla gri-beyaz renkli, bazen saf beyaz renkli olarak, yersel olarak şisti ve kimi yerde tabakalı ve sık kırık ve çatlaklıdır. Mermerin saf beyaz renkli görünen kısımlar içermesi granitoyidin sokulumu ile magma ısısından etkilendiğini ve tam olarak kalsitin rekristalizasyonunun geliştiğini belirtmektedir. Değişen boyutta kalsit taneleri ve az miktarda kuvars katkısı bulunmaktadır. Taneler arasında saçılmış halde grafit mermerin genelinde bulunmaktadır (Şekil 4.61).



Şekil 4.61: **Çatalca Mermeri**; A) Saf beyaz kısımlarında granoblastik doku gösteren kalsitler, B) Kalsitler arasında saçılmış kuvarslar ve grafitler, C) Deformsayonla ikiz lamallerinde gelişen bükülmeler. (Ör. No: A-273, B-404, C-533; A/B/C: tek nikol- A'/B'/C': çift nikol).

- Kalsit: Öz şekilsiz ufak birbiriyle kenetlenmiş mozayik dokusu oluşturan taneler ve yer yer de iri granoblastik dokulu taneler halinde gözlemlenmektedir. Tane boyutundaki değişim metamorfizma derecesiyle ilişkilidir. Kalsitler çoğunlukla polisentetik lameller şeklinde gelişmiş kayma ikizleri göstermektedir. Bazı kalsit tanelerinde deformasyonla ilişkili gelişmiş, ikiz lamellerinde bükülmeler ve uzama gözlemlenmektedir.
- Kuvars: Kalsit tanelerinin arasında az miktarda ufak taneler olarak bulunmaktadır. Öz şekilsiz taneler halinde ve kalsit taneleri arasında küçük öbekler oluşturacak şekilde bulunmaktadırlar. Deformasyonla ilişkili gelişen dalgalı sönme göstermektedirler.

4.2.1. Orhaneli Ofiyoliti'nin Mineralojisi ve Petrografik özellikleri

İnceleme alanında Göynükbelen Granitoyidi'yle en geniş sınır ilişkili birimdir. Orhaneli Ofiyoliti Topuk Köyü - Osmaniye Köyü arasında kalan ve çoğunlukla ormanlık ve dağlık alanları oluşturan sahada gözlenmektedir. İnceleme alanında ofiyolit; dunit, harzburgit, serpantinit, piroksenit ile gabro damar ve bloklarından oluşmaktadır. Ofiyoliti oluşturan farklı kaya grupları arasındaki sınır her yerde açık bir şekilde izlenememektedir. Çoğunlukla serpantinit temel kütlelerinin içerisinde harzburgit ve dunit iri blokları şeklinde bulunduğu ve yer yer de bir biri üzerine itilmiş tektonik dilimlerden oluştuğu düşünülmektedir. Piroksenit ve gabrolar ana ofiyolit kütlelerini kesen küçük damarlar ve haritalanabilir boyutlardaki bloklardan oluşur.

Kayacı oluşturan minerallerdeki basınç ve deformasyon etkileri belirgindir ve dunit ile harzburgitlerdeki tektonik izler gözlemlenebilmektedir. Bu seviyeler muhtemelen ofiyolit istifinin tabanında yer alan ve tektonitler olarak adlandırılan kesimlere karşılık gelmektedir.

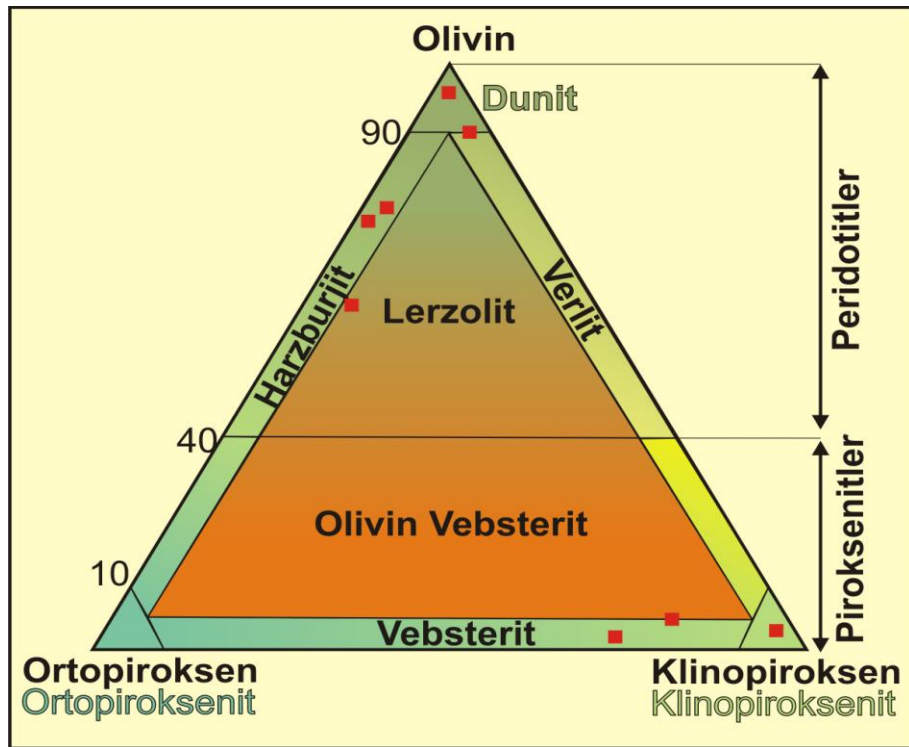
İnceleme alanındaki ofiyolitik kaya topluluklarında en çok gözlenen kayalar dunit ve harzburgitlerdir. Dunit ve harzburgitler çoğunlukla ilksel özelliklerini korumuş yer yer de serpantinleşmiştir. Serpatinitler, hem haritalanabilecek geniş yüzlekler vermekte, hem de dunit ve harzburgitlerin içinde kayma, sıkışma düzlemlerine paralel gelişmiş serpantinit kuşakları şeklinde gözlemlenmektedir. Dunit ve harzburgitlerden serpantinitlere geçiş aşamaları mikroskobik olarak belirlenmiştir. Serpantinitler kimi

yerde yoğun, elek dokusu boyunca yerleşmiş manyezit damarlarınca kesilmiştir. Bu tür kayalarda manyezit damarları karbondioksitli suların serpantinler içerisindeki etkileri ile gelişmektedir. Dunitler içerisinde yer yer kromit yataklarına rastlanmaktadır. Bazı dunitler içerisindeki kromitler işletilmeye uygun maden yatakları oluşturmuştur.

Ofiyoliti oluşturan kayaların örneklerinde yapılan modal analiz incelemelerine göre mineral yüzde içerikleri belirlenmiş (Tablo 4.2), bu değerler ultramafik kayaların sınıflama üçgeninde yerleştirilerek (IUGS, 1978), kaya isimleri değerlendirilmiştir (Şekil 4.62).

Tablo 4.2: Orhaneli Ofiyoliti kaya birimlerinden yapılan modal analizlere göre belirlenen mineral yüzde içerikleri.

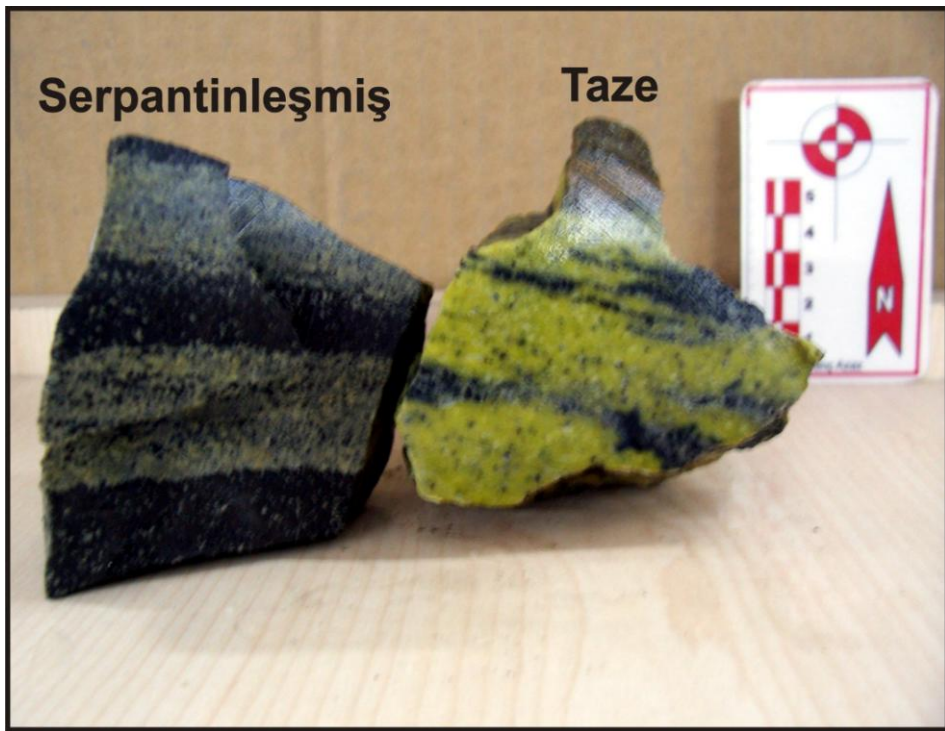
örnek no	nokta	olivin	ortoprks	klinoprks	serpantin	opak
345	2100	71,5	27,2	0,5	0	0,3
1059	2100	54,3	30,5	13,6	0	1,2
1091	2100	93,2	2,2	0	0,6	2,1
1505	2100	89	0	8	0,2	2
864	2100	76,3	17	2	0	4,5
1282	2100	0	1,2	95,5	0	3
665	2100	9	20,2	70,5	0	0,1
352	2100	0	25,3	73,3	0	1,3



Şekil 4.62: Ofiyoliti oluşturan kayaların modal analiz verilerine sınıflama diyagramında yerleri (IUGS, 1978).

4.2.4.3 Dunit

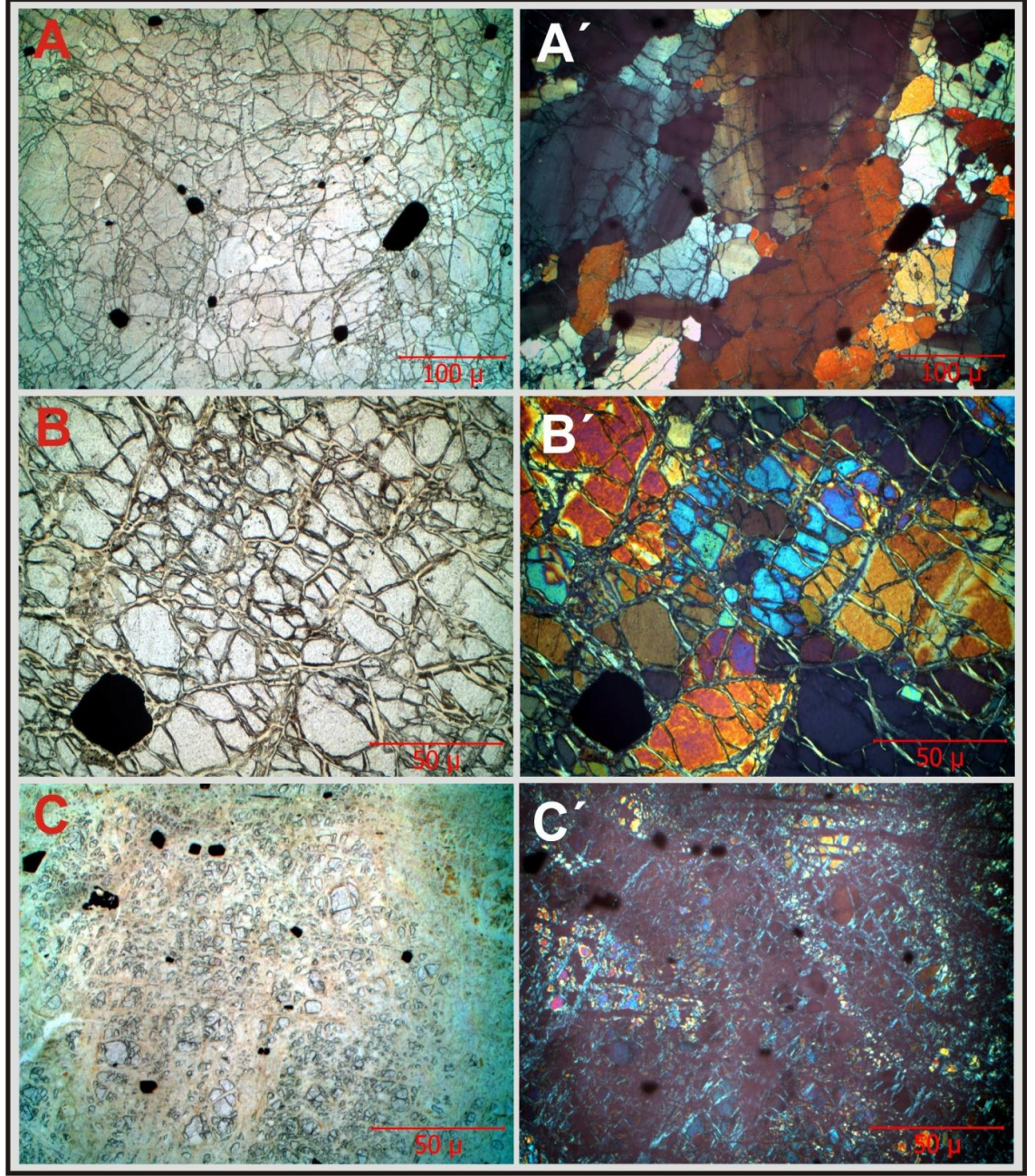
Dunit Topuk Köyü güney doğusunda ve kuzeyindeki sahalarda Kızılduruk Tepe, Dümen Tepe çevresinde geniş alanlar kaplamaktadır. Ayrışmasından kaynaklı kırmızı kırımlı toprak rengiyle kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Taze yüzeyleri zeytin yeşili gözlenmekte ve kırılma yüzeyi köşeli, pürüzlüdür. İçerisinde bol miktarda ve maden olarak işletilen kromit bantları içermektedir (Şekil 4.63). Tamamına yakını olivin mineralinden oluşmaktadır. Olivinlerde belirgin bir dalgalı sönme gözlenmektedir. Elek dokusu kayacın geneline hakimdir. Bazı dunitlerde serpantinleşmeden kurtulmuş kalıntı olivinler elek dokusu içinde adacıklar şeklinde bulunmaktadır.



Şekil 4.63: **Dunit**; kromit bantları içeren serpantinleşmiş ve taze dunit örnekleri (Ör.No: 1067,1427).

- Olivin: Öz şekilli iri kırık ve çatlaklı taneler halinde bulunmaktadırlar. Büyük bir kısmı deformasyon etkisiyle dalgalı sönme göstermektedir. Olivin tanelerinin hemen hepsi tipik elek dokusunu göstermekte ve değişen oranda serpantinleşme gelişmiş olarak bulunmaktadırlar (Şekil 4-64). Kayacın % 90'dan fazlasını oluşturmaktadır.
- Magnetit: Tek nikolde renksizdir. Serpantinleşmiş olivinlerin arasında serpantinleşmeyle açığa çıkan demirden kaynaklı gelişmiştir.

- Kromit: Kesitlerin çoğu kesiminde opak olarak gözlenirken bazı kesimlerinde kırmızımsı-kahvemsı renklerde de gözlenmiştir. Çoğunlukla özşekilsiz, düzensiz sınırlı taneler halinde görülmektedir.



Şekil 4.64: *Duniti oluşturan olivinlerde aşama aşama serpantinleşme*: A) Hiç serpantinleşmenin gelişmediği olivinler, B) Serpantinleşmenin gelişmeye başlamasıyla gözlenen elek dokusu, C) İlerleyen serpantinleşme ve serpantinlerin içinde kalan kalan kalık olivin çekirdekleri; (Ör.No: A-1059, B-94, C-710; A/B/C tek nikol-A'/B'/C' çift nikol).

4.2.4.3 Harzburgit

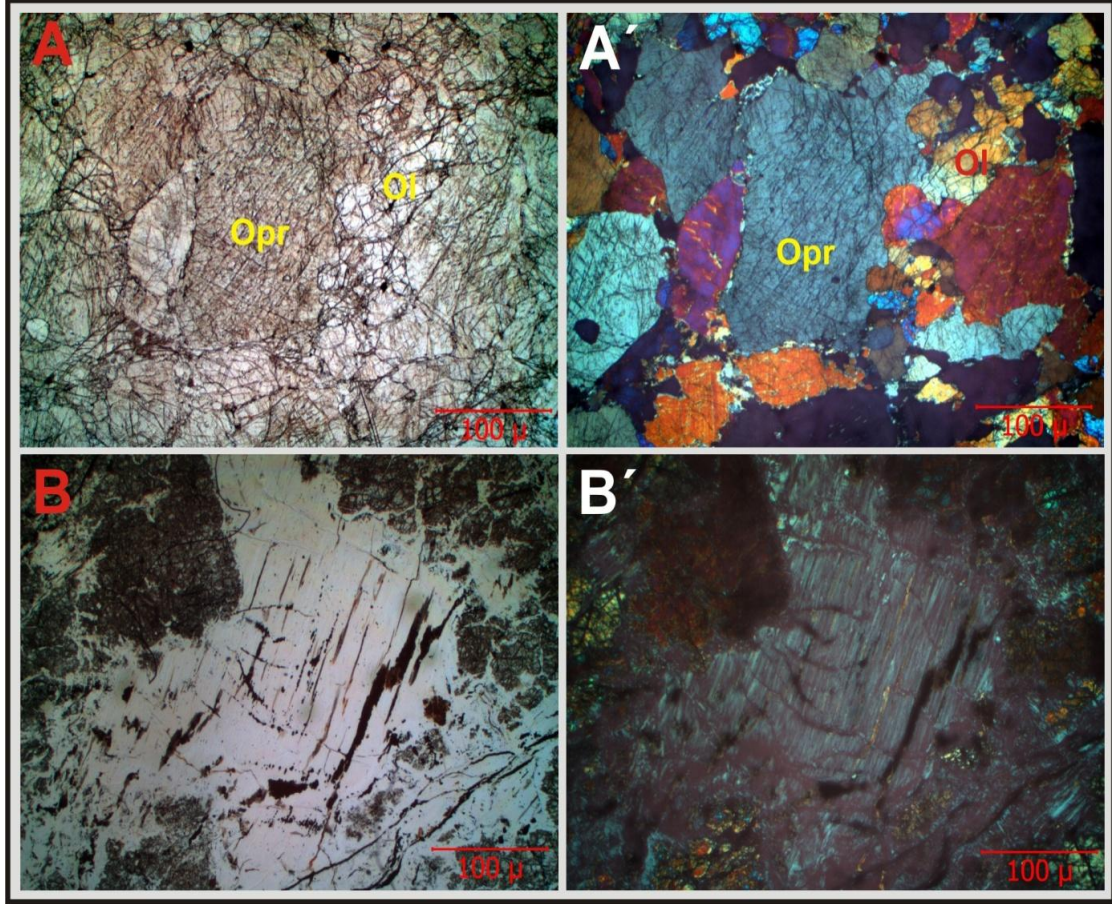
Harzburgit saha gözlemleriyle Osmaniye Köyü güneyinde eski Orhaneli-Bursa yolu boyunca Kızılduruk Tepe ve Tallica Tepe çevrelerinde ağırlıklı olarak gözlenmektedir. Göynükbelen Granitoyidi içinde Göynükbelen Beldesi Kuzey batısındaki Sızgıla Tepe çevresinde de yaklaşık iki km²' lik bir alanda yüzlek vermiştir. Saha gözlemlerinde serpantinleşmenin daha az gelişmiş olması, piroksenlerin gözle görünebilecek belirgin irilikte olması, dünite göre daha az ayrılmış ve masif mat koyu yeşil görünümü ayırt edici özellikleridir (Şekil 4.65). Yüksek oranda olivin ve hemen hemen aynı oranda da piroksen içermesiyle ayırt edilmektedir. Piroksen türü olarak ortopiroksen olması harzburgit ismini verilmesini sağlayabilmektedir.



Şekil 4.65: Çatlakları boyunca serpantinleşme gelişen harzburgit; (Ör.No: 347).

- Olivin: Tipik elek dokusunu gösteren irice taneler halinde olmakla birlikte kısmen serpantinleşmiş olarak bulunmaktadır. Ortopiroksenlerle içi içe bir görünümündedir. Kayada oran olarak yaklaşık % 60 – 75 civarında bulunmakta ve kimi örneklerde bu oran %40 civarlarına kadar düşebilmektedir.
- Piroksen: Çoğunlukla ortopiroksen içermesine rağmen az miktarda klinopiroksen de içerir. Ortopiroksenler çoğunlukla özşekilsiz, tek yönde ve iki yönde mükemmel dilinimli, sarıdan kırmızıya değişim gösteren girişim renkli,

bastitleşme ve eksolüsyon lamelleri içeren kristallerden oluşmaktadır (Şekil 4.66). Bazı piroksenlerde olivinlerde olduğu gibi kısmen dalgalı sönme gözlenmektedir. Kayada en fazla %40 oranında bulunmaktadır.



Şekil 4.66: **Harzburgit**; piroksen ve olivinler ile, piroksende gelişen bastitleşme; (Ör.No:1063; tek nikol-çift nikol).

4.2.4.2. Serpantinit

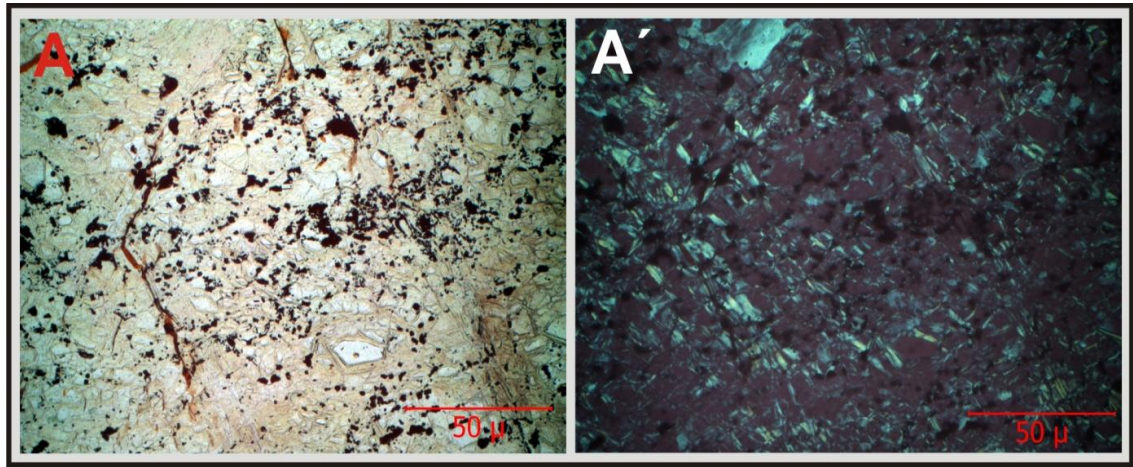
Yeşilimsi mavi, yılan derisine benzer dış görünümü, ele yağımsı hissi veren kaygan yüzeyleriyle sahada kolaylıkla ayırt edilebilen serpantinit inceleme alanında haritalanabilir geniş yüzlekler halinde bulunmaktadır (Şekil 4.67). Dunit ve harzburgitin içinde muhtemelen ofiyolitinin bindirmesi sürecinde gelişen sıkışma düzlemlerine paralel olarak genellikle batı-kuzeybatı yönlü gelişmiş kuşaklar halinde de serpantinit kısım kısım gözlemlenmektedir. Sahada serpantinitlerin orta sertlikte oluşu ve düzensiz biçilmiş kayma düzlemleri karakteristik olarak gözlemlenmektedir. Tamamına yakını serpantin minerallerinden (antigorit, krizotil ve lizardit) oluşmakta ve dunitten

dönüşümle oluşan örneklerde kalık olivin çekirdekleri ile serpantinleşme sürecinde açığa çıkan demirden kaynaklı gelişen magnetit gözlemlenmektedir.



Şekil 4.67: **Serpantin**; yeşilimsi mavi renkte yılan derisi benzeri dış görünümü ve kayma düzlemlerinde gelişen asbest mineralleri; (Ör.No: 862,101).

- Serpantin: Serpantin minerallerinin başlıca türleri olan krizotil, lizardit, antigorit mikroskop altında ayırt edilememektedir. Ancak göstermiş oldukları form ve biçim nedeniyle yani uzun lifsi görünüşleriyle krizotil türünde oldukları düşünülmektedir (Şekil 4.68).



Şekil 4.68: **Serpantin**; lifsi görünümde serpantinler ve aralarda saçılmış magnetit; (Ör.No: 624; tek nikol-çift nikol).

4.2.4.1 Piroksenit ile Gabro Damar ve Blokları

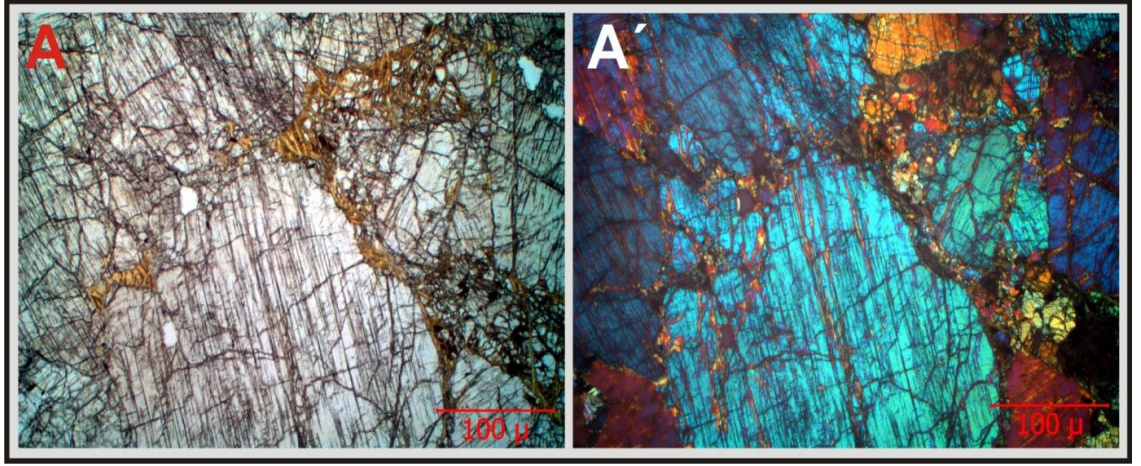
Piroksenit-gabro olarak haritalanmış birim koyu renk görünümü, mafik ve feslik mineral dizilimleri ile sahada ayırtman özellik sunmaktadır. Piroksenit- gabro dunit ve harzburgit içinde damar ve bloklar halinde bulunmakla birlikte, en belirgin olarak Topuk-Osmaniye köyü arasındaki eski ana yolun üzerinde Tallica Tepe batısında ve Deliballar köyü kuzeybatısında metamorfiklerle sınırdan belirgin, bloklar halinde gözlemlenmektedir.

Piroksenit: Piroksen taneleri belirgin ve siyah, kimi yerlerde taneleri ışıldayan görünümüyle ayırt edilmektedir (Şekil 4.69). Çoğunluk klinopiroksenden oluşmakta ve % 10 dan % 20 ye değişen oranda ortopiroksen de içermektedir. Az miktarda olivinin varlığıyla da ve değişen klinopiroksen ve ortopiroksen oranlarıyla vebsterit aralığına bulunmaktadırlar.



Şekil 4.69: Parıldayan siyah renkte görünümde pirosken taneleri belirgin piroskenit; (Ör.No:320).

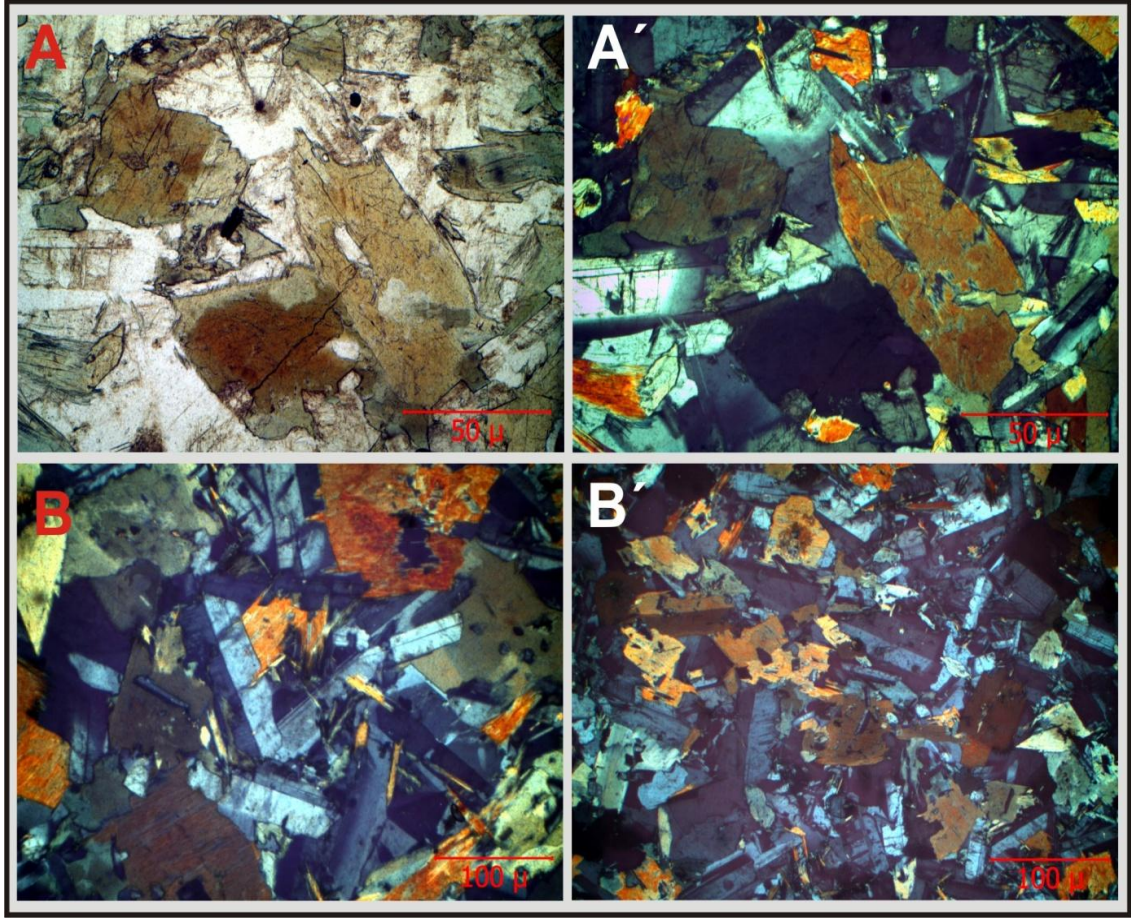
- Piroksen: % 10 dan % 20 ye değişen oranda ortopiroksen olarakta bulunsa esas olarak klinopiroksenlerden oluşmaktadır. İkinci sıra çift kırma renkleri göstermektedirler. Bazı örneklerde yüzde yüze yakın oranda gözlenmesi ile kayaca klinopiroksenit denilebilmektedir (Şekil 4.70).



Şekil 4.70: **Piroksenit**; belirgin dilinimler, bol çatlaklı klinopiroksenler; (Ör.No: 1055; tek nikol-çift nikol).

Gabro: Dunit ve harzburgitin içinde ufak bloklar halinde bulunmakla birlikte, daha çok piroksenitle iç içe gözlenmiştir. Esas olarak plajiyoklas ve piroksen minerallerinden oluşmaktadır. Gabro kayalarında ince, uzun kristaller halinde yer alan plajiyoklasların arasında piroksen minerallerinin bulunduğu ofitik doku gözlenmektedir. Plajiyoklaslar arasında bulunan piroksenler ve az miktarda da amfibolden oluşmaktadır (Şekil 4.71).

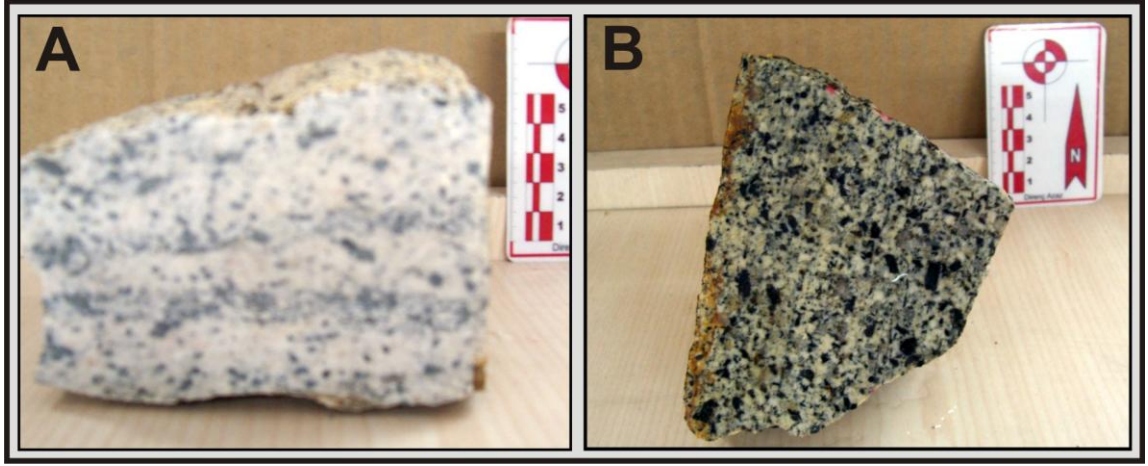
- Plajiyoklas: İnce, uzun kristaller şeklinde gelişmiştir. Oldukça iri taneler halinde kesitte dağılmışlardır. Karlsbad ikizlenmesi ve albit ikizlenmesi göstermektedirler. Sönme açıları oldukça yüksektir. Sönme açılarından plajiyoklasların türü bitovnit- labrodor olduğu belirlenebilmektedir.
- Piroksen: Ofitik doku görünümünde plajiyoklaslarla iç içe bulunan ufak tanelerle birlikte orta irilikte taneler halinde de bulunmaktadır. Piroksende uralitleşme ile amfibole dönüşüm gözlenmektedir.
- Amfibol: Piroksenlerden dönüşmeyle gelişen amfiboller bulunmaktadır. Bazı piroksenlerin kenarlarından itibaren amfibole dönüşüm gözlenmekte ve zonlu bir görünüm oluşturmaktadır.



Şekil 4.71: **Gabro** ; A) Piroksen ve plajiolklaslar, B) Ofitik doku (Ör.No: 714; A/B tek nikol- A'/B' çift nikol).

4.2.2. Göynükbelen Granitoidinin Mineralojisi ve Petrografik özellikleri

İncelemenin ana konusunu oluşturan Göynükbelen Granitoidi sahada orta iri taneli, faneritik dokulu, felsik görünümüyle belirgindir. Kimi yerde mafik mineralce zengin olmakla birlikte, tanelerin miktarı ve iriliği inceleme alanı içinde yersel olarak değişim göstermektedir. Topuk Köyü'ne doğru ilerledikçe mafik mineral tane boyutunda ve oranında gözle görülür bir artış vardır. Bununla birlikte kuvars oranı da Göynükbelen Köyü'nden Topuk Köyü'ne doğru ilerledikçe azalmaktadır (Şekil 4.72). Petrografik ince kesit ve modal analiz çalışmaları da bu gözlemleri destekleyici niteliktedir. Granitoid mafik mineral olarak, çoğunlukla biyotit ve biyotite oranla daha az hornblend içermektedir.



Şekil 4.72: A) Göynükbelen Köyü çevresindeki granitoyidin görünümü, B) Topuk Köyü çevresindeki granitoyidin görünümü ve mafik mineral boyut ve oranındaki artış; (Ör.No: A-702, B-20).

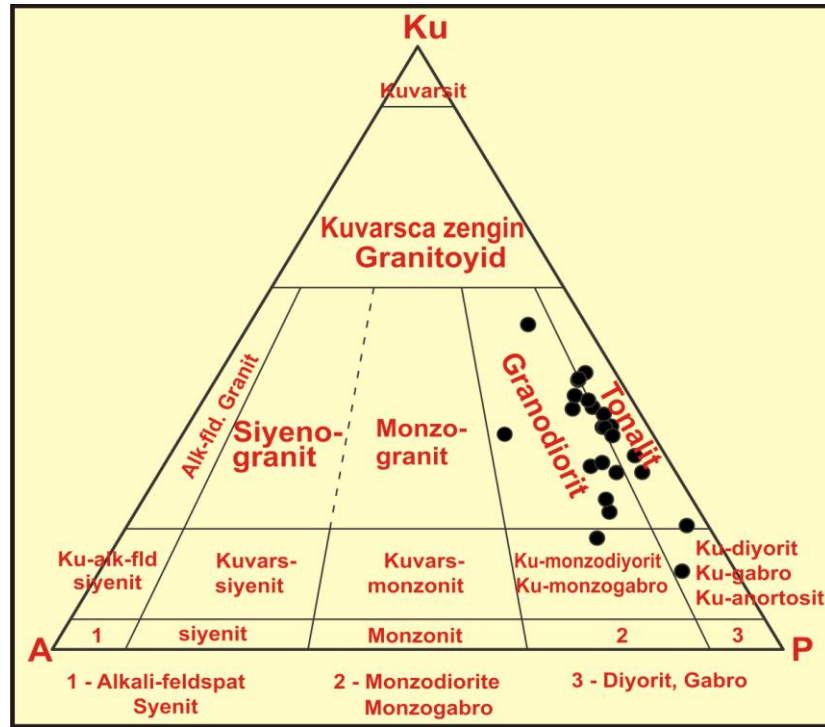
Granitoyidin genelinde ayrışma egemendir. Eklem takımlarının sık gelişmiş olması ayrışma sürecini hızlandırmış ve arenalaşmayı arttırmıştır.

Petrografik ve jeokimya çalışmaları için sahadan mümkün olduğunca taze örnek alınmaya çalışılmış, derlenen örneklerden petrografik ince kesit ve jeokimya analizleri yapılmıştır. Yapılan petrografik incelemelere göre Göynükbelen Granitoyidi'nin ana mineral içeriği; plajyoklas, kuvars, alkali feldspat, hornblend, biyotit-klorittir. Aksesuar mineral olarak sfen, magnetit, hematit, zirkon ve apatit gözlenmiştir. Hipidiyomorfik ve eş taneli doku egemendir.

Mineral içeriği ve oranlarına göre Göynükbelen Granitoyidi'nde inceleme alanında dokusal olarak bölgesel farklılıklar gözlenirse de modal analiz sonuçlarına göre hazırlanan Streckeisen (1974) ve IUGS (1978) sınıflamalarında esas olarak granodiyorittir ve bir kısmı tonalit değerlerine yakın çıkmıştır (Tablo 4.3, Şekil 4.73). İnceleme alanı kuzeyine doğru ilerledikçe Kocakara Tepe kuzeyinde kuvarslı diyorit fasiyes de gözlenmiştir. Mikroskop incelemeleriyle yapılan bu ön değerlendirme jeokimya yorumlamalarıyla da desteklenmiştir. Mafik mineral bileşeninin toplam yüzdesi ile hesaplanan renk indisi % 7.3 ile % 20.4 aralığında çıkmıştır. Granitoyidin mafik mineral oranında yersel olarak değişimler gözlenirse de renk indisinin % 0-33 aralığında kalmasından dolayı, granitoyid esas olarak lökokratik bir granitoyiddir ve açık renkli granit sınıfında olduğu belirlenmiştir.

Tablo 4.3: Granitoyid örneklerinden yapılan modal analiz sonuçları.

Örnek no	Sayılan nokta	Ku (%)	Plj (%)	A.feld.(%)	Biy. (%)	Klorit (%)	Hrb. (%)	Sfen (%)	Opak (%)	Renk indisi
70	2100	19,5	58	8,1	3	1,3	8	0,8	0,8	14,4
24	2100	26,9	54,4	7,3	6,5	0,3	3,4	0	0,8	11,4
968	2100	33,5	45,5	5	0,8	2,7	10,4	0,1	1,3	16
966	2100	45,9	35	4,3	2,9	0,5	8,8	0,1	1,5	14,8
960	2100	41,4	48,7	2,6	3,9	0,1	2,3	0	0,5	7,3
961	2100	33,9	47,9	2,6	8,4	1	4,6	0	1,6	15,6
953	2100	37	46,9	4	6,9	0,4	4	0	0,5	12,1
688	2100	24,7	55,1	4,4	7	0	7,5	0	1	15,8
970	2100	30,7	49,8	2,8	11	0,4	4,9	0	0,1	16,7
1178	2100	32	39,4	17,4	5	0,1	5	0	0,9	11,2
951	2100	41,8	48,2	1,1	6,2	0,4	1	0	1	8,9
690	2100	26,3	53,2	5,4	10,5	0,1	2,8	0	1,3	15,1
970	2100	26,8	55,5	1,1	10,5	0	5,7	0	0,2	16,6
585	2100	39,6	46,3	2,3	4,4	0	4,4	0	0,6	11,8
936	2100	34,5	52,1	1,9	9,2	0	0,8	0	1,2	11,5
813	2100	33,5	55,1	1,9	4,6	0,9	2,4	0	1,2	9,5
820	2100	22,4	59,6	8	6	0	3,1	0,1	0,4	10
847	2100	30,1	49,2	2,5	8,3	0	8,7	0	0,9	18,2
838	2100	33,4	44,9	2,5	9,9	0	8	0	1	19,2
855	2100	26,2	61,5	1,5	3	0	6,9	0,7	0	10,8
879	2100	28,8	50,2	2,2	5,5	7,4	3,8	0	1,8	18,8
36	2100	14,7	54,3	10,6	3,3	0,7	13,9	0,3	1,8	20,4
Kenar Zonu										
		Ku (%)	Plj (%)	A.feld. (%)	Biy. (%)	Klorit(%)	Hrb. (%)	Ara madde	opak	
372	2100	10,6	41	0	33,3	0,3	5,1	37,5	2,2	
1423	2100	4,1	26,1	1,4	0,3	1,3	10,2	57,5	0,1	



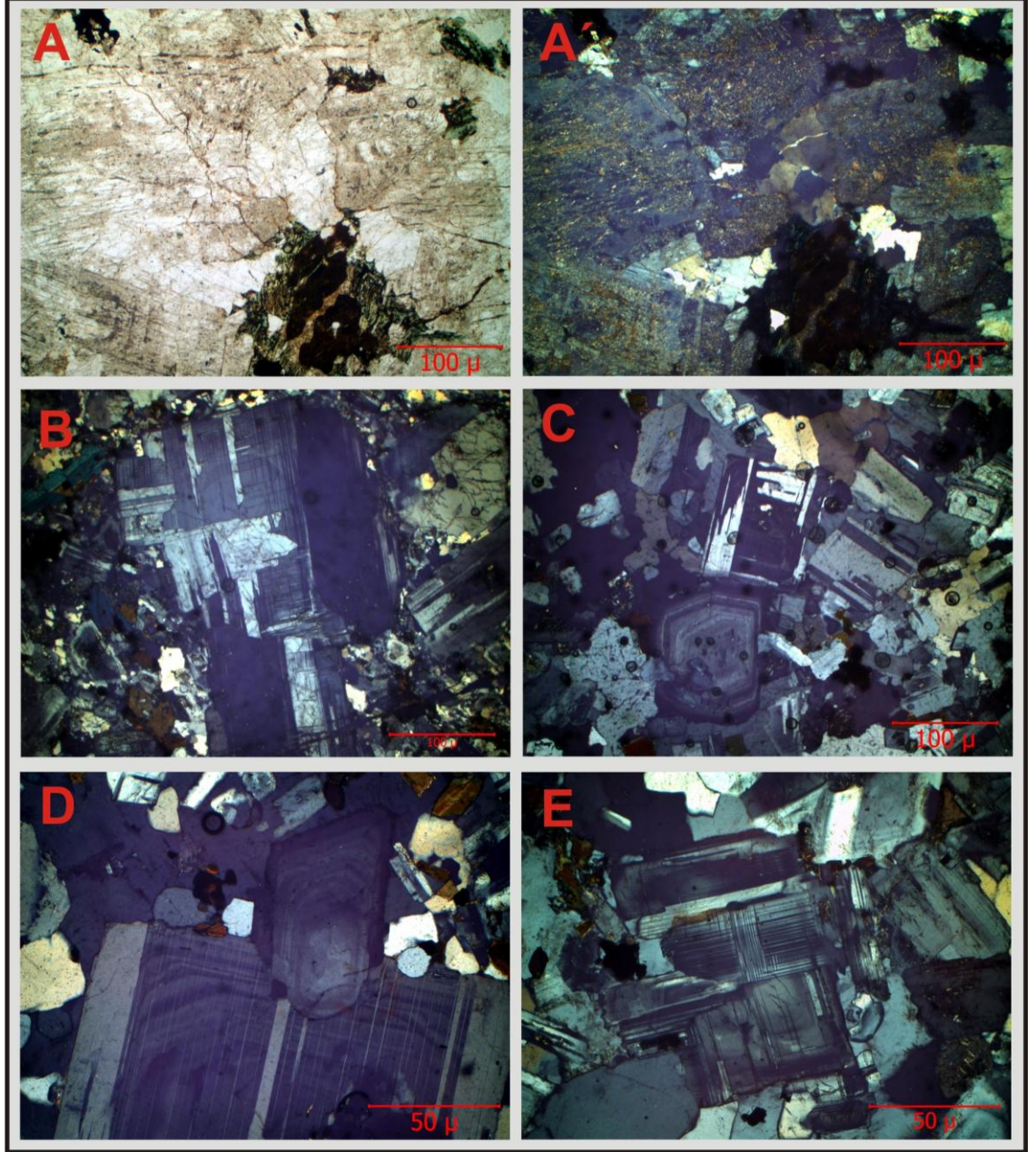
Şekil 4.73: Modal analiz sonuçlarına göre iz düşülen Kuvars-Alk.Feldspat-Plajiolit diyagramı (Streckeisen, 1974).

Tonalit değerinde ve bu değere yakın çıkan örneklerin çoğunlukla Topuk Köyü çevresinden alınan örneklerdendir. Bu bölgeden alınan örneklerde plajioklas oranında artışın gözlenmesiyle de bu veri doğrulanabilmektedir. Topuk Fasiyesi olarak ayrıca belirtilen bu bölgede hornblend ve biyotit tane boyutu ve oranında kısmen gözlenen artış da plütonun bu bölgede ucucu madde ile su içeriğinin daha yüksek olabileceğini düşündürmektedir. Bu bölgenin plütonun tavan bölgesinde ucucu maddenin daha yoğun olarak toplanmış bir kısmı olabileceği düşünülebilmektedir. Ucucu maddenin kristal oluşum hızını yavaşlatma yönündeki etkisiyle de, bu bölgede Göynükbelen Köyü çevresinden alınan örneklerle göre daha iri plajioklas tanelerinin gözlenmesi de açıklanmakta, yüksek su içeriğiyle hem mafik minerallerin daha fazla oluşabileceği hem de yavaşlayan kristallenmeyle daha iri tanelerin gelişebileceği açıklanabilmektedir.

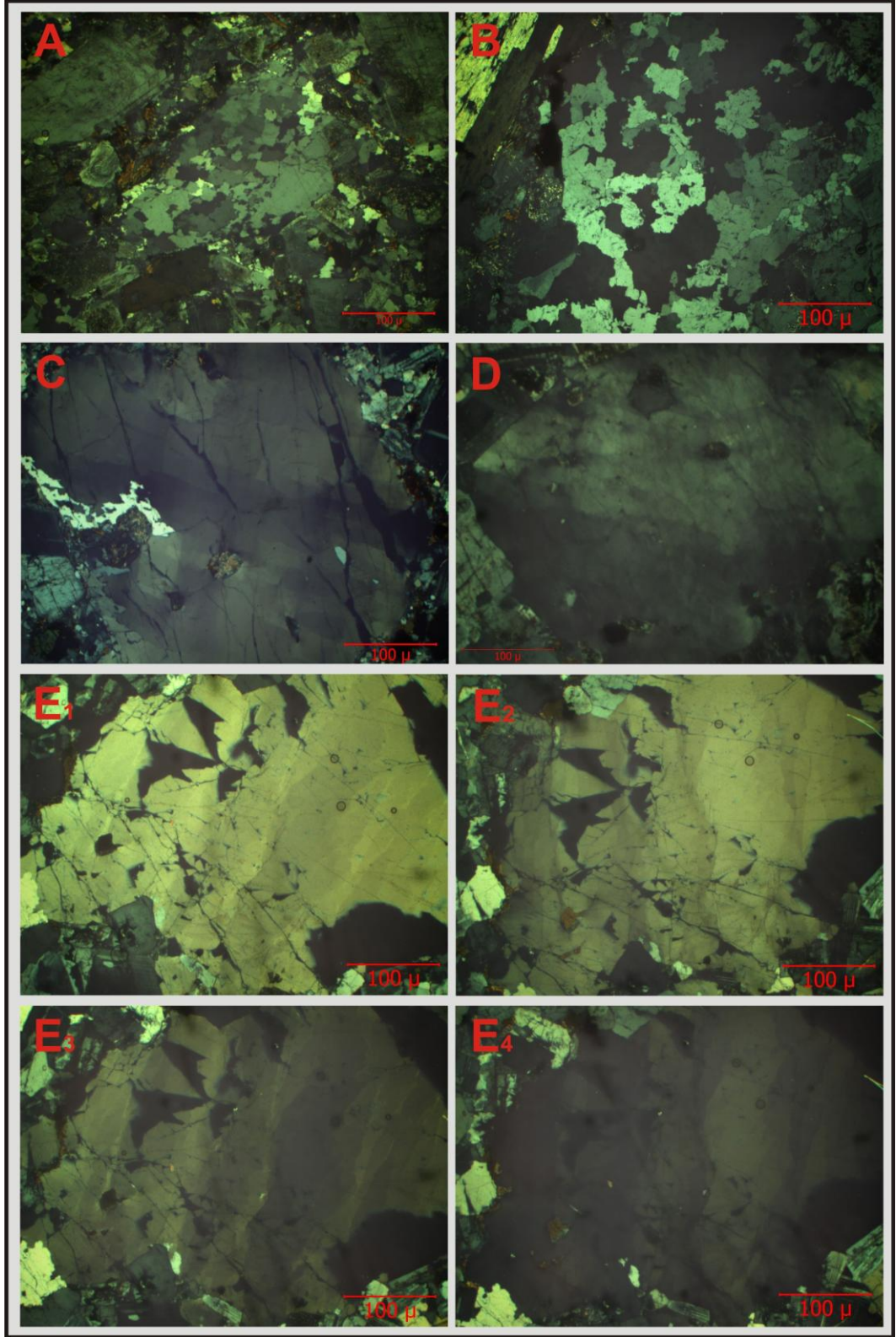
İnce kesit incelemeleriyle belirlenen minerellerin genel zellikleri:

- Plajioklas: Çoğunlukla iri fenokristaller halinde ve öz şekillidirler. Neredeyse tüm plajioklaslarda zonlanma gözlenmektedir. oğunda polisentetik ikizler gözlenmektedir. Bazı tanelerde periklin ikizlenmesi de bulunmaktadır. Bazı tanelerdeki ikizlenmelerde gözlenen kamalanma ve periklin ikizlenmesi genel bir deformasyonun etkisinin varlığını ifade etmektedir. Sönme açılarına göre belirlenen anortit içerikleri % 10-25 aralığında çıkmaktadır. Plajioklasların genelinde serizitleşme gelişmiştir (şekil 4.74). Serizitleşmenin zonlu plajioklaslarda öncelikli olarak daha çok dış zonlarda geliştiğinin gözlenmesi de, dış zonların sodyumca daha zengin plajioklas değerleri gösterdiğini ve i zonların daha yüksek anortit yüzdesi içerdiğini belirtmektedir.
- Kuvars: Taneler arası boşlukları dolduran, düzensiz sınırlı öz şekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Kayacın genelinde orta irilikte taneler olarak gözlenmiştir. Granitoidin genelinde plajioklasdan sonra en çok bulunan mineral olsa da bazı örneklerde plajioklasdan daha yüksek oranda bulunmaktadır. İrice tanelerin gözlendiği kesitlerde diğer mineralleri içine almış şekilde poikilitik doku da göstermektedir. İnceleme alanının özellikle kuzey kesimine doğru alınan örneklerde kuvarslarda hafif dalgalı sönme gözlenmektedir. Dalgalı snmenin ileri derecede gözlendiği örnekler de olmakla birlikte kayacın genelinde kuvarsların neredeyse tümünde az çok deformasyon etkisi

gözlenmiştir. Özellikle Kocakara tepe kuzey batısında ve sınıra yakın kesimlerde kuvarslarda deformasyonla ilişkili mortar dokusunun gelişmiştir. Mortar dokusuyla birlikte ufalanmış kuvarsların tane iyileşmeleriyle yeniden bir bütün tane haline geldiği de gözlenmektedir (Şekil 4.75).

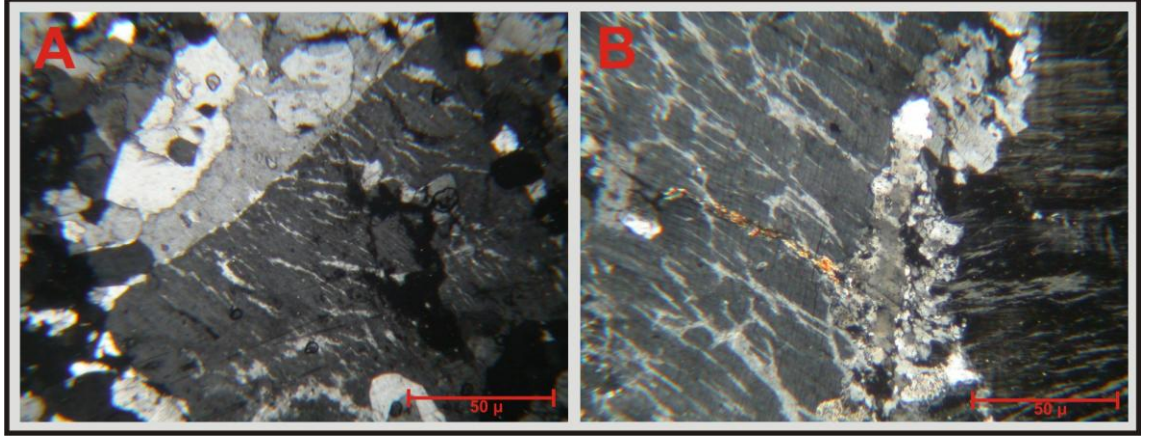


Şekil 4.74: **Plajioklas**; A) Plajioklaslarda ileri derecede gelişmiş serizitleşme. B,C,D,E) Plajioklaslarda gözlenen ikizlenmelerdeki kamalanma, zonlanma ve periklin ikizlenmesi; (Ör.No: A-877, B-59, C-962, D-670, E-812; A tek nikol – A'/B/C/D/E çift nikol).



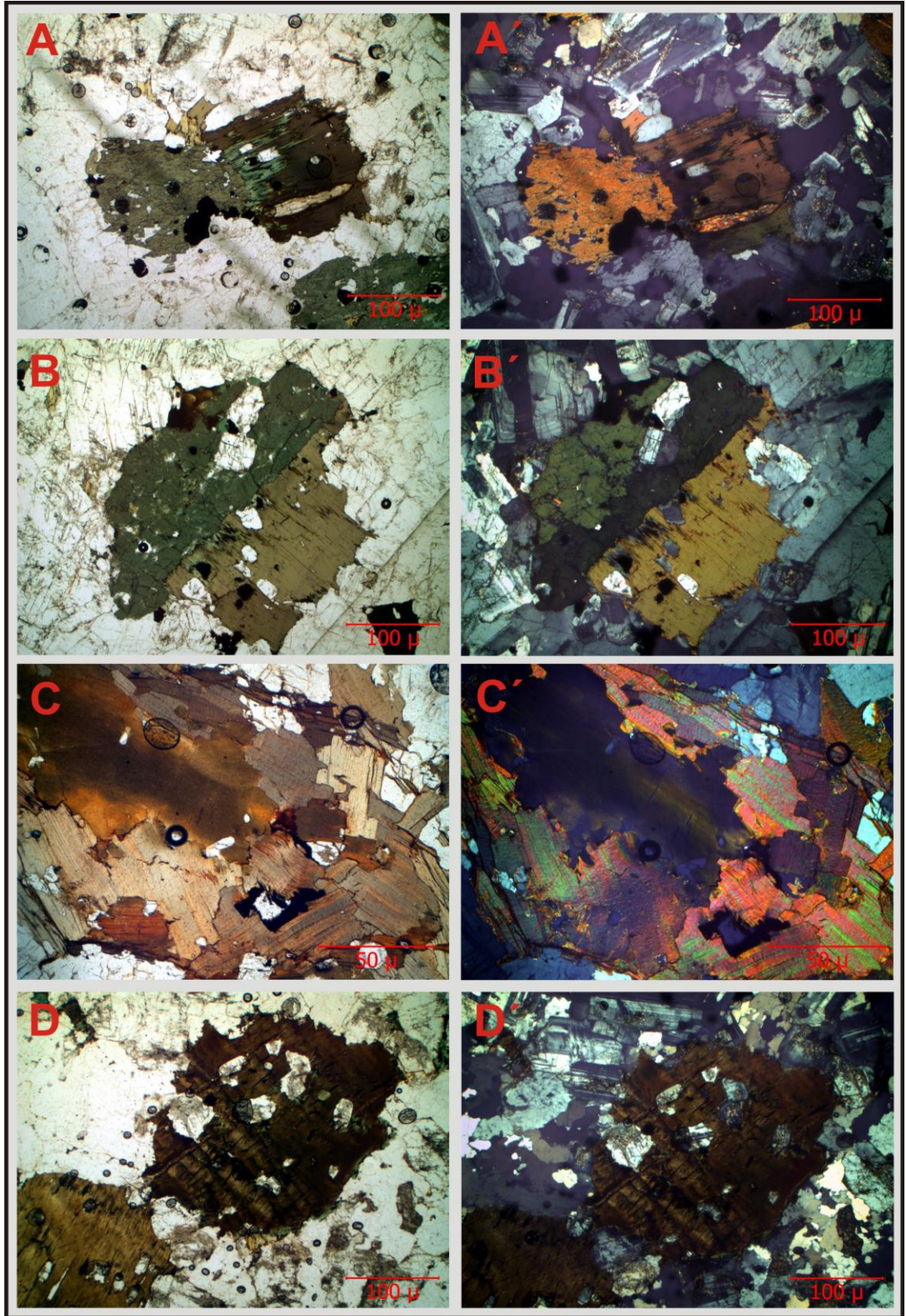
Şekil 4.75: **Kuvars**; A,B) Kuvarslarda gözlenen deformasyonla ilişkili gelişen mortar dokusu ve tanelerdeki iyileşme (healing) gelişimi; C,D) İrice kuvars tanelerinde daha belirgin gözlenen dalgalı sönme aşamaları; E_{1,2,3,4}) Kırıklı çatlaklı iri kuvars tanesinde dalgalı sönmenin mikroskop döner tablasını döndürdükçe aşamalı olarak tanede geçişi; (Ör.No: A-59, B-755, C-70, D-95, E-934; çift nikol).

- Alkali feldspat: Kayacın genelinde kuvars ve plajioliklara göre daha az oranda ve yine tane arası boşlukları dolduran öz şekilsiz tanelerle birlikte yarı özşekilli taneler halinde bulunmaktadır. Tane arası boşlukları dolduran önceden oluşmuş diğer ufak-orta iri tanelerin hepsini içini alan çok iri öz şekilsiz taneli olanlar da bulunmaktadır. Ayrışmayla birlikte serizitleşme-killeşme hemen hepsinde gelişmiştir ve kirli görünümleriyle ince kesitte ayırt edilebilmektedirler. Karlsbad ikizlenmesi göstermektedirler ve bazılarında pertit oluşumu da gözlenmiştir. Göynükbelen Köyü civarından alınan örneklerde daha öz şekilli ve ufak ve karlsbad ikizlenmesi belirgin taneler gözlenirken, Topuk Köyü'ne doğru ilerledikçe tane boyutları artmakla birlikte, öz şekilsiz bir görünüm almaktadırlar (Şekil 4.76).



Şekil 4.76: **Alkali feldspat**; pertit oluşumu; (Ör.No: A-618,B-815; A/B çift nikol).

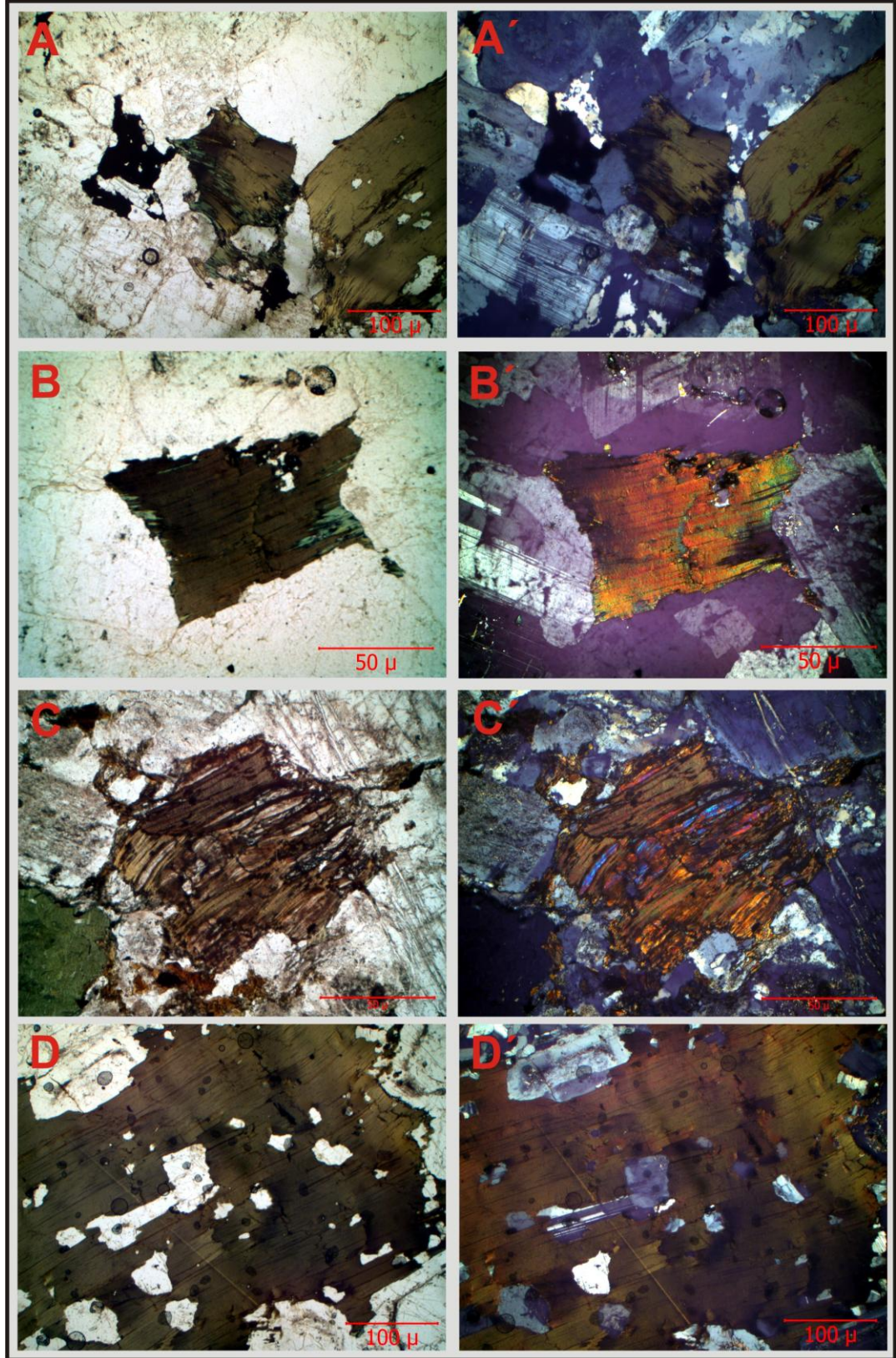
- Biyotit: Kayacın genelinde iri öz şekilli – yarı öz şekilli fenokristaller halinde bulunmaktadır. Granitoyid sahasında batıya Topuk Köyü'ne doğru ilerledikçe hem tane boyutu hem de miktarı artmaktadır. Göynükbelen köyü ve çevresinde ufak taneler halinde ve oranı azalmış olarak, hatta kimi örneklerde aksesuar mineral denilecek kadar az miktarda bulunmaktadır. Hemen hemen tüm tanelerde kenarlardan itibaren dilinimleri boyunca kloritleşirken ufak tanelerde tamamen kloritleşme gelişmiştir. Biyotitler koyu kahverenginden sarımsı kahverengine değişen renklerde pleokroizma gösterirler. Esas olarak üçüncü sıra girişim renkleri gösterebilirler de bazısı dördüncü sıraya yakın girişim renkleri göstermektedir (Şekil 4.77).



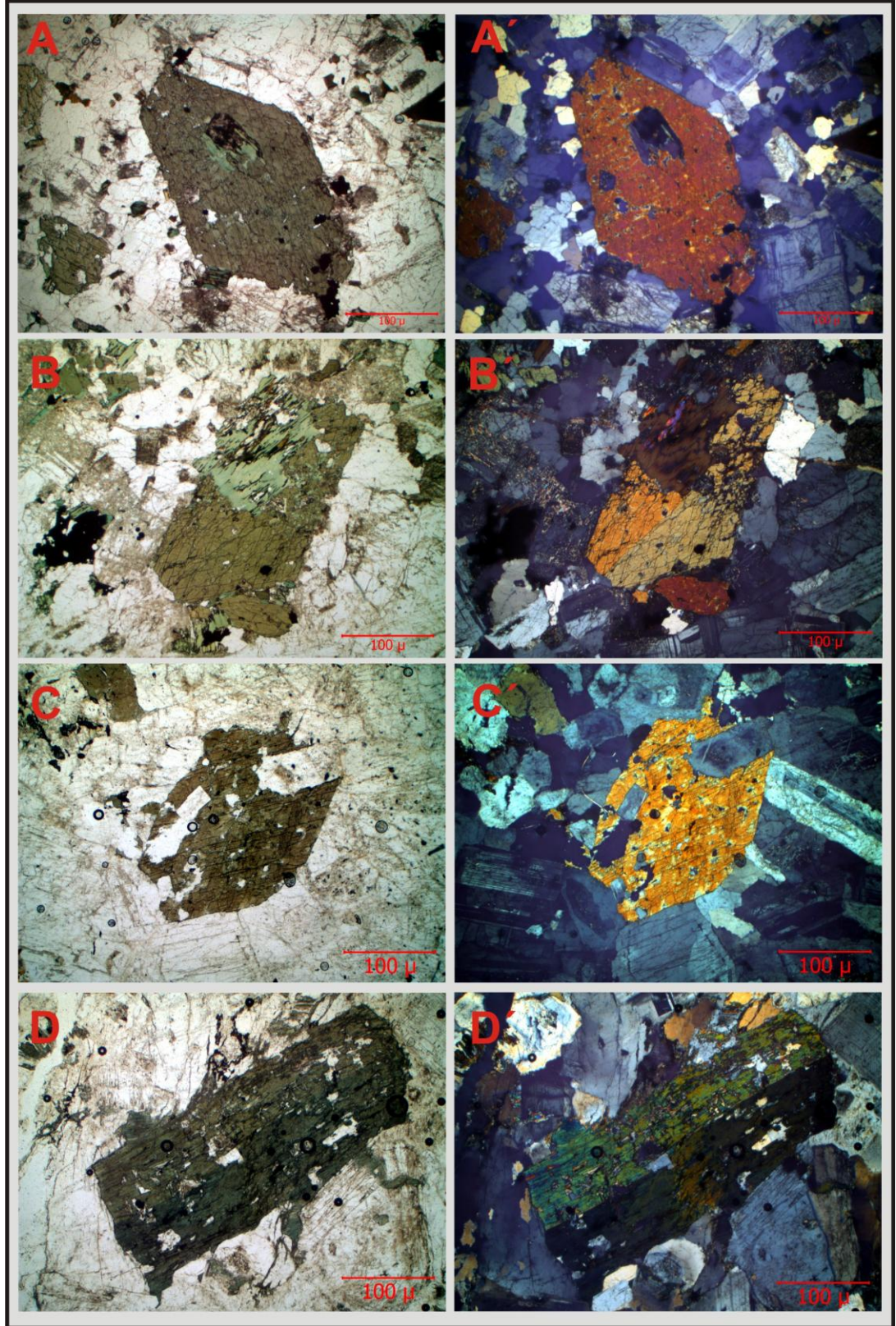
Şekil 4.77: **Biyotit**; A,B) Hornblendlerle kenar kenara yapışık gözlenen biyotitler ve değme kenarlarında gözlenen kloritleşme; C) Deformasyonlarla kırılmış, bükülmüş biyotit taneleri; D) Biyotitlerde deformasyonla geliştiği gözlenen kink bantları; (Ör.No: A-961,B-672,D-934,E-690; A/B/C/D tek nikol-A'/B'/C'/D' çift nikol).

Kayacın genelinde hornblendlerle bir arada bulunan biyotiler, birçok kesitte hornblendlere yapışmış, kenarları boyunca kloritleşmiştir. Dilinimleri belirgindir ve bazı örneklerde kesit “C” kristal eksenine dik geçmiş, psödoheksagonal kristaller halindedir. İri biyotit tanelerinde dilinimlere paralel yerleştiği gözlenen kuvars ve plajiolit kapantıları bulunmaktadır. İnceleme alanının özellikle kuzey kesiminden alınan örneklerde etkin deformasyon sonucu eğilme, bükülme, kırılma ile kink bandlarının geliştiği gözlenmiştir (Şekil 4.78).

- Hornblend: Öz şekilli, çok azı yarı öz şekilli, çoğunlukla orta irilikte taneler halinde bulunmaktadır. İki yönde dilinimleri belirgindir, “C” kristal eksenine dik geçen kesitlerinde altıgendir. Bazı amfibollerde basit ikizler karakteristiktir. Soluk yeşilden koyu yeşile değişen plekroizma görülür. Biyotitler gibi hornblendler de Topuk Köyü’ne doğru miktar ve tane boyutunda artış göstermiştir. Ufak taneler halinde gözlemlendiği örnekler de bulunmakla birlikte kimi taneler uzun, prizmatik görünümde de bulunmaktadır. Örneklerin genelinde biyotitlerle sınır ilişkilidir. Tane kenarları ve içlerinde biyotit kapantıları olan taneler de bulunmaktadır. Soluk yeşilden koyu yeşile ve açık kahverengine değişen renklerde gözlenmektedirler. Bazısında biyotitlerde gözlemlendiği gibi deformasyonla ilişkili eğilme bükülmeler gözlenmektedir. Dilinimlerine paralel ve uyumsuz halde mafik mineral kapantıları da içeren taneler bulunmaktadır. Amfibol türü belirlenmesinde hesaplanan sönme açıları ortalama 25°-35° arasında değişmektedir ve bu da hornblendin sönme açısı değerlerine uymaktadır (Şekil 4.79).

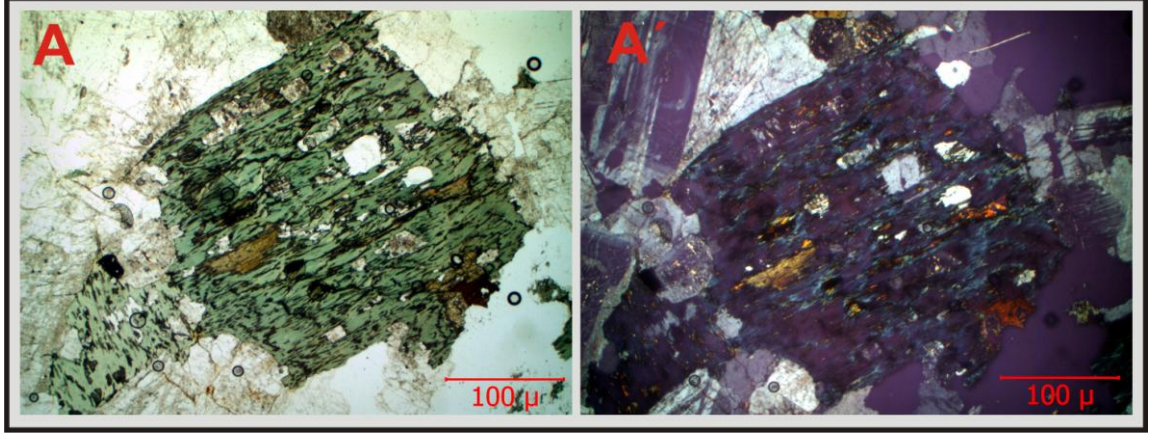


Şekil 4.78: **Biyotit**; A,B) Biyotitlerde gözlenen bükülme ve kloritleşme; C) Deformasyonla kırılmış bükülmüş biyotit; D) İri biyotit tanesindeki kapantılar, kırılma ve dilinimlerde bükülmeler; (Ör. No:A-961,B-832,C-59,D-932; A/B/C/D tek nikol-A'/B'/C'/D' çift nikol).



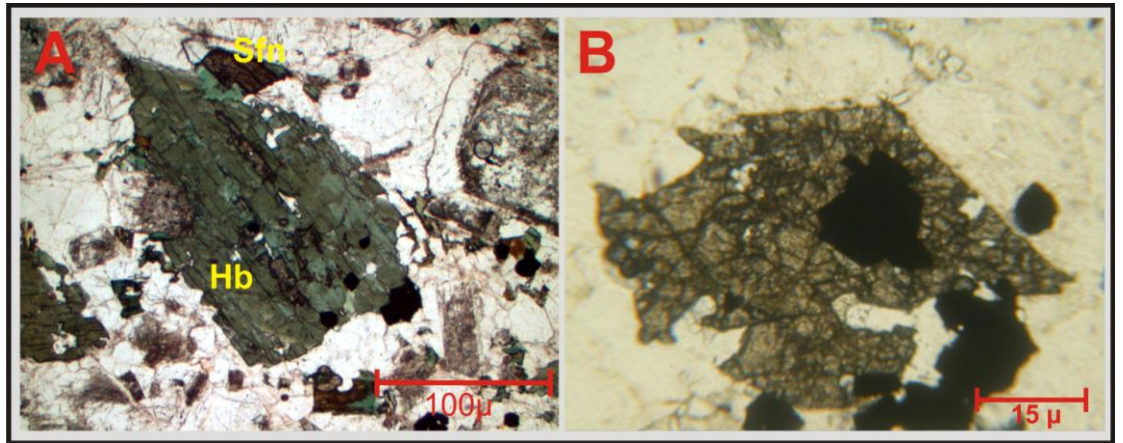
Şekil 4.79: **Hornblend**; A,B,C) Öz şekilli hornblendler ve içlerindeki kapantılar D) Deformasyon etkisiyle ikizlenmesi ve dilinimlerinde bükülme ve kırılmanın gözlemlenmesi; (Ör. No:A-1, B-312, C-928, D-1106; A/B/C/D tek nikol-A'/B'/C'/D' çift nikol).

- Klorit: Saçılmış, dağılmış, öz şekilsiz taneler halinde bulunmaktadır. Tamamı biyotitlerin bozulmasıyla oluşmuş ikincil minerallerdir. Biyotitlerin kenarlarında ve dilinimleri boyunca ilerlemiş kloritleşme gözlenmektedir. Mavi-mor anormal girişim renkleri gösteren taneler de bulunmaktadır (Şekil 4.80).



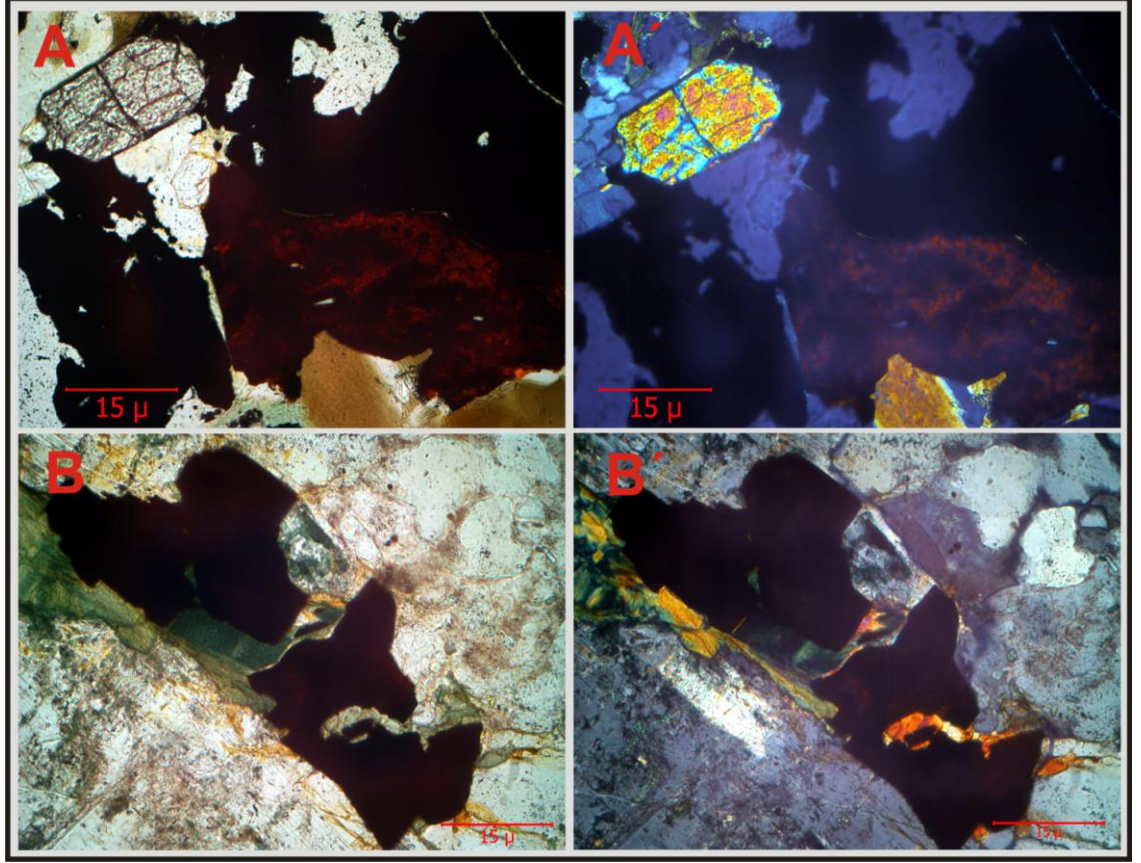
Şekil 4.80: **Klorit**; bütünüyle kloritleşmiş bir biyotit; (Ör. No: 674; tek nikol-çift nikol).

- Sfen: Her ne kadar aksesuar mineral olsa da kayacın genelinde neredeyse tüm örneklerde gözlenmiş ve bazısında orta irilikte taneler halinde de bulunmaktadır. Öz şekilli taneler halinde ve mızrak uçlu görünümde bulunmaktadır. Kırılmış-saçılmış, çok ufak taneler gözlenmekle birlikte, çoğunlukla hornblendler içinde kapantı halinde ve biyotitlerin kenarlarında gözlenmektedir (Şekil 4.81).



Şekil 4.81: **Sfen**; hornblendin içinde kapantı olarak bulunan sfen ve özşekilli taneleri; (Ör. No:1; A/B tek nikol).

- Opak mineraller: Kayacın genelinde bulunmakta ve kimi yerlerde oranı yüksek olarak gözlenmektedir. Genelde magnetit ve hematittir. Az miktarda pirit içeren örnekler de bulunmaktadır. Magnetitler çoğunlukla hornblendler ve biyotitlerin içinde kapantı halinde de gözlenmektedir (Şekil 4.82).

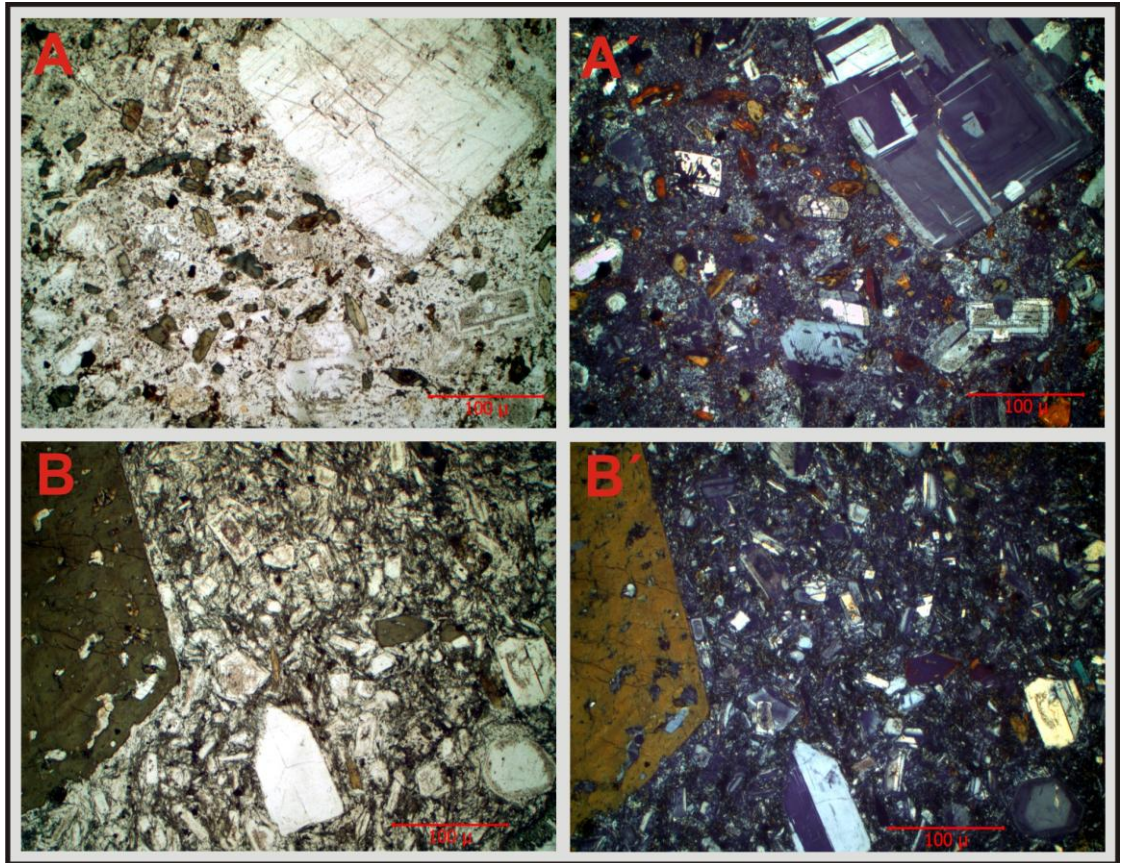


Şekil 4.82: **Opak mineraller**; granitoyidde öz şekilsiz gözlenen magnetit ve hematit ile çok az gözlenen tali mineral zeolit; (Ör.No: A-838, B-70; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).

Granitoyidin iç kesimlerine doğru mafik mineral oranı azalmakla birlikte nerdeyse kimi örneklerde aksesuar mineral olmaktadır. Granitoyid sahasında Göynükbelen Köyü'nden daha önce de belirtildiği üzere Topuk Köyü'ne doğru ilerledikçe mafik mineral tane boyutu ve oranındaki artış bu yönde magmanın su içeriğinin artmış olduğunu işaret etmektedir. Topuk Köyü çevresinde kuvars oranında da bir azalma söz konusudur. Sahada granitoyid genel olarak aynı kimya içeriğinde olsa da, bu gibi mineral oran değişimleri ile bu bölgede granitoyid ayrı bir fasiyes olarak değerlendirilebilmekte ve **Topuk Fasiyesi** olarak isimlendirilmektedir. Bu göreceli minerel oran değişimlerine göre ayrılımı yapılan Topuk Fasiyesi haricinde de dokusal özellikleriyle **Kenar Zonun Fasiyesinin** ayrımı da yapılabilmektedir.

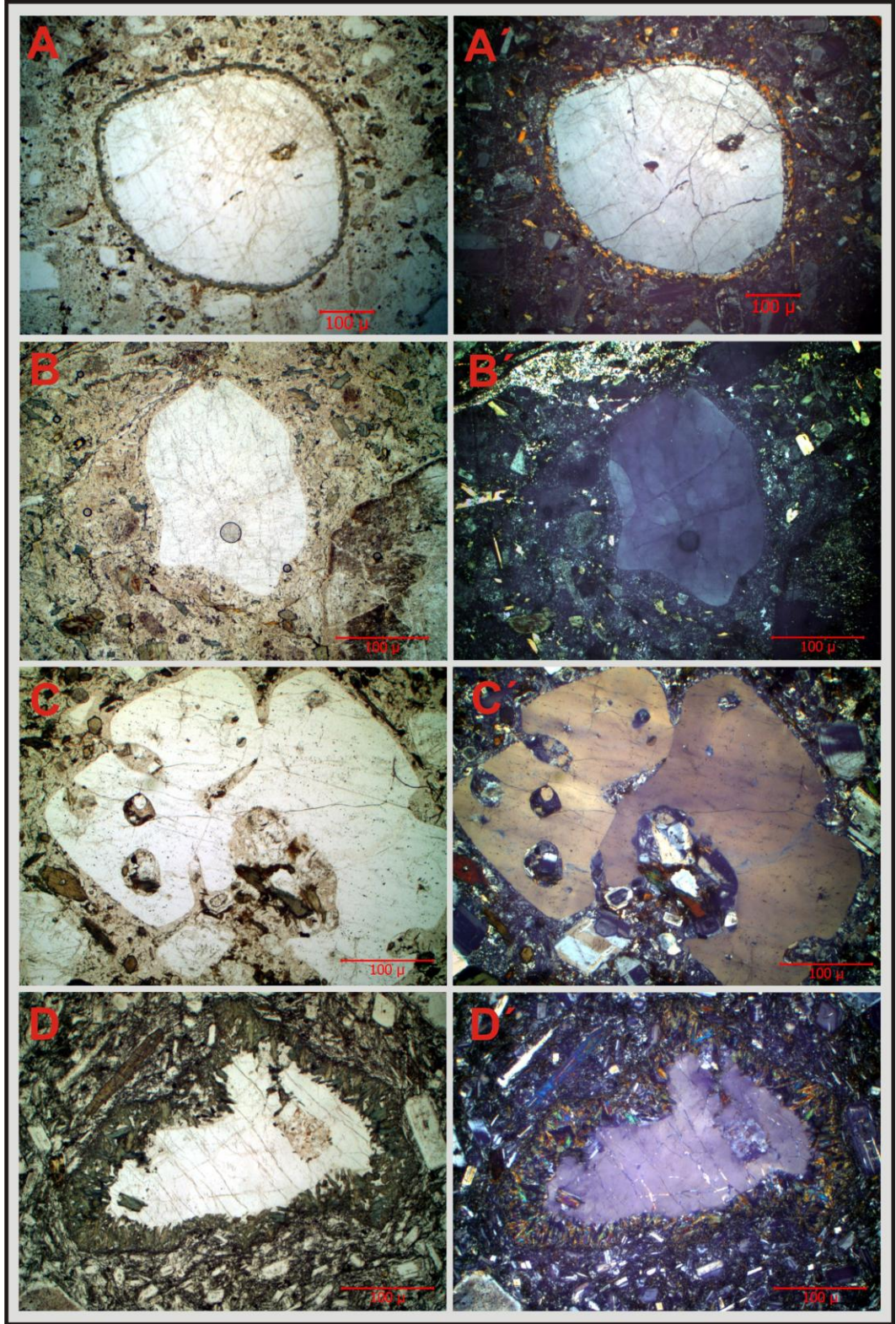
Granitoyid Kenar Zonu: Granitoyidin geneli eş taneli doku göstermektedir. Bununla birlikte saha gözlemlerinde grimsi beyaz, kimi yerlerde koyu gri renkli ufak taneli olarak ve bazen de porfirik dokulu volkanik bir kaya görünümündeki kısımların ince kesit incelemeleriyle de kenar zonunun dokusal özelliklerini gösterdiği belirlenmiştir. Kenar zonunun granitoyid sahasının sınır bölgelerinde gözlemlenebilmesi, magma tavan bölgesinin göreceli olarak izlenebildiğini, büyük çoğunlukla topografyada örtü altında kalmadığını belirtmektedir. Hızlı soğumayla gelişen porfir dokusuyla ayırt edilen kenar zonu ayrıca değerlendirilebilmektedir. Kenar zonundan alınan bazı örneklerde akma dokusu gözlemlenmiştir (Şekil 4.83) .

Kenar zonundan alınan örneklerden yapılan modal analizlere göre ara madde oranı % 35 ile % 55 aralığında değişmekte, ara madde içindeki fenokristal olarak en çok gözlenen mineral % 25-% 40 oranlarında plajiyoklastır (Tablo 4.3) . Kenar zonunda gözlenen ara madde ve minerallerin özellikleri ayrıca ele alınmıştır.

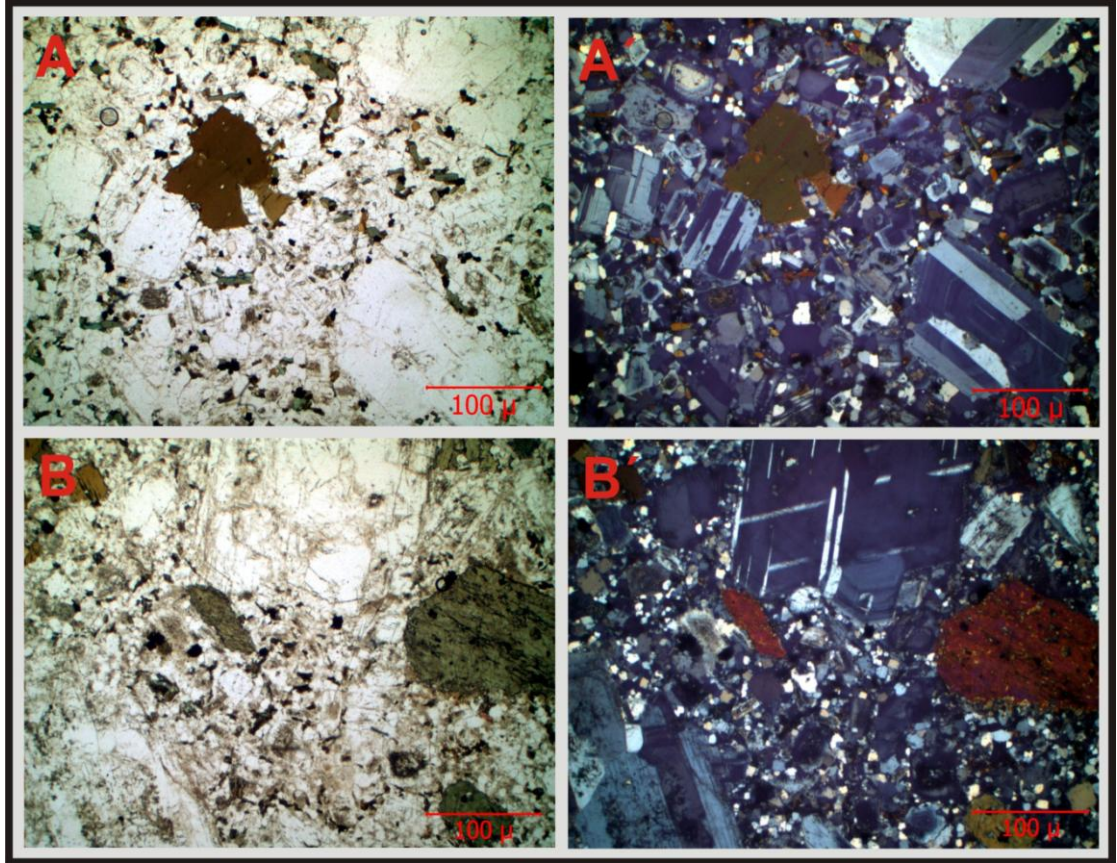


Şekil 4.83: **Kenar zonunu;** porfir dokusu ve kimi örneklerde gözlenen akma yapısı; (Ör.No: A-139, B-143; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).

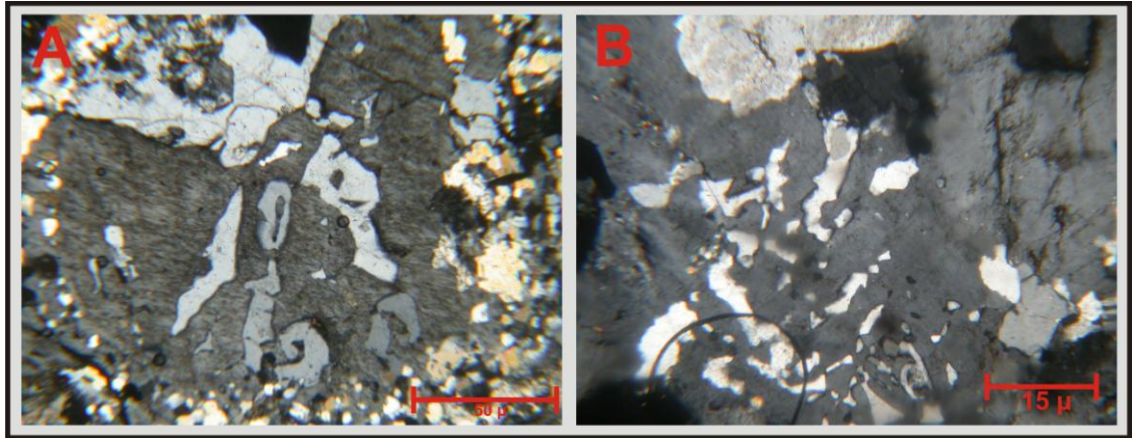
- Kuvars: Magmanın bölgeye yerleştğinde hızlı soğumayla oluşan çok ufak teneli ara maddenin temelini oluşturan kuvarslar, sınıra çok yakın yerlerde birlikte bulunduğu alkali feldspat ve plajiooklaslardan ayrılamayacak kadar ufak boyutlarda, kenar zonundan biraz daha iç kısımlarında ufak öz şekilsiz taneler olarak bulunmaktadır. Bununla birlikte kristalizasyonun erken evresinde plajiooklaslarla birlikte gelişmiş iri fenokristaller halinde de bulunmaktadır. Çok iri, yuvarlağımsı yarı özşekilli (bipiramidal) taneler halinde gözlenen bu kuvarslar kenar zonlarında gelişen yüksek sıcaklık kuvarslarıdır. Dairesel ve kenarları yenmiş, volkanik kökenli kuvarslara benzer şekilli bu kuvarsların birçoğu ara madde tarafından kemirilmiş ve cepler oluşmuştur. Katılma tam gelişmeden hamurun içinde hareket eden bu kuvarsların çevresinde ufak teneli mafik minarelerin de toparlandığı ve bir halka oluşturduğu gözlenmiştir. Korona dokusu gelişmiştir. Kuvarslarda granitoyidi etkileyen deformasyonlarla ilişkili dalgalı sönme izlenmektedir (Şekil 4.84).
- Plajiooklas: Ara madde içerisindeki ufak ve çok ufak taneler dışında iri fenokristaller halinde çoğunlukla özşekilli ve yarı özşekilli olarak bulunmaktadır. Belirgin zonlanma göstermektedirler. Zonlanma magmanın kristalizasyonu esnasında magmadaki bileşim değişimlerini yansıtmaktadır. Albit ve periklin ikizleri görülmektedir. Kenar zonundaki plajiooklaslarda da genel bir deformasyon etkisi gözlenebilmektedir. Kenar zonunda serizitleşme plütunun iç kesimlerine göre daha az gelişmiştir. Sönme açılarına göre belirlenen anortit içerikleri % 20-30 aralığında çıkmaktadır. (Şekil 4.85).
- Alkali feldspat: Az miktarda iri ve karlsbad ikizlenmesi gösteren taneler dışında esas olarak hamur malzemesinde kuvarslarla beraber bulunmaktadır. İç kenar zonunda kuvars ve alkali feldspatın ötektik nokta kristalizasyonu ile gelişmiş gronofir doku gözlenmektedir. Kısmen orta irilikte tanelerin geliştiği iç kenar zonundan alınan örneklerde pertit oluşumlarına da rastlanmaktadır. Plajiooklaslardaki gibi serizitleşme geneline hakimdir. Tür belirlemek için ölçülen “2V” açısının düşük değerlerde olması alkali feldispatların ortoklas-sanidin aralığında olduğunu belirtmekte ve kenar zonundaki bu bulgu Göynükbelen Granitoyidi’nin sık yerleşim gösteren bir magma olduğunu düşündürebilmektedir (Şekil 4.86).



Şekil 4.84: **Kuvars**; A) Çok iri bir kuvars tanesi ve magmadaki hareketiyle, çevresine toparlanan mafik minerallerin oluşturduğu halka; B) İrice bir kuvarsta gözlenen az miktardaki dalgalı sönme; C) Ara maddenin kemirdiği kuvars ve korona dokusu; D) İri bir kuvarsın çevresine sarmalanan ufak hornblend ve biyotitler; (Ör. No: A,B-139, C-319, D-143; A/B/C/D tek nikol-A'/B'/C'/D' çift nikol).

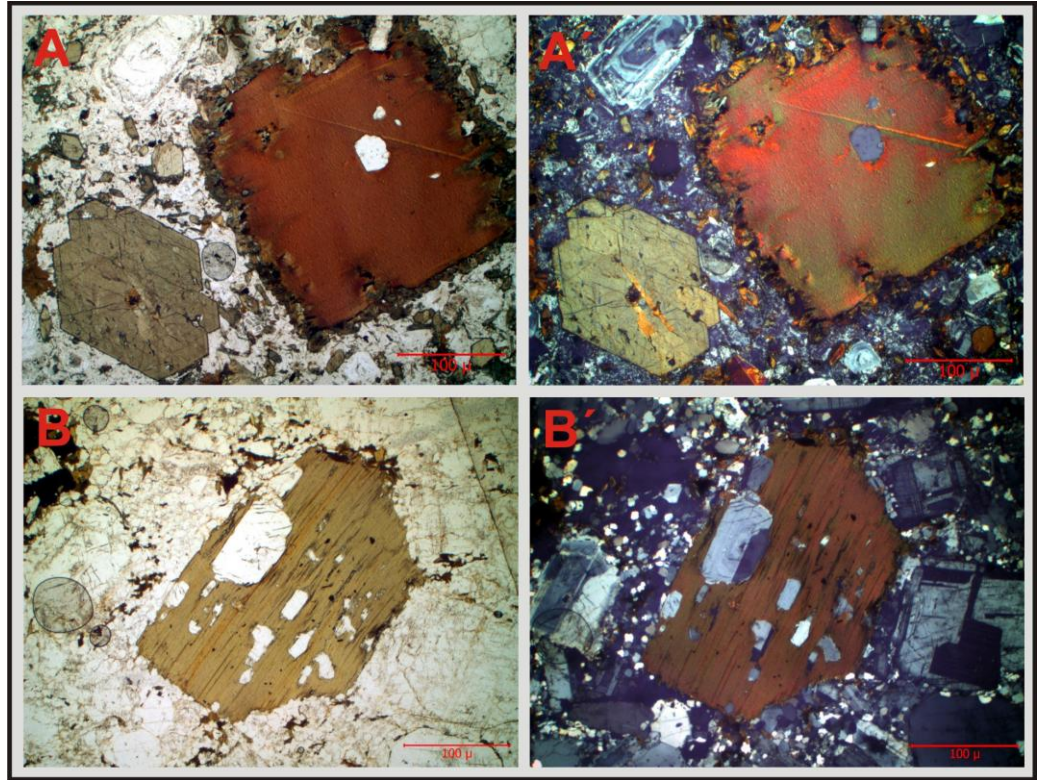


Şekil 4.85: **Plajiolklas**; kenar zonunun biraz daha iç kısımlarındaki kısmen daha iri taneli ara madde içindeki çok ufak kuvarslar ve önceden gelişmiş olan iri fenokristal plajiolklaslar; (Ör.No: A-334,B-1214,; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).



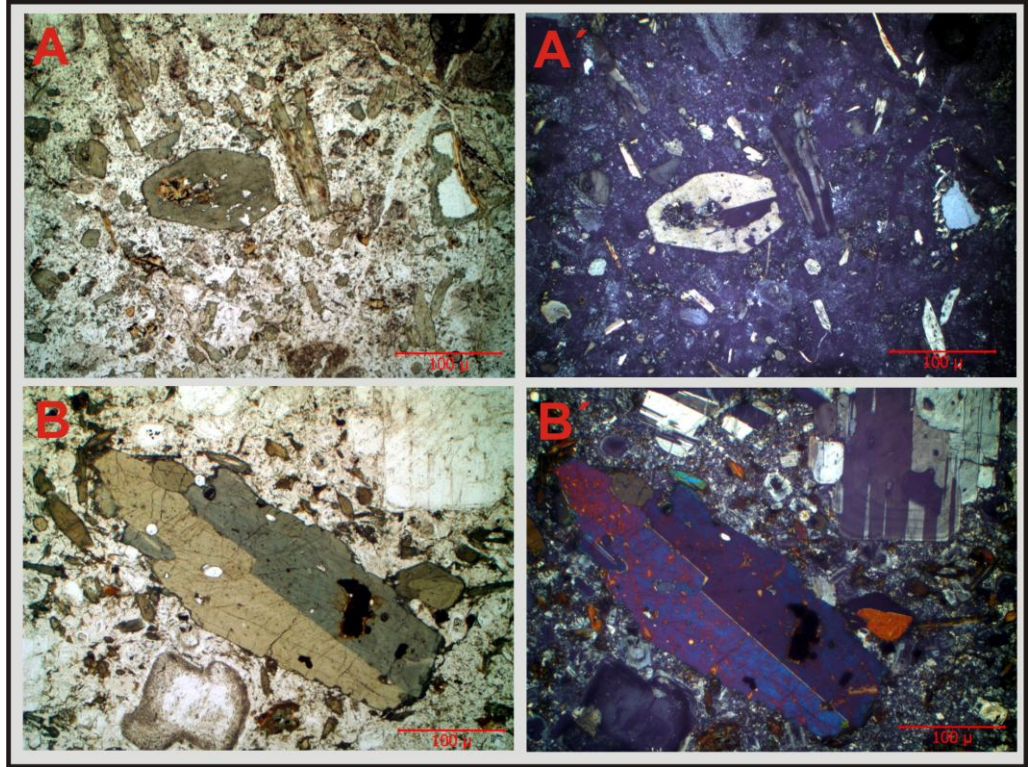
Şekil 4.86: **Akali feldispat**; ötektik nokta kristalizasyonu ile gelişmiş gronofir doku; (Ör.No: 987; A/B çift nikol).

- **Biyotit:** İri fenokristaller ve az miktarda da ufak taneler halinde yer alan biyotitler öz şekilli ve çoğunun dilinimleri belirgin görünümündedir. Açık kahveden kırmızı kahveye değişken renklerde gözlenirse de çoğunluğu koyu kahve renklidir. 3. Sıra girişim renkleri gösterirler fakat kendi renkleri giriş rengini maskeleymektedir. Çoğunda kenarlarından itibaren kloritleşmeye geliştiği gözlenmiştir. Bazı örneklerde deformasyon etkisiyle dilinimlerde bükülmeler geliştiği gözlenmiştir (Şekil 4.87).



Şekil 4.87: **Biyotit;** A) Ara madde içinde iri biyotit fenokristali ve çevresini sarmalamış ufak hornblend ve biyotitler ve öz şekilli iri hornblend; B) Biyotitin dilinimlerine paralel bulunan plajyoklas kapantıları; (Ör.No: A-319, B-95; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).

- **Hornblend:** İri fenokristaller halinde öz şekilli yani altıgen görünümde ve iki yönde gelişmiş dilinimleri gözlemlenebilen taneler halinde bulunmaktadır. Bununla birlikte ara madde içinde ufak yarı özşekilli ve uzamış prizmatik tanelerde bulunmaktadır. Bunlar genellikle diğer iri taneler etrafına sarılma eğilimi göstermiştir. Genel olarak yeşil ve bazısı açık kahverengi renkte gözlenmektedir. İri tanelerde ikizlenmeler gözlenmektedir. Hamur malzemesi içinde yüksek rölyefli olarak görünmektedirler. 2. Sıradan 3. Sıraya değişen girişim renkleri göstermektedirler (Şekil 4.88).



Şekil 4.88: **Hornblend**; A) Ara madde içerisindeki ufak ve iri hornblendler; B) İri hornblend tanesinde basınç etkisiyle ikiz düzlemine kamalanma gelişimi ve içindeki opak mineral kapantısı; (Ör.No: A-139, B319; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).

- Sfen: Mızrak uçlu görünümde öz şekilli ufak taneler halinde hamur içinde saçılmış dağınık bir şekilde bulunmaktadır. Yine hornblend içinde kapantı halinde gözlenenler de bulunmaktadır.
- Klorit: Biyotitlerin bozulmasıyla ikincil olarak gelişen kloritler, açık renkli öz şekilsiz halde bulunmaktadır.

Granitoidin genelinde gözlenen deformasyon etkisi belirteçleri:

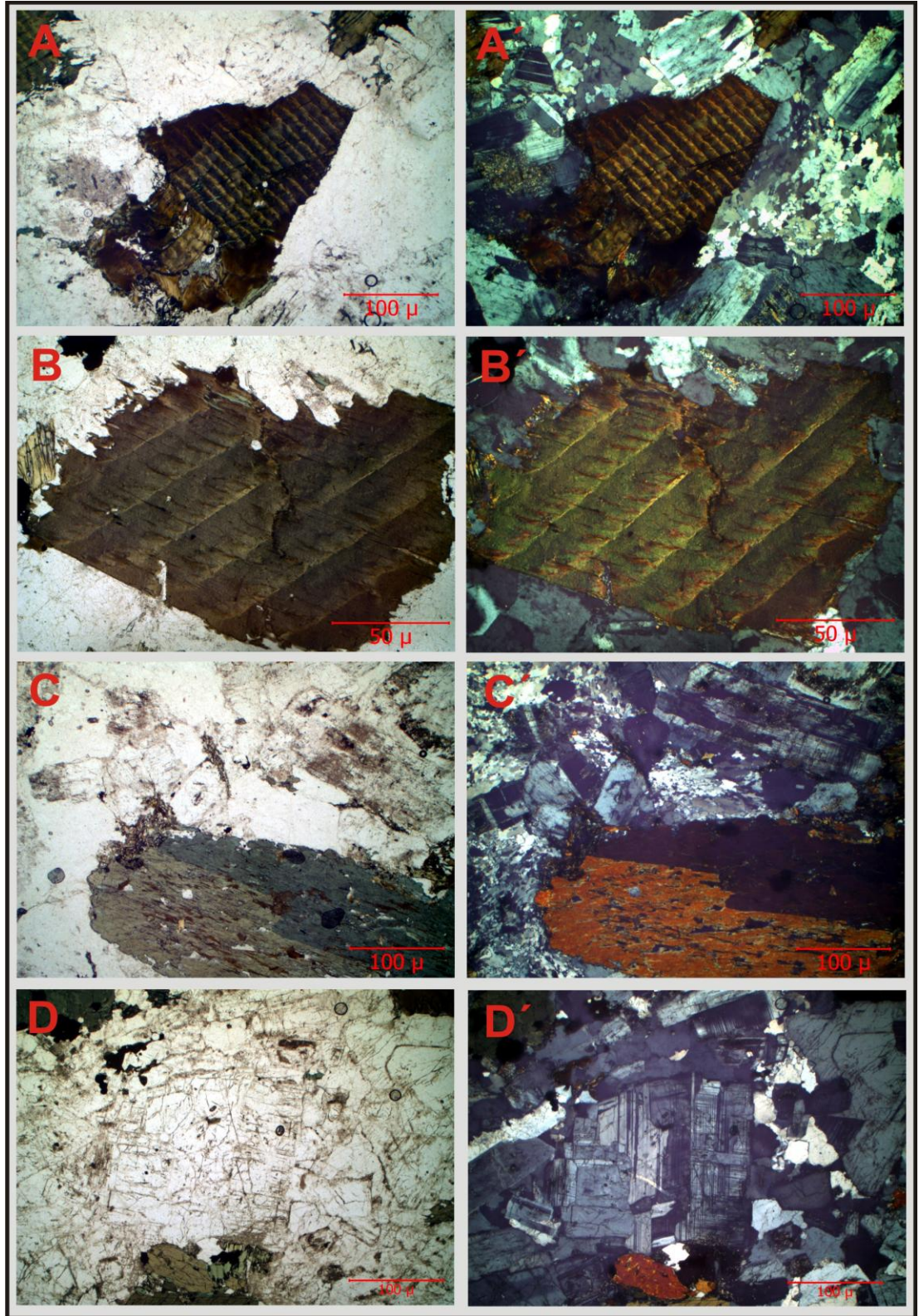
- Kuvarslarda dalgalı sönme ve mortar dokusu, tanelerin ezilip kırılması ve onarılması (iyileştirme-healing),
- Biyotitlerin ve bazı hornblendlerin dilinimlerinde bükülme ve kıvrılmalar,
- Plajioklaslarda ikizlerinde gözlenen kamalanma ve basınç etkisinin belirteci olan periklin ikizi,

- Bazı örneklerde kısmen yönlenme ve belli belirsiz göz yapılarının gelişimidir (Şekil 4.89).

Mineraller üzerindeki bu deformasyon izleri Göynükbelen Granitoyidi'nin sokulma süreci sonrasında bir basınç-sıkışma altında kaldığını belirtmektedir. Granitoyidin yerleşmesi sürecinde kristallenmeye paralel sokulmanın devam etmesi ile plütonun kendi içinde de basınç oluşturmaya katı taneler üzerinde basınç etkisi artmaktadır. Bundan ötürü özellikle kenar zonlarında tanelerde basit düzeyde deformasyon izleri gelişebilmektedir. Göynükbelen Granitoyidi'nde alınan örnekler incelendiğinde özellikle kuvarslarda, ilerlemiş deformasyonlarda da hornblend, biyotit ve de plajjokslarda gözlenen deformasyon izleri plütonun genelinde ve bazen iç kısımlarda da gözlenmektedir. Böylelikle deformasyonun granitin yerleşme sürecinde geliştiğini ve daha sonra da devam etmiş olabileceğini düşündürmektedir.

Granitoyidin geneline hakim olan bu deformasyon görüntüsünün, bölgede ofiyolit bindirmesinden ve Eosen döneminde granitoyidin metamorfikler ile ofiyolite sokulup katılaşmasından da sonra devam eden bölgesel basınç etkileriyle ilişkili olarak gelişmiş olabileceği düşünülebilmektedir. Bununla birlikte inceleme alanının güneyinde bulunan Büyükorhan Granitoyidi ile Göynükbelen Granitoyid plütonlarının jeomorfolojik görünimleri karşılaştırılırsa, Büyükorhan Granitoyidi'nin genel anlamda göreceli olarak silindirik görünümde olduğu dikkat çekmektedir. Göynükbelen Granitoyidi ise yaklaşık doğu batı yönünde uzamış, dar bir alana sıkışarak sokulmuş bir plüton kütlesi görünümündedir. Plütonların geometrik şekillerinden karşılaştırmayla yapılabilecek yorumla, Göynükbelen Granitoyidi'nin bindirme zonu, fay gibi bir kuşak boyunca zorlama ile sıkışarak sokulduğu düşünülebilmektedir.

Granitoyid sahasının kuzeyinde Kocakara Tepe kuzeyinde ofiyolit dokanağına paralel kuzey doğu yönünde alınan örneklerin tümünde bu deformasyon etkisini yüksek derecede gözlenmesi ve bazılarında protomilonite benzer bir dokunun gözlenmesi, saha gözlemlerinde net belirlenmese de bu bölgede fayların gelişmiş olduğunu düşündürmektedir. Ayrıca inceleme alanında Hamam Dere'de bulunan düşük dereceli de olsa sıcak su kaynağı bölgenin halen aktif tektonik rejimlerin etkisi altında olabileceğini göstermektedir.



Şekil 4.89: **Deformasyon etkileri**; A)Biyotitte deformasyonla gelişen kink bantları ve ileri derece mortar dokusu gösteren kuvarslar, B) Kink bantları belirgin çatlaklı biyotit, C) Basınçla hornblendin ikiz düzleminde gelişen kamalanma ve çevresindeki ileri derecedeki mortar dokulu kuvarslar, D) Basınçla plajioklaslarda gelişen kamalanma ve periklin ikizi; (Ör.No: A-839, B-951, C-1174, D-312; A/B/C/D tek nikol-A'/B'/C'/D' çift nikol).

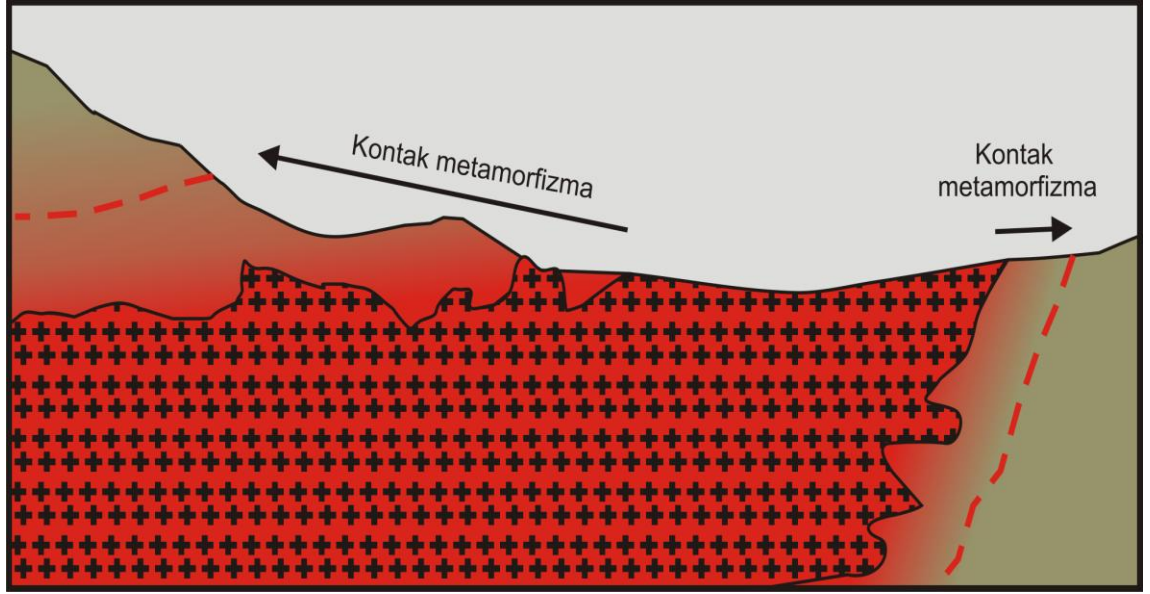
Granitoyidin soğuma sürecinde büzüşmeyle gelişen eklem takımlarının sık aralıklı olması, soğumanın hızlı gerçekleştiğini belirtmektedir. Bu granitoyid kütesinin kısmen sığ sokulumlu olduğunu ifade edebilmektedir.

Kenar zonu dokusunun gözlenmesi ve yan kayalarda gözlenen kontak metamorfik etki, granitoyidin bölgeye tektonik olarak değil, sıcak magma olarak üstündeki birimleri keserek sokulduğunu belirtmekte ve oldukça düşük sıcaklıktaki yan kayalar içinde yerleştiğini göstermektedir.

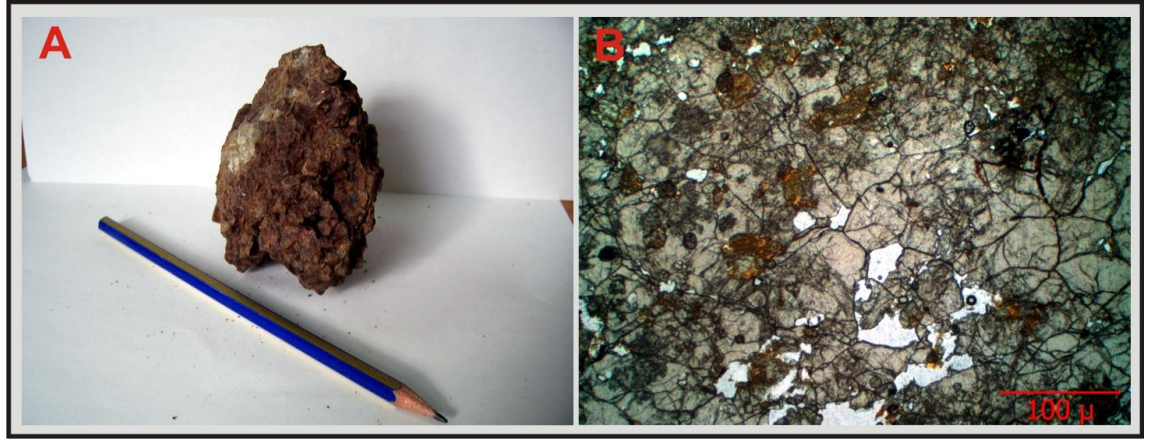
4.2.3. Kontakt metamorfizma kayalarının Mineralojik ve Petrografik özellikleri

Granitoyid sahasında kenar zonu dokusunun gözlenmesi ve yan kayalarda gözlenen kontak metamorfik etki granitoyidin bölgeye tektonik olarak değil, sıcak magma olarak sokulduğunu belirtmektedir. Sırlı metamorfikler ve Orhaneli Ofiyoliti'nde kontak metamorfizma ürünü olan hornfelsler gelişmiştir. Kontakt metamorfizmanın sınırdan içerlere doğru yaklaşık bir-bir buçuk km²'lik geniş bir alanda etkin olması ve dokanaktan çok içerlerde de granitoyidin küçük sokulumlarının gözlenmesi granitoyid yan kaya dokasının hemen hemen topografyaya paralel olarak düşük bir eğimle giderek derinleştiğini göstermektedir (Şekil 4.90). Dik eğimle gelişen kontakların aksine, kontak metamorfizma geniş bir alanda gözlenmesi ve kontaktan uzaklaştıkça ısı etkisinin azalmasına paralel iç kontak, dış kontak ayrımının daha belirgin gözlemlenebilmesini sağlamıştır. Granitoyide yaklaştıkça artan kontak metamorfik etki parajenez mineraller ile detaylı olarak ortaya konmuştur.

İnceleme alanında Göynükbelen Granitoyidi ile Çatalca Mermeri'nin doğrudan kontağı olmadığından, önemli bir skarn oluşumu gözlenmese de yersel küçük boyutlu granat skarn gelişimleri izlenmiştir (Şekil 4.91). Kontakt metamorfizma etkisi, sınır ilişkisi az olduğundan dar bir alanda metamorfiklerin üzerinde gelişimi gözlenmiştir. Esas geniş dokanak alanıyla Orhaneli Ofiyoliti üzerinde kontak metamorfik etkinin geliştiği gözlenmiştir.

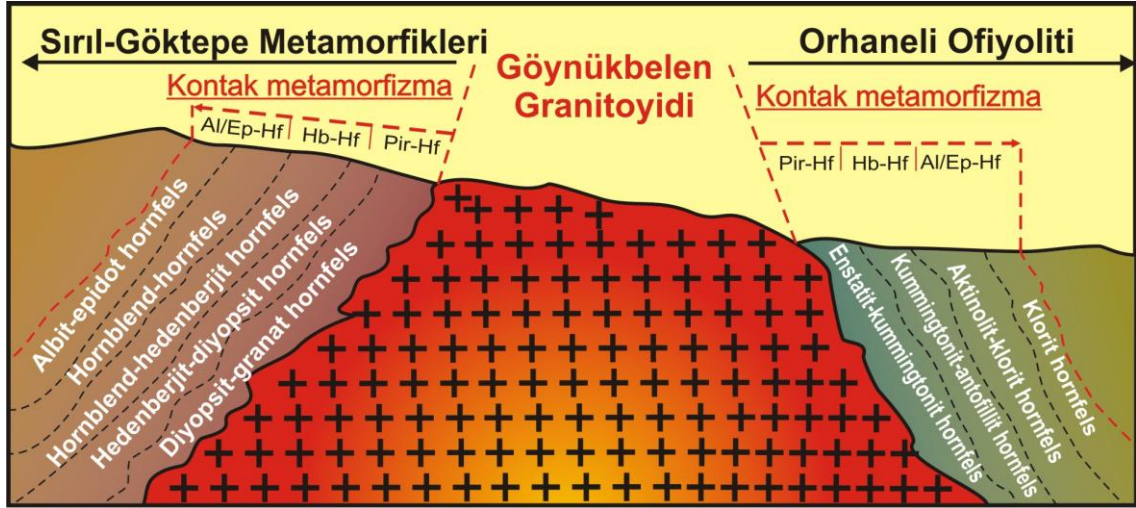


Şekil 4.90: Granitoyidin farklı eğimlerdeki sokulumunun kontak alanı genişliğine etkisinin şematik kesiti. Karakuz Tepe kuzey yamacında gözlenen geniş kontak zonu, sokulumun şemadakinine benzer düşük eğimli olduğunu düşündürmektedir.



Şekil 4.91: Yersel olarak küçük boyutta gözlenen granat skarn; (Ör. No:924; A-el örneği, B-ince kesit tek nikol).

Göynükbelen Granitoyidinin yan kayalar üzerindeki kontak etkisi, dokanaktan uzaklaştıkça azalan metamorfizma derecesiyle birlikte iç ve dış kontak zonlar olarak albit-epidot hornfels, hornblend hornfels ve piroksen hornfels fasiyeslerinde gelişmiştir (Şekil 4.92).



Şekil 4.92: Granitoyid dokanağından uzaklaştıkça azalan ısı etkisiyle gözlenen kontak metamorfik zonlar ve bölgede gelişen hornfels kayalarını gösteren şematik kesit.

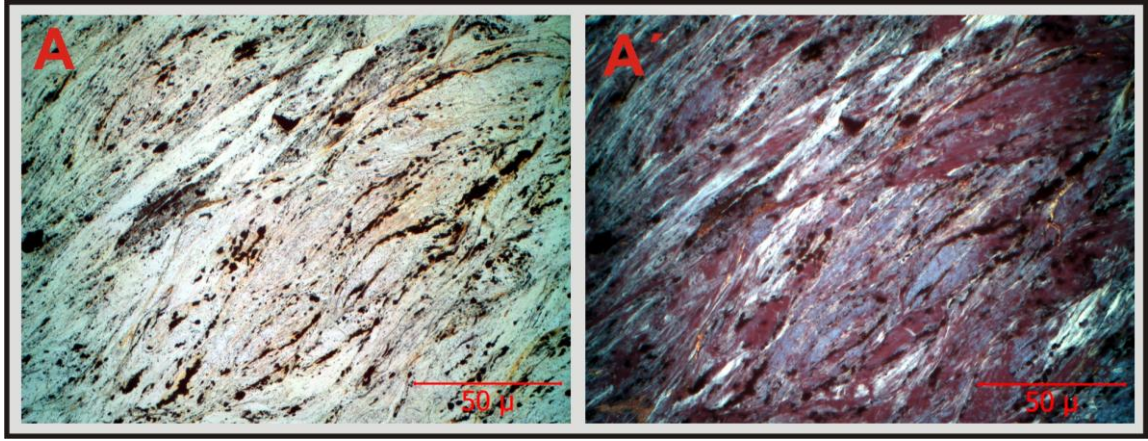
4.2.3.1. Orhaneli ofiyolitik kayalarında gelişen kontak metamorfizma

Orhaneli Ofiyoliti'ni oluşturan kaya birimleri üzerinde kontak metamorfik etki özellikle serpantinit kayasında gelişmiştir. 1200–1400°C'lik sıcaklık değerlerinde kristallenen olivin ve piroksende granitoyid magmasının yaklaşık 800–850 °C'lik sıcaklık değerinde duraylılıklarını kaybetmemiş, bu kaya birimlerinde hornfels gelişimi gözlenememiştir, kontak metamorfizma ağırlıklı olarak serpantinitlerde gelişmiştir. Jeoloji haritasında serpantinit olarak gösterilen alanların Göynükbelen Granitoyidi'yle doğrudan kontağı bulunmamaktadır. Ancak dunitlerle olan kontak boyunca serpantinleşmiş kısımlarda kontak metamorfizma gelişmiştir. İnceleme alanında kontak metamorfik etkinin en belirgin olarak gözlenebildiği yer Karakuz Tepe'nin batı ve kuzey batı yamacında Geyiktüydü Sırtı boyunca dokanaktan yaklaşık bir km dışarıya kadar; inceleme alanın kuzeyinde Tepesizçam Tepe doğu eteklerinde granitoyid dokanağından yaklaşık iki yüz metre dışarıya kadar gözlemlenmektedir. Bu belirgin ultramafik kökenli hornfelsler dışında inceleme alanında granitoyidin ofiyolitle dokanağında çeşitli yerlerde de küçük boyutta hornfels gelişimleri de gözlenmiştir.

Kontak metamorfizma dokanaktan uzaklaştıkça ısı etkisinin azalmasıyla birlikte belirginleşen iç kontak ve dış kontak zonlarında: **klorit hornfels**, **aktinolit-klorit hornfels**, **piroksen hornfels**, **hedenberjit hornfels**, **kummingtonit-antofillit hornfels** ve en iç zonda en yüksek ısı etkisiyle gelişmiş olan **enstatit hornfels** gözlenmiştir.

Klorit hornfels: Yüzde yüzü serpantinin düşük ısıda metamorfizma geçirmesiyle gelişen kloritten oluşmaktadır. Aralarda az miktarda magnetit ve aktinolit de içermektedir. Kontak metamorfizmada dış zonu belirtmektedir. Doku ağırlıklı olarak fibroblastiktir.

- Klorit: Çok açık yeşil, renksiz yakın görünümde iç içe ağsı bir halde bulunmaktadır. Çapraz ışıktaki gri renkte görünmektedir. Magnezyumlu klorit olan klinoklor kayanın yüzde yüzünü oluşturmaktadır. Kloritin magnezyumlu ve kayanın monominerali olması serpantin kökenini belirtmektedir. Kloritin denge ısısı düşük olduğundan da kontakta dış zonu belirtmektedir (Şekil 4.93).

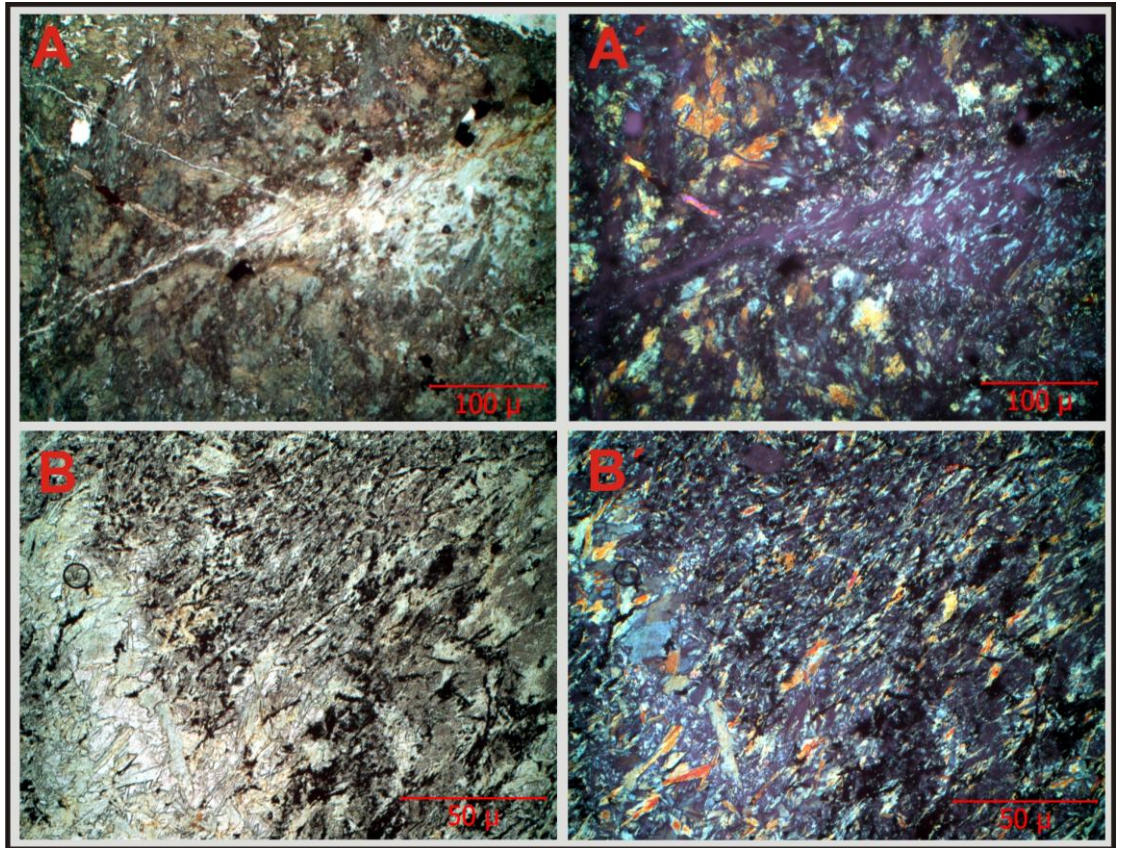


Şekil 4.93: **Klorit hornfels;** dış kontak zonda gözlenen klorit hornfelsde ağsı görünümde kloritler ve aralarda saçılmış magnetitler; (Ör. No:210; tek nikol-çift nikol).

Aktinolit-klorit hornfels: Yine magnezyumlu klorit olan klinoklor kayanın ana mineralidir. Klinoklor ile birlikte açık yeşilden sarıya renk değişimi gösteren kısmen ışınal lifsi bir görünümde olan Ca-Mg'lu amfibol aktinolit bulunmaktadır. Aralarda magnetit ve az miktarda klinozoisit bulunmaktadır. Aktinolit bulunması kontakta dış zondan iç zona doğru geçildiğini belirtmektedir. Karakuz Tepe batı yamacında dokanaktan yaklaşık iki yüz elli metre içerlerde gözlenebilmektedir. Doku fibroblastik, yer yer granoblastiktir (Şekil 4.94).

- Klorit: İç içe ağsı görünümde, boz grimsi, açık lacivert renkte, klinoklor olarak bulunmaktadır.

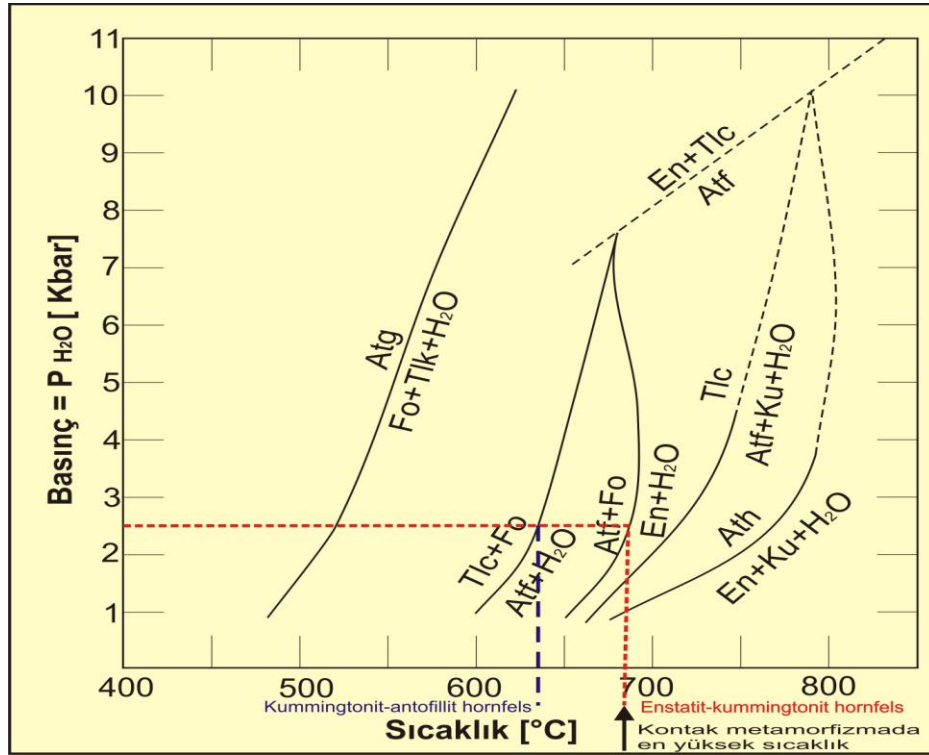
- Aktinolit: Açık yeşilden sarıya renk değişimi gösteren kısmen ışınal lifsi bir görünümde, kloritlerle iç içe birlikte bulunmaktadır. 1. Sıranın üst seviyelerinde bir girişim rengi göstermektedirler. Aktinolit kloritle birlikte görünüşü sıcaklık değerinin kısmen artmış olduğunu ve dış zondan iç zona ilerleyişi belirtmektedir.
- Magnetit: Kloritlerin arasında ufak boyutta ve saçılmış az miktarda bulunmaktadır. Magnetitin demir içeriğinden etkilenerek etrafında bulunan kloritlerde yeşil renk daha baskındır.
- Klinozoisit: Çok az miktarda mor girişim renginde, yüksek rölyefli, diğer minerallerin arasında bulunmaktadır.



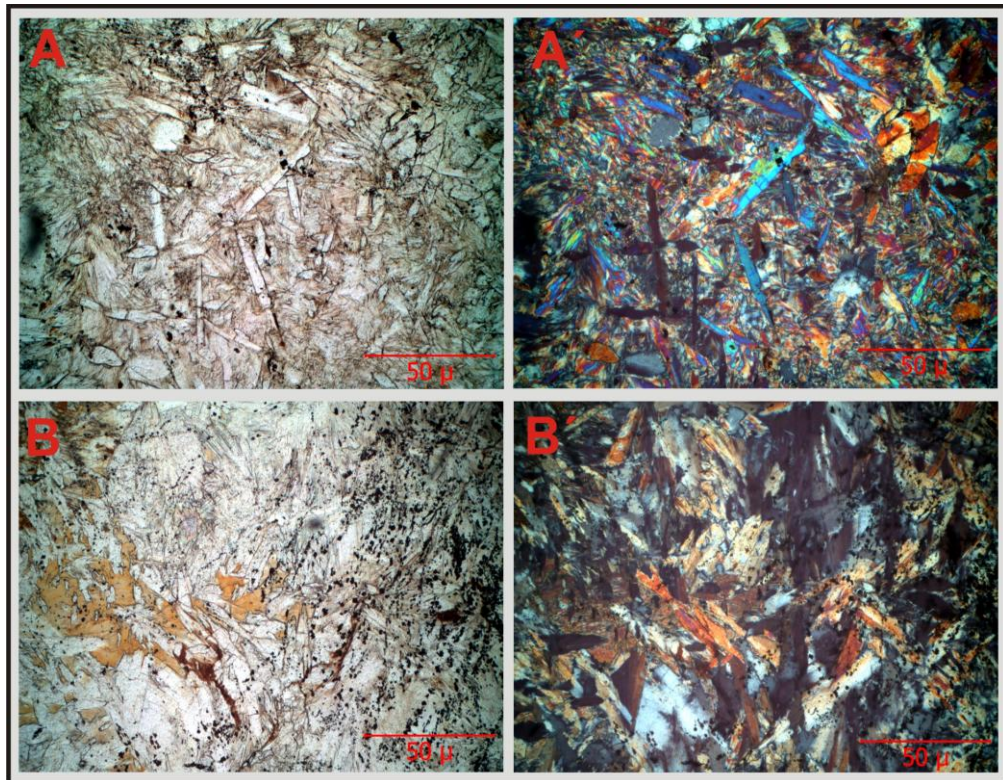
Şekil 4.94: **Aktinolit-klorit hornfels**; içi içe gözlenen aktinolit ve kloritler; (Ör. No: A-760, B-784; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).

Kummingtonit-antofillit hornfels: Yüksek sıcaklık kontak metamorfik mineral olan antofillitin bulunması sıcaklığın arttığını ve hornfelsin artık tamamen iç zonu temsil ettiğini belirtmektedir. Karakuz Tepe'nin batı yamacında kontakta yaklaşık iki yüz metre yan kaya içerlerine kadar gözlenebilen hornfelsin, köken olarak ultramafik kayalardan oluştuğu; örneklerde kuvars ve feldspatın hiç bulunmamasından ve Mg'lu parajenezden anlaşılmaktadır. Antofillit ve kumingtonit haricinde az miktarda flogopit ve magnetit de bulunmaktadır.

- **Antofillit:** Rombusal bir amfibol olan antofillit ince çubuksu lamelli çok ufak taneler halinde bulunmaktadır. Renksiz görünümü ve çapraz ışıpta yüksek girişim renkleriyle ayırt edilebilmektedir. Kayacın ana minerali olan antofillit diğer minerallerin içinde bulunduğu bir matriks görünümü sunmaktadır. Metamorfik- ultramafik kayalarda mineral dönüşümleri ve su kaybı reaksiyonlarını gösteren basınç sıcaklık diyagramına göre (Winkler, 1976) yaklaşık 600 – 650 °C lik bir ısı aralığını belirtmektedir (Şekil 4.95). Böylelikle hornfelste antofillitin bulunması, genelde kontakın iç zonunun belirteçidir.
- **Kummingtonit:** Ufak yarı özşekilli, dilinimleri kısmen belirgin uzamış prizmatik taneler halinde bulunmaktadır. Antofillitlerle iç içe bir görünümdeydir. 2. Sıranın üst seviyelerinde bir girişim rengi göstermektedirler. Yine magnezyumca zengin bir amfibol olan antofillitle birlikte bulunuşu ultramafik kökeni belirtmektedir (Şekil 4.96).
- **Magnetit:** Kayacın temelini oluşturan minerallerin magnezyum zenginliğinden ötürü geriye kalan demir magnetit olarak açığa çıkmış ve antofillit ile kumingtonitlerin arasında leke görünümde saçılmış olarak bulunmaktadır.
- **Flogopit:** Diğer minerallerin aralarında boşluklarında gibi bir görünümde ve öz şeklisiz, sarı-açık kahve renkte gözlenmektedir. Magnezyumlu bir mika olan flogopit kayacın genel kimyasıyla uyumluluk halindedir.



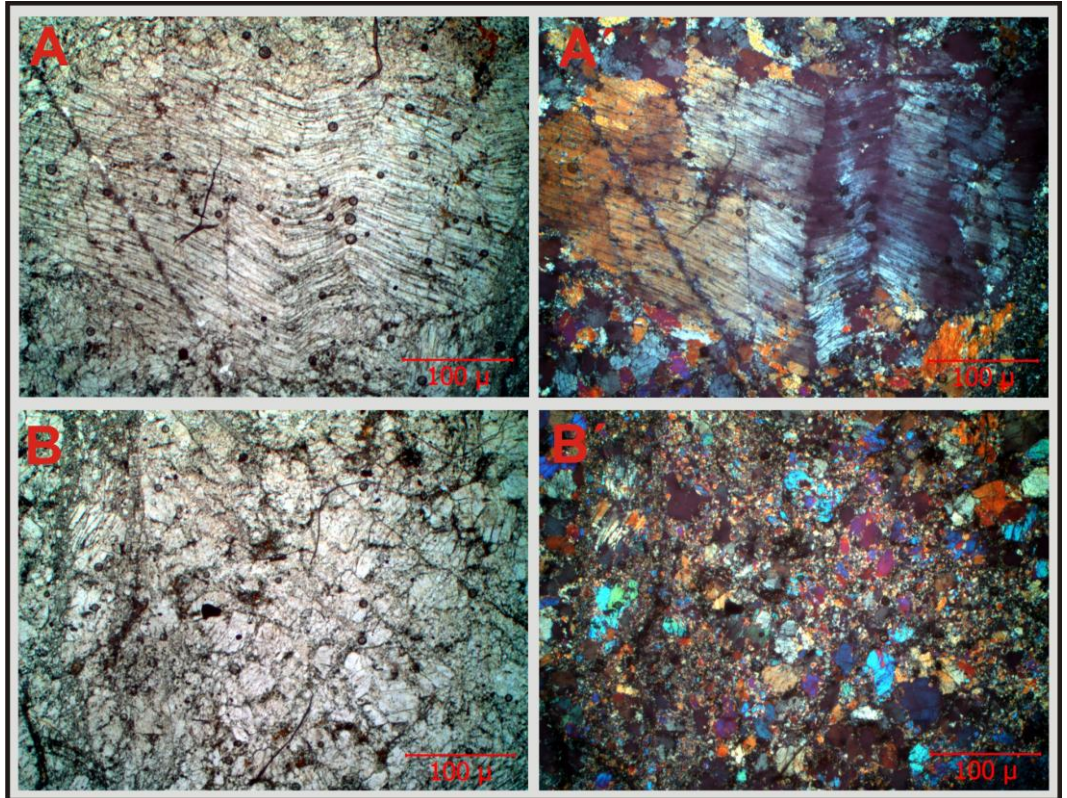
Şekil 4.95: Ultramafik kayalarda mineral reaksiyonlarının ve ısı basınç ilişkisi (Winkler,1976).



Şekil 4.96: **Kumingtonit-antofillit hornfels**; A) Çubuksu gözlenen antofillitler ve aralardaki prizmatik kumingtonitler; B) Flogopitin belirgin sarımsı kahverengi görünümü ve saçılmış mayetitler; (Ör. No: 117; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).

Piroksen hornfels: Az miktarda magnetit ve çevresinde gelişmiş yeşil spinel (hersinit) oluşumu dışında tümü klinopiroksenden oluşan kayada, iri piroksen taneleri arasında ufak rekristalize piroksenlerin gözlenmektedir. (Şekil 4.97).

- Klinopiroksen: Orta ve iri taneler halinde ve dilinimleri belirgin fakat deformasyon etkisiyle kıvrılmış kırılmış bir görünümde bulunmaktadır. 2. Sıranın turuncu renklerinde girişim rengi göstermektedirler. İri taneler arasında ve onlarla girintili halde bulunan ufak taneler, muhtemelen ayrışmayla gelişmiş olan serpantinlerin ısıyla yeniden kristallenerek piroksene dönüşmeyle oluşmuştur. Serpantinden piroksenin gelişebilmesi sıcaklık değerinin yükseldiğini belirtmekte ve iç kontak metamorfizması olduğu anlaşılmaktadır.
- Magnetit: Klinopiroksenlerin kenarlarında-üzerinde saçılmış ufak taneler halinde bulunmaktadır.

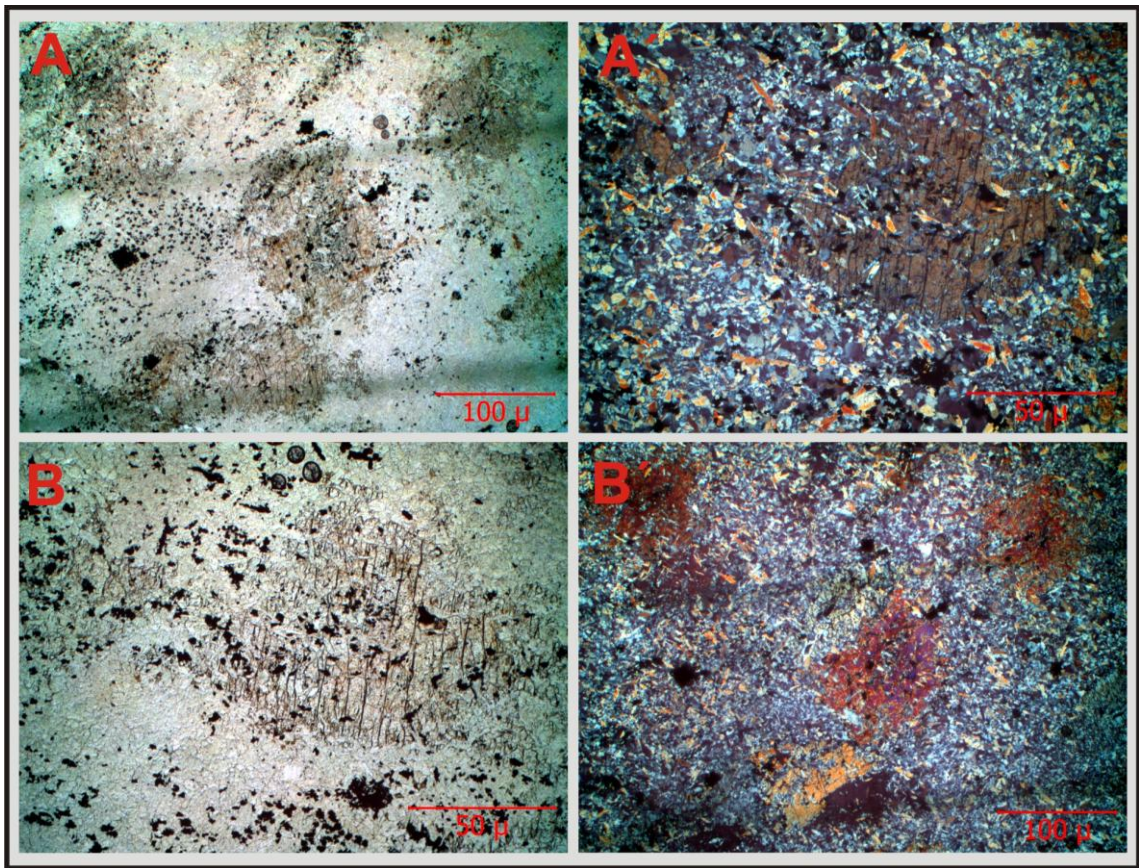


Şekil 4.97: **Piroksen hornfels**; A) piroksende deformasyonla gelişmiş kırılma ve bükülmüş görünüm; B) Orta irilikte piroksenler ve aralarında ki ufak piroksenler; (Ör. No: 1490; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).

Enstatit kummingtonit hornfels: Kontak metamorfizmada yüksek sıcaklık değerlerinin belirteci olan enstatit minaralinin bulunuşuyla kummingtonit antofillit hornfels kayasına göre kontak zonunun daha iç kesimleri olduğu anlaşılmaktadır. Granitoyidle dokanağa yaklaşık yüz metrelik bir uzaklıkta gözlenmektedir. Masif, sert, çok ufak taneli, belli belirsiz yeşilimsi olan siyaha yakın kahve renkli görünümüyle ayırt edilebilmektedir. Sahada koyu siyah renge yakın görünümüyle piroksenite benzer bir görünüş sunsa da tane boyutunun çok ufak olması ve neredeyse gözle ayırt edilememesiyle hornfels olduğunu düşündürmektedir. Kummingtonitin içinde kümeler halinde gözlenen enstatitler ile saçılmış öz şekilsiz dağınık magnetitler ve magnetitlerin etrafında gözlenen az miktarda sarımsı yeşil renkli spinel mineralleri içermektedir (Şekil 4.98).

- Kummingtonit: Çok ufak öz şekli uzamış taneler halinde belli belirsiz çok açık yeşil renkli- renksiz görünümde bulunmaktadır.
- Enstatit: Kummingtonitlerin içinde iç içe girik, sünger yapısı görünümde, porfiroblast taneler halinde; poikiloblastik dokulu olarak bulunmaktadır. 1. sırada sarıyla kırmızı arası bir girişim rengi göstermektedirler. Metamorfik-ultramafik kayalarda mineral dönüşümleri ve su kaybı reaksiyonlarını gösteren basıç sıcaklık diyagramına göre (Winkler, 1976) yaklaşık 650 – 700 °C lik bir ısı aralığını belirtmektedir (Şekil 4.95). Böylelikle enstatit kummingtonit hornfels kayasına göre kontakın daha iç zonunda olduğunu belirtmektedir. Enstatit bölgede Orhaneli Ofiyoliti ile Göynükbelen Granitoyidi arasında gelişen kontak metamorfizmada gözlenebilen en yüksek sıcaklık mineralidir. Winkler (1976) diyagramında granitoyidin sokulduğu ortamdaki yaklaşık 2–2,5 kbar’lık basınçla enstatit eğrisinin iz düşülmesi sonucunda yaklaşık 650-700 °C lik sıcaklık değerine karşılık gelmektedir. Bulunduğu hornfelsin dokanağa yakınlığı ile de gözlenmiş olan enstatit minerali kontak metamorfizmada en yüksek sıcaklığı belirtmesi açısından önemlidir.

- Magnetit: Kayada bir arada bulunan yüksek magnezyumlu minerallerden ötürü, demir magnetit olarak açığa çıkabilmiş ve enstatit ile kummingtonitlerin arasında leke görünümünde saçılmış dağınık öz şekilsiz taneler halinde bulunmaktadır.
- Spinel: Magnetitlerin çevresinde gelişen ufak taneli spinel oluşumu da kontak metamorfik etkiyi belirtmektedir. Yeşilimsi renk hakimdir. Bileşimin silis açısından doymun olmadığı göstermektedir.



Şekil 4.98: *Enstatit kummingtonit hornfels*; poikloblastik dokulu enstatitler ve çevreleyen kummingtonitler; (Ör. No: 924; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).

4.2.3.1. Sırlı metamorfiklerinde gelişen kontak metamorfizma

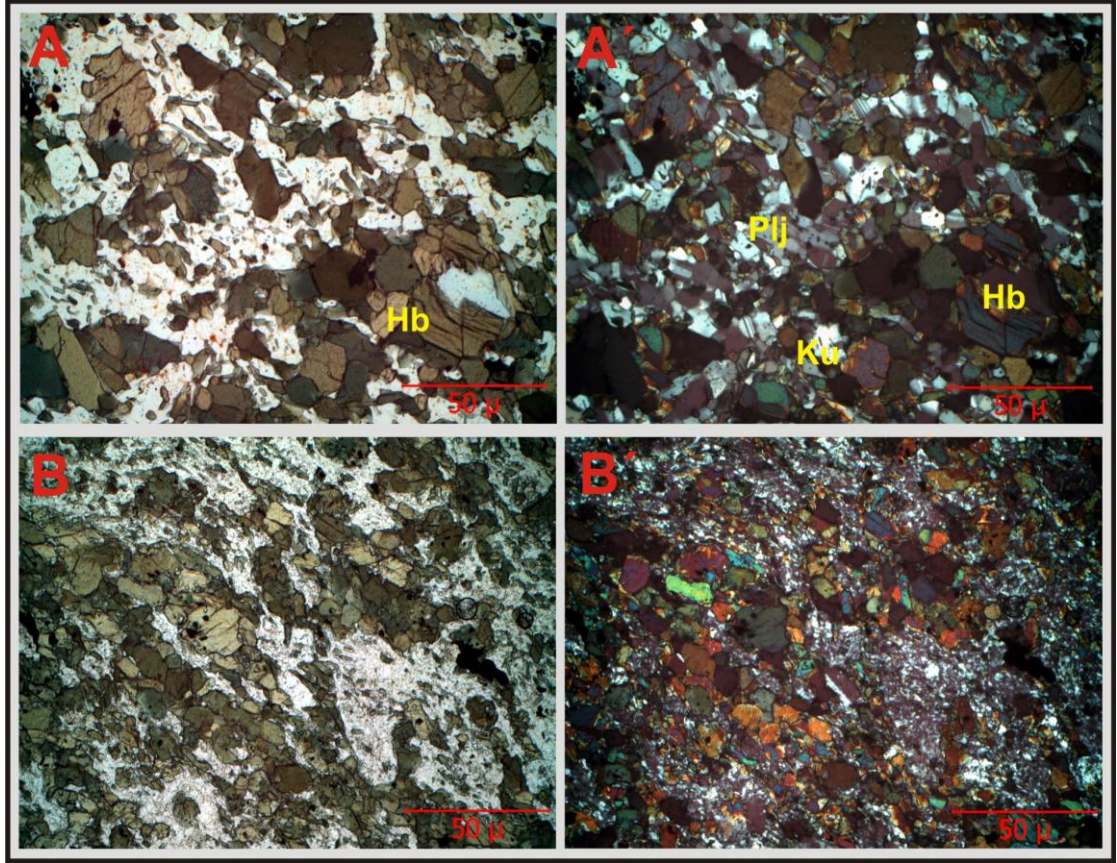
Sırlı metamorfiklerinde gelişen kontak metamorfizma inceleme alanında özellikle metapelitlerde ve Çatalca Tepe batısındaki Küçükkır ve Karakuz Tepe'lerinin yamaçlarında gözlenmiştir. Çatalca Mermeri altında ve granitoyid ile sınırında dar bir alanda kalan metapelitlerle, metapelitlerin üst seviyelerinde gözlenen kalk silikat

şistlerdeki kontak metamorfizma gözlenmiştir. Gözlenen hornfels kayaları: **hornblend hornfels, hedenberjit-diyopsit hornfels, hornblend hedenberjit hornfelstir**. Bu hornfelsler Sırlı metamorfitlelerinin metabazit ve metapelit kökenli şistlerinden türemiştir.

Hornblend hornfels: Küçükkır Tepe kuzey yamacında mermerin altında kalan şistlerde yaklaşık üç yüz metrelik bir alanda gözlenmektedir. Hornblend, plajiolklas, kuvars, mineralleri içerir ve yüksek derecede kontak etkisini göstermektedir. Bununla birlikte köken kayayı belirten belli belirsiz kalık zayıf foliasyon düzlemleri görülmektedir. Doku granoblastik, kısmen granolepidoblastiktir (Şekil 4.99).

- Hornblend: Diğer minerallere göre daha iri taneli olsa da ufak taneli, yeşil-açık kahve renkte ve plajiolklaslarla içi içe bir görünümde bulunmaktadır. Öz şekilli ve prizmatik uzamış şekilli taneler halinde gözlenmektedir. Dilinimleri belirgin taneler bulunmaktadır.
- Plajiolklas: Granoblastik dokulu, çok ufak taneler halinde, öz şekli, ikizlenmeleri kısmen belirgin olarak bulunmaktadır. Plajiolklaslar çoğunlukla oligoklas andezin türündedir.
- Kuvars: Diğer taneler arasında ve plajiolklaslarla iç içe, tane kenarları kısmen düzgün çok ufak rekristalize üçlü noktaların görüldüğü taneler halinde bulunmaktadır.

İnce kesit incelemelerinde hornfelslerde tipik olarak gözlenen ufak eş taneli dokusuyla birlikte, kuvars ve plajiolklasların yoğun olarak bir arada bulunduğu seviyelerle, hornblendlerin yoğun bulunduğu seviyelerin bir aralanması gözlenmektedir. Hornblendler de belli belirsiz bir çizgisellik göstermektedir. Yüksek sıcaklık dereceli metamorfik bir kaya olsa da bu gibi olası kalıntı şisti görünüm belirteçleri kökenin metapelit olduğunu desteklemekle birlikte, kayacın esas olarak kalsiyumlu amfibol hornblendden oluşması ve plajiolkların da kalsiyumca zengin andezine yakın olması, köken kayada kalsiyum zenginliğini belirtmektedir. Bu hornfels kayasının Sırlı Metamorfikleri'ndeki pelitik kökenlilerin en üst seviyelerindeki kalk silikat şistlerden kaynakladığı düşüncesi ağırlık kazanmaktadır.

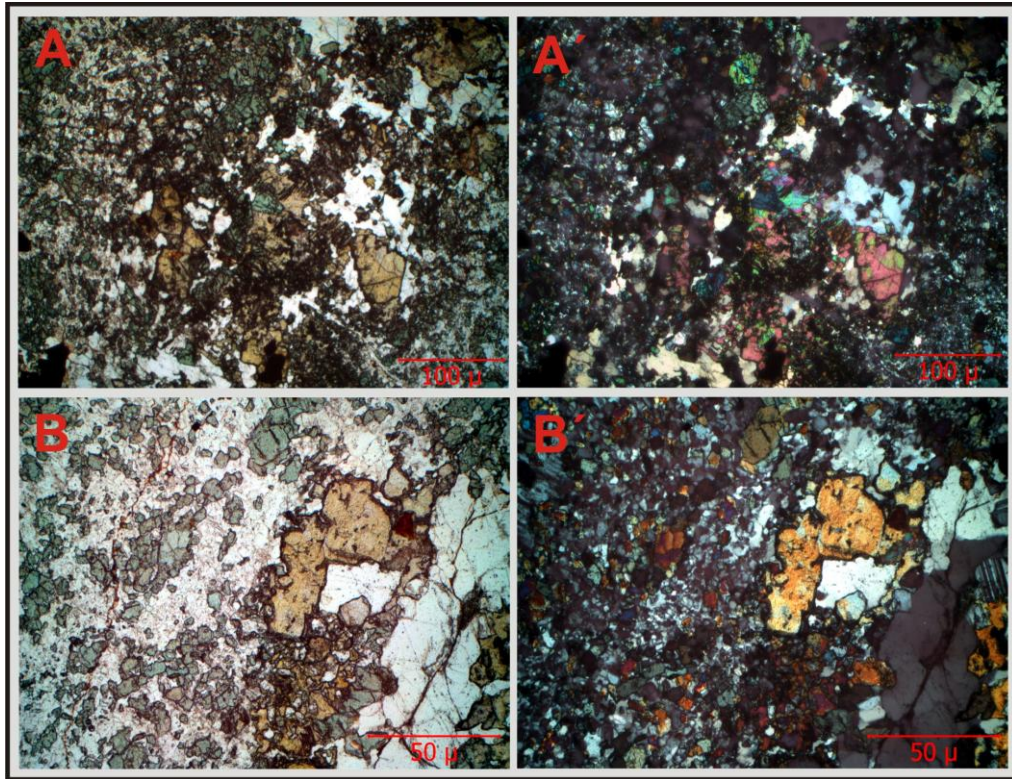


Şekil 4.99: **Honblend hornfels**; A) hornblend ve aralarındaki plajioloklasla kuvarlar, B) Metapelit kökeni işaret eden belli belirsiz gözlenen kalık foliasyon dokusu (Ör.No: A-289, B-925; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).

Hedenberjit-diyopsit hornfels: Yine Küçükkır Tepe'nin kuzey yamacında Çatalca Mermeri altında kalan şistlerin kontak metamorfizmasıyla gelişmiştir. Koyu yeşil masife yakın dış görünümüyle ayırt edilebilmektedir. Diyopsit, demirce zengin piroksen olan hedenberjit, epidot, plajioloklas, kuvars, sfen ve magnetit mineralleri içermektedir (Şekil 4.100).

- Diyopsit: İnce kesit incelemelerinde soluk yeşil rengi, ve çapraz ışıktaki yüksek girişim renkleriyle ayırt edilebilmektedir. Çok ufak taneler halinde kayacın genelini oluşturur. Öz şekilsiz ve birbirleriyle girintili çıkıntılı bir görünümündedirler.
- Hedenberjit: Koyu yeşil rengiyle demirce zengin piroksen olduğu anlaşılmaktadır. Kayada magnetitin bol bulunması da demir fazlasını belirlemekte ve piroksenin hedenberjit türü olduğunu desteklemektedir. Çok ufak taneli öz şekilsiz görünümündedir.

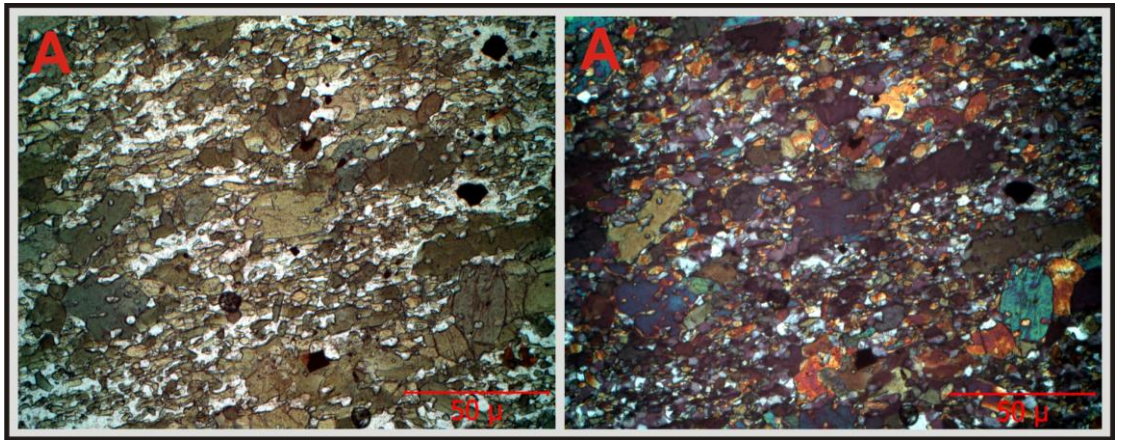
- Epidot: Sarımsı yeşil renkte, ufak taneler halinde bulunmaktadır. Hedenberjitler ile iç içe görünümde tanelerin dışında, biraz daha irice ve yarı öz şekli, kuvarslarla birlikte cepler oluşturan taneler halinde de bulunmaktadır. Bu epidot kuvars ceplerinin etrafında bulunan hendenberjitler kayacın genelini oluşturanlardan daha iri taneler halindedirler.
- Plajiolklas: Ufak-çok ufak taneler halinde, diğer minerallerin arasında bulunmaktadır. Albit ikizlenmeleri gözlenebilen taneler bulunmaktadır. Kuvarslarla bir arada olup bir çizgisellik, seviye oluşturan kısımlarda bulunmaktadır.
- Kuvars: Diğer mineraller arasında çok ufak taneler halinde tamamı rekristalize olarak bulunmaktadır. Epidotlarla birlikte oluşturdıkları ceplerde kısmen daha iri taneler halinde gözlenmektedir.
- Sfen: “Örümcek yumurtası” nı andıran görünümde, çok ufak saçılmış taneler halinde, hedenberjit ve epidotların aralarında girintili olarak bulunmaktadır.



Şekil 4.100: **Hedenberjit-diyopsit hornfels**; kuvars ve plajiolklasla iç içe bulunan hedenberjit ve diyopsitler ile epidot-kuvars cepleri; (Ör. No: 287; A/B tek nikol-A'/B' çift nikol).

Hornblend hedenberjit hornfels: Karakuz Tepe kuzey yamacında yine Çatalca Mermeri ile Göynükbelen Granitoyidi arasında kalan şistlerde gelişmiştir. Yüksek derecede kontak metamorfizma ürünüdür ve iç kontağı temsil etmektedir. Yinede ince kesit incelemelerinde sedimenter kökeni belli eden kuvars-plajioklaslı seviyelerle, hornblend hedenberjitli seviyeler belli belirsiz ardalanma görünümünde bulunmaktadır. İç kontağı belirten bu hornfelste mineral parajenezi olarak hedenberjit, hornblend, kuvars, plajioklas ve magnetit bulunmaktadır. Kalsiyumca zengin hedenberjit ve hornblendin bir arada bulunabilmesi karbonat içerikli bir kökeni işaret etmekte, bu kayaya köken şistin içindeki kalsilikat seviyeleri düşünülebilmektedir (Şekil 4.101).

- Hedenberjit: Koyu yeşil renkli, çok ufak taneli yarı öz şekilli taneler halinde bulunmaktadır. Metasomatik damarlarda kuvars-plajioklasla birlikte kısmen daha irice öz şekilli taneler halinde ve dilinimleri belirgin bulunmaktadır.
- Hornblend: Hedenberjit ile girintili çıkıntılı iç içe ufak ve bir kısım orta irilikte taneler halinde bulunmaktadır.
- Kuvars: Çok ufak taneler halinde hornblend ve hedenberjitin arasında içi içe bir şekilde bulunmakla birlikte, metasomatik damarlarda kısmen daha iri taneler plajioklaslarla birlikte bulunmaktadır.
- Plajioklas: Albit ikizleri kısmen belli olan çok ufak taneler, diğer minerallerin arasında bulunmaktadır. Metasomatik damarlarda kısmen daha iri taneler halinde bulunmaktadır.



Şekil 4.101: **Hornblend hedenberjit hornfels**; belli belirsiz gözlenen kalık foliasyon dokusu; (Ör. No: 1485; tek nikol-çift nikol).

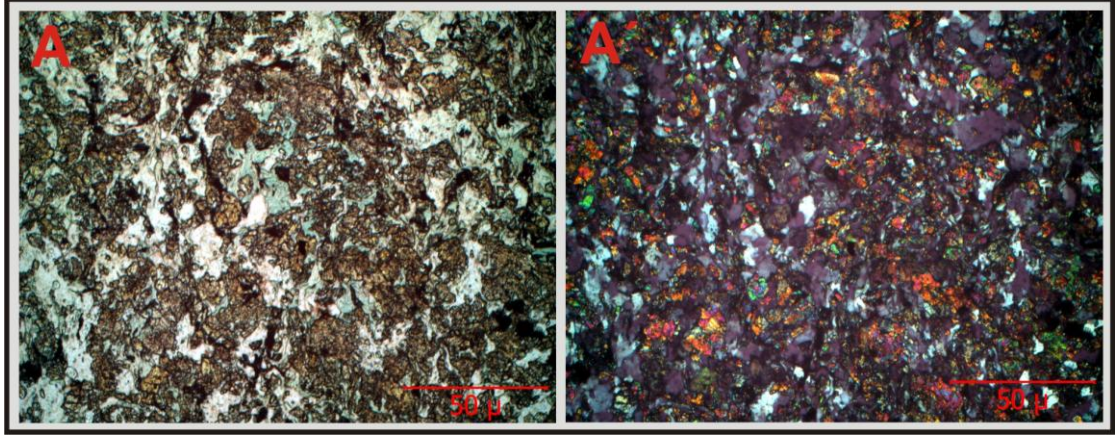
4.2.3.2. Göktepe metamorfiklerinde gelişen kontak metamorfizma

İnceleme alanının kuzeyinde küçük bir alanda gözlenen Göktepe Metamorfikleri'yle Göynükbelen Granitoyidi'nin yaklaşık üç kilometrelik bir sınırı vardır. Göktepe Metamorfikleri Sırlı Metamorfikleri'ne göre daha düşük derecede metamorfik kayalardır, bu nedenledir ki kontak metamorfik etkinin Göktepe Metamorfikleri'nde daha belirgin ve dokanaktan derinlere kadar geliştiği gözlenmektedir.

Tepesizçam Tepe doğu eteğinde Karandere Deresi boyunca ilerleyen yol yarmasında yaklaşık sınırdan bir kilometre dışarıya kadar kontak metamorfizma etkisi gözlenmiştir. Kontak metamorfizmanın en dış zonunda köken kayanın özellikleri tümüyle korunmuş olan, düşük derecede ısıdan etkilenerek kuvarslarda rekrilizasyonların gelişmeye başladığı ve çok ufak klorit taneli matriksin de geliştiği, çok ufak sfenler içeren kısımlar gözlenmiştir. Dokanağa doğru ilerledikçe yüksek ısı hornfelslerinin gelişimi başlamıştır. Dış kontak zonda albit-epidot hornfels, iç zonda diyopsit-granat hornfels gelişmiştir.

Albit-epidot hornfels: Granitoyid dokanağından yaklaşık beş yüz metre içerlerde gözlenmektedir. Epidot, klorit, albit, kuvars ve magnetit minerallerini içermektedir. Yeşil masif bir görünümde, belli belirsiz şistozite izlerini taşımaktadır (Şekil 4.102).

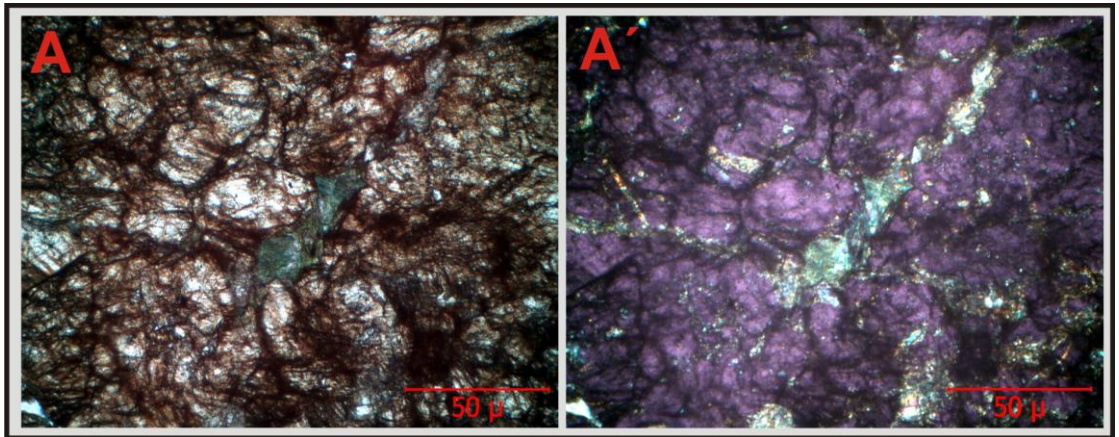
- Epidot: Kayacın genelini oluşturan mineraldir; kloritle birlikte çok ufak taneli ve öz şekilsiz iç içe girik olarak gözlenir. Kloritle birlikte gözlenmesi ısı değerinin çok yüksek olmadığını ifade etmektedir. Yeşilimsi sarı renkte gözlenmektedir.
- Klorit: Epidotla iç içe girik bir görünümde ve açık yeşil renkte öz şekilsiz çok ufak taneler halinde bulunmaktadır.
- Albit: İkizlenmeleri belirgin olan çok ufak taneler halinde epidot kloritlerin aralarında bulunmaktadır.
- Kuvars: Tümüyle yeniden kristallenmeyle oluşmuş, kenarları kısmen düzgün, çok ufak öz şekilsiz taneler halinde plajioloklaslarla birlikte epidot ve kloritin aralarında bulunmaktadır.



Şekil 4.102: **Albit-epidot hornfels**; epidotlar ile onlarla içi içe klorit ve aralardaki albit ile kuvarslar; (Ör. No: 1000; tek nikol-çift nikol).

Diyopsit-granat hornfels: Granitoyidle dokanağa yaklaşık yüz metrelik bir mesafede gözlenmiştir. Masif, yeşilimsi sarı renkte bir dış görünümü vardır. Diyopsit ve granatın bir arada bulunuşu sıcaklık değerinin artmış olduğunu göstermektedir. Granat diyopsit mineralleri dışında az miktarda kalsit de içermektedir. Kalsitin varlığı ve diğer minerallerinde Ca içeriği, kayacın kalsiyumca zenginliğinin Göktepe Metamorfikleri'nin içindeki kalsiyum karbonatlı seviyelerden başkalaşmış olabileceğini belirtmektedir (Şekil 4.103).

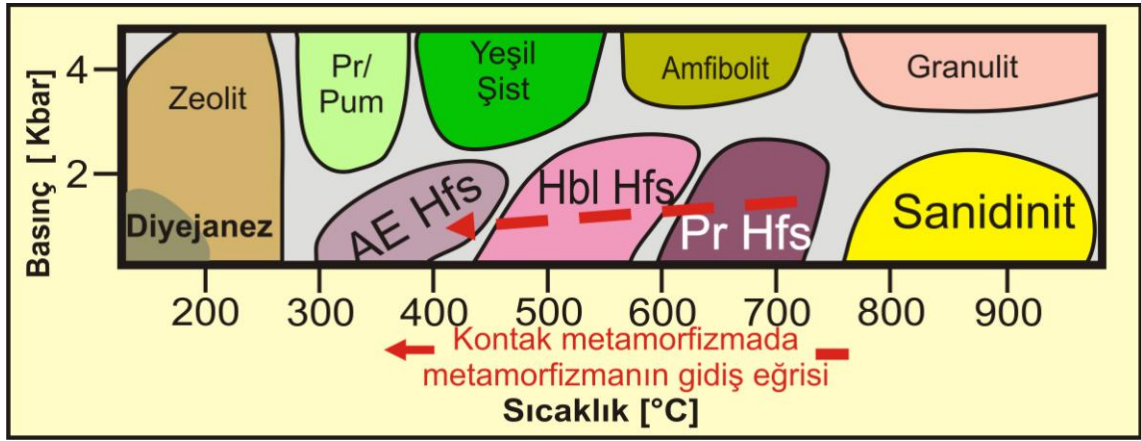
- Granat: Demir içeriği az, grossularite yakın bir granattır. Orta irilikte yarı öz şekilli- öz şekilli tanelerden oluşmaktadır. Taneler birbiriyle kenet halindedir.



Şekil 4.103: **Diyopsit-granat hornfels**; öz şekilli granatlar ve aralarındaki yeşil renkli diyopsitler; (Ör. No: 1019; tek nikol-çift nikol).

- Diyopsit: Granatların arasında ve kimi boşluklarda gözlenmektedir. Koyu yeşil rengiyle ayırt edilmektedir.
- Kalsit: Boşluklarda geliştiği gözlenmektedir, az miktarda ve ufak taneler halindedir.

Genel kontak metamorfizma genel şeması: Granitoyid kontağında gelişen bu hornfels kayalarının mineral parajenezlerine göre, kontak etkisinin dokanaktan yan kayaca doğru sıcaklığın azalmasıyla farklı fasiyesleri gözlenerek devam ettiği belirlenebilmiştir (Tablo 4.4). Buna göre kontak metamorfizma iç zondan dış zona piroksen hornfelsten albit-epidot hornfelse doğru bir gidiş eğrisi göstermektedir (Şekil 4.104).



Şekil 4.104: Kontak metamorfizmada dokanaktan uzaklaştıkça gelişen hornfels fasiyeslerinin gidiş eğrisinin Metamorfik Fasiyeslerin Basınç-Sıcaklık tablosunda yeri (Yardley, 1989'dan uyarlanmıştır).

Tablo 4.4: Sırlı Metamorfiklerinde ilerleyen kontak metamorfizma derecesiyle gelişen mineral toplulukları.

Köken kayalar		Kontak Metamorfik Fasiyesler		
↓	Mineraller	Albit-Epidot Hornfels	Hornblend Hornfels	Piroksen Hornfels
Orhaneli Ofiyoliti Meta-ultramafikler	Klorit	_____		
	Aktinolit	-----		
	Kummingtonit			-----
	Antofillit		_____	
	Enstatit			_____
	Spinel			-----
	Flogopit		_____	
	Epidot	_____		
	Manyetit	_____		_____
Sırlı Metamorfikleri Metabazitler-Metapelitler-Kalkıştılar	Kuvars		-----	-----
	Plajiolklas		_____	_____
	Hornblend		_____	-----
	Epidot		_____	
	Hedenberjit		-----	_____
	Diyopsit		-----	_____
	Manyetit		-----	-----
	Sfen		_____	
Göktepe Metamorfikleri Metapelitler	Kuvars	_____	_____	_____
	Albit	_____	_____	
	Epidot	_____	-----	
	Klorit	_____	-----	
	Granat		-----	_____
	Diyopsit		-----	_____
	Kalsit	-----	-----	-----
	Manyetit	_____	-----	-----

4.3. JEOKİMYA

Bu bölümde; Göynükbelen Granitoyidi'nden alınan on iki adet örneğin jeokimya incelemeleriyle elde edilen analiz sonuçları yardımıyla plütonun jeokimyasal karakteristikleri olan esas element jeokimyası, iz element jeokimyası ve nadir toprak element jeokimyası yapılmıştır. Elde edilen tüm veriler bilgisayar ortamında GCD kit (Geochemical Data Toolkit) ve MS Excel programları kullanılarak değerlendirilmiştir.

4.3.2. Göynükbelen Granitoyidi'nin Jeokimyası

4.3.2.1. Esas Element Jeokimyası

Göynükbelen Granitoyidi'nin saha gözlemleri ve petrografik incelemeler doğrultusunda belirlenen farklı kesimlerden derlenen on iki adet granitoyid örneğinin analiz sonuçlarına (Tablo 4.5) göre plüton başlıca dört grup altında incelenmiştir. Bu dört grup:

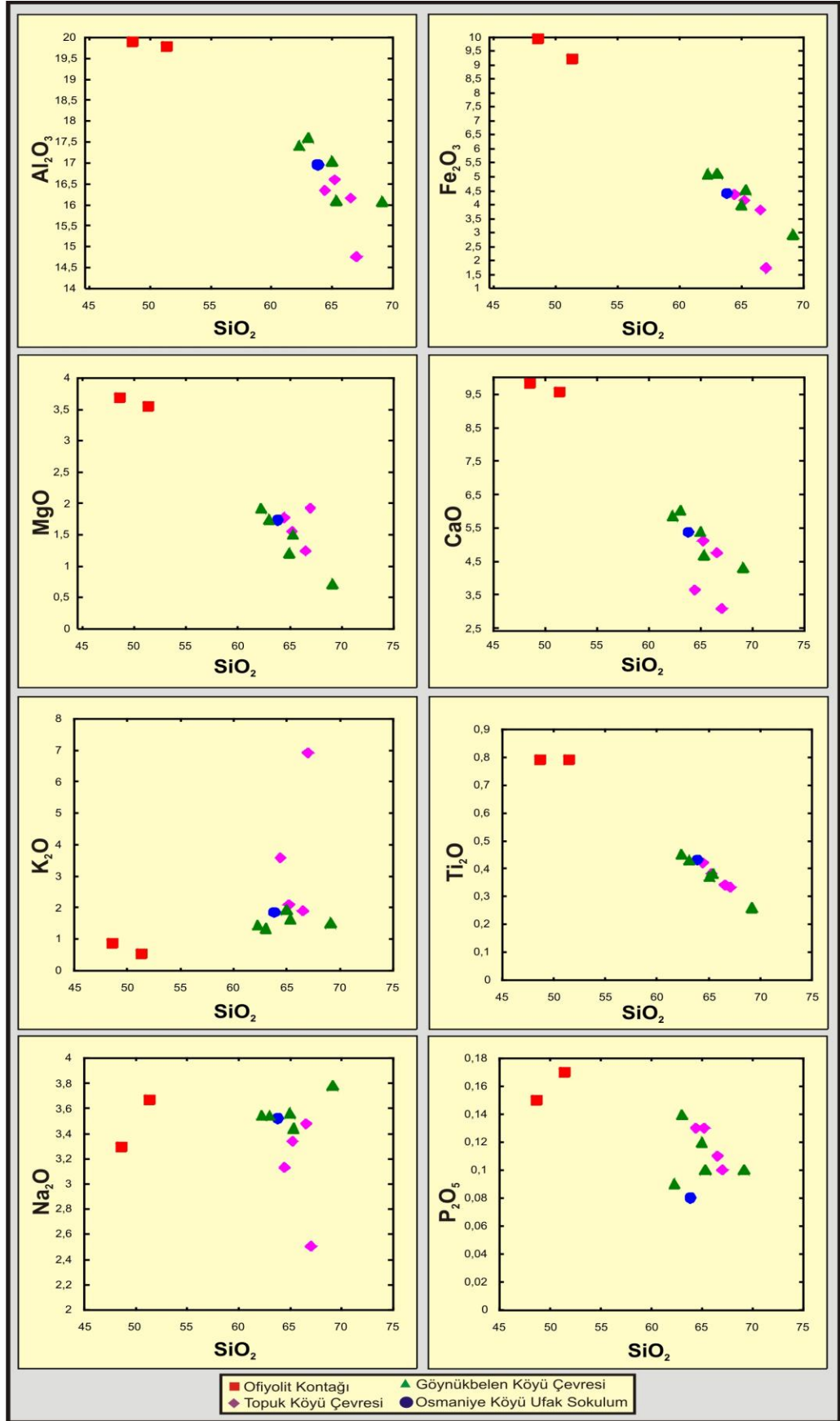
- Mafik mineral oranı ve tane boyutları fazla olan, feldspat içeriği de kısmen yüksek değerler gösteren Topuk Köyü çevresinde kalan kısımdır (Topuk Fasiyesi). Bu kısımdan dört örnek analiz edilmiştir.
- Mafik mineral boyutları kısmen daha az olan ve daha ufak, eş boyutlu taneli bir özellik gösteren Göynükbelen Köyü ve çevresidir. Bu kısımdan 5 örnek analiz edilmiştir.
- Osmaniye Köyü'ndeki ufak sokulumdan alınan bir örnek analiz edilmiştir,
- Küçükır ve Karakuz Tepe kuzey yamaçlarında Orhaneli Ofiyoliti ile dokanağa yakın bölgelerinden alınan iki adet örnek analiz edilmiş ve sınıflamalarda farklı olarak değerlendirilmiştir.

Tablo 4.5: Granitoyid kayalarının esas element değerleri.

Ör. No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Kız. Kaybı	Toplam
Topuk Köyü Çevresi												
E 1	65,29	16,6	4,15	1,55	5,12	3,34	2,09	0,38	0,13	0,12	1,1	99,88
E 36	64,49	16,34	4,37	1,77	3,65	3,13	3,58	0,42	0,13	0,07	1,8	99,76
E 148	67,08	14,76	1,73	1,92	3,08	2,5	6,93	0,33	0,1	0,08	1,4	99,89
E 958	66,6	16,16	3,81	1,24	4,76	3,48	1,88	0,34	0,11	0,11	1,4	99,87
Osmaniye Köyü Ufak Sokulum												
E 372	63,88	16,95	4,4	1,73	5,38	3,52	1,84	0,43	0,08	0,08	1,6	99,87
Orhaneli Ofiyoliti Dokanağı												
E 303	51,39	19,79	9,22	3,55	9,58	3,67	0,52	0,79	0,17	0,19	1	99,86
E 1492	48,62	19,9	9,93	3,68	9,85	3,3	0,85	0,79	0,15	0,18	2,6	99,83
Göynükbelen Köyü Çevresi												
E 312	65,04	17,04	3,99	1,2	5,4	3,56	1,92	0,37	0,12	0,14	1,1	99,87
E 832	63,09	17,61	5,13	1,74	6,05	3,54	1,33	0,43	0,14	0,13	0,7	99,88
E 882	69,18	16,07	2,92	0,71	4,33	3,78	1,5	0,26	0,1	0,14	0,9	99,88
E 977	65,39	16,09	4,53	1,51	4,7	3,44	1,63	0,38	0,1	0,1	2	99,86
E 1176	62,33	17,41	5,1	1,92	5,88	3,54	1,43	0,45	0,09	0,12	1,6	99,87

Esas element analizlerinin değerlendirilmesinde en çok kullanılan yöntem Harker diyagramlarıdır. Harker diyagramlarında esas element oksit yüzdeleri SiO₂'ye karşı iz düşülerek söz konusu elementin kristal ayrışması sürecindeki hareketi görülür. Bu diyagramlar sayesinde kayacın oluşumu sırasında etkili olan fraksiyonel kristallenme, magma karışımı, kirlenme ve kısmi ergime gibi süreçler izlenebilir. İnceleme alanından derlenen örneklerin Harker diyagramlarına göre (Şekil 4.105):

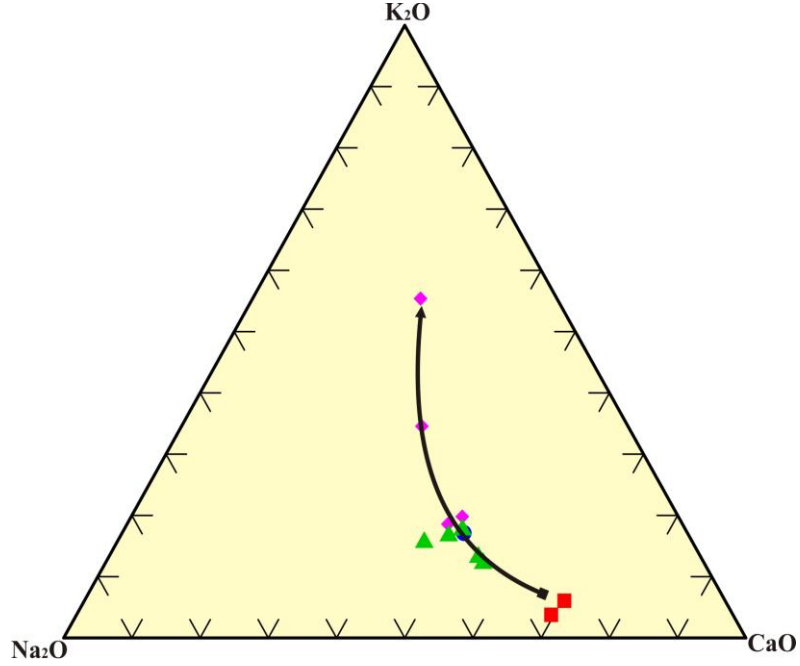
- SiO₂ değeri % 48–52 olan iki örnek vardır, % 52–61 arası değerde jeokimyasal olarak boşluk söz konusudur. % 62–70'e kadar düzenli bir seri izlemektedir. Bu da normal kristal ayrışma sürecinde olduğu gibi giderek SiO₂ değerinin arttığını göstermektedir.
- Göynükbelen Granitoyidi'nde; TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO ve P₂O₅ değerleri SiO₂ değerinin artmasıyla negatif ilişki göstermektedir. Plüton genel kristal ayrışmasına uygun gidiş sunmakla birlikte K₂O ve Na₂O değerlerinde saçılmalar görülmektedir. Bunun nedeni bu elementlerin ayrışmaya karşı hassas olmasından ileri gelmektedir.



Şekil 4.105: Esas element değerlerinin SiO₂'ye karşı dağılımları.

- Orhaneli Ofiyoliti dokanağına yakın kesimden alınan iki örnek (E1492, E303 nolu örnek) hemen hemen tüm diyagramlarda farklı davranış sunmaktadır. Bu iki örneğin SiO_2 değerleri % 48,62 ve % 51,39'dır ve diğer örneklerin en az değeri olan % 63,88'e kadar jeokimyasal boşluk söz konusudur. Örneklerin Al_2O_3 içeriği % 19,5–20 arasında, Fe_2O_3 içeriği % 9–10 arasında, MgO % 3,5–4 arasında, CaO değeri % 9,5–10 arasındadır. Bu değerlerin tümü diğer örneklerle göre yüksek değerlerde çıkmaktadır. Bu örneklerin ayrıntılı petrografik incelemesinde, dokusal olarak iki farklı kesimden oluştuğu görülmektedir. Birincisi iri amfibol ve iri plajioklas olan kısım diğeri ise daha ufak taneli plajioklas ve daha ufak çubuksu amfiboller olan kısımdır. Bunun plütunun kenarına yakın mafik mineralce zengin bir kenar zonu olabileceği düşünülebilmektedir. Bu örneklerin ofiyolit ve metamorfik kayaların sınırında olması bu kayalarla etkileşim olma olasılığını göstermektedir. Bu iki örnek sınıflama diyagramlarında diyoritik alanda yer almaktadır. Granit kenar zonlarında bu tür diyoritik bileşimlere rastlamak olağandır. Bununla birlikte diğer bir ihtimal de diyoritik kenar zonu magma soğuması sürecinde parçalanarak otolitler şeklinde asıl plütönik kütle içerisinde yer almış olabileceğidir. Bunu destekleyen saha gözlemi bu bölgede bulunmamaktadır ancak, sahanının diğer kesimlerinde benzer otolit oluşumları bolca gözlemlenmiştir. Bu iki örneğin bu tür bir anklav olma ihtimali de söz konusudur.

K_2O – Na_2O – CaO arasındaki ilişkiyi gösteren üçgen diyagrama baktığımızda (Şekil 4.106); kenar zonundan alınan örneklerin CaO değerlerinin diğer örneklerin CaO değerlerine oranla daha yüksek olduğu, buna karşılık Na_2O ve K_2O değerlerinin ise düşük olduğu görülür. Kenar zonu örneklerinde özellikle mafik mineral ve Ca 'ca zengin plajioklas kristalizasyonu egemendir. Diğer örnekler ise genel olarak granitoyid grubu kayaların gösterdiği davranışı gösterir. K_2O içeriği açısından zengin olan ve Topuk Köyü çevresinden alınan örneklerde petrografik olarak alkali feldspat içeriğinin yüksek olduğu görülmektedir. Bununla birlikte bu örneklerin bazılarında ötektik nokta kristalizasyonu gösteren granofir dokuda görülmektedir.



Şekil 4.106: K₂O-Na₂O-CaO arasındaki ilişki.

4.3.2.2. CIPW Normları

Granitoyidlerin esas element analizlerinden yola çıkarak CIPW normları hesaplanmıştır. Hesaplamalar GCD kit programında yapılmıştır (Tablo 4.6). Hesaplanan CIPW oranlarına göre Orhaneli Ofiyoliti kontağından alınan örnekler yüksek oranda diyopsit normatif değeri vermektedir. Petrografik incelemelerinde de bu örneklerde kuvars oranının düşük olduğu belirlenmiştir. Topuk Köyü çevresinden alınan örneklerden E148 numaralı olanda da diyopsit değerinin yüksek olduğu gözlenmektedir. Bu örneğin de sahadaki konumu itibariyle kontağa yakın olduğu görülmektedir. Diyopsit değerinin yüksek olmasıyla birlikte ortoklas değerinin de yüksek çıkması kireçtaşı asimilasyonundan etkilenmiş olabileceğini düşündürebilse de, sahadaki konumu itibariyle ofiyolit kontağına yakın olması ve bu bölgede kireçtaşı/mermerin bulunmayışı bu ihtimali olasılık dışı bırakmaktadır. Diyopsit değerinin yüksek çıkması, kayaçların mafik mineral açısından zengin olmalarından kaynaklanmaktadır. Örneklerin bazılarında korund değerinin bire yakın olduğu görülmektedir. Bu örnekler kıtasal kabuktan etkilenmiş örnekler olmalıdır. Bu örneklerden E36 ve E148 numaralı örnekler kenar zonundan alınmış örneklerdir ve normatif korund çıkmaktadır.

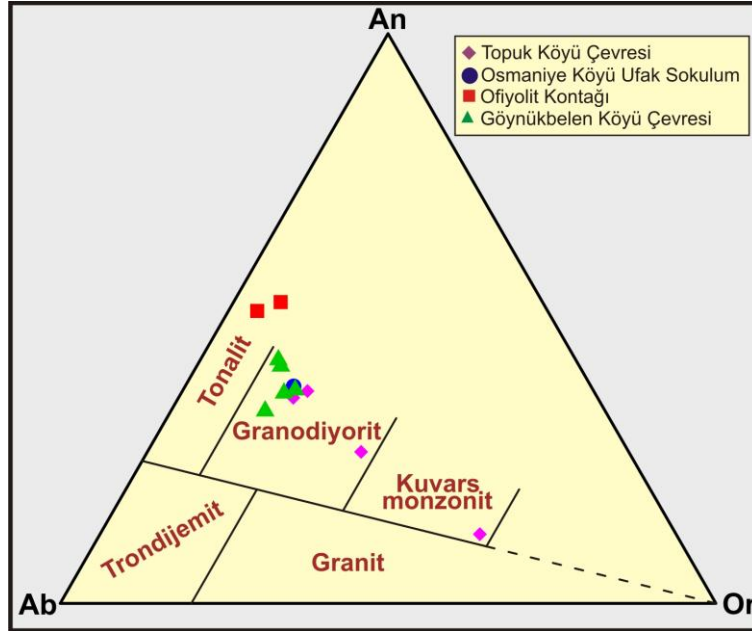
Tablo 4.6: Granitoidlerin CIPW normuna dayalı mineral oranları.

Ör. No	Ku	C	Or	Ab	An	Plj	Di	Hy	Il	Hm	Tn	Ru	Ap	Toplam
Topuk Köyü Çevresi														
E 1	25,039	0	12,351	28,262	24,129	52,391	0	3,861	0,257	4,15	0,298	0,124	0,308	98,779
E 36	22,489	0,99	21,157	26,485	17,259	43,744	0	4,409	0,15	4,37	0	0,341	0,308	97,958
E 148	18,14	0	40,954	21,154	8,584	29,738	4,053	2,903	0,171	1,73	0,589	0	0,237	98,516
E 958	27,424	0,009	11,11	29,447	22,897	52,344	0	3,089	0,235	3,81	0	0,216	0,261	98,497
Osmaniye Köyü Ufak Sokulum														
E 372	22,73	0	10,874	29,785	25,015	54,8	0	4,309	0,171	4,4	0,813	0,009	0,189	98,295
Orhaneli Ofiyoliti Dokanağı														
E 303	4,963	0	3,073	31,055	35,989	67,044	6,555	5,803	0,406	9,22	1,414	0	0,403	98,882
E 1492	2,358	0	5,023	27,924	36,975	64,899	6,901	5,967	0,385	9,93	1,442	0	0,355	97,261
Göynükbelen Köyü Çevresi														
E 312	24,213	0	11,347	30,124	24,844	54,968	0,329	2,837	0,299	3,99	0,521	0	0,284	98,788
E 832	22,433	0	7,86	29,955	28,232	58,187	0	4,334	0,278	5,13	0,612	0,034	0,332	99,199
E 882	31,397	0,594	8,865	31,985	20,829	52,814	0	1,768	0,299	2,92	0	0,102	0,237	98,997
E 977	27,102	0,36	9,633	29,108	22,664	51,772	0	3,761	0,214	4,53	0	0,268	0,237	97,877
E 1176	21,315	0	8,451	29,955	27,391	57,346	0,075	4,748	0,257	5,1	0,773	0	0,213	98,277

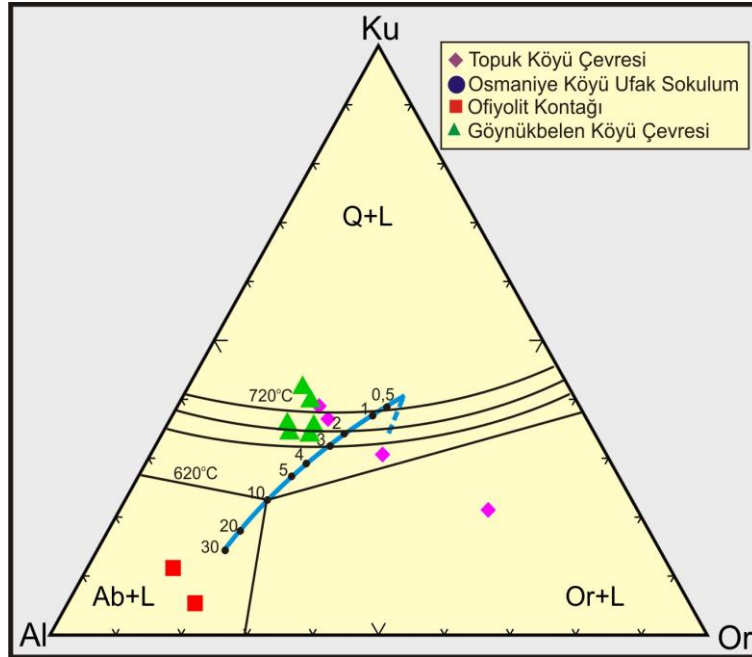
CIPW normlarına göre yapılan hesaplama sonucu elde edilen sonuçların albit–anortit–ortoklas (Şekil 4.107) diyagramına iz düşümü sonucu ve Göynükbelen Granitoyidi’nin esas olarak granodiyorit bileşiminde, Topuk Köyü çevresinden alınan E148 numaralı örneğin kuvars monzonit alanında kalması dışında plüton Topuk Köyü çevresinde de granodiyorit bileşimindedir. E148 numaralı örneğin petrografik incelemelerinde de görüldüğü üzere diğer taneler arasını dolduran iri öz şekilsiz alkali feldispatların bulunması ile alkali feldispat oranının oldukça yüksek olması, kuvars monzonit değerinde çıkmasını olası göstermektedir. Orhaneli Ofiyoliti dokanağından alınan örnekler sınıflama üçgenine göre tonalit alanında çıkmıştır. Petrografik olarak da bu örneklerin plajioloklas oranları yüksektir. Bu nedenle bu isimlendirme petrografik incelemelerle de uyumludur.

CIPW normlarından elde edilen verilerin kuvars–albit–ortoklas içeriklerinin O’Connor (1965) diyagramı ile Kosinovski (1982) ve Johannes ve Holtz (1996) diyagramlarının (Şekil 4.108) birlikte değerlendirilmesi sonucunda Göynükbelen Granitoyidi’nin ötektik nokta kristalizasyonuna yakın değerler gösterdiği görülmektedir. Ötektik nokta kristalizasyonu petrografik olarak da, belirteç dokuların gözlenmesiyle belirlenmiştir.

650–750 sıcaklıkta ve 1–3 Kbar basınç aralığında sokulduğu belirtilmektedir. Bu bulgu; mineraloji-petrografi bölümünde belirtildiği üzere, Orhaneli Ofiyoliti'yle kontak metamorfizmada oluşan ve en yüksek sıcaklık kontak metamorfizma minerali *enstatitin* oluşum koşullarıyla (Şekil 4.95) örtüşmektedir.



Şekil 4.107: O'Connor (1965) göre CIPW normundan hesaplanan Albit-Anortit-Ortoklas değerlerine göre granitoyitlerinin sınıflaması.



Şekil 4.108: CIPW normlarından hesaplanan Kuvars-Albit-Ortoklas üçgen diyagramında magmanın kristalizasyon evrimi (Kosinovski, 1982; Johannes ve Holtz, 1996).

4.3.2.3. Sınıflama

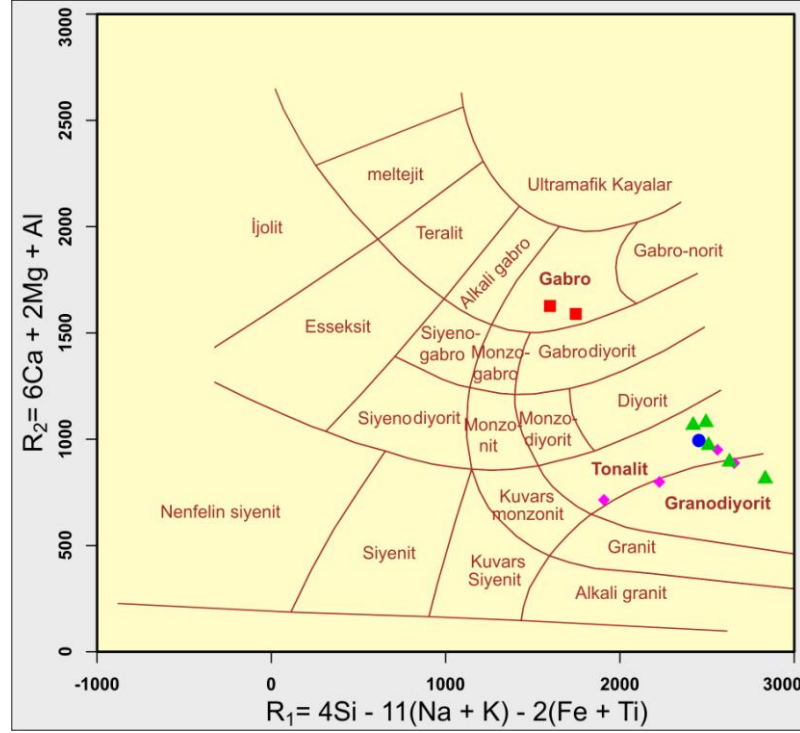
İnceleme alanında dokusal özellikleri ve sahadaki konumları göz önüne alınarak granitoyid fasiyesleri başlıca dört alt gruba ayrılmıştır. Bu gruplar Topuk Köyü çevresi, Göynükbelen Köyü çevresi, Osmaniye Köyü ufak sokulum ve Orhaneli Ofiyoliti dokanağından alınan örnekler olarak oluşmaktadır. Bu dört farklı fasiyesten toplam on iki adet örnekte ICP-ES ve ICP-MS ile tüm kayaç analizleri yapılmıştır. Ayrıca fasiyesler arasındaki petrografik değişimleri gözlemek amacıyla yirmi dört adet ince kesitte modal analiz yapılmıştır. Elde edilen tüm veriler bilgisayar programlarıyla değişik diyagramlar üzerine iz düşülerek sınıflama, tektonik ortam ve petrolojik değerlendirmeler yapılmıştır.

Mineral içeriği ve oranlarına göre Göynükbelen Granitoyidi'nde inceleme alanında dokusal olarak bölgesel farklılıklar gözlenirse de modal analiz sonuçlarına göre hazırlanan Streckeisen (1974) ve IUGS (1978) sınıflamalarında esas olarak granodiyorittir ve bir kısmı tonalit değerlerine yakın çıkmıştır (Şekil 4.73). Modal analiz sonuçları ile jeokimyasal sınıflama diyagramları büyük oranda örtüşmekte ve uyumlu bir gidiş izlemektedir. İnceleme alanı kuzeyine doğru ilerledikçe Kocakara Tepe kuzeyinde kuvarslı diyorit fasiyes de gözlenmiştir. Mikroskop incelemeleriyle yapılan bu ön değerlendirme jeokimya yorumlamalarıyla da desteklenmiştir.

Jeokimya analiz sonuçları değerlendirilerek magmatik kayaların sınıflamasında kullanılan bazı diyagramlar ve bu diyagramlara göre granitoyidlerin sınıflaması aşağıda verilmiştir.

R1-R2 (De la Roche ve diğ., 1980) diyagramına göre granitoyitler granodiyorit ve tonalit aralığında değer göstermektedirler. Modal analiz incelemelerinden edilen bilgide bu yöndedir ve kimyasal analiz sonuçlarıyla uyum göstermektedir. Örneklerin tonalit değerlerine kayması plajioklas yüzdelерinin fazla olmasından kaynaklı gelişmektedir. Gabro aralığında çıkan iki örnek ise ofiyolit kenar zonundan alınan örneklerdir ve mafik mineral oranları yüksektir ve mafik mineral olarak yüksek oranda hornblend içerirler. Bu nedenle bu iki örnek sınıflama da gabro alanında yer alsalar dahi önceki bölümlerde

belirtildiği gibi petrografik olarak bu iki örnek diyorit olarak sınıflanmıştır. Analiz yapılan örnek sayısının daha fazla olması ile bu sınıflama diyagramı ve diğerlerinde daha iyi bir sınıflama şeması ortaya çıkarılabileceği düşünülebilmektedir.

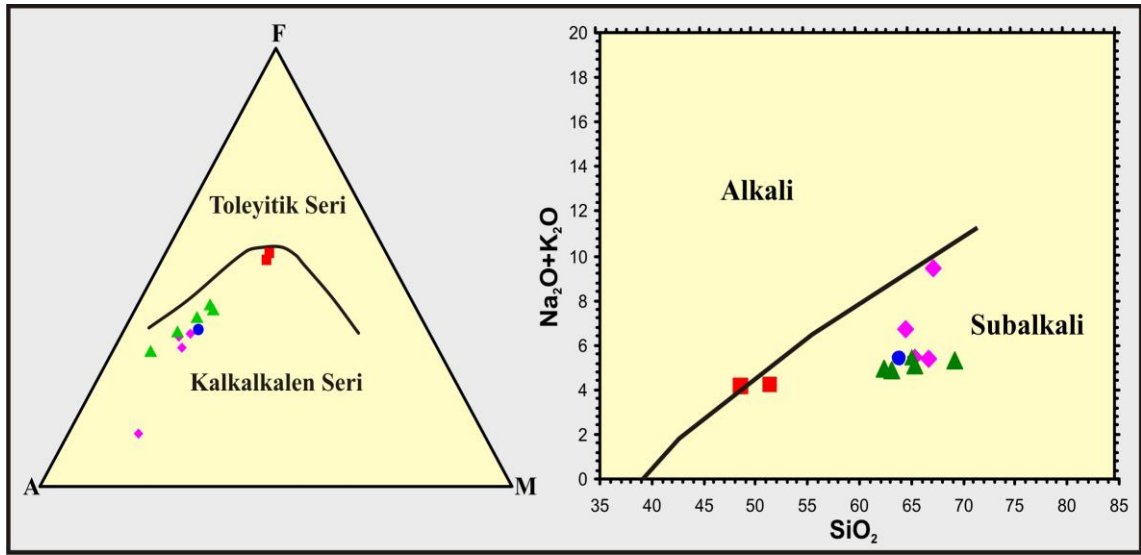


Şekil 4.109: Granitoidlerin R1-R2 diyagramı (De la Roche ve diğ., 1980).

R1-R2 (De la Roche ve diğ., 1980) diyagramına göre granitoyitler granodiyorit ve tonalit aralığında değer göstermektedirler. Modal analiz incelemelerinden edilen bilgide bu yöndedir ve kimyasal analiz sonuçlarıyla uyum göstermektedir. Örneklerin tonalit değerlerine kayması plajiyoklas yüzdelерinin fazla olmasından kaynaklı gelişmektedir. Gabro aralığında çıkan iki örnek ise ofiyolit kenar zonundan alınan örneklerdir ve mafik mineral oranları yüksektir ve Mafik mineral olarak hornblend içerirler. Bu nedenle bu iki örnek sınıflama da gabro alanında yer alsalar bile önceki bölümlerde belirtildiği gibi petrografik olarak bu iki örnek diyorit olarak sınıflanmıştır.

Magma kimyasal karakterini belirlemede kullanılan AFM diyagramına göre (Irvine ve Baragar, 1971) granitoyitlerin hepsinin kalkalkalen alan içerisinde yer aldıkları görülmektedir. Yine aynı şekilde $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ya karşı SiO_2 (Le Bas ve diğ., 1986) iz düşürüldüğü diyagramda kayaçların alkali-subalkali ayrımı yapılabilmektedir (Şekil 4.110). Bu diyagram üzerinde tüm granitoyitlerin subalkali alanda yer aldıkları

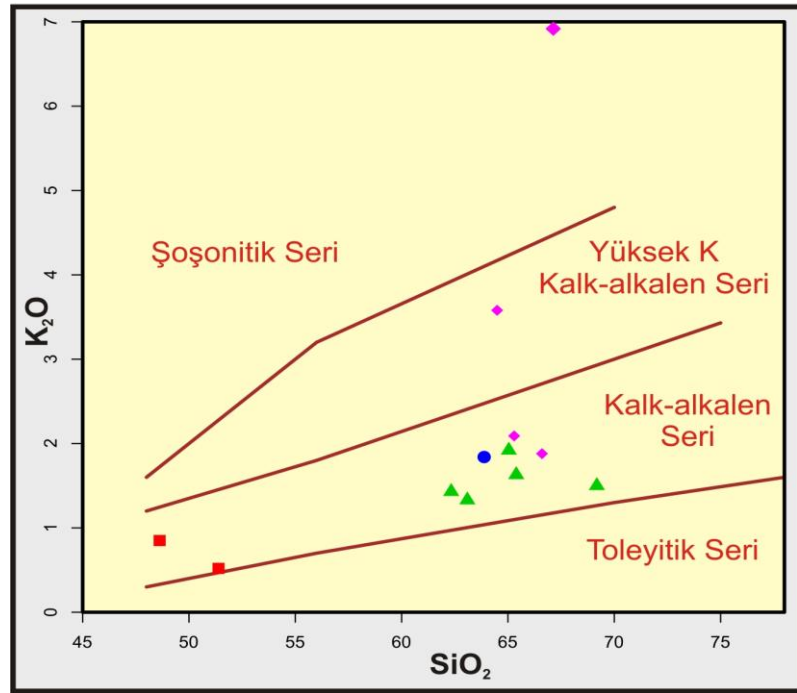
görülmektedir. Ancak granitoid ile ultramafik kayaların kontak zonuna yakın kesimden alınan kenar zonu örneklerinin subalkali alandan alkali alana doğru kaydıkları ve hatta birinin kısmen alkali alanda yer aldıkları görülmektedir. Daha önce esas element jeokimyası bölümünde Harker diyagramlarının değerlendirilmesinde anlatıldığı gibi bu iki örneğin kenar zonundan etkilenmesi olası olduğu için jeokimyasal olarak da diğer örneklerden farklı davranış sergilemektedirler.



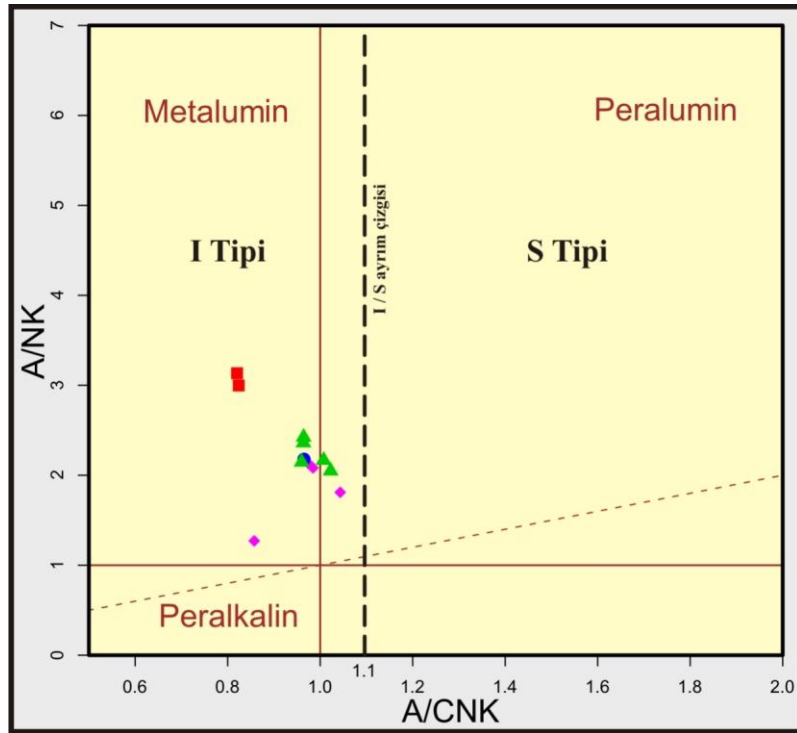
Şekil 4.110: A)Granitoyitlerin AFM diyagramındaki dağılımları (Irvine ve Baragar, 1971),
B)Granitoyitlerin alkali subalkali diyagramındaki yeri (Le Bas ve diğ., 1986).

Peccherillo ve Taylor 1976 diyagramına göre de magma karakterinin ağırlıklı olarak kalkalkalen olduğu görülmektedir. Yalnız bir örnek yüksek potasyumlu kalkalkalen, bir örnek de şoşonitik alanda yer almaktadır, bu örnekler Topuk Köyü çevresinden alınan örneklerdir. Bu örneklerin de kenar zonun yakın konumda olması, asimilasyondan etkilenmiş olabileceklerini düşündürebilmektedir (Şekil 4.111).

Shand (1943) diyagramına göre örneklerin tümünün ağırlıklı olarak Metalumin ve bir kısmının da peralüminli granitler alanında yer aldıkları görülmektedir (Şekil 4.112). Metalumin granitlerde Al_2O_3 değeri K_2O+Na_2O değerleri toplamından daha büyüktür ($Al_2O_3 > K_2O+Na_2O$). Peralüminli granitlerde ise Al_2O_3 değeri K_2O+Na_2O+CaO değerleri toplamından daha büyüktür ($Al_2O_3 > K_2O+Na_2O+CaO$).



Şekil 4.111: Granitoidlerin K₂O'ya karşı SiO₂ diyagramındaki yeri (Peccherillo ve Taylor, 1976).

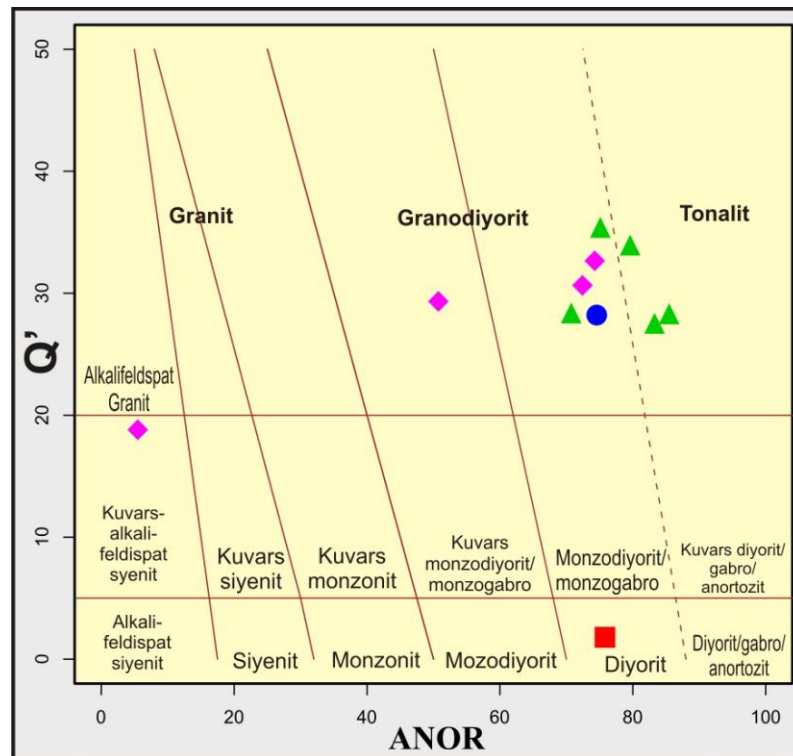


Şekil 4.112: Maniar ve Piccoli'ye (1989) göre granitoidlerin Shand (1943) indeksi.

Metaluminlerde magmada yeterli CaO bulunduğundan biyotitin yanında kalsiyumlu mafik mineraller hornblend, diyopsit ve sfen oluşabilmektedir. Peraluminlerde ise Al₂O₃ miktarı alkalifeldispat ve plajyoklasın oluşumu için gereksinimlerinden daha fazladır.

Böylelikle biyotitin yanında alüminyumlu mafik mineraller, muskovit, granat, kordiyerit ve hatta sillimanit/andalusit oluşabilmektedir. CIPW norm değerlerine bakıldığında (Tablo 4.6) normatif korund (C) değerlerinin E36, E958, E88, E977 örneklerinde 0,0099–0,99 aralığında küçük değerlerde olması dışında geri kalan örneklerde çıkmaması da, gereksinimden fazla Al_2O_3 değerinin olmadığını belirtmektedir. Örneklerin tümü 1,1 I Tipi / S Tipi granit ayırım çizgisinin solunda I tip granitler alanında kalmaktadır. $Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O + CaO)$ oranının (ASI = Aluminum Saturation Index değeri) 1,1 değerinin altında olması, oldukça yüksek Na_2O / K_2O oranına sahip olduklarını işaret etmektedir. Bu örneklerde Shand (1943) diyagramına göre I Tipi granit aralığında çıkması, petrografik incelemelerde de belirlendiği gibi biyotit ile hornblendin en önemli mafik bileşenleri olduğunu belirtmektedir.

Granit mesonorm hesaplarına göre elde edilen Q'-ANOR ($Q' = 100 \times Ku / [Ku + Or + Ab + An]$; $ANOR = 100 \times An / [Or + An]$) (Cox ve diğ., 1979) diyagramına göre Topuk Köyü çevresinden alınan bir örneğin (E148) alkali feldspat granit sınıfında çıkması dışında yine De la Roche (1980) ve Streickeisen (1976) sınıflamalarında da olduğu gibi granodiyorit ve tonalit aralığında çıkmaktadır (Şekil 4.113



Şekil 4.113: Q'-ANOR diyagramı (Cox ve diğ., 1979).

4.3.2.4. İz Element Jeokimyası

Kayaçların iz ve nadir toprak element bileşimleri kayaçların mineralojik bileşimlerinin bir sonucu olarak ortaya çıkar. Esas elementler kayaç oluşturan ana minerallerin bünyesinde toplanırken, iz ve nadir toprak elementler ise aksesuar minerallerin bünyesinde toplanır (Mason ve Moore, 1982; Wilson, 1989; Lipin ve McKay, 1989).

Bazı iz elementlerin atom yarıçapları esas elementlerin iyon yarıçaplarına yakındır ve esas elementin yerine mineral bünyesine girebilmektedir. Örneğin alkali feldspat, plajiolklas, biyotit ve amfibol gibi bazı mineraller bünyelerinde Rb, Sr ve Ba gibi elementleri toplayabilir. Rb, Sr ve Ba gibi yüksek iyon yarıçaplı (LILE) ve magma içinde kalıcılığı yüksek olan (HFSE) Nb, Zr, Y, Th, Hf, Ta ve nadir toprak elementleri (REE) jeokimyasal açıdan önemlidir.

Stronsiyum (Sr), rubidyumdan daha bol bulunan bir iz elementtir. Doğada kendi mineralini oluşturduğu gibi (Stronsiyenit, SrCO_3) yük değeri ve iyon yarıçapı benzerliğinden dolayı karbonatlarda ve plajiolklaslarda kalsiyumun (Ca) yerini alır. Alkali feldspat ve plajiolklas minerallerinin dışında biyotit ve amfibol gibi minerallerde bünyelerinde Rb, Sr ve Ba elementlerini toplayabilir. Rb, Sr ve Ba gibi yüksek iyon yarıçaplı (LILE) ve magma içinde kalıcılığı yüksek olan (HFSE) Nb, Zr, Y, Th, Hf, Ta ve nadir toprak elementleri (REE) jeokimyası açısından önemlidir.

On iki adet Granitoyid örneğinde yapılan analizlerin ait iz element (Tablo 4.7) ve nadir toprak element değerleri (Tablo 4.8) aşağıdaki tablolarda verilmiştir.

Tıpkı esas elementlerde olduğu gibi iz elementlerin de SiO_2 'ye karşı iz düşümleri ile bu elementlerin kayaç içerisinde göstermiş oldukları jeokimyasal davranışlar belirlenir. Özellikle Rb, Ba ve Sr elementlerinin davranışları önemlidir (Şekil 4.114).

- Vanadyum (V); Magmada kristalizasyonun ilerleyişine bağlı olarak giderek azalır. Özellikle piroksen, amfibol ve biyotit gibi mafik minerallerin bünyesinde Fe^{+3} elementinin yerini alır. Göynükbelen Granitoyidi genelinde amfibol ve biyotit kristalizasyonuna bağlı olarak vanadyum giderek tüketilmiş, özellikle Topuk Köyü çevresinde alınan örneklerde çok düzgün bir seri göstermektedirler.

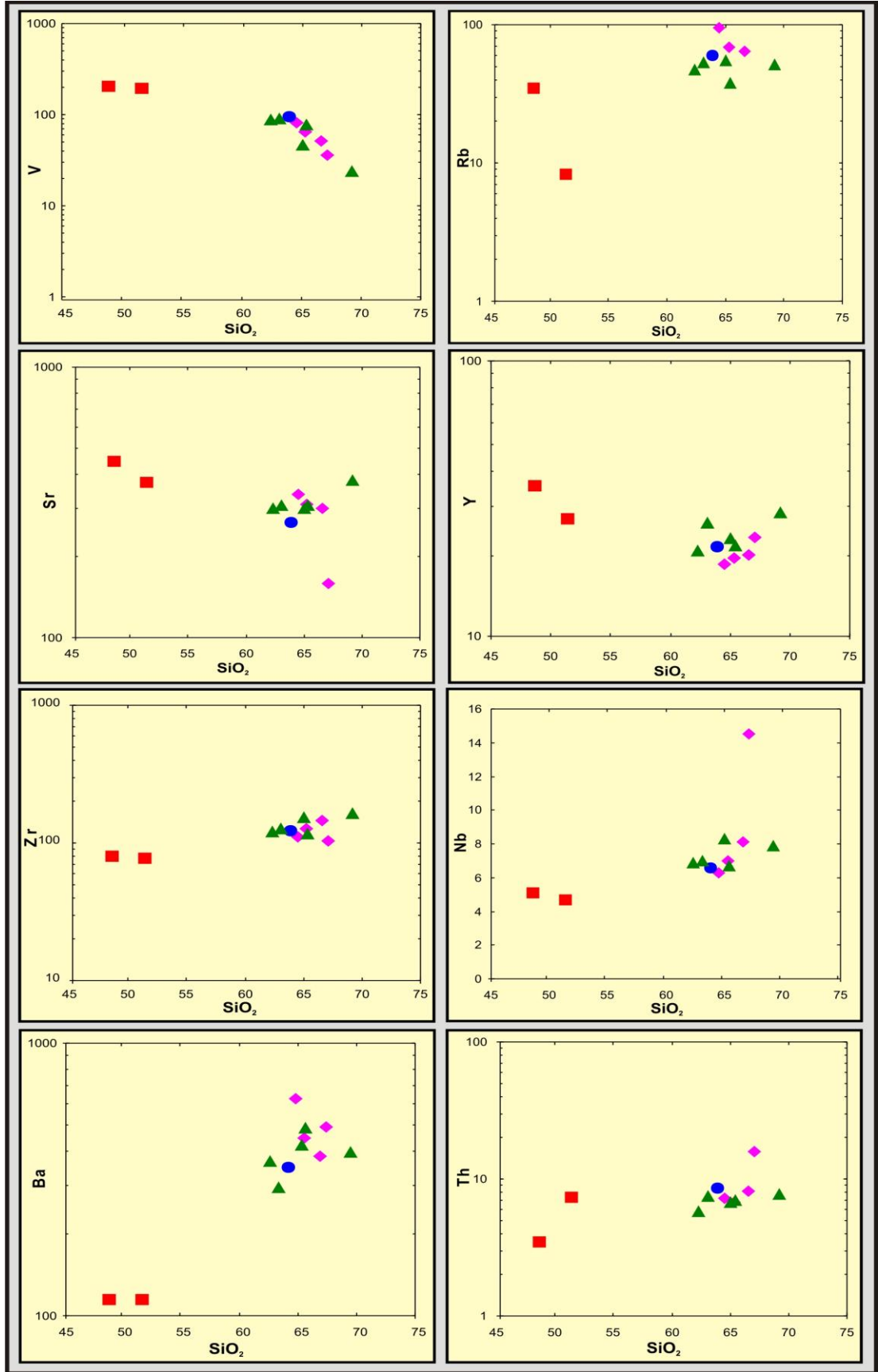
Tablo 4.7: Granitoyidlerin iz element değerleri.

Ör. No	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W
Topuk Köyü Çevresi															
E 1	449	1	6,3	1,3	14,7	3,3	7	68,2	1	310,1	0,5	6,7	2,2	64	0,5
E 36	623	1	9,7	1	14,6	3	6,3	94,3	4	337,4	0,4	7,2	1,5	82	0,8
E 148	494	2	6	2	12,9	3,2	14,5	145,9	3	159	1,5	15,9	7,3	36	0,8
E 958	385	1	5,4	1,4	15,5	4,2	8,1	64,3	1	299,4	0,7	8,1	2,4	51	0,5
Osmaniye Köyü Ufak Sokulum															
E 372	349	1	11,1	1,2	16,3	3,6	6,6	59,5	1	267	0,6	8,6	2,2	94	0,5
Orhaneli Ofiyoliti Dokanağı															
E 303	115	2	13,2	0,5	18,9	2,6	4,7	8,3	2	376,1	0,2	7,4	2	194	0,7
E 1492	115	1	17,3	0,5	20,4	2,4	5,1	34,9	2	448,4	0,3	3,5	1,1	203	0,5
Göynükbelen Köyü Çevresi															
E 312	422	3	4,7	1,2	16,3	4,4	8,3	55,4	1	300,6	0,6	6,8	1	47	0,5
E 832	295	1	8,7	2,1	16,7	3,5	7	53,1	1	308,8	0,6	7,5	2	90	0,5
E 882	399	1	2,7	1	15,7	4,7	7,9	51	2	382,3	0,5	7,8	1,7	24	2
E 977	489	1	8,3	0,5	15,3	3,4	6,7	37,8	1	309	0,5	7	2,6	78	0,5
E 1176	370	1	9,4	1,2	16,2	3,1	6,9	46,9	1	299,2	0,4	5,8	1,6	87	0,5

Tablo 4.8: Granitoyidlerin nadir toprak element analiz sonuçları.

Ör. No	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Topuk Köyü Çevresi														
E 1	18,2	33,2	4,13	14,7	3,3	0,84	3,03	0,53	3,07	0,65	2,09	0,34	2,28	0,36
E 36	21,2	37,6	4,66	14,5	3,3	0,85	2,96	0,53	3,05	0,65	1,94	0,34	2,18	0,35
E 148	26,3	53,4	6,29	20,5	3,79	0,83	3,46	0,58	3,65	0,75	2,48	0,42	3,05	0,53
E 958	20	39,4	4,81	17,7	3,25	0,87	3,39	0,51	2,97	0,64	1,94	0,32	2,32	0,38
Osmaniye Köyü Ufak Sokulum														
E 372	21,7	41,7	4,9	17,9	3,44	0,86	3,77	0,59	3,38	0,72	2,14	0,34	2,27	0,38
Orhaneli Ofiyoliti Dokanağı														
E 303	14,1	26,9	4,06	15,8	4,21	1,19	4,3	0,81	4,79	1,02	3,07	0,49	3,03	0,48
E 1492	12,4	30,5	4,33	19,2	4,67	1,35	5,44	0,95	5,79	1,21	3,59	0,55	3,81	0,56
Göynükbelen Köyü Çevresi														
E 312	23,4	42,4	5,68	21	4,23	1,02	4	0,68	3,86	0,85	2,55	0,42	2,83	0,46
E 832	21,7	44	5,27	19,2	3,97	0,99	4,21	0,7	4,18	0,87	2,63	0,42	2,8	0,45
E 882	22,9	46,9	5,63	20,2	4,02	1,05	4,34	0,69	4,21	0,91	2,9	0,48	3,31	0,53
E 977	15,1	31,2	3,77	14,1	3,1	0,86	3,45	0,58	3,34	0,72	1,99	0,37	2,47	0,38
E 1176	21,1	42,7	4,91	17	3,36	0,94	3,7	0,56	3,32	0,66	1,98	0,33	2,15	0,33

- Rubidyum (Rb); Genellikle K ile birlikte hareket eder. K içeren feldspat, biyotit ve amfibollerin bünyesinde K ile birlikte yer alır. Magmanın bileşimi mafikten felsiğe doğru hareket ettiğinde K'la birlikte magmada zenginleşir. Bu da genel kristal ayrışma gidişlerine uyumludur.
- Stronsiyum (Sr); Magmada çoğunlukla An içeriği yüksek plajyoklasların bünyesinde yer alır. Magmanın evriminde kristal ayrışmasının başlangıcında oranca yüksektir, giderek oranı düşer. Orhaneli Ofiyoliti kontağından alınan iki örnekte yüksek değerde olması, plajyoklasların andezin-labrador türü olması nedeniyle Ca içeriği yüksektir. Benzer şekilde bu örneklerin Sr içerikleri de yüksektir.
- Yitriyum; Özellikle aksesuar minerallerin bünyesinde toplanır. Zirkon, rutil ve sfen gibi minerallerin bünyesinde yer alır. Dolayısıyla kristal ayrışmasına bağlı olarak giderek magmadaki oranları artar ve belli bir doygunluk aşamasından sonra kristal bünyesine girer. Bunun yanı sıra amfibol ve piroksen bünyesinde de tüketilir. Topuk Köyü çevresinden alınan örneklerde negatif yitriyum ilişkisi göstermesi bu örneklerde önemli ölçüde amfibol kristalizasyonunun olmasından kaynaklanmaktadır.
- Zirkon (Zr); Zirkonda aynı yitriyum elementi gibi en son evrede, aksesuar minerallerinin bünyesinde toplanır. İnceleme alanından derlenen örneklerde kenar zonuna ait diyoritik örneklerin Zr içerikleri diğer örneklere oranla daha azdır.
- Niyobyum (Nb); Zr ve Y ile benzer davranış gösterir.
- Baryum (Ba); Özellikle feldspat ve biyotit mineralinin bünyesinde tutulur. K elementi yerine kolayca girebilir. Kristal ayrışması sırasında ilk oluşan kayaçlarda düşük, son oluşan kayaçlarda ise yüksek oranda bulunur. K_2O ile uyumlu olarak hareket eder.
- Toryum (Th); genellikle aksesuar mineraller ile piroksen ve amfibollerin bünyesinde yer alır.

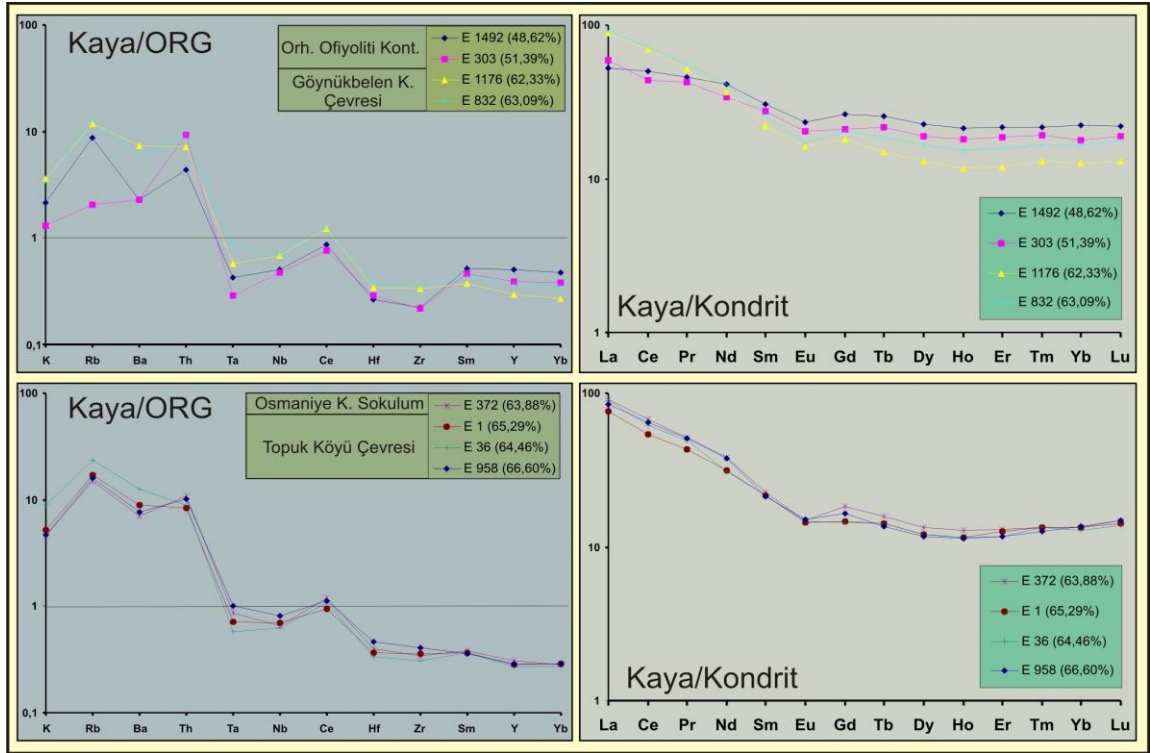


Şekil 4.114: Granitoidlerin iz element değerlerinin SiO_2 'ye karşı dağılımları.

Genel olarak bakıldığında Orhaneli Ofiyoliti kontağından alınan örnekler dışında Topuk-Göynükbelen Köyleri çevresinden ayrı ayrı derlenen örneklerin birbirinden çok farklı davranış göstermediği, benzer seriler oluşturdıkları gözlenmiştir.

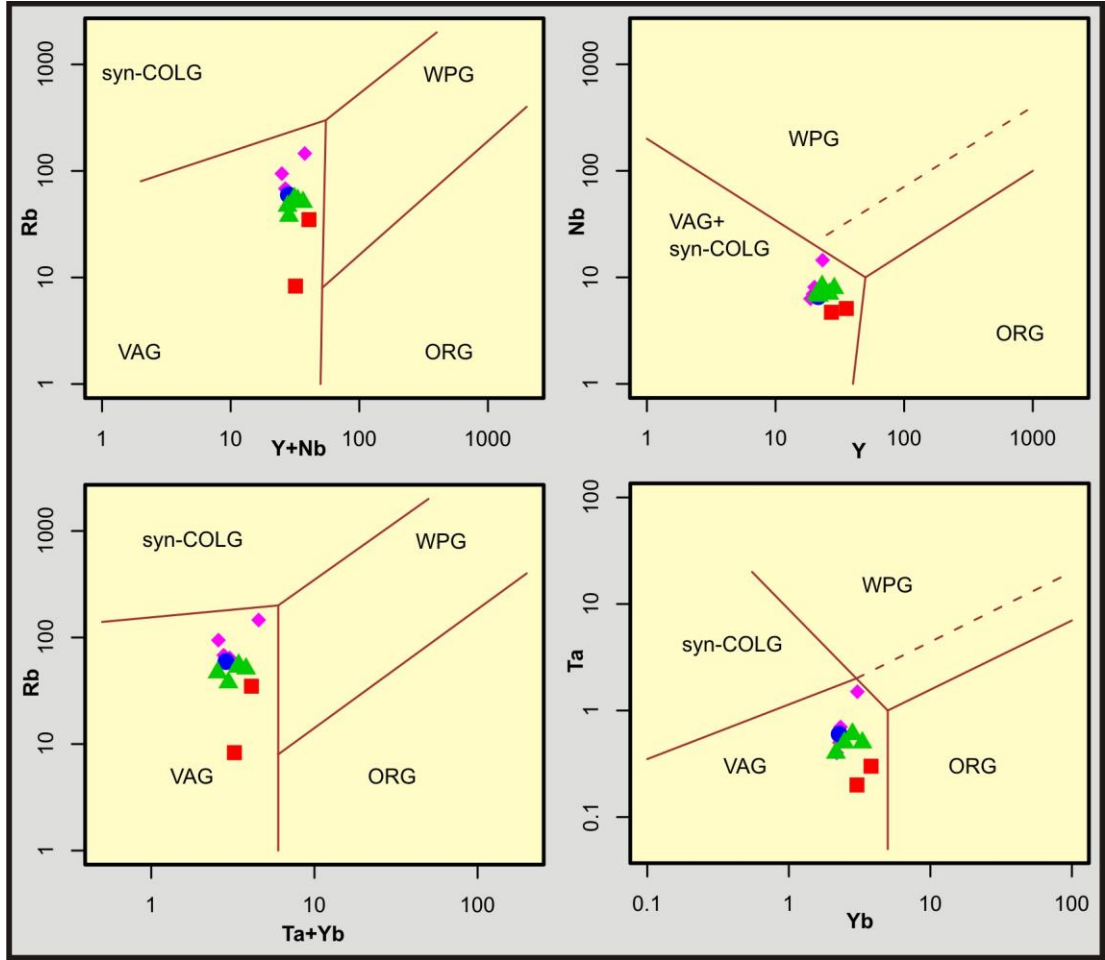
Örümcek diyagramlar; gruplar içerisinde en düşük SiO_2 içeren örnekler seçilerek hazırlanmıştır (Şekil 4.115). Bunun nedeni kayaların ilksel bileşimlerine en yakın formlarının normalize değerlerini karşılaştırmaktır.

Nadir toprak elementlerinin Kondrit'e ve ORG'a (Okaynus rifti granitleri) normalize edildiği örümcek diyagramlarına bakıldığında K, Rb, Ba ve Th elementleri açısından zenginleştiği, Ta Nb, Ce, Hf, Zr, Sm, Y ve Yb elementlerince de fakirleştiği görülür. K, Rb, Ba ve Th yüksek iyon yarıçaplı elementler olmaları nedeniyle giderek magma içinde zenginleşirler, bunun yanı sıra daha düşük iyon yarıçaplı elementler ise kısmen magma içinde zenginleşirken kısmen de mineral bünyesinde toplanır. Ancak Ta, Nb, Ce, Hf, Zr, Sm, Y ve Yb elementler düşük iyon yarıçaplı elementler olduklarından magma içinde zenginleşmek yerine mineral bünyesine katılmayı tercih eden elementlerdir. Örümcek diyagramlarından ORG'a normalize diyagramın gösterdiği genel desene bakıldığında volkanik yay veya yitim zonu bileşeni içeren granitlerin göstermiş olduğu desenlerle uyumlu oldukları görülür. Bunun yanı sıra Kondrite normalize diyagramlara bakıldığında tüm nadir toprak elementlerinin kondrit bileşiminden en az 10 kat zenginleştiği görülür. Yine kondrite normalize diyagramlarda Eu elementinin diğer elementlere oranla daha az zenginleşmiş olması feldspat kristalizasyonunu işaret etmektedir.



Şekil 4.115: Granitoidlerin ORG (Pearce ve diğ. 1984) ve KONDRİT'e (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edildiği örümcek diyagramları.

Granitoidlerin tektonik ortamlarının belirlenmesi için Pearce ve diğerleri (1984) tarafından yapılan sınıflama diyagramlarına (Şekil 4.116) iz düşülen örneklerin tümünün yay içi granitler (VAG) sınıfında yer aldıkları görülür. Nb/Y diyagramına göre de yine örneklerin tümü yay içi ile çarpışmayla eş zamanlı granitler (VAG + Syn-COLG) sınıfında yer almaktadır. Bölgesel jeolojik incelemeler göz önüne alındığında söz konusu örneklerin volkanik yay granitleri alanında yer alması oldukça mantıklıdır. Gerek metamorfizma gerekse magmatizma olaylarının tümü bir yitim zonu karmaşığı içerisinde oluşmuştur. Dolayısıyla volkanik yay ve yitim bileşeni açısından zengin bir bileşim olması oldukça normaldir. Yine benzer şekilde bütün granitlerin I tipi granitler olması da yayla ilişkili kısmi ergimelerin egemen olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.116: Pearce ve diğerlerine (1984) göre granitoidlerin tektonik ortam diyagramları.

4.4. YAPISAL JEOLJİ

4.4.1. Güncel Yapı

Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfikler temel kıvrımlı ve bolca faylarla kesilmiş bir yapıdadır. İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın güney kolu olarak kabul edilen bölgede devam eden hareketler sonucunda metamorfik temelde gelişmiş olan kıvrımlar ilksel hallerini kaybetmiş ve düzensiz kopuk bir görünüm sergilemektedirler. Metamorfik temel üzerine Üst Kretase yaşlı bir bindirmeyle Orhaneli Ofiyolit gelmektedir. Ofiyolit bindirmesi ve devam eden süreçte bölgede yine bolca çatlak ve faylar ile sıkışmaya bağlı kıvrımlanmalar gelişimini sürdürmüştür. Ofiyolit bindirme unsurları hem diğer birimlerle sınırlarında takip edilebilirken, ofiyoliti oluşturan kaya birimlerinin birbirleriyle sınırlarında da kısmen bindirmeler gözlemlenebilmektedir.

Bölgeyi Eosen döneminde kesen Göynükbelen Granitoyidi'nin sokulumunun üstündeki birimleri ittirmesi de bu birimlerde kırılma-çatlamalara sebep olmuştur. Gerek devam eden bölgesel deformasyon, gerekse granitoyidin sokulumu, yapısal unsurların ilksel hallerini ve devamlılıklarını kaybetmesine sebep olmuştur.

4.4.2. Kıvrımlar

İnceleme alanında temelini oluşturan Sırlı Metamorfiklerinde gözlenen ufak kıvrımlar, devam eden bölgesel deformasyonlar etkisiyle genel olarak bütünlüğünü kaybetmiş ve birbirinden kapuk parçalar halini almıştır. Küçükkır tepe güneybatı yamacında, mermerdeki tabakaların birbirlerine göre konumlarına göre, eksen ve gidişi net gözlemlenemesede KD-GB eksenli bir senklinalin varlığı belirlenmiştir.

4.4.4. Faylar

İnceleme alanında Eosen döneminde granitoyidin yerleşimine bağlı olarak gelişen KB-GD doğrultulu ters faylar ve KD-GB doğrultulu faylar gelişmiştir (Emre, 1986). Göynükbelen Granitoyidi'nde soğuma sürecinde gelişen eklem takımları çok sık aralıklı ve birbirini kesen bir yapıda gözlenmiştir. Granitoyid sahasında ayrışmanın yüksek oranda gelişmesi ve aranelasma sebebiyle olası faylar net belirlenememektedir. Bununla birlikte sahada yaklaşık kuzey güney doğrultulu Hamam Dere'de bulunan bir sıcak su kaynağı bölgenin halen aktif tektonik rejimlerin etkisi altında olabileceğini göstermektedir. Bu derenin çevresinden alınan örneklerin petrografik incelemelerinde protomilonitik doku gözlenmesi, bu derenin bir fay doğrultusu olabileceğini de belirtmektedir. Kocakara Tepe kuzeyinde yaklaşık granit sınırına paralel olarak KB-GD doğrultusunda alınan örneklerin petrografik incelemelerinde belirlenen ileri derecede deformasyon izleri ve protomilonitik doku, bu doğrultuda da sahada net gözlemi yapılamasa da olası bir fayın varlığını işaret etmektedir.

Metamorfik birimlerde Şükriye Köyü güneyinde mermer ve şistlerin sınırındaki farkedilebilen ötelenme ve ani sınır geçişiyle göreceli olarak fay belirlenebilmektedir. Küçükkır Tepe güney batı yamacında yine metamorfik ve mermer sınırında gözlenen ötelenmişlik ve devamında Söğütkırı Tepe zirvesi ve yamacında gözlenen geniş breş ve yine gözlenen traverten oluşumu bu bölgede de bir fayın varlığını işaret etmektedir. Orhaneli Ofiyolitinin Üst Kretase yaşlı bindirmesi, Sırlı Metamorfikleriyile olan

sınırında her iki birimden çakıl parçalarını içeren ezik zonun kısmen gözlemlenmesi ve sınır bölgelerinde yine birimlerin çakıl parçalarını içeren traverten gelişimlerinin gözlemlenmesi ile ayırt edilebilmektedir. Bindirme Deliballar Köyü kuzeyinde yaklaşık K80D doğrultulu olarak gözlemlenebilmektedir. Metamorfiklerle sınırından yine yaklaşık bu doğrultu değerlerinde Deliballar kuzeyinden Kırçal Tepe yamaçlarına kadar bindirme gözlemlenmektedir. İnceleme alanında özellikle bindirme zonlarında gözlenen traverten oluşumları, bir-iki metreden kilometreye varan genişliklerde gözlenmektedir. Sahada en geniş olarak Tepesizçam Tepe doğu yamacında sırt boyunca geniş bir yüzlek halinde ve Osmaniye Köyü batısında, köyü Bursa ana yoluna bağlayan yol boyunca yaklaşık iki km boyunca devam eden bir yüzlek halinde gözlenmektedir. Bu bölgeler bindirme zonlarına karşılık gelmektedir.

4.5. JEOLJİK EVRİM

İnceleme alanının bulunduğu bölgeye tektonik ortam açısından bakıldığında, Anatolid-Torid kuşaklarının Kuzeybatı Anadolu'daki dengi olarak görülmektedir (Ketin, 1966). Bu bölgede, Paleozoyik ve Mesozoyik dönemde varlığını sürdüren Tetis okyanusu ile Pontidler ve Anatolit-Torit platformu birbirinden ayrılmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999). Tetis okyanusal kabuğu Geç Kretase döneminde kuzeye dalarak yitirilmiş ve daralmaya başlamıştır. Üst Paleosen'de kuzeydeki Sakarya kıtası ile güneydeki Anatolid-Torid platformu İzmir-Ankara-Erzincan kenedi boyunca çarpışmışlardır (Okay ve Tüysüz, 1999). İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı Karbonifer dönemi ile Paleosen dönemi arasında Lavrasya ve Gondvana kıtaları arasında sınır olarak yer almıştır.

İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın kuzeyinde Pontid kuşağının Sakarya Zonu ve güneyinde Anatolid-Torid platformunun Tavşanlı Zonu bulunmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999). İnceleme alanının kapsayan Tavşanlı Zonu'nun güneyinde Afyon Zonu, batısında Bornova Filiş Zonu, kuzeyinde İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağıyla sınırlı Sakarya Zonu, doğusunda yine Sakarya Zonu ve paralelinde Kırşehir Masifi bulunmaktadır.

Bu bölgede Üst Paleosen'de gelişen kıta-kıta çarpışmasından önce Anatolid-Torid platformunda deformasyon ve metamorfizmaya neden olan önemli orojenik olay Kretase döneminde meydana gelen ofiyolit üzerlemesidir (Okay ve Tügsüz, 1999). Ofiyolit üzerlemesi ile Anatolid-Torid bloğunun okyanusa bakan kenarı derine gömülerek deformasyon ve mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir (Okay, 2008). Tavşanlı zonu olarak adlandırılan bu kenarın metamorfizma yaşı Geç Kretase (80 My) olarak düşünülmekte ve tabanda muhtemel yaşı Paleozoyik olan metapelitik kayaların üstüne yayılan Mesozoyik yaşlı mermer, metabazit ve metaçört'ten oluşmaktadır (Okay, 2006).

Tavşanlı Zonunun mavişist metamorfizmasına uğraması, manto derinliklerine gömülmesi ile oluşmuştur (Okay, 2000). Tavşanlı Zonu elli-altmış km genişliğinde ve yaklaşık iki yüz elli km uzunluğunda doğu-batı uzanımlı, esas mavişistlerden oluşan ve içinde Kretase yığılma kompleksi, ofiyolit ile onları kesen Eosen granodiyoritleri bulunduran bir kuşaktır (Okay ve diğ., 2008).

Çalışma alanında metamorfik temel kayaları yer almaktadır. Çoğu çalışmada mavişistler olarak tanımlanan bir metamorfik temelin esas olarak şist ve metabazitlerden oluştuğu gözlemlenmektedir. Bu mavişistlerde yapılan Ar-Ar izotropik yaş tayinleri ile metamorfizmanın 80 milyon yıl önce meydana geldiği belirlenmiştir (Okay ve Kelley, 1994). Metapelitler, lavsonit + glökofan + jadeit + kloritoyid parajenezi sergilemektedir. Bu parajenez mavişist fasiyesi koşullarının 20 kbar basınca ve yaklaşık 430°C sıcaklıklara ulaştığını göstermektedir (Okay, 2001).

Temeldeki bu metamorfiklerin üzerine tektonik olarak ultramafik kaya dilimleri bindirmeyle gelmektedir. Tavşanlı Zonu'ndaki ofiyolitlerin çoğunluğunu peridotitlerden (esas olarak dunit ve harzburgit) oluşmaktadır. Nadir olmakla beraber gabrolara da rastlanılmaktadır (Lisenbee, 1971; Önen ve Hall, 1993). Ultramafiklerde gözlenen en önemli özellik, bunların diyabaz daykları ile kesilmiş olmasıdır. Soğuma kenarlarının varlığı daykların soğuk okyanus litosferine sokulduğuna işaret etmektedir. Diyabaz dayklarının ve gabroların petrolojisi üzerine yapılan çalışmalar, ofiyolit yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizmasına uğramadığını göstermiştir.

Metamorfikleri ve üzerlerindeki ofiyoliti Eosen'de yerleşmiş birkaç granodiyorit sokulumu kesmektedir. Uludağ güneyindeki granit ailesi olarak da değerlendirilen (Bürküt, 1966) bu sokulumlar: biyotit ve hornblendce zengin ve kalk-alkalin karakterli plutonlardır (Haris ve diğ., 1994). Plutonlara ait Ar/ Ar yaş analizleri ile 50 My (Erken-Orta Eosen) yaşı alınmıştır (Ataman, 1972, 1973; Haris ve diğ., 1994; Sherlock ve diğ., 1999).

Okay ve diğ.,'e (1998) göre Tavşanlı Zonu'nun dışında Eosen plutonlarının bulunmayışı granodiyoritlerin kökeni ile mavişistlerin yüzeylemesi arasında bir ilişki olduğunu şeklinde yorumlanabilmektedir. Bunun gerçekleşebilmesi için olası işleyiş: magmatizma üreten yitim olayındaki dalan okyanus kabuğunun kopması ve derinde mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğrayan kaya topluluğunun aniden yüzeye doğru yükselmesi şeklinde ifade edilebilmektedir (Okay ve Satır, 2006).

Neojenden günümüze kadar olan dönemde Jura sonundan başlayarak uzun süre kara konumunda bulunan inceleme alanında, kabuk kalınlaşması sonucu asit ve nötr bileşimli volkanizma etkin olmuştur. Daha sonra ise volkanizmanın etkinliğindeki kesintiler ile ofiyolit metamorfizma dokanaklarının zayıflık zonları üzerinde küçük ve karasal çökeltme havzaları gelişmiştir (Emre, 1986).

Bu dönemde Neotetisin güney kolunun kapanması ve Arap kıtası ile kuzeydeki Rusya kıtasının birbirine yaklaşması sonucu, Anadolu levhacığının yatay olarak batıya ilerlemesi gözlenmektedir (Şengör, 1979; 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981). İnceleme alanında buna paralel doğu-batı uzanımlı çöküntü havzaları gelişmiştir. Bu çöküntü havzaları normal faylar ile denetlenmiştir (Emre, 1986).

Tavşanlı Zonu'nun tüm bu tektonostratigrafik birimleri uyumsuz olarak Neojen birimlerle örtülmektedirler. Neojen birimlerinden alınan yaş Miyosen-Pliyosen aralığında bulunmaktadır. Bölgede Neojen birimi olarak en iyi bilinen istif, Tavşanlı'nın kuzeyinde peridotitlerin üzerinde uyumsuz olarak yer alan Orta Miyosen yaşlı sığ denizel kireçtaşlarıdır (Bas, 1986). İnceleme alanında da bu Neojen birimlerine karşılık olarak killi-kumlu-marlı karbonatlı ve kömür seviyeleri bulunduran bir istif olan Burmu Formasyonu yer almaktadır.

4.6. EKONOMİK JEOLojİ

İnceleme alanında ekonomik değeri taşıyan kaya, son yıllarda önemi daha da artan dunittir. Bölgede geçmiş 1900'li yıllara dayanan madencilik faaliyetinde uzun yıllar krom madenciliği etkin olmuştur. Krom madenciliğinin yanı sıra manyezit, krizotil asbest, talk ve mermer-kırma taş madenciliği faaliyetleri de süreklilik arz etmese de uzun yıllardır devam etmektedir. Belirtilen meden türlerinden anlaşılacağı gibi bölgede madencilik faaliyeti esas olarak ofiyolitik sahada yapılmaktadır. Ofiyolitinin çeşitli seviyelerde içinde barındırdığı değerli madenler çeşitli firmalarca işletilerek uzun yıllar bölge halkının geçimini sağlamıştır.

4.6.3. Olivin

Son yıllarda Orhaneli Ofiyoliti kayalarından dunitten olivin üretimi bölgede en etkin madencilik faaliyeti haline gelmiştir. Orhaneli ilçe girişinde avrupanın en büyük olivin fabrikası olan Şetat Olivin İşletmesi, bölgenin olivin madenciliği yapan tek firmasıdır. Orhaneli kuzeyinde özellikle Gölcükboğazı Tepe ile Koyunboğazı Tepe arasında kalan sahada ve Topuk Köyü kuzeyindeki Kocayaren Tepe yamaçlarında açık ocak işletmeciliği yapılmaktadır. Özellikle serpantinleşmenin Çok az gelişmiş olduğu yerlerde açılan harfiyatlardan çıkarılan dunit kayası Orhaneli ilçe girişindeki Şetat Olivin fabrikasına getirilip işletilerek forsterit ($[Mg, Fe]_2SiO_4$) minerali üretilmektedir. Üretilen forsteritin genel kimya bileşimi olarak %49 MgO, %39 SiO₂, %7-8 FeO ve %2'den az olarak Cr, Al, Ti içerdiği belirtilmektedir. Üretilen olivin yurtiçi ve yurt dışına satışı yapılmaktadır.

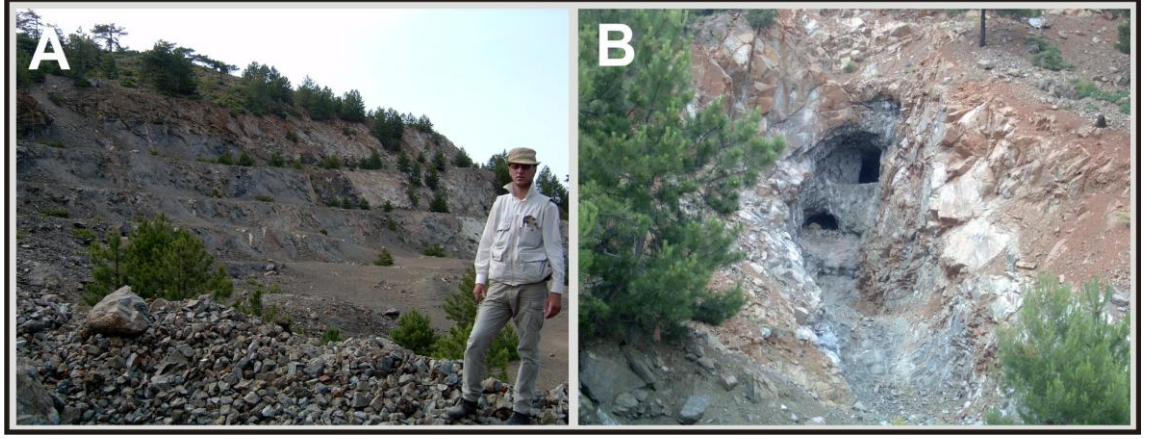
Olivin mineralinin sanayide çok çeşitli kullanım alanları bulunmaktadır:

- Demir-çelik sanayisinde yüksek fırınlarda eritici ve curuf düzenleyici olarak kullanılmaktadır. Yeteri kadar saf olmayan demir cevheri ve kok kömürünün yüksek fırında yeterli derecede erimesi ve curufa karışması için olivininden kaynaklı MgO curufun akışkanlığını arttırarak ergitici görevi görmektedir.
- Yüksek ergime sıcaklığı değerlerinden ötürü refrakter tuğla yapımında, forsteritli tuğla üretiminde kullanılmaktadır.

- Düküm sanayisinde, kalıp yapımında kullanılmaktadır. Önceleri kulanılan, kuvars kumundan yapılan kalıplar aksine olivinden yapılmış kalıpların metalle reaksiyona girmemesinden ötürü son yıllarda daha çok tercih edilir olmuştur.
- Yoğunluklarının 3,3–3,5 gr/cm³, sertliklerin 6,5–7 ve genellikle köşeli tanelere sahip olmaları, olivinlere belirgin aşındırıcı özellikler kazandırılmıştır. Bu özelliğinden ötürü olivin bina ve köprüler gibi yapıtların yüzeylerinin temizlenmesinde veya kimi endüstüriyel malzemelerde pürüzlü yüzey gerekliyse olivin aşındırı (abresiv) olarak kullanılmaktadır.
- Isıyı depolayan ve uzun süre yaymaya devam eden ısıtma radyatörleri üretiminde kullanılmaktadır.
- Yüksek yoğunluğundan ötürü bazı denge işlevlerinin esas olduğu alanlarda balast malzemesi olarak kullanılmaktadır. Petrol platformu gibi denge konumunun önemli olduğu yapılarda betonlarda gözenekleri iyi bir şekilde doldurmasından dolayı dengeli bir ağırlık oluşturması tercih edilmesini sağlamaktadır. Tren yollarında sağlam ve dengeli bir temel sağlamak için de olivin çakılları kullanılmaktadır (MTA resmi internet sitesi).

4.6.2. Krom

Önceki yıllarda en yağın madencilik faaliyeti olan kromit işletmeciliği, son yıllarda önceliğini kaybetse de bölgede üretimi devam etmektedir. Orhaneli Ofiyoliti'nde çeşitli kalınlıkta bantlar hainde bulunan kromit, bir iki açık işletme haricinde çoğunlukla galeri açma yönetmiyle kapalı işletme ile çıkarılmaktadır. İnceleme alanında birçok yerde küçük büyük terk edilmiş krom galerileri bulunmaktadır. Özellikle Topuk Köyü kuzeyinde Kaymaklı Tepe yamaçları ve Kocayaren Tepe güney yamaçlarında çok miktarda galeri açılmıştır (Şekil 4.117).



Şekil 4.117 : A) Fatma Tepe güney yamacındaki açık ocak krom madeni [72671/31436] , B) Topuk Köyü kuzeyinde Kaymaklı-Çankırı Tepeleri yamaçlarındaki krom galerileri [70604/29109].

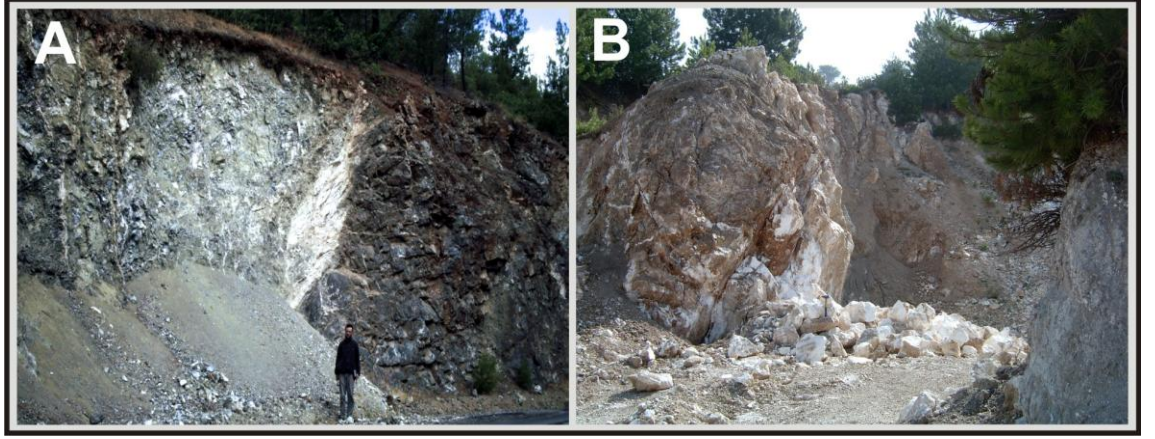
Krom cevheri başlıca metalurji, kimya, refrakter ve döküm kumu sanayinde kullanılmaktadır:

- Metalurji sanayinde krom; ferrokrom, ferro-siliko-krom, krom bileşikleri, ekzotermik krom katkıları, diğer krom alaşımları ve krom metali şeklinde kullanılmaktadır. Ferrokrom üretimi: krom kullanım alanlarında, paslanmaz çelik üretiminde çeliğe sertlik vermesi ve oksitlenmeye karşı dayanım kazandırmasından ötürü en önemli olanıdır.
- Krom kimyasalları paslanmayı önleyici özellikleri dolayısıyla uçak ve gemi sanayinde yaygın olarak; kimya endustrisinde de sodyum bi-kromat, kromik asit ve boya hammaddesi yapımında, metal kaplama, deri tabaklama, boya maddeleri (pigment), seramikler, parlaticı gereçler, katalistler, boyalar, organik sentetikler, konserve yapma ajanları, su işleme, sondaj çamuru ve diğer birçok alanda kullanılmaktadır (MTA resmi internet sitesi).

4.6.3. Manyezit

Özellikle serpaninit gibi magnezyumlu kayaların çatlaklarında $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ' li suların hareketiyle, manyezit damarları oluşmuştur. $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ' li suların kaynağı olarak Göynükbelen Granitoyidi düşünülebilmektedir. Çoğunluğu bir iki metrelik kalınlıkta

olan bu damarlar bazı yerlerde geniş alanları kaplamaktadır (Şekil 4.118). Bölgede sürekli bir işletmesi olmasa da çeşitli zamlarda manyezit madenciliği yapılmıştır.



Şekil 4.118: A) Serpantinitinin içindeki çeşitli kalınlılardaki manyezit damrları [71229/26089], B) Karakuz Tepe güney batı yamacında, Geçiktüğüdü Sırtı'nda işletilmiş olan manyezit ocağı [74723/25724].

Manyezit esasen refrakter tuğla üretiminde sinter manyezit olarak kullanılmaktadır. Bunun dışında da tarım endüstrisinde, hayvan yemlerine katkı olarak; inşaat endüstrisinde izolasyon ve hafif yapı elemanları üretiminde; ilaç-tıp endüstrisinde; lastik-plastik endüstrisinde, otomotiv yağları endüstrisinde kullanılmaktadır.

4.6.3. Krizotil asbest

Çoğunlukla serpantinitin sıyrılma düzlemlerinde ve Göynükbelen Granitoyidi ile Orhaneli Ofiyoliti dokanağına yakın kesimlerde gözlemlenmektedir.

Asbest minerali, lifsi yapısından dolayı çimento ürünlerine katıldığında beton içindeki çelik kafese benzer şekilde özel bağlayıcılık niteliğine sahiptir ve bu nedenle betonun mukavemetini artırmaktadır. Bunun dışında asbest esas olarak elektriğe ve ısıya karşı yalıtkanlığı sağlamak için kullanılmaktadır. Lifsi özelliğinden ötürü basınçlara dayanıklılığı yüksek olması istenen her türlü malzemede kullanılır. Asbest son yıllarda sağlığa zararlı etkilerinin yüksek olması ve kanserojen etkide olması sebebiyle kullanımı giderek azalmaktadır (MTA resmi internet sitesi).

4.6.3. Talk

Göynükbelen Köyü batısında Akpınar Çifliği Mevkii ve Terce Pınar Mevkii çevresinde yaklaşık 1 m kalınlıktaki seyrek damarlar şeklinde ultramafik kayalar içinde bulunmaktadır. Topuk Köyü hemen kuzeyinde köy üstünde terk edilmiş Talk madeni bulunmaktadır. Mg'ca zengin minerallerin hidrotermal sularla bozulmasıyla oluşmaktadır.

Talk; seramikte, boya yapımında, çatı kaplamasında, haşarat ilacı üretiminde, kauçuk ve kağıt sanayiinde, kozmetik ve farmakolojide, asfalt dolgu maddesi yapımında, hayvan yemi ve gübre üretiminde kullanılmaktadır. Kullanım amacına göre, yumuşaklığı, yağ absorpsiyonu, nem oranı, erime noktası, özgül ağırlığı, ısı ve elektrik iletkenliği önem kazanmaktadır (MTA resmi internet sitesi).

4.6.3. Mermer-Kırma Taş

İnceleme Sahasında Çatalca Mermeri'nden blok alımı için araştırmalar yapılmış, bir iki ufak ocak açılmış olsa da devamlılığı olan bir mermer işletmesi bulunmamaktadır. Çatalca Mermeri Göynükbelen Granitoyidi'nin ısı etkisiyle dar bir alanda saf beyaz renkli mermer görünümünde olsa da, çoğu yerde gri renkli ve ara katkılı olarak bulunmakta ve çokça çatlaklı olduğundan iri blok alımını güçleştirmektedir.

Sırlı Metamorfikleri içinde bulunan iri rekrstalize kireçtaşı bloklarından, Kocasu Çayı vadisinde bulunan yüzleğinde yol yapımında kullanılmak üzere kırma taş, mıcır üretimi yapılmaktadır (Şekil 4.119).



Şekil 4.119: Kocası Çayı vadisinde yol malzemesi mıcır üretimi için rekrstalize kireçtaşı bloklarında açılmış olan ocak [72453/22206].

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

- Bölgede yapılan çeşitli konulardaki önceki çalışmalarda Göynükbelen granitoyidi farklı adlarla isimlendirilmiştir. Büyükorhan Granitoyidi ile bütün olarak değerlendirilerek Orhaneli Plütonu (Harris ve diğ., 1994), ağırlıklı olarak Topuk Köyü ve çevresinde yapılan incelemelerden ötürü Topuk Granitoyidi (Lisenbee, 1972) olarak isimlendirilmiştir. Topuk Köyü çevresinde granitoyid plütonunun ucu niteliğindedir ve çok küçük bir alanı kaplamakta, hemen etrafı ofiyolit ile metamorfiklerle sınırlıdır. Göynükbelen Köyü granitoyidin sahada kapladığı alanın merkezinde kalmaktadır ve bu bölgeden alınan örneklerin petrografik incelemelerine göre de plütonun daha iç kısımlarını temsil eden konumu olduğu belirlenmiştir.

Topuk Köyü çevresinde göreceli olarak plajioklas oranının artması ve kuvars oranının düşmesi, sahada bu köye doğru ilerledikçe arenalaşma derecesinin artmasıyla da gözlenebilmektedir. Bununla birlikte Topuk Köyü’nden Göynükbelen Köyü’ne doğru ilerledikçe; ince kesit çalışmalarıyla da desteklendiği üzere mafik mineral oranında azalma fark edilebilir bir şekilde gözlemlenebilmektedir. Bu bilgiler ışığında plütonun Topuk Köyü çevresinde kalan kısmı Topuk fasiyesi olarak ayrıca değerlendirilebilmektedir. Bu ayrım dışında esasen aynı plütonun bölümleri olan bu iki kısmın tümüne Göynükbelen Granitoyidi (Emre,1986) isimlendirmesi uygun görülmüştür.

- Göynükbelen Granitoyidinin genelinde deformasyon etkisi belirteçleri gözlenmiştir. Bunlar: Kuvarslarda dalgalı sönme ve mortar dokusu, tanelerin ezilip kırılması ve onarılması (iyileştirme/healing), biyotitlerin ve bazı hornblendlerin dilinimlerinde bükülme ve kıvrılmalar, plajioklaslarda gözlenen kamalanma ve basınç etkinsin belirteci olan periklin ikizi, bazı örneklerde belli belirsiz yönlenme ve göz yapılarının gelişimidir.

Mineraller üzerindeki bu deformasyon izleri, birbiriyle ilişkili de olabilecek, farklı görüşlerle yorumlanabilmektedir:

- Granitoyidin yerleşmesi sürecinde kristallenmeye paralel sokulmanın devam etmesi ile plütonun kendi içinde de basınç artabilmektedir. Bu da katı taneler üzerinde basınç etkisinin artırmaktadır. Bundan ötürü özellikle kenar zonlarında tanelerde basit düzeyde deformasyon izleri gelişmektedir. Göynükbelen Granitoyidi'nde alınan örnekler incelendiğinde mineral tanelerinde deformasyon izleri plütonun kenar kısımlarında daha çoğunlukla olmakla birlikte; genelinde ve de bazen iç kısımlarda da gözlenmektedir. Böylelikle deformasyonun granitoyidin yerleşme sürecinde geliştiği ve daha sonra da devam etmiş olabileceğini düşünülebilmektedir.
- Bununla birlikte inceleme alanının güneyinde bulunan Büyükorhan Granitoyidi ile Göynükbelen Granitoyid plütonlarının jeomorfolojik görünimleri karşılaştırılırsa, Göynükbelen granitoyidinin yaklaşık doğu batı yönünde uzamış, dar bir alana sıkışarak sokulmuş bir plüton görünümüne karşılık, Büyükorhan Granitoyidi'nin genel anlamda göreceli olarak silindirik görünümü dikkat çekmektedir. Plütonların geometrik şekillerinden yapılabilecek yorumla, Göynükbelen Granitoyidi'nin bindirme zonu, fay gibi bir kuşak boyunca zorlama ile sıkışarak sokulduğu düşünülebilmekte ve bu görüş katılma sürecindeki taneler üzerinde gelişebilecek basınç etkisi düşüncesiyle de ilişkilendirilebilmektedir.
- Granitoyidin geneline hakim olan bu deformasyonun, bölgede ofiyolitin bindirmesinden ve Eosen döneminde granitoyidin metamorfikler ile ofiyolite sokulup katılmasından da sonra devam eden bölgesel basınç etkileriyle gelişmiş olabileceği de düşünülebilmektedir. Granitoyid sahasının kuzeyinde Kocakara Tepe kuzeyinde ofiyolit dokanağına paralel kuzeydoğu yönünde alınan örneklerin tümünde bu deformasyon etkisini yüksek derecede gözlenmiş ve aranelaşmadan ötürü saha gözlemlerinde belirlenmese de bu bölgede fayların gelişmiş olduğu düşünülebilmektedir. Ayrıca inceleme

alanında Hamam Dere'de bulunan bir sıcak su kaynağı bölgenin halen aktif tektonik rejimlerin etkisi altında olabileceğini göstermektedir.

- Sırlı Metamorfikler olarak isimlendirilen kayalar, inceleme alanı ve yakın çevresinde hem yeşil şist fasiyesinde hem de mavi şist fasiyesinde metamorfizmadan etkilenmişlerdir. Kısmen belirli bir düzen içinde görünse de sınır ilişkileri karmaşık, farklı köken (metapelitler ve metabazitler) ve yeşil şistten mavi şiste değişen metamorfizma derecesine sahip kayaların bir arada bulunması, Sırlı Metamorfikler'in yığılma prizması özelliği göstermekte olduğunu düşündürebilmektedir.
- İnceleme alanı güneyinde Belenoluk Köyü güney batısına doğru ilerledikçe metamorfiklerde şisti görünümünden tane boyutu artarak gnays görünümüne geçiş gözlenmektedir. Bununla birlikte daha homojen bir görünüm almakta, kuvars oranı artarak daha açık renkli gözlenmektedir. Sahada yapılan gözlemlerde şistlerden dereceli bir şekilde gnays görünümüne geçiş dışında net bir sınır ilişkisi gözlenmeyen; jeoloji haritasında göreceli sınırla işlenen bu bölge önceki çalışmalarda Belenoluk Metagraniti (Emre; 1986) ve Kapanca Metagraniti (Okay, Satır, Shang; 2008) olarak tanımlanmıştır. Petrografik incelemelerde jadeit kuvars şist/gnays olarak belirlenen bu bölgeye köken kaya olarak iki farklı görüş öne sürülebilmektedir:

Bu kısım bölgesel metamorfizmadan önce bölgeye sokulmuş olabilecek bir granitin, metamorfik karşılığı olabileceği gibi; yine köken kaya kimyasından ötürü jadeit mineralinin gelişebileceği ($Ab=Ku+Jd$), pelitik kökenlilerin içinde bulunabilecek kalın grovak seviyesinin metamorfik karşılığı olabileceği de düşünülebilmektedir. Göreceli sınırla ayrılan bu bölge önceki çalışmalarda metagranit olarak belirtilmiş olsa da, Sırlı Metamorfikler'in içindeki metagrovak bir seviye olarak da değerlendirilebilmektedir. Olası köken granit metamorfizmaya karşı davranışı dayanım farklılığı gösterip, metamorfizması pelitik kökenlilerle aynı derecede gelişmeyecektir. Böylelikle metagranitin iç kısımlarında gözlemlenebilmesi olası kalıntı granitik çekirdek, inceleme alanı içinde ve dışında kalan devamlılığında da

gözlenmemektedir. Devam eden bölgesel deformasyonlar ile bu kalıntı çekirdeğin de korunamayacağı olası olabilecek iken, yine de sahada bu kısmın metapelitlerle dereceli geçişli olmayan ve daha net gözlemlenen bir sınır ilişkisi olması gerektiği düşünülebilmektedir. Bu saha gözlemleri de, bu çalışmada Belenoluk Üyesi olarak söz edilen Sırlı Metamorfikleri'yle sınırı net ayıramayan bu dokusal ve mineralojik farklılığın, geniş bir metagrovak seviyesi olarak düşünülebilmesini desteklemektedir.

- Çatalca Mermeri sahada ilk bakışta Sırlı Metamorfikleri'nin üst seviyesindeki kalkıştillerin üstüne dereceli geçişle uyumlu olarak geldiği düşünülebilmektedir. İnceleme alanı dahilinde net olarak gözlenmiş olmasa da, sınır dışında kalan bölgelerde Sırlı Metamorfikleri'nin kalkışist seviyesinin üstünde, Çatalca Mermeri kalın tabakaları altında kuvars ve kalsit çakıllarından oluşan konglemera da gözlenmektedir. Mermer kalkışistillerin üzerlerine uyumsuz olarak masif kalın tabakalı olarak gelmektedir. Lisenbee' ye (1972) göre Paleozoyik yaşlı metamorfiklerin üzerine Orta-Üst Jura yaşlı transgresif konglomera ile Üst Jura-Alt Kretase yaşlı denizel şelf oluşumlu kireçtaşı gelmektedir. Bu gözlem ve bilgiler ışığında da Çatalca Mermeri'nin Jura yaşlı kireçtaşlarının bu bölgede ki metamorfik karşılığı olduğu düşünülebilmektedir.

Sonuç olarak:

- İnceleme alanının 1/10.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır. Böylelikle daha önce yapılan çalışmalara göre birimlerin ayrıntılı sınırları belirlenmiş ve granitoid plütону içindeki fasiyesler ile yan kayaç dokanak ilişkileri detaylı olarak ortaya konulmaya çalışılmıştır.
- Mineral içeriği ve oranlarına göre Göynükbelen Granitoyidi'nde inceleme alanında dokusal olarak bölgesel farklılıklar gözlenirse de modal analiz sonuçlarına göre hazırlanan Streckeisen (1974) ve IUGS (1978) sınıflamalarında esas olarak granodiyorit ve bir kısmı da tonalit değerlerine yakın çıkmıştır (Şekil 4.73). Modal analiz sonuçları ile jeokimyasal sınıflama diyagramları büyük oranda örtüşmekte ve uyumlu bir gidiş izlemektedir. Topuk Köyü çevresinden alınmış olan örneklerin

plajioklas yüzdelerinin fazla olmasından kaynaklı tonalit değerine yakın çıkması; granitoyid sahasında bu kısmın Topuk fasiyesi olarak değerlendirilmesini desteklemektedir.

- Magma karakterini belirlemede kullanılan AFM diyagramına göre (Irvine ve Baragar, 1971) granitoyitlerin hepsinin kalkalkalen alan içerisinde yer aldıkları görülmektedir. Granitoyidin biyotit ve hornblend içeriği ile bolca anklav bulundurması (bazısının diyorit ve nadir de olsa gabro olması) kalkalkalen kökeni işaret etmekte ve Shand (1943) indeksine göre örneklerin tümünün I tip granitler alanında kalması da bu bilgilerle çelişmeden desteklemektedir. Jeokimya diyagramlarına göre elde edilen bu sonuçlar Göynükbelen Granitoyidinin oluşum ortamını açıklamada; jeodinamik çerçevede okyanus kabuğu ile kıta kabuğu altına dalma batması sonucunda yerleşmiş kalkalkalen granitler ve yine aktif kıta kenarını temsil eden I tipi granitler ile bölgede Eosen döneminde İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağına paralel gelişen yoğun magmatik faaliyet birlikte değerlendirildiğinde tutarlı bilgiler verebilmektedir. Bölgede bu dönemde gelişen magmatizma, kuzeybatı Anadolu'daki bir seri halinde volkanik faaliyetler ve granitoyid sokulum kuşağı olarak gözlenmekte ve bu kalkalkalen magmatizma özelliklerine uyumluluk sergilemektedir.
- Granitoyitlerin tektonik ortamlarının belirlenmesi için Pearce ve diğ. (1984) tarafından yapılan sınıflama diyagramlarına (Şekil 4.116) iz düşülen örneklerin tümünün yay içi granitler (VAG) sınıfında yer aldıkları görülmektedir. Nb/Y diyagramına göre de yine örneklerin tümü yay içi ve çarpışmayla eş zamanlı granitler (VAG + Syn-COLG) sınıfında yer almaktadır. I tipi ve kalkalkalen granit olduğu yine jeokimya diyagramlarında belirlenen Göynükbelen Granitoyidi'nin bölgesel jeolojik incelemeler göz önüne alındığında söz konusu örneklerin volkanik yay granitleri alanında yer alması oldukça mantıklıdır. Gerek metamorfizma gerekse magmatizma olaylarının tümü bir yitim zonu karmaşığı içerisinde oluşmuştur. Dolayısıyla volkanik yay ve yitim bileşeni açısından zengin bir bileşim olmasının oldukça normal olabileceği düşünülebilmektedir.

- CIPW normlarından elde edilen verilerin kuvars–albit–ortoklas içeriklerinin O'Connor (1965) diyagramı ile Kosinovski (1982) ve Johannes ve Holtz (1996) diyagramlarının (Şekil 4.108) birlikte değerlendirilmesi sonucunda Göynükbelen Granitoyidi'nin ötektik nokta kristalizasyonuna yakın değerler gösterdiği görülmektedir. Ötektik nokta kristalizasyonu petrografik olarak da, belirteç dokuların gözlenmesiyle belirlenmiştir. Granitoyidin soğuma sürecinde büzüşmeyle gelişen eklem takımlarının sık aralıklı olması da, soğumanın hızlı gerçekleştiğini belirtmektedir. Bu verilerin granitoyidin kısmen sıg sokulum olduğunu ifade edebilmektedir ki yine O'Connor diyagramına göre granitoyidin 650–750 sıcaklıkta ve 1–3 Kbar basınç aralığında sokulduğu belirlenmiştir.
- Kenar zonu fasiyesinin ayrıt edilmesi ve yan kayaçlarda gelişen kontak metamorfik etki granitoyid bölgeye tektonik olarak değil, sıcak magma olarak üstündeki birimleri keserek sokulduğunu belirtmektedir.
- Granitoyidin yer altında kestiği birimlerle olası doknağının düşük eğimle devam ettiği kontak zonunun geniş (yaklaşık bir kilometre) olmasından anlaşılabilmektedir. Geniş kontak zonunda granitoyid kontağında gelişen hornfels kayalarının mineral parajenezlerine göre, kontak etkisinin dokanaktan yan kayaca doğru ısının azalmasıyla farklı fasiyesleri gözlenerek devam ettiği belirlenebilmiştir. Buna göre kontak metamorfizma iç zondan dış zona piroksen hornfelsten albit-epidot hornfelse doğru bir gidiş eğrisi göstermektedir.
- Orhaneli Ofiyoliti ile gözlenen kontak metamorfizmada dokanaktan uzaklaştıkça ısı etkisinin azalmasıyla birlikte belirginleşen iç kontak ve dış kontak zonlarında: **klorit hornfels, aktinolit-klorit hornfels, piroksen hornfels, hedenberjit hornfels, kummingtonit-antofillit hornfels** ve en iç zonda en yüksek ısı etkilişemiyle gelişmiş olan **enstatit hornfels** gözlenmiştir.
- **Kummingtonit-antofillit hornfels** kayasının ana minerali olan antofillit metamorfik ultramafik kayalarda mineral dönüşümleri ve su kaybı reaksiyonlarını gösteren basınç sıcaklık diyagramına göre (Winkler, 1976) yaklaşık 600–650 °C lik bir ısı aralığını belirtmektedir (Şekil 4.95). Böylelikle hornfelste antofillitin bulunması, kontağın iç

zonunun belirtecidir. Dokanağa daha da yaklaştıkça gözlenen **Enstatit kummingtonit hornfels** ile kontak metamorfizmada yüksek sıcaklık değerlerinin belirteci olan enstatit minarelinin bulunuşu Winkler (1976) diyagramında granitoyidin sokulduğu ortamdaki yaklaşık 3 kbar'lık basınçla enstatit eğrisinin iz düşülmesi sonucunda yaklaşık 650–700 °C lik sıcaklık değerine karşılık gelmektedir. Enstatit bölgede Orhaneli Ofiyoliti ile Göynükbelen Granitoyidi arasında gelişen kontak metamorfizmada gözlenebilen en yüksek sıcaklık mineralidir. Bu bulgu jeokimya yorumlamalarında kullanılan O'Connor diyagramına (Şekil 4.108) göre de granitoyidin 650–750 °C sıcaklıkta ve 1–3 Kbar basınç aralığında sokulduğu belirlenmesiyle desteklenmektedir.

➤ İnceleme alanında Göynükbelen Granitoyidi ile Çatalca Mermerinin doğrudan kontağı olmadığından, önemli bir skarn oluşumu gözlenmese de yersel küçük boyutlu granat skarn gelişimleri izlenmiştir. Esas olarak Sırlı Metamorfikleri'nde gelişen kontak metamorfizma inceleme alanında özellikle Çatalca Mermeri altında ve granitoyid ile sınırında dar bir alanda kalan metapelitlerle, metapelitiklerin üst seviyelerinde gözlenen kalkıştelerde kontak metamorfizma gelişmiştir. Gözlenen hornfels kayaları: **hornblend hornfels, diyopsit hornfels, hedenberjit-epidot hornfelstir.**

KAYNAKLAR

- ALTUNKAYNAK, Ş.**, 2007, *Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey*. Journal of Geology vol: 115, no:1, 63-82
- ATAMAN, G.**, 1972, *L'age radiometrique du massif granodioritique d'Orhaneli*, TJK Bült., 15, 125-130.
- BAS, H.** (1986). *Tertiary geology of the Domanic-Tavsanli-Kutahya-Gediz region (in Turkish)*. Jeoloji Mühendisligi, 27, 11-18.
- BİNGÖL, E.**, 1975, *Batı Anadolunun jeotektonik evrimi*, M.T.A. Dergisi, 86, 14-34.
- BİNGÖL, E., DELALOYE, M. VE ATAMAN, G.**, 1982, *Granitic intrusions in Western Anatolia; a contribution to the geodynamic study of this area*, Eclogae Geol.Helv., 75/2, 437-446.
- BRINKMANN, R.**, 1966, *Geotektonische Gliederung von West Anatolien*, M.T.A. Dergisi, 66, 61-74.
- BRINKMANN, R.**, 1972, *Mesozoic troughs and Crustal structure in Anatolia*, Geological Society of America Bulletin 83, 819-826.
- BÜRKÜT, Y.**, 1966, *Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plutonların mukayeseli jeenetik etüdü*, Doktora tezi, İTÜ Maden Fakültesi, 272 s, (yayımlanmamış), İstanbul.
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J.** (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin.
- DELALOYE, M and BİNGÖL, E.**, 2000, *Granitoids from Western And Northwestern Anatolia*, Geochemistry and Modeling of Geodynamic Evolution. International Geology Review. Vol. 42, p.241-268

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., & MARCHAL, M., 1980. *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses; its relationships with current nomenclature.* Chemical Geology 29, 183-210.

DAVIS, J.H., AND VON BLACKENBERG, F. (1995). *Slab breakoff. a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens.* Earth Planet. Sc. Lett., 129, 85-102.

EMRE, H., 1986, *Orhaneli ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi*, İst. Ün. Fen Bilim. Enst., Doktora Tezi, 165 pp.

ESKOLA, P., 1939 *Die metamorphen Gesteine. In Die Entstehung der Gesteine,* Barth, T.F.W., Correns, C.W. and Eskola, P., 263-407.

HARRIS, N.B.W., KELLEY, S. and OKAY, A.İ., 1994, *Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia*, Contributions to Mineralogy and Petrology 117, 241-252

HARRIS, N.B.W., KELLEY, S.P. ve OKAY, A.İ., 1994, *Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 117, 241-252

JOHANNES, W., AND HOLTZ, F., 1996, *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*, New York, Springer – Verlag.

KAADEN, G. VAN DER, 1966, *Türkiye'deki glokofan kayaçlarının önemi ve dağılışı*, M.T.A. Derg., no. 67, Ankara.

KALAFATÇIOĞLU, A., 1962, *A note on the geology of the region between Tavşanlı and Dağardı and on the age of the serpentinites and limestones*, MTA Bült., 58, 38-46.

KETİN, İ., 1947, *Uludağ masifinin tektoniği hakkında*, TJ.K. Bült., cilt. I, sayı I, s. 60-74, Ankara.

KONAK, N., 1982, *Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayaçların evrimi*, İstanbul Yerbilimleri, 3, 313-337.

KOSINOWSKI, M.H.F., 1982, *MSONRM, a FORTRAN program for the improved version of mesonorm calculation*, Computers & Geosciences, vol.8, no.1, pp.111-20.

KOVENKO, V., 1945, *Akdağ ve Akçakışla madenlerine yapılan ziyaret hakkında rapor*, M.T.A. Rap., no. 1644 (neşredilmemiş), Ankara.

LIPIN, B.R., and MCKAY, G.A., 1989, *Geochemisrty and mineralogy of the rare earth elements*, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy. 21, 348 p.

LISENBEE, A., 1971, *The Orhaneli ultramafic-gabbro thrust sheet and its surroundings*, In A.S. Campbell (Editor), *Geology and History of Turkey*. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, pp. 349-360.

LISENBEE, A., 1972, *Structural setting of the Orhaneli ultramafic massif near Bursa, northwestern Turkey*, Ph.D. thesis. Pennsylvania State University, pp.157.

MADEN TETKİK ARAMA Resmi İnternet Sitesi, http://www.mta.gov.tr/etut/madenler/kullanım_alanlari.htm

MANIAR, P.D., and PICCOLI, P.M., 1989, *Tectonic discrimination of granitoids*, Geological Society of America Bulletin, vol.101, pp. 635–643.

MASON, B., and MOORE, C.B., 1982, *Principles of Geochemistry*, John Wiley and Sons, Hong Kong, 344 p.

OKAY A.İ. and KELLEY, S.P., 1994, *Tectonic setting, petrology and geochronology of jadeite + glaucophane and chloritoid + glaucophane schists from northwest Turkey*, Journal of Metamorphic Geology, 12, 455-466.

OKAY, A.İ. and SATIR, M., 2006, *Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northwest Turkey*, evidence for a possible magmatic arc. Geodinamica Acta, 19, 251-266.

OKAY, A.İ. ve TÜYSÜZ, O. 1999, *Tethyan sutures of northern Turkey*, In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. Serrane, M (ed). *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogene*, Geological Society.

OKAY, A.İ., 1984, *Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists*, In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (ed. J.E. Dixon & A.H.F. Robertson), Geological Society Special Publication No. 17, 455-466.

OKAY, A.İ., 1985, *Metamorphic belts in northwest Anatolia* (in Turkish). In: Ketin Symposium Book, Publication of the Geological Society of Turkey, Ankara, 83-92.

- OKAY, A.İ.**, 1989, *Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey*, In: *Tectonic Evolution of the Tethyan Region* (ed. A.M.C. Şengör), NATO Advanced ASI Series, Kluwer Academic Publications, Dordrecht, 109-116.
- OKAY, A. İ.**, 2001, *Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model*, *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 89, 709-727.
- OKAY, A. İ., HARRIS, N.B.W. ve KELLEY, S.P.**, 1998, *Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey*, *Tectonophysics*, 285, 275-299.
- OKAY, A.İ., SATIR, M. & SHANG, C.K.**, 2008, *Ordovician metagranitoid from the Anatolide Tauride Block, northwest Turkey -geodynamic implications*, *Terra Nova*, 20, 280-288.
- OKAY, A.I., ve MÖSTLER, H.**, 1994, *Carboniferous and Permian radiolarite blocks from the Karakaya Complex in northwest Turkey*, *Doğa Türk Yerbilimleri dergisi*, 3, 23-28.
- ÖZKOÇAK, O.**, 1969, *Etude geologique du Massif Ultrabasique d'Orhaneli et de sa proche bordure (Bursa-Turquie)*, *Tez, Univ. de Paris*, 181.
- PEARCE, A.J., HARIS, N.B.W. ve TRINDLE, A.G.**, 1984, *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*, *Journal of Petrology*, Vol. 25, Part 4, 956 – 983.
- ROLLINSON, H.**, 1993, *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, John Wiley and Sons, 352 pp.
- SCHERTL, H-P., ve OKAY, A.I.**, 1994, *Coesite inclusion in dolomite in Dabie Shan, China: Petrological and rheological significance*, *European Journal of Mineralogy*, 6, 995-1000.
- STRECKEISEN, A. L.**, 1974, *Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift for Geologie*. Stuttgart. Vol.63, p.773-785.

STRECKEISEN, A. L., 1978 *IUGS, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions.* Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, Vol. 141, 1-14.

SERVAIS, M., 1982, *Collision et suture tethysienne en Anatolia Centrale etude structurale et metamorphique (Hp-LT) de la zone nord Kütahya*, Doktora tezi (yayımlanmamış), Paris Univ., Fransa.

SUN, S.S. ve MCDONOUGH, W.F., 1989, *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*, In: Saunders A.D. and Nory M.J. (eds), *Magmatism in oceanic basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, pp. 313–345.

ŞENGÖR, A. M. C., 1979, *The North Anatolian Transform Fault. its age offset and tectonic significance*, J. Geol. Soc. Lond, 136: 269-282.

ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1981, *Tethyan evolution of Turkey : a plate tectonic approach*, Tectophysics, 75, 181 -241.

TANKUT, A., 1980, *The Orhaneli massif, Turkey*, Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus.

VACHETTE, M., BLANC, PH., & DUBERTRET, L., *Détermination de l'âge d'une granodiorite d'Orhaneli, au Sud de Bursa (Anatolie), sa signification régionale*, - C. R., 267, 927–930, Paris 1968.

WIJKERSLOOTH, P. de, 1942, *Türk krom cevherlerindeki istihaleler*, M.T.A. Mecm., no. 2/27, Ankara.

WILSON, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*, Univ. Hyman, London. 456 p.

WINKLER, H; G. F., 1967, 1974, 1976, *Petrogenesis of metamorphic rocks*, (I., II. ve IV. baskı) Springer - Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, (220 s., 320 s., 334 s.)

YARDLEY, B.W.D., 1989, *An introduction to Metamorphic Petrology*: Longman, Harlow, 248 p.

YILMAZ, Y., 1981, *Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi*, İstanbul Yerbilimleri, 1, 33-52.

EKLER

Ek-1. Örnek Listesi

Ek-2. Orhaneli (Bursa) Kuzeyi Jeoloji Haritası

Ek-3. Orhaneli (Bursa) Kuzeyi Jeolojik Enine Kesitleri

ÖZGEÇMİŞ

07.06.1982 tarihinde İstanbul’da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimlerini sırasıyla; Akçakoca Atatürk İlkokulu ve Ted Kdz. Ereğli Koleji Vakfı Özel Lisesi’nde tamamladı. 2000 yılında kayıt olduğu İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nden 2004 yılında mezun oldu. 2004 Aralık – 2005 Mayıs ayları arasında askerlik görevini tamamladı. 2005 yılında İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mineraloji-Petrografi Programında yüksek lisansa başladı.

Ek-1. Örnek Listesi

Sıra No	Örnek No	Koordinat	Kaya Türü	İnce Kesit	Modal Analiz	Jeokimya Analizi
1	1	70822/27874	Granitoyid	+	-	+
2	4	71210/28800	Granitoyid	+	-	-
3	5	71043/28580	Granitoyid	+	-	-
4	6	70940/28608	Serpantinit	+	-	-
5	7a	70773/28526	Granitoyid	+	-	-
6	7b	70773/28526	Serpantinit	+	-	-
7	8	70706/28170	Granitoyid	+	-	-
8	11	70529/28489	Serpantinit	+	-	-
9	13	70460/28383	Hornfels	+	-	-
10	15	70281/28281	Dunit	+	-	-
11	16	70239/28267	Granitoyid	+	-	-
12	20a	69955/27730	Granitoyid	+	-	-
13	20b	69955/27730	Granitoyid	+	-	-
14	24	70115/28235	Granitoyid	+	+	-
15	25	70100/28295	Hornfels	+	-	-
16	26	70025/28276	Hornfels	+	-	-
17	30	69900/27926	Granitoyid	+	-	-
18	34	69380/27845	Granitoyid	+	-	-
19	35	69160/27811	Serpantinit	+	-	-
20	36	69111/27700	Granitoyid	+	-	+
21	50	69062/27550	Granitoyid	+	-	-
22	51	69965/27484	Granitoyid	+	-	-
23	53	70240/27485	Granitoyid	+	-	-
24	55	70405/27450	Serpantinit	+	-	-
25	56	70493/27373	Granitoyid	+	-	-
26	59	70890/27280	Granitoyid	+	-	-
27	67	72067/26843	Granitoyid	+	-	-
28	70	71893/27095	Granitoyid	+	+	-

29	72	71825/27146	Serpantinit	+	-	-
30	73	71817/27093	Serpantinit	+	-	-
31	81	71842/27060	Hornfels	+	-	-
32	93	71385/27048	Serpantinit	+	-	-
33	94	72590/26622	Dunit	+	-	-
34	95	72402/26720	Granitoyid	+	-	-
35	101	73257/26660	Granitoyid	+	-	-
36	105	73728/26188	Granitoyid	+	-	-
37	109	73945/26256	Piroksenit	+	-	-
38	112	73985/26185	Dunit	+	-	-
39	113	74328/25887	Magnezit	-	-	-
40	116	74303/26075	Granitoyid	+	-	-
41	117	74960/26181	Hornfels	+	-	-
42	118	75227/26474	Granitoyid	+	-	-
43	134	76261/26691	Hornfels	+	-	-
44	136	76160/26398	Hornfels	+	-	-
45	138	76273/26226	Mermer	+	-	-
46	139	76330/26175	Mermer	+	-	-
47	142	76298/26028	Metapelit şist	+	-	-
48	143	75658/25951	Granitoyid (dayk)	+	-	-
49	148	71270/28936	Granitoyid	+	-	+
50	152	72864/29956	Granitoyid (kenar)	+	-	-
51	154a	72728/29938	Serpantinit	+	-	-
52	154b	72728/29939	Granitoyid (dayk)	+	-	-
53	166	74260/31069	Granitoyid	+	-	-
54	168	73367/31617	Dunit	+	-	-
55	180	72055/29351	Serpantinit(anklav)	-	-	-
56	183	72606/29683	Serpantinit(anklav)	-	-	-
57	185	73410/31966	Granitoyid	+	-	-
58	186	73328/32000	Dunit	+	-	-
59	188	73363/32077	Granitoyid	+	-	-
60	189	73229/32458	Granitoyid (Def.)	+	-	-

61	192	73343/32988	Dunit	+	-	-
62	196	73707/33213	Serpantinit	+	-	-
63	200	73480/33120	Granitoyid	+	-	-
64	201	73540/33025	Granitoyid	+	-	-
65	207	72792/32853	Dunit	+	-	-
66	209	73032/32910	Granitoyid	+	-	-
67	210a	74140/33450	Fillat (Pzgm)	+	-	-
68	210b	74140/3345	Fillat (Pzgm)	+	-	-
69	210c	74140/3345	Fillat (Pzgm)	+	-	-
70	213	74088/32996	Granitoyid	+	-	-
71	219	74796/32480	Granitoyid	+	-	-
72	228	75750/32025	Hornfels (Pzgm)	+	-	-
73	229	75868/32027	Hornfels (Pzgm)	+	-	-
74	235	76765/31644	Fillat (Pzgm)	+	-	-
75	239	75634/30926	Harzburjit	+	-	-
76	255	76468/30270	Granitoyid (kenar)	+	-	-
77	261	76840/30742	Harzburjit	+	-	-
78	264	71159/17729	Metapelit şist	+	-	-
79	265	71017/17775	Metapelit şist	+	-	-
80	266	70779/17753	Metapelit şist	+	-	-
81	270	72815/18625	Metapelit şist	+	-	-
82	271	73092/18372	Metapelit şist	+	-	-
83	274	74418/18464	Metapelit şist	+	-	-
84	278	70033/22475	Kalkşist	+	-	-
85	287	76350/26702	Hornfels (Pzs)	+	-	-
86	289	76490/26729	Hornfels (Pzs)	+	-	-
87	290	76560/26685	Hornfels (Pzs)	+	-	-
88	303	76470/26985	Granitoyid (kenar)	+	-	+
89	304	76419/27030	Granitoyid (kenar)	+	-	-
90	305	76166/27532	Granitoyid (kenar)	-	-	-
91	308	70095/25272	Gabro	+	-	-
92	309	70128/25535	Serpantinit	+	-	-

93	312	70373/25805	Granitoyid (Nbr'de blok)	+	-	+
94	313	70550/26140	Serpantinit	+	-	-
95	316	68495/26798	Dunit	+	-	-
96	318	68016/26418	Kumtaşı (Nbr)	-	-	-
97	319	67898/26546	Harzburjit	+	-	-
98	320	67843/26578	Gabro	+	-	-
99	322	67680/26692	Harzburjit	+	-	-
100	325	67276/26390	Granitoyid (Nbr'de blok)	-	-	-
101	329	68768/27655	Harzburjit (Kromit)	+	-	-
102	330	68657/27673	Harzburjit	+	-	-
103	331	68224/27643	Serpantinit	+	-	-
104	334	68577/28496	Granitoyid (ufak sokulum)	+	-	-
105	335	68590/28690	Serpantinit	+	-	-
106	336	68620/28478	Kuvars Damarı	-	-	-
107	340	68756/29099	Harzburjit	+	-	-
108	343	68460/29010	Serpantinit	+	-	-
109	345	68320/29570	Harzburjit	+	+	-
110	347	68730/29902	Harzburjit	+	-	-
111	350	68714/31030	Serpantinit	+	-	-
112	351	68705/31135	Piroksenit	+	-	-
113	352	68470/31402	Piroksenit	+	+	-
114	353	68478/32054	Piroksenit	+	-	-
115	354	68476/32250	Gabro	+	-	-
116	358	67737/33271	Granitoyid (kenar)	+	-	-
117	360	68237/33205	Granitoyid	+	-	-
118	361	68515/33049	Granitoyid (kenar)	+	-	-
119	362	67897/33761	Harzburjit	+	-	-
120	369	69015/33109	Granitoyid (kenar)	+	-	-
121	372	68078/33360	Granitoyid	+	+	+
122	374	67768/33631	Piroksenit	+	-	-
123	375	67569/33913	Traverten	-	-	-

124	376	67331/33905	Serpantinit	+	-	-
125	377	66904/34589	Gabro	+	-	-
126	380	72543/24387	Serpantinit	+	-	-
127	383	73625/24106	Serpantinit	+	-	-
128	384	73625/24105	Metapelit şist	+	-	-
129	386	74293/23933	Metabazit şist	+	-	-
130	393	76189/23579	Metapelit şist	+	-	-
131	394	75402/23521	Kalkşist	+	-	-
132	395	74360/23862	Metapelit şist	+	-	-
133	401	74835/25309	Dunit	+	-	-
134	403	75085/25413	Serpantinit	+	-	-
135	404	75711/25201	Mermer	+	-	-
136	405	75390/25405	Mermer	+	-	-
137	408	75240/25256	Dunit	+	-	-
138	411	75362/24863	Metapelit şist	+	-	-
139	412	75440/24870	Metapelit şist	-	-	-
140	414	75215/24690	Metapelit şist	+	-	-
141	417	71935/17303	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
142	420	69613/24687	Kiltaşı (Nbr)	-	-	-
143	426	71910/26830	Hornfels (Kos)	+	-	-
144	428	46366/18320	Metapelit şist	+	-	-
145	430	75708/18387	Metapelit şist	-	-	-
146	433	75934/18535	Metapelit şist	+	-	-
147	434	75990/18630	Mermer	+	-	-
148	442	76720/19111	Metapelit şist	+	-	-
149	452	75685/19309	Metapelit şist	+	-	-
150	453	75628/19152	Mermer	+	-	-
151	454	75640/19020	Mermer	-	-	-
152	463	74279/18595	Metapelit şist	+	-	-
153	465	73618/20429	Mermer	+	-	-
154	468	72617/20785	Kalkşist	+	-	-
155	479	73210/20215	Kalkşist	+	-	-

156	480	72780/20344	Kalkşıst	+	-	-
157	483	72780/19275	Mermer	+	-	-
158	485	72252/19396	Mermer	+	-	-
159	498	71719/18950	Metapelit şist	+	-	-
160	501	71940/18840	Metapelit şist	+	-	-
161	508	71040/17152	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
162	509	71302/17118	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
163	511	71731/17014	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
164	514	72396/16696	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
165	517	72945/16912	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
166	521	71160/17560	Metapelit şist	+	-	-
167	529	72226/17207	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
168	530	72345/17238	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
169	531	72492/17449	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
170	532	72395/17552	Metapelit şist	+	-	-
171	543	72887/18497	Metapelit şist	+	-	-
172	553	70870/22083	Kalkşıst	+	-	-
173	557	72453/22206	Rekrs. Kçt.	+	-	-
174	560	73567/21988	Metapelit şist	+	-	-
175	561	75782/21301	Mermer	+	-	-
176	563	70691/22360	Metabazit şist	+	-	-
177	564	70894/22308	Metapelit şist	+	-	-
178	566	71325/22435	Metapelit şist	+	-	-
179	577	73541/23615	Kalkşıst	+	-	-
180	582	74929/23761	Metapelit şist	+	-	-
181	603	75225/24104	Kalkşıst	+	-	-
182	604	75335/24315	Serpantinit	+	-	-
183	607	76047/24633	Mermer	+	-	-
184	609	75739/24607	Serpantinit	+	-	-
185	613	75129/24383	Breş	+	-	-
186	616	75158/24176	Metapelit şist	+	-	-
187	617	75199/24177	Metapelit şist	+	-	-

188	621	75805/24124	Serpantinit	+	-	-
189	622	75951/24023	Metapelit şist	+	-	-
190	630	71465/23195	Metabazit şist	+	-	-
191	635	72784/23277	Kalkşist	+	-	-
192	636	72354/23435	Metapelit şist	+	-	-
193	637	72309/23602	Metapelit şist	+	-	-
194	640	71923/23713	Mermer	+	-	-
195	643	71302/23471	Mermer	+	-	-
196	645	70950/23254	Kalkşist	+	-	-
197	647	70509/22960	Metabazit şist	+	-	-
198	648	70457/22920	Metabazit şist	+	-	-
199	649	70209/22616	Metabazit şist	+	-	-
200	653	69574/22058	Rekrs. Kçt.	+	-	-
201	654a	69936/22211	Metapelit şist	+	-	-
202	654b	69936/22211	Rekrs. Kçt.	+	-	-
203	657	69860/22567	Metabazit şist	+	-	-
204	658	69893/22641	Metapelit şist	+	-	-
205	665	69857/23075	Piroksenit	+	+	-
206	666	69805/23135	Piroksenit	+	-	-
207	667	69624/23059	Piroksenit	+	-	-
208	673	72931/24470	Serpantinit	+	-	-
209	681	70113/24720	Gabro	+	-	-
210	683	75237/29357	Granitoyid	+	-	-
211	684	75130/29650	Granitoyid	+	-	-
212	686	74975/29688	Granitoyid (Anklav)	+	-	-
213	688	74504/29473	Granitoyid	+	-	-
214	690	74149/2955	Granitoyid	+	+	-
215	691	73784/29573	Granitoyid	+	-	-
216	692	73829/29277	Granitoyid	+	-	-
217	693	74297/29037	Granitoyid	+	-	-
218	695	74970/29085	Granitoyid	+	-	-
219	697	75615/29007	Granitoyid	+	-	-

220	699	76154/28861	Granitoyid	+	-	-
221	700	76328/28709	Granitoyid	+	-	-
222	701	76884/28329	Granitoyid	+	-	-
223	702	74385/28695	Granitoyid	+	-	-
224	703	74321/28077	Granitoyid	+	-	-
225	705	73540/27194	Granitoyid	+	-	-
226	707	73218/27196	Granitoyid	+	-	-
227	709	72561/26961	Granitoyid	+	-	-
228	710	73477/24346	Granitoyid	+	-	-
229	714	73392/24781	Dunit	+	-	-
230	727	71150/24188	Dunit	+	-	-
231	731	70331/24076	Piroksenit	+	-	-
232	739	70691/23783	Piroksenit	+	-	-
233	754	74443/27338	Anklav	+	-	-
234	755	74620/26992	Granitoyid	+	-	-
235	757a	74530/26639	Granitoyid	+	-	-
236	757b	74530/26639	Anklav	+	-	-
238	761	74723/25724	Magnezit	+	-	-
239	763	74665/25400	Serpantinit	+	-	-
240	770	74874/25515	Gabro	+	-	-
241	772	74976/25673	Hornfels (Pzs)	+	-	-
242	780	75565/25924	Piroksenit	+	-	-
243	784	75201/26092	Hornfels (Pzs)	+	-	-
244	785	75177/26007	Hornfels (Pzs)	+	-	-
245	792	73716/25478	Dunit	+	-	-
246	793	73564/25392	Dunit (Kromit)	+	-	-
247	797	69252/24359	Serpantinit	+	-	-
248	812	75811/29257	Anklav	+	-	-
249	813	76110/29297	Granitoyid	+	+	-
250	816	76565/29100	Granitoyid	+	-	-
251	819	76148/29390	Granitoyid	+	-	-
252	820	76474/29625	Granitoyid	+	+	-

253	823	76348/30058	Anklav	+	-	-
254	825	76689/30228	Serpantinit	+	-	-
255	827	76631/30328	Serpantinit	+	-	-
256	828	76568/30496	Serpantinit	+	-	-
257	832	75887/29777	Granitoyid	+	-	+
258	835	76007/30408	Serpantinit	-	-	-
259	838	74513/30407	Granitoyid	+	+	-
260	843	75182/30434	Granitoyid	+	-	-
261	847	75207/30660	Granitoyid	+	+	-
262	852	74998/31269	Granitoyid	+	-	-
263	853	74850/31420	Granitoyid	+	-	-
264	855	74617/31600	Granitoyid	+	+	-
265	859	73725/32002	Granitoyid	+	-	-
266	861	72744/32242	Dunit	+	-	-
267	862	72228/32217	Dunit	+	-	-
268	863	72086/32093	Dunit	+	-	-
269	864	71639/32217	Harzburjit	+	+	-
270	868	71351/31950	Harzburjit	+	-	-
271	871	71355/32113	Dunit	+	-	-
272	879	75165/31655	Granitoyid	+	+	-
273	882	75011/28481	Granitoyid	+	-	+
274	885	75068/27621	Granitoyid	+	-	-
275	893	68138/25882	Granitoyid (Nbr'de blok)	-	-	-
276	894	68125/25650	Granitoyid (Nbr'de blok)	+	-	-
277	895	68093/25598	Granitoyid (Nbr'de blok)	+	-	-
278	897	67754/25535	Harzburjit	+	-	-
279	898	67706/25571	Granitoyid (Nbr'de blok)	+	-	-
280	900	67395/25459	Serpantinit	+	-	-
281	901	67266/25328	Harzburjit	+	-	-
282	904	67158/25103	Harzburjit	+	-	-

283	908	65553/24759	Serpantinit	-	-	-
284	910	67667/24431	Dunit (Nbr'de blok)	-	-	-
285	915	67990/23822	Serpantinit	+	-	-
286	919	75719/27150	Granitoyid	+	-	-
287	921	75788/26865	Hornfels	+	-	-
288	924a	75765/26531	Hornfels	+	-	-
289	924b	75765/26531	Hornfels	+	-	-
290	925	75804/26438	Hornfels	+	-	-
291	926	75878/26510	Granitoyid	+	-	-
292	927	75882/26543	Hornfels	+	-	-
293	928	76021/26614	Hornfels	+	-	-
294	929	76145/26628	Granitoyid	+	-	-
295	932	76162/27389	Granitoyid	+	-	-
296	934	75813/27870	Granitoyid	+	-	-
297	936	75626/28529	Granitoyid	+	+	-
298	941	73965/28193	Granitoyid	+	-	-
299	944	73727/28413	Granitoyid	+	-	-
300	951	72892/28076	Granitoyid	+	+	-
301	953	72486/28474	Granitoyid	+	+	-
302	958	72206/27560	Granitoyid	+	-	+
303	960	71974/27314	Granitoyid	+	+	-
304	961	72330/28117	Granitoyid	+	+	-
305	962	72218/28405	Granitoyid	+	-	-
306	966	71550/28119	Granitoyid	+	+	-
307	968	71157/28115	Granitoyid	+	+	-
308	970a	74403/27011	Granitoyid	+	+	-
309	970b	74403/27011	Granitoyid (Anklav)	+	+	-
310	974	75252/31341	Granitoyid	+	-	-
311	977	74253/32410	Granitoyid	+	-	+
312	979	73904/32656	Granitoyid	+	-	-
313	980	74184/33570	Fillat (Pzgm)	+	-	-
314	981	74170/33797	Fillat (Pzgm)	+	-	-

315	982	74252/33877	Fillat (Pzgm)	+	-	-
316	983	74554/33350	Fillat (Pzgm)	+	-	-
317	987	76036/32165	Fillat (Pzgm)	+	-	-
318	988	76125/32260	Fillat (Pzgm)	+	+	-
319	989	76211/32365	Rekrs. Kçt. (Pzgm)	+	-	-
320	990	75251/32478	Rekrs. Kçt. (Pzgm)	+	-	-
321	994	76007/33424	Rekrs. Kçt. (Pzgm)	+	-	-
322	999	76455/32956	Fillat (Pzgm)	+	-	-
323	1000	76709/33105	Fillat (Pzgm)	+	-	-
324	1007	76015/32021	Fillat (Pzgm)	+	-	-
325	1008	76258/321122	Fillat (Pzgm)	+	-	-
326	1011	76543/32518	Rekrs. Kçt. (Pzgm)	+	-	-
327	1014	76188/31815	Hornfels (Pzgm)	+	-	-
328	1015	76275/31738	Hornfels (Pzgm)	+	-	-
329	1019	76654/31696	Hornfels (Pzgm)	+	-	-
330	1023	76598/31807	Hornfels (Pzgm)	+	-	-
331	1041	73429/30001	Dunit	+	-	-
332	1042	73295/30750	Dunit	+	-	-
333	1045	73191/303399	Granitoyid	+	-	-
334	1046	73178/30353	Granitoyid	+	-	-
335	1050	72626/3290	Piroksenit	+	-	-
336	1055	72757/31259	Dunit	+	-	-
337	1056	72711/31383	Dunit (Kromit)	-	-	-
338	1059	72407/31404	Harzburjit	+	+	-
339	1067	71071/31566	Harzburjit	+	-	-
340	1072	69191/28098	Serpantinit	+	-	-
341	1073	69263/28441	Serpantinit	+	-	-
342	1075	69388/28613	Serpantinit	-	-	-
343	1077	69648/28735	Dunit (Kromit)	+	-	-
344	1081	70198/29022	Dunit	+	-	-
345	1083	69320/2889	Dunit (Kromit)	+	-	-
346	1086	69290/29650	Harzburjit	+	-	-

347	1088	69531/30048	Harzburjit	+	-	-
348	1091	69326/29984	Dunit	+	+	-
349	1093	69057/29657	Harzburjit	+	-	-
350	1094	69029/29765	Harzburjit (Kromit)	+	-	-
351	1101	68618/28490	Harzburjit	+	-	-
352	1105	67713/25949	Dunit (Nbr'de blok)	-	-	-
353	1106	67482/25976	Granitoyid (Nbr'de blok)	-	-	-
354	1107	67237/26029	Granitoyid (Nbr'de blok)	+	-	-
355	1109	66861/25937	Kalsedon (Nbr)	-	-	-
356	1111	67005/25593	Kum-kiltaşı (Nbr)	-	-	-
357	1115	68314/27192	Serpantinit	+	-	-
358	1119	67330/26802	Serpantinit	+	-	-
359	1123	71723/24672	Piroksenit	+	-	-
360	1128	72822/25701	Piroksenit	+	-	-
361	1130	72736/25536	Gabro	+	-	-
362	1133	72501/25633	Gabro	+	-	-
363	1134	72392/25668	Dunit	+	-	-
364	1136	71945/25601	Dunit	+	-	-
365	1139	71698/25948	Gabro	+	-	-
366	1141	71558/25895	Serpantinit	+	-	-
367	1145	71208/25450	Harzburjit	+	-	-
368	1146	71357/25473	Serpantinit	+	-	-
369	1148	71605/25349	Serpantinit	+	-	-
370	1152	71258/25011	Serpantinit	+	-	-
371	1162	72558/29695	Granitoyid	+	-	-
372	1167	73281/31363	Dunit	+	-	-
373	1168	73440/31180	Dunit	+	-	-
374	1174	73876/30651	Dunit	+	-	-
375	1176	73929/30317	Granitoyid	+	-	+
376	1177	73986/30189	Granitoyid	+	-	-
377	1178	73962/30058	Granitoyid	+	+	-

378	1186	68395/30000	Harzburjit	+	-	-
379	1187	68012/30177	Harzburjit	+	-	-
380	1188	67560/30041	Harzburjit	+	-	-
381	1197	67855/28591	Dunit	+	-	-
382	1198	67915/28370	Dunit	-	-	-
383	1204	67294/25950	Granitoyid (Nbr'de blok)	+	-	-
384	1206	67196/25713	Granitoyid (Nbr'de blok)	-	-	-
385	1209	68444/26032	Marn (Nbr)	-	-	-
386	1218	69155/26755	Gabro	+	-	-
387	1219	69247/26799	Granitoyid (Nbr'de blok)	+	-	-
388	1227	69042/26735	Granitoyid	+	-	-
389	1239	68442/24463	Serpantinit	+	-	-
390	1243	68081/30293	Harzburjit	+	-	-
391	1247	68391/30861	Gabro	+	-	-
392	1248	68200/30854	Piroksenit	+	-	-
393	1252	67712/31377	Harzburjit	+	-	-
394	1253	67608/31220	Serpantinit	+	-	-
395	1257	67050/31052	Harzburjit	+	-	-
396	1259	68697/31194	Dunit	+	-	-
397	1263	68762/31436	Dunit	+	-	-
398	1265	69284/31223	Piroksenit	+	-	-
399	1275	69566/31688	Piroksenit	+	-	-
400	1276	69434/31648	Piroksenit	-	-	-
401	1282	68697/32210	Piroksenit	+	+	-
402	1284a	68676/32613	Gabro	+	-	-
403	1284b	68676/32613	Piroksenit	+	-	-
404	1285	68532/32936	Granitoyid	+	-	-
405	1291	71602/32524	Dunit	+	-	-
406	1295	72258/32938	Dunit	+	-	-
407	1300	73081/33072	Harzburjit	+	-	-

408	1304	73522/33474	Serpantinit	+	-	-
409	1307	73758/33749	Serpantinit	+	-	-
410	1308	73683/33971	Traverten	+	-	-
411	1312	73409/33903	Gabro	+	-	-
412	1338	72112/32615	Granitoyid	+	-	-
413	1339	72152/32661	Hornfels	+	-	-
414	1360	69972/32858	Harzburgit	+	-	-
415	1371	69479/33520	Dunit (Kromit)	-	-	-
416	1372	69355/33234	Serpantinit	+	-	-
417	1377	69167/33239	Serpantinit	+	-	-
418	1383	69379/33128	Serpantinit	+	-	-
419	1387	68841/32860	Serpantinit	+	-	-
420	1388	68735/32840	Gabro	+	-	-
421	1390	68615/32678	Serpantinit	+	-	-
422	1391	67935/33641	Piroksenit	+	-	-
423	1392	68099/33572	Granitoyid	+	-	-
424	1394	68264/33589	Harzburgit	+	-	-
425	1396	68398/33445	Serpantinit	+	-	-
426	1397	68398/33445	Serpantinit	-	-	-
427	1398	68504/33291	Harzburgit	+	-	-
428	1407	67227/33386	Serpantinit	+	-	-
429	1408	67471/33313	Serpantinit	+	-	-
430	1410	67658/33244	Dunit	+	-	-
431	1414	68032/31768	Harzburgit	+	-	-
432	1422	68104/3313	Gabro	+	-	-
433	1423	67832/33545	Granitoyid	+	+	-
434	1425	70800/28827	Dunit (Kromit)	+	-	-
435	1427	70819/29077	Dunit (Kromit)	+	-	-
436	1428	70875/29125	Serpantinit	+	-	-
437	1434	71092/29929	Serpantinit	+	-	-
438	1460	70305/29062	Serpantinit	+	-	-
439	1462	70604/29109	Dunit (Kromit)	+	-	-

440	1470	74054/18382	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
441	1472	73801/18142	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
442	1473	73725/18867	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
443	1475	73364/17888	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
444	1476	73245/17848	Jadeyit-kuvas şist	+	-	-
445	1477	67119/26698	Dunit	+	-	-
446	1478	66890/26582	Dunit	+	-	-
447	1484	75510/26538	Dunit	+	-	-
448	1485	75340/26680	Granitoyid	+	-	-
449	1486	75230/26535	Hornfels	+	-	-
450	1487	75121/26511	Granitoyid	+	-	-
451	1490	74823/26332	Hornfels	+	-	-
452	1492	74666/26205	Granitoyid	+	-	+
453	1494	70287/27470	Hornfels	+	-	-
454	1495	70486/27405	Hornfels	+	-	-
455	1505	69951/26820	Dunit (Kromit)	+	+	-