KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

PINARBAŞI OFİYOLİTİ VE OFİYOLİT TABANI METAMORFİTLERİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMLERİYLE HARİTALANMASI

ANIL ALKAN

KOCAELİ 2019

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

PINARBAŞI OFİYOLİTİ VE OFİYOLİT TABANI METAMORFİTLERİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMLERİYLE HARİTALANMASI

ANIL ALKAN

Prof. Dr. Ömer Faruk ÇELİK
Danışman, Kocaeli Üniversitesi .....

Dr. Öğretim Üyesi Aziz ÖZYAVAŞ
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniversitesi .....

Doç. Dr. Ertan BOL
Jüri Üyesi, Sakarya Üniversitesi .....

Tezin Savunulduğu Tarih: 27.06.2019

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Orta Anadolu bölgesinde Kayseri ili sınırları içerisinde yeralan Pınarbaşı Ofiyoliti üzerinde gerçekleştirilen bu çalışma ile, bölgenin 1/25000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapılmış, bölgedeki birimlerin birbiriyle olan ilişkileri belirlenerek, ofiyolitlerle ilgili kayaçlardan petrografik, jeokimyasal incelemeler gerçekleştirilmiştir. Elde edilen tüm bu veriler doğrultusunda Pınarbaşı Ofiyoliti'nin niteliği ve evrimi konusunda yorumlar geliştirilmiştir. Ayrıca gerçekleştirilen bu çalışma doğrultusunda saha içerisinde yeralan farklı kayaç grupları uzaktan algılama yöntemleri kullanılarak geliştirilen bant kombinasyonları yardımıyla birbirlerinden ayırtlanmış özellikle farklı çalışma sahalarında da teğit edilerek doğrulandığı taktirde ekonomik öneme sahip krom yataklarının tespiti noktasında kullanılabilecek bant oranları geliştirilmiştir.

Lisans ve yüksek lisans öğrenimim süresince bilgi ve birikimini hemen her fırsatta paylaşarak fikirleriyle beni yönlendiren, yaptığımız çalışmalarla ilgili beni ve arkadaşlarımı sürekli motive eden kıymetli danışmanım Prof. Dr. Ömer Faruk ÇELİK'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Beraber çalıştığımız süre zarfında insani açıdan da hayatıma birçok değer katarak sosyal hayata dair sorun ve problemlerimde daima yanımda olan ve olmaya devam eden saygıdeğer hocam, TÜBİTAK 117Y392 numaralı projede bursiyer olarak görevlendirerek maddi açıdan da beni desteklemiş ve iyi bir çalışma ortamı sağlayarak tez yazım sürecimin her aşamasında yanımda olmuştur.

Üniversitemizde lisansüstü öğrencilerine oda temin ederek, bizlere çalışma ortamı sağlayan Jeoloji Mühendisliği bölümüne ve bölüm başkanımız sayın Prof. Dr. Ömer Feyzi GÜRER' e teşekkür ederim.

Tanıştığımız ilk günden bu yana daima yanımda olan ve benden hiçbir desteği esirgemeyen çalışma arkadaşlarım Jeoloji Yük. Müh. Mutlu ÖZKAN, Jeoloji Yük. Müh. Rahmi Melih ÇÖRTÜK ve Arş. Gör. İsmail Emir ALTINTAŞ'a çok teşekkür ederim.

Tezimin de bir bölümünü oluşturan uzaktan algılama işlemleri konusunda bana yardımcı olan bilgi birikimini paylaşmakla beraber ilgisini esirgemeyen değerli hocam Doktor Öğretim Üyesi Aziz ÖZYAVAŞ'a teşekkürlerimi sunarım.

Kocaeli Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği bölümü laboratuarlarında tez çalışmamın önemli bir bölümü oluşturan tüm kayaç jeokimyası analizlerini yapılmasını sağlayan Doç. Dr. İrfan YOLCUBAL ve Arş. Gör. Ahmet ŞENER'e teşekkür ederim.

Bu çalışma TÜBİTAK 117Y392 kapsamında desteklenmiştir. Çalışmamızı maddi açıdan destekleyen ve bu çalışmayı yapmamızı sağlayan TÜBİTAK'a teşekkür ederim.

Bu çalışma Kocaeli Üniversitesi (KOU) Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yüksek lisans tezi olarak hazırlanırken, KOU Bilimsel Araştırmalar Proje birimi tarafından da (BAP, Hızlı Destek Proje No: 2017/099HD) kısmen desteklenmiştir.

Hayatıma girdiği günden bugüne bana neşe, mutluluk, huzur ve sevgi veren, aldığım kararlarda daima yanımda olarak bana her anlamda yardımcı olan, tez çalışmam boyunca desteğini benden esirgemeyen sevgili Şule YILMAZ'a teşekkür ederim.

Hayatımın her noktasında yanımda olarak aldığım kararlarda beni destekleyen, öğrenim hayatım boyunca maddi ve manevi anlamda da her daim yanımda olan sevgili aileme; annem Nerin ALKAN'a ve babam Mehmet ALKAN'a sevgi ve saygılarımı sunuyorum.

Mayıs-2019 Anıl ALKAN

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER iii
ŞEKİLLER DİZİNİ v
TABLOLAR DİZİNİ xiii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ xiv
ÖZET xv
ABSTRACT xvi
GİRİŞ 1
1. GENEL BİLGİLER 2
1.1. Çalışmanın Amacı 2
1.2. Yöntem 2
1.2.1. Ön büro çalışmaları 2
1.2.2. Saha çalışmaları 3
1.2.3. Laboratuvar çalışmaları 4
1.2.4. Elde edilen verilerin değerlendirilmesi 6
1.3. Çalışma Alanının Konumu 6
1.4. Önceki Çalışmalar 9
1.5. Bölgesel Jeoloji 14
2. GENEL JEOLOJİ 18
2.1. Domuzdağ Napı 20
2.2. Pınarbaşı Ofiyoliti 21
2.2.1. Manto tektonitleri 21
2.2.2. Ultramafik-mafik kümülatlar 25
2.2.3. Ofiyolit tabanı metamorfitleri 28
2.2.4. Yığışım karmaşığı 33
2.3. Yağlıpınar Formasyonu 34
2.4. Köprübaşı Formasyonu 35
3. PETROGRAFİ 36
3.1. Manto Tektonitleri 37
3.2. Piroksenitler 40
3.3. Mafik Kümülatlar 42
3.4. Dolerit Daykları 46
3.5. Ofiyolit Tabanı Metamorfitleri 47
4. TÜM KAYAÇ JEOKİMYASI 55
4.1. Manto Tektonitleri 55
4.2. Piroksenitler 57
4.3. Mafik Kümülatlar 60
4.4. Dolerit Daykları 63
4.5. Ofiyolit Tabanı Metamorfitleri 66
5. UZAKTAN ALGILAMA İŞLEMLERİ 74
5.1. Uzaktan Algılama Genel Tanımı 74
5.2. Uzaktan Algılama Teknikleri Uygulamaları 79
5.3. ASTER Uydu Verisi 81

5.3.1. VNIR bantları 83
5.3.2. SWIR bantları 83
5.3.3. TIR bantları 83
5.4. LANDSAT Uydu Verisi 84
5.5. Uygulanan Uzaktan Algılama Teknikleri 86
5.5.1. Bant kombinasyonu 86
5.5.2. Bant oranlama tekniği 88
5.5.3. Temel bileşenler analizi (Principal Component Analysis-PCA) 99
5.5.4. En az parazit bölümlenmesi (Minimum Noise Fraction, MNF) 103
6. BULGULAR VE TARTIŞMA 110
7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER 115
KAYNAKLAR 117
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER 126
ÖZGEÇMİŞ 127

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Ön büro çalışmaları doğrultusunda gerçekleştirilen uzaktan algılama işlemlerinde kullanılan programlar ve işleyiş sırasını gösterir şema 3
Şekil 1.2. (a) İz ve nadir toprak element analizlerinin gerçekleştirildiği Perkin Elmer DRC-e model ICP-MS cihazı. (b) Analiz aşamasında, eritme ve ateşte kayıp işlemlerinin yapıldığı kül fırın. (c) Ana-oksit analizlerinin gerçekleştirildiği SKYRAY EDX3600B model XRF cihazı. (d) Ateşte kayıp miktarı ölçülen örneklerin kül fırından çıkarılmasından sonra nem almayı engelleyici desikatör kap 5
Şekil 1.3. Çalışma alanı yer bulduru haritası 7
Şekil 1.4. Çalışma sahası ve çevresinde yeralan yerleşim alanlarının coğrafik konumları 7
Şekil 1.5. Çalışma alanının morfolojisini gösteren Dijital Yükseklik Modeli (DEM) 8
Şekil 2.1. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ölçeksizdir) 18
Şekil 2.2. Çalışma alanının 1/25000 ölçekli genel jeoloji haritası 19
Şekil 2.3. Bahçelik Barajı'ndan Şirvan Dağı'na kadar olan alanda yer alan birimlerin ilişkisini gösteren D-D' enine jeolojik kesiti (Kesit güzergahları Şekil 2.2' de gösterilmiştir) 20
Şekil 2.4. Şirvan Dağı güneyindeki Domuzdağ Napı'na ait karbonatların genel görünümü 20
Şekil 2.5. (a) Manto tektonitlerine ait dunitlerin mostra görünümü ve (b) dünitlerin altere dış yüzeylerinin ve taze kırık yüzeylerinin görünümü (37S, 218665, 4286807) 22
Şekil 2.6. (a) Dunitler içerisinde krom gelişimleri (b) figüründe de görüldüğü üzere kromlar bantlı yapılar sunmaktadır (37S, 268818, 4286027) 22
Şekil 2.7. Bahçelik Barajı ile Pınarbaşı-Kayseri yolu arasında yeralan krom ocağından alınan görüntüler (a) Ocağa ait genel görünüm (b) Dunitlerin içerisinde yeralan bantlı krom yapılarının görünümü (37S, 267852, 4285712) 22
Şekil 2.8. (a) Lisvenitlere ait görünüm (b) Lisvenitler içerisinde yeralan kroma ait görünüm (37S, 268963, 4282762) 23
Şekil 2.9. Bahçelik Barajı çevresinde yer alan peridotitleri kesen piroksenit dayklarının görünümü (37S, 268561, 4286071) 23
Şekil 2.10. Bahçelik Barajı civarında yüzeyleyen ultramafik kayaçları kesen dolerit dayklarının genel görünümü (37S, 270731, 4290658) 24
Şekil 2.11. (a) Ultramafik kayaçları kesen dolerit dayklarının genel görünümü. (b) Dolerit dayklarının yakından görünümü (37S, 268788, 4285926) 24

Şekil 2.12. Büyükgürleğen Köyü'nün güney batısında geniş bir alanda yüzlek veren piroksenitlere ait genel görünüm (37S, 267987, 4281670) 25
Şekil 2.13. Kılıçmehmet köyü çevresinde yeralan birimlerin ilişkisini gösteren A-A' enine jeolojik kesiti (Kesit güzergahı Şekil 2.2' de gösterilmiştir) 26
Şekil 2.14. (a) Büyükgürleğen köyü kuzey batısında ve (b) Kılıçmehmet köyü çevresinde yüzlek veren gabrolarda gözlemlenen bantlı yapıların görünümü (c) Büyükgürleğen kuzey batısında yüzlek veren gabrolarda gözlemlenen kalınlıkları 5-10 cm olan pegmatitik gabro daykları (d) Kılıçmehmet köyü çevresinde yer alan gabrolarda gözlemlenen küresel ayrışma yapıları (a, c; 37S, 266516, 4282543, d, e; 37S, 274039, 4294105) 27
Şekil 2.15. Kılıçmehmet köyü çevresinde yeralan gabroları kesen kalınlığı yaklaşık 1 metreye ulaşan rodonjit daykları (37S, 273765, 4293987) 27
Şekil 2.16. Büyükgürleğen köyü çevresinde yeralan birimleri gösteren genel jeoloji haritası 28
Şekil 2.17. Büyükgürleğen köyü çevresinde yeralan birimlerin ilişkisini gösteren C-C' enine jeolojik kesiti (Kesit güzergahı Şekil 2.2' de gösterilmiştir) 28
Şekil 2.18. Peridotitler tarafından tektonik olarak üzerlenen ofiyolit tabanı metamorfitlerinin görünümü (37S, 269474, 4281170) 29
Şekil 2.19. (a) Peridotitler ile ofiyolit tabanı metamorfitler arasında gözlenen serpantinitler ve (b) dokunakta gözlenen breşik zonun görünümü (37S, 269642, 4281396) 30
Şekil 2.20. (a) Büyükgürleğen köyü civarına gözlenen (a, b) foliyasyonlu ve bantlı yapılı amfibolitlerin ve (c) masif yapılı koyu renkli granat-amfibolitlerin görünümü (37S, 269562, 4281451) 30
Şekil 2.21. (a) Epidot-amfibolitlerde gözlenen kıvrımlı yapıların görünümü. (b) Kıvrımlanma sunan kalkfillitlerin mostra görünümü (37S, 269887, 4281781) 31
Şekil 2.22. (a, b) Amfibolitlerle birliktelik sunan kuvars-amfibol-şistler ve bu kayaçlarda gözlenen mikro faylanmaların görünümleri (37S, 269496, 4281186) 31
Şekil 2.23. Aşağıbeyçayır köyü çevresinde yeralan birimlerin ilişkisini gösteren B-B' enine jeolojik kesiti (Kesit güzergahı Şekil 2.2' de gösterilmiştir) 32
Şekil 2.24. (a) Aşağıbeyçayırı köyü doğusundaki ofiyolit tabanı metamorfitleri ile peridotitlerin genel görünümü. (b) Ofiyolit tabanı metamorfitleri ile peridotitlerin tektonik dokunağının yakın görünümü (37S, 279106, 4282600) 32
Şekil 2.25. (a) Aşağıbeyçayırı köyü doğusundaki ofiyolit tabanı metamorfitlerine ait yastık yapılı meta-spilitlerin genel görünümü. (b) Meta-spilitlerdeki gaz boşluklarının görünümü (37S, 278861, 4282372) 32

Şekil 2.26. Büyükgürleğen köyü batısında yeralan yığışım karmaşığı içerisinde bulunan (a) çamurtaşı ara katkılı radyolaryalı çört bloğu ve bu bloğa ait (b) detay görünüm (c) çamurtaşları, (d) volkanitler (37S, 269832, 4281677) 33
Şekil 2.27. (a) Yağlıpınar Formasyonu'na ait birimlerin gabroların üzerinde yeraldığını gösteren fotoğraf. (b) Birim içerisinde yeralan kıvrımlı yapıların görünümü (37S, 273933, 4295119) 34
Şekil 2.28. Peridotitleri uyumsuz olarak örten Köprübaşı Formasyonu'nun görünümü (37S, 274560, 4278934) Kuzey Doğu' ya bakış..... 35
Şekil 3.1. Çalışma sahası içerisinden derlenerek, petrografi ve jeokimya işlemleri uygulanan örnekler ve lokasyonlarını gösterir jeoloji haritası 36
Şekil 3.2. Çalışma sahasından derlenen dunit örneklerine ait ince kesit görüntüleri a ve d; polarize ışık, b ve c; doğal ışık (a) Dunitlerde yaygın olarak gözlenen elek dokusuna dair görünüm (b) Piroksen minerallerinde yaygın olarak gözlenen serpantinleşme (c) Örnekler içerisinde yaygın olarak gözlenen krom-spinel minerallerine ait görünüm (d) Krom-spinel mineralleri içerisinde yeralan olivin kapanımlarına ait görünüm. Kısaltmalar; spn; spinel, srp; serpantin, cpx; klinopiroksen, opx; ortopiroksen, ol; olivin şeklindedir..... 38
Şekil 3.3. Çalışma sahasından derlenen harzburjit örneklerine ait ince kesit görüntüleri a, c ve d; polarize ışık, b; doğal ışık (a) Harzburjit örnekleri içerisinde yeralan mineralleri gösterir fotoğraf (b) Olivin minerallerinden itibaren klorit gelişimlerini gösterir fotoğraf (c) Ortopiroksen mineralleri içerisinde gözlenen olivin kapanımlarına ait görünüm (d) Krom-spinel mineralleri içerisinde gözlenen olivin kapanımlarına dair görünüm. Kısaltmalar; spn; spinel, chl; klorit, opx; ortopiroksen, ol; olivin, şeklindedir 39
Şekil 3.4. Çalışma sahasından derlenen piroksenit örneklerine ait ince kesit görüntüleri a, b, c, d ve e; polarize ışık, f; doğal ışık (a) Piroksenit örnekleri içerisinde yeralan minerallere dair görünüm (b) Piroksen minerallerinin tek yönde belirgin dilinimlerini gösterir fotoğraf (c) Ortopiroksenler içerisinde gözlenen klinopiroksen eksolüsyon lamelleri (d, e) Ortopiroksen mineralleri içerisinde gözlenen klinopiroksen kapanımlarına ait görünüm (f) Piroksenitler içerisinde yeralan krom-spinel minerallerine ait görünüm. Kısaltmalar; opx; ortopiroksen, cpx; klinopiroksen, spn; spinel şeklindedir..... 41
Şekil 3.5. Çalışma sahasından derlenen piroksenit dayklarına ait ince kesit görüntüleri a, b; polarize ışık, c ve d; doğal ışık (a) Piroksenit örnekleri içerisinde yeralan mineralleri gösterir fotoğraf (b) Piroksen mineralleri arasında, yüksek girişim renklerine sahip, bir bölümü paralel sönme sunan ikincil mineral gelişimlerini gösterir fotoğraf (c) Klinopiroksen minerali içerisinde gözlenen ortopiroksen kapanımı (d) Hemen her örnekte mevcut olmakla beraber boyut ve bollukları değişkenlik gösteren krom-spinel minerallerine ait görünüm. Kısaltmalar; opx; ortopiroksen, cpx; klinopiroksen, spn; spinel şeklindedir..... 42

Şekil 3.6. Çalışma sahasından derlenen katmanlı gabro örneklerine ait ince kesit görüntüleri a, b ve d; polarize ışık, c; doğal ışık (a, c) Kümülat gabro örnekleri içerisinde yeralan mineralleri gösterir fotoğraf, ayrıca (c) figüründe piroksen minerallerinden itibaren amfibol gelişimleri gözlenmektedir (b) Piroksen mineralleri içerisinde gözlenen plajioklas kapanımlarına ait görünüm (d) Plajioklas mineralleri içerisinde gözlenen olivin kapanımlarına ait görünüm. Kısaltmalar; px; piroksen, cpx; klinopiroksen, pl; plajioklaz, amp; amfibol, ol; olivin şeklindedir 44
Şekil 3.7. Çalışma sahasından derlenen olivin gabro örneklerine ait ince kesit görüntüleri a, b, c, d ve e; polarize ışık, f; doğal ışık (a, d) Olivin gabro örnekleri içerisinde gözlenen minerallere ait görünüm, ayrıca (d) figüründe plajioklas minerali içerisinde yeralan piroksen kapanımı gösterilmektedir (b) Klinopiroksen minerallerinde gözlenen uralitleşme görünümü (c) Piroksen mineralleri içerisinde yeralan olivin ve plajioklas kapanımlarına ait görünüm (e) Plajioklas mineralleri içerisinde gözlenen piroksen kapanımına ait görünüm (f) Olivin minerallerinin çatlaklarından itibaren gelişen serpantişlemeyi gösterir fotoğraf. Kısaltmalar; px; piroksen, cpx; klinopiroksen, pl; plajioklaz, amp; amfibol, ol; olivin şeklindedir 45
Şekil 3.8. Çalışma sahasından derlenen dolerit dayklarına ait ince kesit görüntüleri a ve d; polarize ışık, b ve c; doğal ışık (a) Piroksen minerallerinin çeperlerinden itibaren amfibol minerallerine dönüşümünü gösterir fotoğraf (b) Dolerit daykları içerisinde gözlemlenen klorit ve opak minerallere ait görünüm (c, d) Akışkan girişine bağlı olarak gelişen bozuşma ve plajioklas minerallerinde gözlemlenen polisentetik ikizlenmeye dair görünümler. Kısaltmalar; px; piroksen, pl; plajioklaz, amp; amfibol, opq; opak mineral, chl; klorit şeklindedir 46
Şekil 3.9. Çalışma sahasından derlenen amfibolit örneklerine ait ince kesit görüntüleri b, d, e ve f; polarize ışık, a ve b; doğal ışık (a) Kalıntı piroksen ve kayaç içerisinde bulunan çatlakları dolduran kuvars mineralini gösterir fotoğraf (b) Çift nikolde canlı renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile birlikte bulunduğu diğer minerallerden kolaylıkla ayrılan epidot mineraline ait görünüm (c) Tek nikolde yeşil renkli pleokroizması ile karakterize amfibollere dair görünüm (d) Kayaç içerisinde bulunan çatlakları dolduran kuvars mineralini gösterir fotoğraf (e, f) Amfibol mineralleri içerisinde gözlemlenen plajioklaz ve kuvars kapanımlarını gösterir fotoğraf. Kısaltmalar; px; piroksen, pl; plajioklaz, amp; amfibol, qz; kuvars, ep; epidot şeklindedir 48
Şekil 3.10. Çalışma sahasından derlenen granat amfibolit örneklerine ait ince kesit görüntüleri a, c, e, f ve h; polarize ışık, b, d ve g; doğal ışık (a) Kayaçlar içerisinde yeralan mineraller (b, c, e ve g) Dengesizlik dokuları ve granatlar içerisinde yeralan kapanımlar (f) Amfibol mineralleri içerisinde yeralan kuvars kapanımı (h) Belirli alanlarda kümelenmeler gösteren plajioklaz minerallerini

gösteren fotoğraf Kısaltmalar; amp; amfibol, cpx; klinopiroksen, pl; plajioklaz, gt; granat, qz; kuvars şeklindedir 50
Şekil 3.11. Çalışma sahasından derlenen kuvars-amfibol-şist örneğine ait ince kesit görüntüleri a; doğal ışık, b; polarize ışık (a) Kayaç içerisinde gözlemlenen minerallere ait görünümv(b) Amfibol mineralleri içerisinde gözlemlenen epidot ve sfen kapanımlarına dair görünüm. Kısaltmalar; amp; amfibol, ep; epidot, sfn; sfen şeklindedir 51
Şekil 3.12. Çalışma sahasından derlenen granat-amfibolit-kuvars-şist örneğine ait ince kesit görüntüleri a ve c; polarize ışık, b ve d; doğal ışık (a, b) Kayaç içerisinde yeralan minerallere dair görünüm ayrıca (b) figüründe epidot minerallerinin foliasyona uyumlu olarak gelişmiş oldukları gözlemlenmektedir (c) Birliktelik sunan granat ve amfibol minerallerinin görünümü (d) Amfibol mineralleri içerisinde gözlemlenen kuvars kapanımına ait görünüm. Kısaltmalar; amp; amfibolit, gt; granat, ep; epidot, qz; kuvars şeklindedir 52
Şekil 3.13. Çalışma sahasından derlenen meta-spilit örneklerine ait ince kesit görüntüleri a; polarize ışık, b, c, d, e ve f; doğal ışık (a, b) Örnekler içerisinde yeralan mineralleri gösteren fotoğraflar ayrıca (b) figüründe kayaç içerisinde gözlemlenen gaz boşluğunun çeşitli mineraller tarafından doldurulduğu gösterilmektedir (c) Magmatik dokusunu koruyan RA-083 numaralı örneğin görünümü (d) RA-082 numaralı örnekte gaz boşlukları içerisini dolduran kalsit ve kuvars minerallerinin görünümü (e) Özellikle RA-082 numaralı örnekte gözlemlenen mikro faylanmalar ve buruşma klivajlarına ait görünüm (f) RA-083 numaralı örnekte gaz boşlularını dolduran kalsit ve kuvars minerallerine ait görünüm. Kısaltmalar; px; piroksen, amp; amfibol, qz; kuvars, cal; kalsit, chl; klorit şeklindedir 53
Şekil 4.1. (a) Peridotitlerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Aynı örneklerin MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir). Abisal peridotitlere ait dağılım deseni Hellebrand ve diğ., (2001) ve Niu (2004) ‘den alınmıştır. Yitim zonu üstü (yay önü) peridotitlerine ait dağılım deseni Parkinson ve Pearce (1998)’den alınmıştır 57
Şekil 4.2. (a) Piroksenitlerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Aynı örneklerin MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir). Abisal peridotitlere ait dağılım deseni Hellebrand ve diğ., (2001) ve Niu (2004) ‘den alınmıştır. Yitim zonu üstü (yay önü) peridotitlerine ait dağılım deseni Parkinson ve Pearce (1998)’den alınmıştır 59

Şekil 4.3. (a) Kümülat gabro örneklerinin Zr/Ti-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1986), (b) Aynı örneklerin Ti/Y-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1982) 61
Şekil 4.4. (a) Kümülat gabroların kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Kümülat gabroların N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir) 61
Şekil 4.5. (a) Dolerit dayklarının Zr/Ti-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1986), (b) Aynı örneklerin Ti/Y-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1982) 65
Şekil 4.6. Dolerit dayklarının çeşitli tektono-magmatik ayırım diyagramları: (a)Y/15-La/10-N/8 diyagramı (Cabanis ve Lecolle 1989'a göre), (b) Hf/3-Th-Nb/16 ayrım diyagramı (Wood ve diğ., 1979'a göre), (c) Th/Yb-Nb/Yb diyagramı (Pearce 1982'e göre)..... 65
Şekil 4.7. (a) Dolerit dayklarının kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Doleritlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir) 66
Şekil 4.8. (a) Amfibolitlerin Zr/Ti-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1986), (b) Aynı örneklerin Ti/Y-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1982)..... 68
Şekil 4.9. 4.9. Amfibolit örneklerine ait çeşitli tektono-magmatik ayırım diyagramları: (a) Y/15-La/10-N/8 diyagramı (Cabanis ve Lecolle 1989'a göre), (b) Hf/3-Th-Nb/16 ayrım diyagramı (Wood ve diğ., 1979'a göre), (c) Th/Yb-Nb/Yb diyagramı (Pearce 1982'e göre)..... 69
Şekil 4.10. (a) Amfibolitlerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Aynı örneklerin MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir). Toros ofiyolitleri tabanında yeralan alkali ve toleyitik amfibolitlere karşılık gelen alanlar Lytwyn ve Casey (1995), Dilek ve diğ., (1999), Parlak (2000), Çelik ve Delaloye (2003)'ten alınmıştır..... 69
Şekil 4.11. 4.11. (a) Meta-spilitlerin Zr/Ti-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1986), (b) Aynı örneklerin Ti/Y-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1982)..... 70
Şekil 4.12. Meta-spilit örneklerine ait çeşitli tektono-magmatik ayırım diyagramları: (a) Y/15-La/10-N/8 diyagramı (Cabanis ve Lecolle 1989'a göre), (b) Hf/3-Th-Nb/16 ayrım diyagramı (Wood ve diğ., 1979'a göre), (c) Th/Yb-Nb/Yb diyagramı (Pearce 1982'e göre)..... 72
Şekil 4.13. (a) Meta-spilitlerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Aynı örneklerin MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki

görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir). Toros ofiyolitleri tabanında yeralan alkali amfibolitlere karşılık gelen alanlar Lytwyn ve Casey (1995), Dilek ve diğ., (1999), Parlak (2000), Çelik ve Delaloye (2003)'ten alınmıştır 73
Şekil 5.1. Elektro manyetik dalga 75
Şekil 5.2. Elektromanyetik spektrum ve bölümleri. İnsan gözü bu spektrum içerisinde çok dar bir aralığı algılayabilmektedir..... 75
Şekil 5.3. Farklı kaya gruplarına ait spektral eğriler..... 77
Şekil 5.4. Pasif (a) ve aktif (b) sensörün görünümü..... 78
Şekil 5.5. Google Earth programında oluşturulan katmanların ekran görüntüsü..... 80
Şekil 5.6. (a) Güneş eş zamanlı yörünge ve (b) Yakın kutupsal yörünge..... 81
Şekil 5.7. (a) LANDSAT OLI 754 (RGB), (b) ASTER 632 (RGB). Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir..... 87
Şekil 5.8. Farklı algılayıcılara ait bant aralıkları..... 88
Şekil 5.9. Karanlık nokta çıkarımı işlemi uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler. (a) band 1 (b) band 2 (c) band 3 (d) band 4 (e) band 6 (f) band 8 Kısaltmalar Şekil 5. 6' da gösterildiği gibidir 90
Şekil 5.10. (a) band 2/band 1 (b) band3/band4 Kısaltmalar Şekil 5. 6' da gösterildiği gibidir..... 91
Şekil 5.11. band4/band8 Kısaltmalar Şekil 5. 6' da gösterildiği gibidir..... 91
Şekil 5.12. R: band4/band8, G: band2/band1, B: band3/band4 şeklinde oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir..... 92
Şekil 5.13. R: band4, G: PC5, B: band3/band4 şeklinde oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir 93
Şekil 5.14. (a) band 3 (b) band 4 (c) band 5 (d) band 6 Kısaltmalar Şekil 5. 12' de gösterildiği gibidir..... 94
Şekil 5.15. LANDSAT 8 OLI band 7 Kısaltmalar Şekil 5. 12' de gösterildiği gibidir 95
Şekil 5.16. R: band3/band4, G: PC3, B: PC5 şeklinde oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir 96
Şekil 5.17. R: MNF1, G: MNF4, B: band6/band7 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir..... 97
Şekil 5.18. R: band12/band13 (mafik indeks), G: band13/band14 (karbonat indeksi), B: (band11xband11)/(band10xband12) (kuvars indeksi) kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u;

ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir 99
Şekil 5.19. Temel bileşenler analizi (PCA) dönüşümü uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler. (a) PC 1 (b) PC 2 (c) PC 3 (d) PC 5 görünümü. Kısaltmalar Şekil 5. 17' de gösterildiği gibidir 100
Şekil 5.20. R: PC3, G: PC2, B: PC1 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir 101
Şekil 5.21. Temel bileşenler analizi (PCA) dönüşümü uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler. (a) PC 3 (b) PC 5 Kısaltmalar Şekil 5. 19' da gösterildiği gibidir 102
Şekil 5.22. En az parazit bölümlenmesi (MNF) dönüşümü uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler. (a) MNF 1 (b) MNF 4 (c) MNF 6 (d) MNF 9 Kısaltmalar Şekil 5. 19' da gösterildiği gibidir..... 103
Şekil 5.23. R: MNF9 G: MNF6 B: MNF4 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir..... 104
Şekil 5.24. R: MNF9 G: MNF6 B: MNF4 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsünün detay haritası Kısaltmalar d; dünit, p; peridotit, k; kireçtaşı şeklindedir..... 105
Şekil 5.25. R: band6 G: MNF6, B: MNF4 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir..... 106
Şekil 5.26. En az parazit bölümlenmesi (MNF) dönüşümü uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler. (a) MNF 4 (b) MNF 6 Kısaltmalar Şekil 5. 23' de gösterildiği gibidir..... 107
Şekil 5.27. En az parazit bölümlenmesi (MNF) dönüşümü uygulandıktan sonra elde edilen MNF 1 görüntüsü. Kısaltmalar Şekil 5. 23' de gösterildiği gibidir..... 107
Şekil 5.28. R: MNF4, G: MNF1, B: MNF:6 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir..... 10

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 4.1. Peridotit örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları. Kısaltmalar; DLA; deteksiyon limiti altında, şeklindedir 56
Tablo 4.2. Piroksenit örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları Kısaltmalar; DLA; deteksiyon limiti altında, şeklindedir 58
Tablo 4.3. Kümülat gabro örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları..... 62
Tablo 4.4. Dolerit örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları 64
Tablo 4.5. Amfibolit örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları. Kısaltmalar; Gt; granat, Px; piroksen şeklindedir 67
Tablo 4.6. Meta-spilit örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları 71
Tablo 5.1. Uzaktan algılama çalışmalarında kullanılan elektromanyetik spektrum dalga boyu aralıkları..... 76
Tablo 5.2. ASTER algılayıcısının bantları, spektral özellikleri, alansal özellikleri ve birincil kullanım alanları 82
Tablo 5.3. LANDSAT uydularına ait algılayıcıların, konumsal, radyometrik çözünürlükleri, şerit genişlikleri ve görüntüleme sıklıkları 85
Tablo 5.4. LANDSAT 8 OLI algılayıcısının ilk dokuz bandına ait spektral aralıklar ve çözünürlükleri 86
Tablo 5.5. LANDSAT 8 OLI algılayıcısının 10 ve 11. bantlarının spektral aralıkları ve çözünürlükleri 86
Tablo 5.6. Farklı kaya gruplarının spektral zenginliklerini ortaya çıkarmak amacıyla kullanılan indeksler..... 98

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

°C : Santigrat
gr : Gram
Km : Kilometre
mL : Mililitre
mm : Milimetre
µm : Mikrometre

Kısaltmalar

AKD : Ateşte Kayıp Değeri
Amp : Amphibol (Amfibol)
Cal : Calsit (Kalsit)
Chl : Chlorite (Klorit)
d : Dunit
DLA : Deteksiyon Limiti Altında
Ep : Epidot
g : Gabro
Gt : Granat
HFSE : High Field Strength Elements (Yüksek Alan Şiddetli Elementler)
ICP-MS : Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer (Endüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi)
Kpir : Klinopiroksen
L : Lisvenit
LIL : Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementler
m : Ofiyolit Tabanı Metamorfitleri
MNF : Minimum Noise Fraction (En Az Parazit Bölümlenmesi)
Mus : Muskovit
My : Milyon Yıl
Ol : Olivin
Opx : Ortopiroksen
Opq : Opaq (Opak)
Qz : Quartz (Kuvars)
u : Ultramafik Kayaçlar
PCA : Principal Component Analysis (Temel Bileşenler Analizi)
Pl : Plajiyoklaz
ppm : Milyonda Bir
Px : Piroksen
Rt : Rutil
S : Sedimanter Örtü Birimleri
Srp : Serpantin
Sfn : Sfen
Spn : Spinel
XRF : X-Ray Fluorescence (X-Işını Floresans)

PINARABAŞI OFİYOLİTİ VE OFİYOLİT TABANI METAMORFİTLERİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMLERİYLE HARİTALANMASI

ÖZET

Pınarbaşı Ofiyoliti, Türkiye'nin Orta Anadolu bölgesinin güney doğusunda, Tetis Okyanusu ofiyolitleri olarak adlandırılan Toros kuşağı ofiyolitleri arasında yeralmaktadır. Toros Kuşağı ofiyolitleri batıdan doğuya doğru Antalya, Beyşehir, Ali Hoca, Mersin ve Pozantı-Karsantı ve Pınarbaşı ofiyolitlerinden oluşmaktadır. Doğu Toros kuşağında yeralan Geç Kretase yaşlı Pınarbaşı Ofiyoliti, gabro, piroksenit, serpantinize dunit ve harzburjitler, lisvenit, ofiyolitik melanj ve ofiyolit tabanı metamorfitlerinden oluşmaktadır. Ayrıca ultramafik kayaçlar dolerit daykları tarafından kesilmektedir. Ofiyolit ile ilişkili taban metamorfitleri amfibolit, meta-spilit ve kalk-fillitler ile temsil edilmektedir. Amfibolitler başlıca amfibol, granat, plajiyoklaz, piroksen, epidot, klorit, sfen ve opak minerallerden meydana gelmektedir. Dolerit daykları amfibol, plajiyoklaz, piroksen, sfen ve opak minerallerden meydana gelmektedir. Gabrolar piroksen, plajioklaz, olivin ve opak minerallerden oluşmaktadır. Ultramafik kayaçlar ise olivin, klinopiroksen, ortopiroksen, spinel, opak minerallerden ve serpantin minerallerinden oluşmaktadır. Pınarbaşı ofiyolitine ait peridotitler ve piroksenitler yitim zonu üstü peridotitleri ile benzer niteliklere sahiptirler. Gabrolar kümülat nitelikte olmakla beraber, dolerit daykları IAT karakteri sergilemektedirler. Ofiyolit ile ilişkili taban metamorfitlerinden amfibolitler, bazaltik kökenli olup, N-MORB, E-MORB ve OIB jeokimyasal karakterlerine sahiptirler. Yine ofiyolit ile ilişkili taban metamorfitlerinden meta-spilitler bazaltik kökenli olup, OIB jeokimyasal karakteri sunmaktadırlar. Ayrıca bu çalışmayla ASTER ve LANDSAT algılayıcılarının çeşitli bantlarına uygulanan uzaktan algılama teknikleri sonucu elde edilen sonuç görüntüleri yardımıyla Pınarbaşı Ofiyoliti içerisinde yeralan farklı litolojiler tespit edilerek haritalanmış ve bu haritalar elde edilen diğer jeoloji haritalarıyla kıyaslanarak yüksek oranda doğruluğu saptanmıştır.

Anahtar Kelimeler: ASTER, Jeokimya, LANDSAT, Ofiyolit

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE PINARBAŞI OPHIOLITE AND METAMORPHIC SOLE ROCKS AND THEIR GEOLOGICAL MAPPING BY USING REMOTE SENSING METHODS

ABSTRACT

Pınarbaşı ophiolite is a part of the Tauride Belt ophiolites, which refer to the Tethyan ophiolites, located South-east of the central Anatolian region of Turkey. The Tauride Belt ophiolites is represented by from West to the east Antalya, Beyşehir, Ali Hoca, Mersin, Pozantı-Karsantı and Pınarbaşı ophiolites. Late Cretaceous aged Pınarbaşı ophiolite in Eastern Taurides occur gabbro, pyroxenite, serpentinized dunite and harzburgites, listvenite, ophitolitic melange and metamorphic sole rocks. Ultramafic rocks of the Pınarbaşı ophiolite are cross-cutting by the dolerite dikes. The ophiolite related metamorphic sole rocks compose of amphibolite, meta-spilite and calc-phyllite. Amphibolites consist of amphibole, garnet, plagioclase, pyroxene, epidote, chlorite, sphene and opaque minerals. Dolerite/gabbro dikes is characterized by amphibole, plagioclase, pyroxene, sphene and opaque minerals. Ultramafic rocks composed of olivine, clinopyroxene, orthopyroxene, spinel and opaque minerals. Peridotites and pyroxenites of the Pınarbaşı ophiolite display geochemical characteristics of the supra-subduction zone peridotites. The gabbros have cumulate properties and the dolerite dikes exhibit the IAT geochemical affinites. The amphibolites of ophiolite related metamorphic sole rocks are represented by basaltic origin and they display N-MORB, E-MORB and OIB geochemical signatures. Meta-spilites of the ophiolite related metamorphic sole rocks are characterized by basaltic origin and they have OIB geochemical affinites. On the other hand, different rocks types of the Pınarbaşı opiholite was discriminated and mapped by using diverse band combinations of the ASTER and LANDSAT satelite images.

Keywords: ASTER, Geochemistry, LANDSAT, Ophiolite

GİRİŞ

Ofiyollitler ve yitim yığışım karmaşıkları gerek orojenik kuşakların evriminin açıklanması gerekse bünyelerinde barındırdıkları ekonomik açıdan önem taşıyan maden yatakları açısından büyük öneme sahiptir. Günümüze değin, bu kayaç toplulukları üzerinde gerçekleştirilen çalışmalar sonucunda eski okyanusal litosferin oluşum ve gelişim süreçlerini ortaya koymak hedeflenmiştir. Jeolojik konumu itibariyle Türkiye, yığışım karmaşıklarının ve ofiyolitik kayaç topluluklarının kenet kuşakları ve kıta üzerlerinde yaygın olarak gözlemlendiği bir yerdir.

Gondwana ve Laurasia süper kıtaları arasında Karbonifer'den itibaren varolmuş olan Tetis Okyanusu'nun evrimi Türkiye'nin jeolojik oluşum süreçlerinin aydınlatılmasında oldukça önemli bir yere sahiptir (ör. Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Okay, 2008; Stampfli ve Borel, 2002). Çalışma alanında içerisinde bulunduğu Pınarbaşı Ofiyoliti, Türkiye'nin Orta Anadolu bölgesinin güney doğusunda, Tetis Okyanusu ofiyolitleri olarak adlandırılan Toros kuşağı ofiyolitleri arasında yeralmaktadır. Toros Kuşağı ofiyolitleri batıdan doğuya doğru Antalya, Beyşehir, Ali Hoca, Mersin ve Pozantı-Karsantı ve Pınarbaşı ofiyolitlerinden oluşmaktadır. Yapılan bu çalışma kapsamında Doğu Toros kuşağında yeralan Geç Kretase yaşlı Pınarbaşı Ofiyoliti'nin içerisinde yeralan çalışma sahasının 1/25000'lik jeoloji haritasını yapmak, çalışma sahası içerisinde yeralan kayaç topluluklarını tanımlamak, birbirleriyle olan ilişkilerini belirlemek, petrografik ve petrojenik analizler sonucunda bölgede yeralan kayaç topluluklarının kökenini açıklamak hedeflendmiştir. Ayrıca bu çalışmayla Amerikan Jeoloji Servisi (USGS)' nin internet sitesi üzerinden ücretsiz olarak temin edilen geometrik ve radyometrik düzeltmeleri yapılmış ASTER L1T ve LANDSAT 8 OLI uydularının çeşitli bantlarına uygulanan uzaktan algılama teknikleri sonucu elde edilen sonuç görüntüleri yardımıyla Pınarbaşı Ofiyoliti içerisinde yeralan farklı litolojilerin tespit edilmesi ve haritalanması çalışmanın hedeflerinden bir diğerini oluşturmaktadır.

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışmanın Amacı

Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın amacı, bölgenin 1/25000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritasını yapmak, bölgedeki birimlerin birbiriyle olan ilişkilerini belirlemek, ofiyolitlerle ilgili kayaçlardan petrografik, jeokimyasal incelemeler yaparak, Pınarbaşı Ofiyoliti'nin niteliğini ve evrimini açıklamaktır. Ayrıca çalışmanın bir diğer amacı Pınarbaşı Ofiyoliti içerisinde yeralan farklı kayaç gruplarının uzaktan algılama yöntemleri kullanılarak birbirlerinden ayırdının sağlanmasıdır.

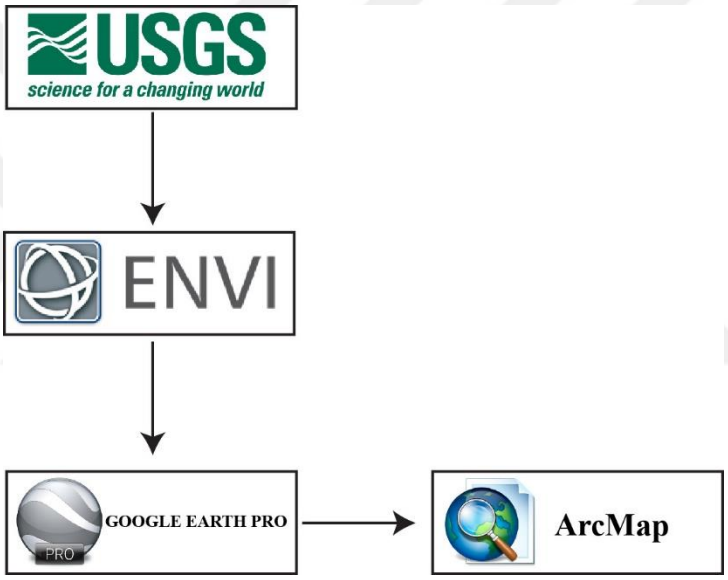
1.2. Yöntem

Tez çalışmasını oluşturan aşamalar, ön büro çalışmaları, saha çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve son olarak elde edilen verilerin değerlendirilmesi olmak üzere dört başlık altında özetlenmiştir.

1.2.1. Ön büro çalışmaları

Ön büro çalışmaları kapsamında, bölgede gerçekleştirilen geçmiş çalışmaları içeren belgeler taranmış ve bulunan bilgiler derlenerek arazide karşılaşılacak olan kaya tipleri belirlenmiştir. Bu çalışmayla beraber derlenen veriler birbirleriyle kıyaslanarak farklılık gösteren noktalar belirlenmiştir. Ayrıca çalışma sahasına karşılık gelen bölgeye ait ASTER_L1T ve LANDSAT uydu görüntüleri NASA ve USGS'nin çevrim içi veri havuzundan ücretsiz olarak elde edilerek uzaktan algılama teknikleri yardımıyla işlenmiştir. Görüntüler seçilirken kar ve buluttan arındırılmış olmalarına özen gösterilmiştir. Daha sonra bu uydu verileri ile ilgili çalışmalar ve bunlara temel teşkil edecek olan sayısal altlıkların hazırlanması doğrultusunda kapsamlı bir yazılım araştırması yapılarak bu işlemler için en uygun yazılımlar belirlenmeye çalışılmıştır. Uzaktan algılama işlemleri doğrultusunda kullanılan programlar sırasıyla ENVI, Global Mapper, ArcGIS ve Google Earth Pro olmakla

beraber bu programlar üzerinden gerçekleştirilen çalışmalar şu şekildedir; Seçilen uydu görüntüleri ENVI programına aktarıldıktan sonra band kombinasyonu, en az parazit bölümlenmesi ve temel bileşenler analizi gibi uzaktan algılama teknikleriyle işlenmiş ve farklı litolojilerin birbirinden ayırdı sağlanmıştır. Daha sonra elde edilen sonuç görüntüleri Global Mapper programı kullanılarak görüntü formatı değiştirilmiş bu sayede görüntüler, litolojik sınırların daha ayrıntılı olarak izlenebilmesi için Google Earth Pro programında açılabilir hale getirilmiştir. Bu işlemler sonrasında elde edilen litolojik sınırlar ArcGIS (ArcMap) programına aktarılarak çalışma sahası içerisinde farklılık gösteren alanlar tespit edilmiş ve birbirlerinden ayırtlanmaya çalışılmıştır (Şekil 1. 1).



Şekil 1.1. Ön büro çalışmaları doğrultusunda gerçekleştirilen uzaktan algılama işlemlerinde kullanılan programlar ve işleyiş sırasını gösterir şema

Çalışma alanına uygulanan bu yöntem ile farklı kaynaklardan elde edilen bilgilerin bütünleştirilmesi amaçlanmıştır.

1.2.2. Saha çalışmaları

Ön büro çalışmaları tamamlandıktan sonra saha çalışmaları, 2017 ve 2018 yıllarının farklı dönemlerinde, Pınarbaşı Ofiyoliti ve bölgede toplam 40 gün sürdürülmüştür. Bu çalışmalar boyunca, çalışma sahasının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak farklı litolojilerden çeşitli yapısal ölçümler alınmıştır. Gerçekleştirilen saha

çalışmalarında petrografik ve jeokimyasal incelemeler için çeşitli boyutlarda yaklaşık 100 gözlem noktasında incelemelerde bulunulmuş, uygun görülen alanlardan örnekleme işlemi yapılmıştır. Jeoloji haritası yapımında K36b3, K36b4, K36c1 ve K36c2 numaralı topografya haritalarından yararlanılmıştır.

1.2.3. Laboratuvar çalışmaları

Arazi çalışmalarıyla derlenen örnekler, Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde yer alan Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda taş kesme makinesi ile kesilerek, ince kesit yapımına hazır hale getirilmiştir. Hazırlanan 68 adet örneğin ince kesitleri hazırlanarak petrografik incelemeleri, Kocaeli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Mikroskop Laboratuvarı'nda yapılmıştır.

Arazi çalışmalarıyla derlenen örnekler içerisinden en az alterasyon içeren 68 örnek seçilmiştir. Seçilen kayaç örnekleri öncelikli olarak Kocaeli Üniversitesi (KOU) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda yer alan çeneli kırıcı ile kırılarak kayaçlar yaklaşık olarak 1 santimetre ve daha küçük çapta parçalara küçültülmüştür. Hazırlanan örnekler RETSCH marka agat pulvarizatörde öğütülerek pudra haline getirilmiştir.

Bu işlemlerden sonra pudra haline getirilen örnekler KOU Jeoloji Mühendisliği Bölümü bünyesinde yer alan Analitik Jeokimya Laboratuvar'ında ICP-MS ve XRF cihazlarında tüm kayaç ana, iz ve nadir toprak element analizi çalışmalarına tabii tutuldu. KOU Jeoloji Mühendisliği Analitik Jeokimya laboratuvarında ana, iz ve nadir toprak element analizi yapılan örneklerin içerisinde bulunan uçucu ve kristal su miktarını belirlemek üzere ateşte kayıp miktarları hesaplandı. Bu işlem için, daha önceden toz haline getirilen örnekler kullanıldı. Bu örneklerden yaklaşık 2 gr tartılarak 900 °C' ye ısıtılmış kül fırın içerisine konulup, burada 2 saat boyunca kavrulmaya bırakıldı (Şekil1.2b). Kül fırından çıkarılan örneklerin sıcaklıkları, yaklaşık oda sıcaklığına ulaşıncaya kadar nem almasını engelleyen ve içerisinde silika jel bulunan desikatör içerisinde bekletildi (Şekil1.2d). Bu örneklerin ısıtılmadan önceki kütleleri ile ısıtıldıktan sonraki kütleleri arasındaki fark alınarak, örneklerin ateşte kayıp miktarları hesaplandı. Aradaki bu farkın, ısıtılmadan önceki

örnek miktarına oranlanıp 100 ile çarpılması sonucunda, örneğin ateşte kayıp miktarı ağırlıkça yüzde olarak hesaplandı.



Şekil 1.2. (a) İz ve nadir toprak element analizlerinin gerçekleştirildiği Perkin Elmer DRC-e model ICP-MS cihazı. (b) Analiz aşamasında, eritme ve ateşte kayıp işlemlerinin yapıldığı kül fırın. (c) Ana-oksit analizlerinin gerçekleştirildiği SKYRAY EDX3600B model XRF cihazı. (d) Ateşte kayıp miktarı ölçülen örneklerin kül fırından çıkarılmasından sonra nem almayı engelleyici desikatör kap

Ana element analizleri için toz haline getirilen örneklerden 0,6 gram alınarak 3 gram spektromelt tozu (lityum tetraborat %66-lityum metaborat %34) ile homojen olacak şekilde karıştırıldı. Bu karıştırılan örnek 1100 °C sıcaklıkta olan kül fırında yaklaşık 15 dk süreyle ergitildi. Ergitme işlemi sırasında, örnek fırına konulduktan 10 dk sonra amonyum iyodür eklenerek tekrar kül fırına yerleştirildi. Cam disk haline getirilen örneklerin SKYRAY EDX3600B model EDXRF cihazı kullanılarak analizleri yapıldı (Şekil1.2c). İz ve nadir toprak element analizleri için, toz halindeki örnekten 0.2 gram örnek ve 1.4 gram spektromelt tozu (lityum tetraborat %66 - lityum metaborat %34) kullanılarak kül fırında 1100 °C' de 15 dakika boyunca platinyum kroze içerisinde ergitildi. Bu ergitme işlemi esnasında örnek fırına konulduktan 10 dk sonra amonyum iyodür eklenerek, tekrar kül fırın içerisine konuldu. Tamamen ergiyik haline gelen örnek ultra saf su ile hazırlanmış hacimce

%5 lik ultrasaf nitrik asit (HNO3) içerisine aktarılarak, manyetik karıştırıcı yardımıyla numunenin asit içerisinde tamamen çözülmesi sağlandı. Çözülen örnekler Perkin Elmer DRC-e model ICP-MS cihazında analiz edildi (Şekil1.2a).

1.2.4. Elde edilen verilerin değerlendirilmesi

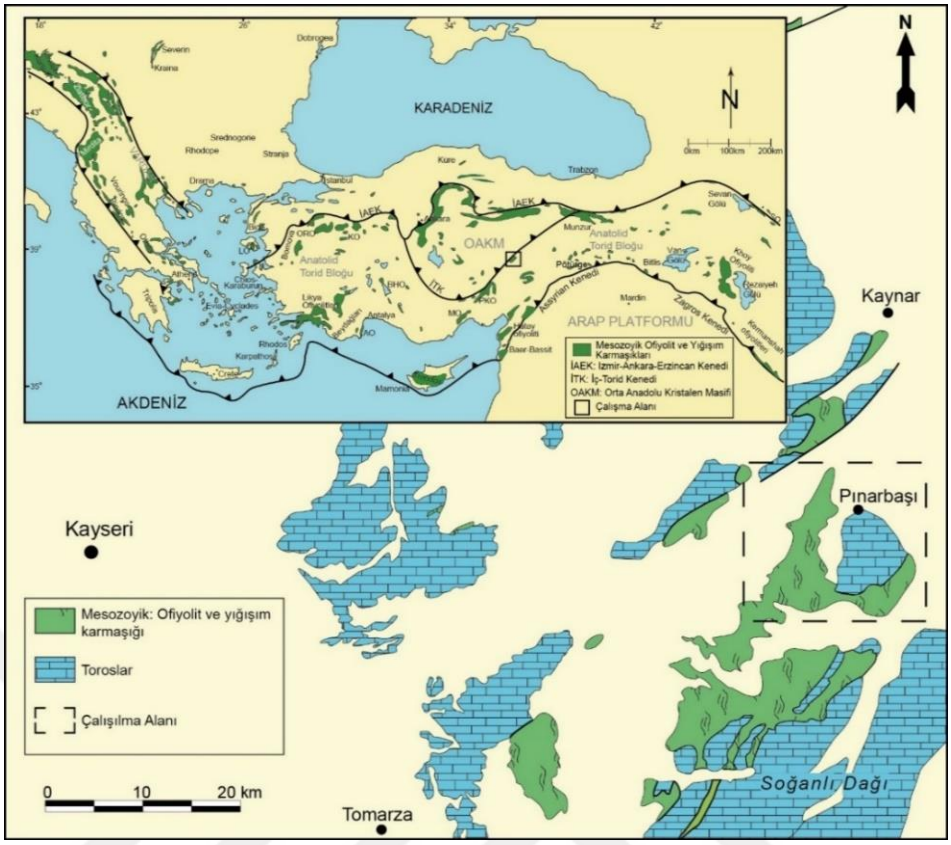
Bu aşamada, saha çalışmaları öncesinde uzaktan algılama işlemleri uygulanarak elde edilen görüntüler arazide topografya haritaları üzerine çizilen jeoloji haritası ile kıyaslanmıştır. Bu sayede uzaktan algılama işlemleri uygulanarak elde edilen sonuç görüntülerinin kontrolleri saha çalışmalarıyla denetlenmiştir. Daha sonra taranarak dijital ortama aktırılan jeoloji haritası Adobe Illustrator programı kullanılarak yeniden çizilmiştir. Ayrıca, petrografik ve jeokimyasal analiz sonuçları değerlendirilerek, arazi gözlemleriyle karşılaştırılmıştır. Elde edilen tüm veriler ve sonuçlar tez içerisinde aktarılmıştır.

1.3. Çalışma Alanının Konumu

Türkiye'nin Orta Anadolu bölgesinin güney doğusunda, Kayseri ilinin sınırları içerisinde bulunan Pınarbaşı ilçesi ve civarında gerçekleştirilen çalışma yaklaşık 400 km^2'lik bir alan kapsamaktadır (Şekil 1.3).

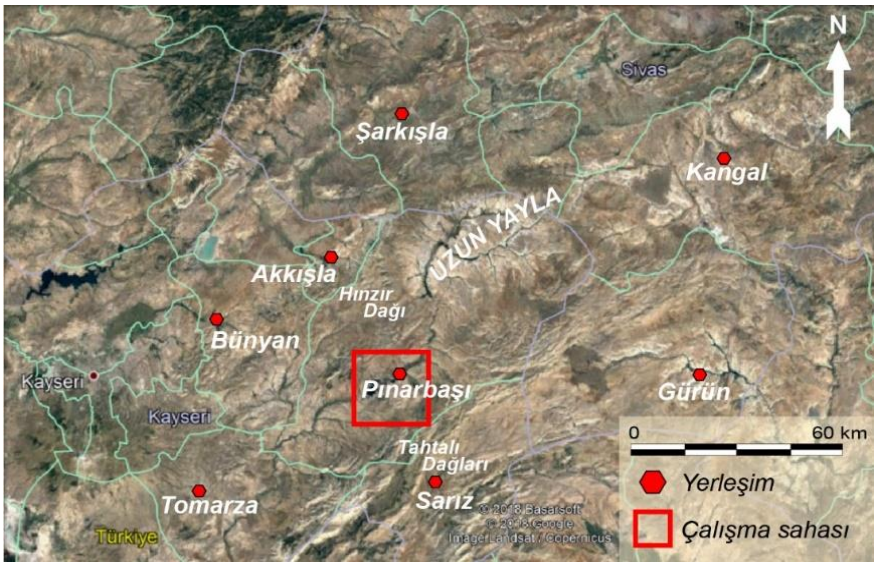
İnceleme alanı, Kayseri il merkezinin doğusunda yer almakta olup il merkezine uzaklığı yaklaşık 90 km'dir. Bölgenin yüz ölçümü ise 3328 km^2'dir. Çalışma sahası K36b3, K36b4, K36c1 ve K36c2 paftaları içerisinde yer almaktadır. Doğusunda Kangal-Gürün, batısında Bünyan, kuzeyinde Akkışla, Şarkışla ve Altınyayla, güneyinde ise Sarız ve Tomarza ilçeleri bulunmaktadır (Şekil 1.4).

İlçe merkezinde 1546 metre olan rakım, doğusuna doğru uzanan Uzunyayla bölgesin de 2000 metreye ulaşmaktadır.

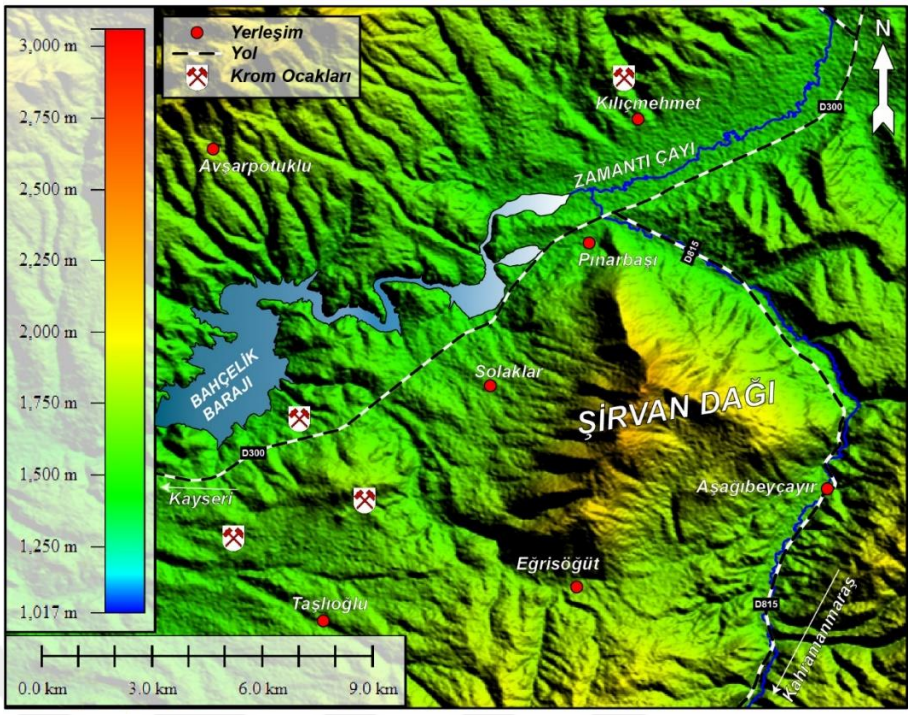


Şekil 1.3. Çalışma alanı yer bulduru haritası (MTA 2002 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasından sadeleştirilerek alınmıştır)

Çalışma alanının kuzey doğusunda Hınzır dağları, güneyinde ise Tahtalı dağları yükselir (Şekil 1.4). Bölgede ovalık alan sadece akarsu boyunca uzanır (Şekil 1.5).



Şekil 1.4. Çalışma sahası ve çevresinde yeralan yerleşim alanlarının coğrafik konumları



Şekil 1.5. Çalışma alanının morfolojisini gösteren Dijital Yükseklik Modeli (DEM)

Pınarbaşı ilçesinin en önemli akarsuyu Zamantı ırmağı ve onun kollarıdır. Zamantı, bölgede yer alan Şerefiye Mahallesi sınırlarından doğarak Tomarza sınırından geçmekte ve Seyhan nehrine ulaşmaktadır. Bölgede en önemli su kaynakları Pınarbaşı, Şerefiye, Kaynar, Karagöz, Gürleğen ve Gümüşgün'dür.

Pınarbaşı ilçe merkezi genellikle düz alanda kurulmuş olmakla beraber bağlı yerleşim yerleri genel olarak engebeli ve dağlık alanlarda bulunmaktadır. İklim olarak Doğu Anadolu ikliminin karakteri Pınarbaşı'nda da hakimdir. Kışları soğuk, yazları kurak ve serindir. Yıllık ortalama yağış miktarı metrekarede 492 kg'dır. Özkan (2002) bölgenin florasını konu alan çalışmasında, önceki çalışmaları da değerlendirerek 80 familya ve 329 cinse ait 735 türün varlığından bahsetmiştir. Bu türlerden 5 tanesinin *Pteridophyta* (eğrelti otu), 730 tanesinin ise *Spermatophyta* (tohumlu bitkiler) bölümüne ait olduğunu vurgulamıştır. Aynı çalışma içerisinde bölgede belirlenen endemik takson sayısı ise 142'dir.

İlçenin büyük bir bölümü tabii bir yol güzergahı üzerinde yeralmaktadır. D-300 (Kayseri-Malatya) karayolu ilçenin GB'sından başlayarak KD'suna kadar bir uçtan diğerine uzanmaktadır. Kayseri ilindeki en önemli geçiş güzergahlarından biri olan

D-815 (Kayseri-Kahramanmaraş) karayolu da ilçe merkezinin hemen doğusundan başlamaktadır. İfade edilen bu karayollarına D-851 karayolu da eklenince ilçe merkezinin ulaşım özellikleri bakımından bir kesişim noktası olduğu görülmektedir (Şekil 1.5).

Pınarbaşı ve çevresinde aktif olarak çalıştırılan, ekonomik öneme sahip birden fazla krom madeni yer almaktadır (Şekil 1.5). Bunun yanında demir, mermer ve manganez madenciliği de bölgede aktif olarak yapılmaktadır.

1.4. Önceki Çalışmalar

Çalışma sahası ve yakın çevresinde farklı amaçlarla çeşitli çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Tezin hazırlanması kapsamında gerçekleştirilen literatür taramasında bu çalışmalardan faydalanılmış olup, hazırlanışları sırasına göre konu ile ilgili olanlar aşağıda sunulmuştur.

Özkan (1956), çalışma sahasında geniş yayılım gösteren ve kendisinden yaşlı tüm birimleri uyumsuz olarak örten ve çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşan Köprübaşı Formasyonu' nun yaşını *Hipparion gracile Kamp.* fosiline göre Pliyosen olarak belirlemiştir.

Abdüsselamoğlu (1962), Kayseri – Adana arasındaki Doğu Toroslar bölgesinin jeolojisi raporunda; bazik ve ultrabaziklere ait magmatik faaliyetlerin sınırlı olduğunu belirterek, bunların Kretase yaşlı kireçtaşlarını kestiğini vurgulamıştır. Eosen yaşlı çakıl taşlarının içerisinde bazik ve ultrabazik çakılların olmasından kaynaklı magmatik faaliyetlerin Eosen öncesi gerçekleşmiş olması gerektiğini ve olası Kretase yaşta olduğunu belirtmiştir.

Morh (1964), bölgede yaptığı çalışmada önceki araştırmacıların ileri sürdüğü, ofiyolitlerin Mesozoyik kireçtaşlarının içerisine intrüzyonla yerleştiği düşüncesine karşı çıkarak ofiyolitlerin bölgeye tektonik olarak yerleştikleri görüşünü ileri sürmüştür.

Aytuğ (1967), bölgedeki çalışmalarında Mesozoyik kireçtaşlarının bazik ve ultrabazik kayaçlar tarafından kesildiğini, ultrabazikler içinde irili ufaklı Mesozoyik kireçtaşlarının bulunduğunu ileri sürmüştür.

Özgül vd. (1973), Tufanbeyli dolayının Kambriyen-Tersiyer kayaları adlı raporlarında; Kambriyen' den Tersiyer' e kadar olan kayaları Geyikdağı Birliği olarak tanımlamışlardır. Ayrıca bölgede yer alan Soğanlıdağ ve Koçdağını oluşturan kireçtaşlarının farklı olduğunu tespit ederek bu birliğe ait kireçtaşlarının üzerinde tektonik dokanakla yeraldığını belirtmişlerdir.

Erkan vd. (1978), çalışmalarında ofiyolitlerin ve bunlarla birlikte bulunan diğer birimlerin karışık bir yapıda olduklarını saptamışlardır. Bu karışık birimlerden birbiriyle ilişkili olanları Pınarbaşı Grubu olarak diğerleri ise Yeşiltaş Yayla karışığı olarak adlandırmışlardır. Formasyonları ise ayırabildikleri noktalarda blokların yaş ve fasiyeslerine göre çeşitli üyelere ayırmış ve haritalamışlardır. Bu çalışmalarında allokton konumlu kendi içersinde düzenli bir dizi özelliği gösteren dört birim saptamışlar ve bu birimleri Aygörmez Dağı Grubu, Belören Ggrubu, Hınzır Dağı Grubu ve Koramaz Dağı Grubu olarak adlandırmışlardır. Pınarbaşı Ofiyolitini uyumsuz olarak örten en eski birimin Paleosen yaşlı olduğunu ve bu birimin konglomera, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve kireçtaşından oluştuğunu belirtmişlerdir.

Aziz vd. (1979), Sarız-Pınarbaşı-Kaynar dolayının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları çalışmasında ilk defa Pınarbaşı Ofiyoliti'nin adlandırmasını yapmışlarıdır.

Juteau (1980), Türkiye'de yeralan ofiyolitik kayaçları Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağı, Toros ofiyolit kuşağı ve Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı olmak üzere üç farklı coğrafik bölgeye ayırmıştır. Sözü edilen ofiyolitik kuşaklardan Kuzey Anadolu ve Toros (Antalya hariç) kuşağı ofiyolitlerinin Neotetis'in kuzey koluna ait olduklarını ifade etmiştir.

Çapan (1980), Toros Kuşağı Ofiyolit Masiflerinin (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği) İç Yapıları, Petrolojisi ve Petrokimyalarına Yaklaşımlar adlı doktora tezi çalışmasında; kuşak boyunca yeralan ofiyolitleri incelemiş ve bu beş ofiyolit kütlesinden aldığı örneklerin iç yapılarını, petrografik özelliklerini ve kayaç kimyalarını belirlemeye çalışmıştır. Buna bağlı olarak gabro yüzleklerinin doğuya doğru arttığını belirtmiştir. Levha-dayk karmaşığına rastlanmamasının nedenini ise yüksek yayılma hızıyla izah etmiştir. Bu ofiyolit kütlelerinde yoğun deformasyon izlerini tespit etmiş ve arazi çalışmalarında ki gözlemlerine dayanarak bunların birer

tektonik dilim şeklinde olduğunu ifade etmiştir. Ofiyolitik melanj ile peridotit kütlesi arasında yeralan metamorfikleri gözlemlemiş, ancak bunları naplaşma esnasında meydana gelen deformasyonla ilişkilendirmiştir. Nap hareketlerinin en son Maestrihtiyen' de sonuçlandığını ve üzerinin Paleosen yaşlı çökeller tarafından örtüldüğünü belirtmiştir. Bu ofiyolitlerin oluşum yerlerini ise; Tetis-Okyanusunun ardında yay-ardı basen olarak yorumlamıştır.

Tekeli (1980), Toroslar da Aladağların yapısal evriminde üç farklı dönemin etkin olduğunu belirtmiştir. Bunlar; (1) Üst Triyas – Alt Kretase zaman aralığını kapsayan duraylı kıta kenarı dönemi, (2) Senoniyen'de kıta kenarının bozulması, ilk ofiyolit yerleşmesi ve ofiyolitli melanj oluşumu, (3) Mastrihtiyen'de gerçekleşen kıta kenarının naplanması ve peridotit napının yerleşmesi olayları olarak belirtilmiştir. Ayrıca ofiyolitli melanjı da farklı özellikler sunan üç bölüme ayırarak; en altta düzgün taban istifi, üzerinde olistostrom bölümü ve en üstte de kaotik bölüm şeklinde ayırtlayarak adlandırmıştır.

Aziz vd. (1981), inceleme alanındaki birimleri otoktonlar, alloktonlar, paraotoktonlar ve neootoktonlar olmak üzere dörde ayırmışlardır. Arazide genellikle yeşil, kahverengi ve koyu gri renklerle gözlenen, tipik bir okyanusal kabuk olan bazik-ultrabazik kayaç topluluğunu bu çalışmada Pınarbaşı Ofiyolitleri olarak adlandırmışlardır. Ofiyolitlerin üzerine alt seviyeleri için lakustrin ortam, üst seviyeleri için sığ resifal ortam olarak düşünülen (karbonatlar için) ilksel konumlu (paraotokton) olarak Yağlıpınar Formasyonu'nun geldiğini belirtmişlerdir. Bu birim üzerine, düzenli bir istif sunmayan, yanal ve düşey çok sık değişimler gösteren Köprübaşı Formasyonu'nun geldiğini belirtmişlerdir. Ayrıca, petrol jeolojisi için ana kaya, hazne kay ve örtü kaya oluşturabilecek formasyonların olup olmadığını araştırmışlardır.

Şengör ve Yılmaz (1981), Çalışmalarında Toros kuşağında bulunan ofiyolitlerin Torid platformunun kuzeyinde parçalanmış ofiyolit birimleri ile karakterize edildiklerini belirtmişlerdir. Bu ofiyolitler batıdan doğuya doğru Likya, Beyşehir-Hoyran, Alihoca, Mersin, Pozantı-Karsantı, Pınarbaşı ve Divriği ofiyolitlerini oluşturmaktadır.

Şengör (1984) Anatolid ve Torid tektonik birliklerini Anatolid-Torid platformu olarak tanımlamış ve bu platformu Menderes platformu bloku ve Kırşehir bloku şeklinde İç Toros keneti ile iki bölüme ayırmıştır.

Robertson ve Dixon (1984), Doğu Akdeniz bölgesindeki jeolojik evrimi inceleyerek Paleotetis okyanusunun kapanışı ile Mesozoyik'te geçen jeolojik olaylardan bahsetmektedirler. Doğu Akdeniz bölgesinin, Paleotetis ve Neotetis okyanusal basenlerinin açılması ve kapanması evrelerinin gözlendiği en iyi alanlardan bir tanesi olduğunu belirtmişlerdir.

Meşhur vd. (1989) Şirvan Dağı civarında megaladontlu kireçtaşı ve çört ara katkılı kireçtaşları tespit ederek bu kayaç topluluğunu Orhaniye Formasyonu olarak adlandırmışlardır.

Şenel (1997), çalışma sahası içerisinde yeralan allokton birimleri Gülbahar ve Domuzdağ napları şeklinde isimlendirmiş ve Gülbahar napının çalışma sahasının güneyinde yeralan Torid otoktonunda tektonik olarak bulunarak Orta Triyas'tan Geç Kretase'ye kadar uzandığını belirtmiştir. Bu birimin mafik volkanikler, kalsiturbiditler, radyolarit ve çörtlü mikritik kireçtaşı ile çörtlü kalkerden oluştuğu yine bu çalışmada belirtilmiştir.

Dilek vd. (1999), Toros kuşağı ofiyolitlerinde Alihoca, Mersin ve Pozantı-Karsantı bölgelerinde metamorfik dilim ve mafik dayk intrüzyonlarının jeokimyalarını ve Ar-Ar tarihlendirmelerini yapmışlardır. Buna göre; metamorfik dilim ve dayklar içerisinden alınan hornblend minerallerinden yapılan ^{40}Ar-^{39}Ar tarihlendirmesi ile sırasıyla 92-90 my ve 90-91 my yaşları elde etmişlerdir. Bu sonuçlara göre metamorfik dilim ve bunları kesen mafik daykların aynı zaman aralığı içerisinde, okyanus içi yitim zonunda İç Toros okyanusunda oluştuklarını belirtmişlerdir.

Şenel vd. (2002), platform tipi karbonatların oluşturduğu Domuzdağ napının altındaki Gülbahar napı ve üstündeki ofiyolitik melanj ile tektonik dokunaklı olduğunu vurgulamış, bu karbonatların Orta Triyas ile Geç Kretase arasında çökelmiş olduklarını yine bu çalışmada belirtmişlerdir.

Robertson (2002), Doğu Akdeniz Tetis kuşağında yeralan Mesozoyik yaşlı ofiyolitlerin oluşumu ve yerleşimi üzerine çalışmalarda bulunmuştur. Balkanlardan Umman'a kadar uzanan kuşakta ofiyolitlerin Jura (Balkanlar) ve Kretase (Türkiye ofiyolitleri, Troodos, Baer-bassit, Oman) yaşlı olduğunu belirtmiştir. Balkanlarda yeralan ofiyolitlerin MORB (okyanus ortası sırtı) tipi ve SSZ (yitim zonu üstü) tipinde olduğunu, diğer ofiyolitlerin ise genel olarak SSZ tipinde olduğunu söylemiştir.

Çelik ve Delaloye (2003), Toros kuşağının batısında yer alan Antalya ve Likya ofiyolitlerine ait metamorfik dilim kayaçları ve bunların kesen doleritik dayklarının kökenini araştırmıştır. Likya ofiyolitlerine ait metamorfik kayaçlar kökensel açıdan okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB), ada yayı toleyitleri (IAT) ve plaka içi bazaltları şeklinde üç grup tarafından, Antalya ofiyolitine ait metamorfik dilim kayaçlarının ise ada yayı toleyitleri (IAT) ile temsil edildiğini ileri sürmüşlerdir. Likya ofiyolitlerini kesen doleritik dayklarının ada yayı toleyitik magmasında türediğini belirtmişlerdir.

Vergili ve Parlak (2005), Pınarbaşı Ofiyoliti'ne ait taban metamorfitlerinin serpantinize harzburjitler ve ofiyolitik melanj arasında tektonik olarak yer aldığını vurgulayarak kalınlığının 250 ile 300 metre arasında değiştiğini belirtmişlerdir. Bu kayaçların ters dereceli metamorfizmaya sahip olduklarını belirterek mezoskopik ve mikroskop gözlemlerinde iyi gelişen yapraklanma ile karakterize olduklarını vurgulamışlardır. Aynı çalışma metamorfik taban kayaçlarına ait amfibolitlerden K/Ar radyometrik yaş tayini yöntemiyle 102,2±2,9 ve 107,3±3,0 yaşlarını elde etmişlerdir.

Çelik vd. (2006), Türkiye'nin güneyinde yer alan Toros kuşağı ofiyolitlerinin (Likya (Köyceğiz-Yeşilova), Antalya, Beyşehir, Mersin, Alihoca ve Pozantı-Karsantı) tabanında yer alan metamorfik dilimlerden $^{40}Ar/^{39}Ar$ tarihlendirmesi yapmışlardır. Bu kayaçlardan elde edilen amfiboller 90,7±0,5-93,8±1,7 my, muskovitler ise 91,2±2,3-93,6±0,8 my soğuma yaşları vermişlerdir. Bu verilere göre metamorfik dilim kayalarının oluşumundan itibaren hızlı soğumaya maruz kaldıkları ileri sürülmüştür.

Parlak vd. (2013), Toros kenet kuşağı boyunca gözlenen ofiyolitler ve granitoyidlerde U-Pb ve ^{40}Ar-^{39}Ar tarihlendirmesi yapmışlardır. Elde ettikleri verilere göre Mersin ofiyolitinde 82.8±4 my, Pozantı-Karsantı ofiyolitinde 69,1±2,1 my, Pınarbaşı ofiyolitinde 65,4±3,2 my ve Divriği ofiyolitinde 88,8±2,5 my zirkon U-Pb yaşları tespit etmişlerdir. Granitik kayalardan elde edilen U-Pb zirkon yaşları ise Divriği bölgesi için 67,7±1,4-70,4±1,5 my, Horoz (Ulukışla) bölgesi için 49,1±1,0-50,6±2,4 my şeklindedir. Ayrıca Divriği ofiyolitinin tabanındaki metamorfik dilimden 89,65±0,97-87,49±0,48 my $^{40}Ar/^{39}Ar$ soğuma yaşları bulmuşlardır.

1.5. Bölgesel Jeoloji

Gondwana ve Laurasia süper kıtaları arasında Karbonifer'den itibaren varolmuş olan Tetis Okyanusu'nun evrimi Türkiye'nin jeolojik oluşum süreçlerinin aydınlatılmasında oldukça önemli bir yere sahiptir (ör. Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Okay, 2008; Stampfli ve Borel, 2002). Türkiye'de Laurasia kıtası Pontidler, Gondwana ise Anatolid-Torid'ler ile temsil edilmektedir (ör. Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz 1999; Okay, 2008). Türkiye'nin güney kesiminde yaklaşık 900 km'lik bir hat boyunca yüzeyleyen Anatolid-Toridler Gondwana süper kıtası'nın bir parçası olup, yitim zonuna katılmış pasif kıta kenarının Dünya'daki en önemli örneklerinden birini temsil etmektedir (ör. Robertson vd., 2009; Okay, 2011). Anatolid-Torid bloğunun farklı otokton ve allakton nap paketlerden oluşan ve metamorfik olmayan bölümü Toridler olarak tanımlanmaktadır (ör. Ketin, 1966; Şengör ve Yılmaz, 1981). Anatolitler ise Toridlerin Tetis okyanusun kapanma süreçlerine başkalaşıma uğramış bölümünü temsil etmektedir (ör. Okay, 1984; Göncüoğlu ve diğ., 1997; Candan ve diğ., 2005; Pourteau ve diğ., 2010; Okay, 2011; Plunder ve diğ.,2016). Alp orojenik kuşağının Anadolu'daki güney ve doğu kısımlarını temsil eden Anatolid-Toridler, Tetis okyanusu'nun kuzey ve güney kolları tarafından çevrelenmektedir (ör. Ketin, 1966; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1986; Robertson, 2004; Robertson vd., 2012).

Toroslar Alp orojenik kuşağının Anadolu'nun güney ve doğu kesimlerinden geçen önemli bir bölümünü oluşturmaktadır. M, M. Blumenthal tarafından 1940-1950 yılları arasında yapılmış olan araştırmalar Toroslar'ın genel jeoloji özelliklerine dair

ilk önemli verilerin kaynağını oluşturmaktadır. Toroslar ayırtman stratigrafi özellikleri ve kapsadıkları kaya birimleri açısından birbirinden farklı havza koşullarını yansıtan kaya birimi topluluklarını kapsamaktadır (Blumenthal, 1963; Özgül, 1971; Brunn ve diğerleri, 1971; Özgül ve Arpat, 1973). Bu kaya birimi toplulukları için ‘’birlik’’ terimi kullanılmaktadır (Özgül, 1971). Birlikler yüzlerce kilometre devamlılık göstermekle beraber birbirleriyle tektonik dokanaklıdırlar ve çoğunlukla birbirleri üzerinde yüzlerce kilometre ilerlemiş allokton örtüler oluştururlar. Birlikler, iyi görüldükleri yüksek dağlar veya yerleşme merkezleri göz önünde tutularak Bolkardağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyikdağı Birliği, Alanya Birliği, Bozkır Birliği ve Antalya Birliği olarak adlandırılmıştır (Özgül ve Arpat 1973). Çalışma sahasının da içerisinde yeraldığı Doğu Toroslar'da Bolkar dağı, Aladağ, Geyik dağı ve Bozkır birlikleri yer almaktadır. Doğu Toroslar stratigrafik özellikler ve kaya birimleri açısından, birbirinden değişik havza koşullarını yansıtan kaya topluluklarını kapsamaktadır. Bu kapsamda Doğu Toroslar’daki ofiyolitik kayaçlar son derece önemlidir. Doğu Akdeniz’deki Tetis Okyanusu ofiyolitleri iki gruba ayrılmaktadır. Birinci grup ofiyolitler Bitlis-Zagros çarpışma zonunda olup, Trodos (Kıbrıs), Bear-Bassit (Suriye) ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitlerinden oluşmaktadır (Dilek ve Moores, 1990). İkinci grup ofiyolitler ise Toros kuşağı ofiyolitleri olarak isimlendirilen (Juteau, 1980) Antalya, Beyşehir, Ali Hoca, Mersin ve Pozantı-Karsantı ve Pınarbaşı ofiyolitlerinden oluşmaktadır (Dilek ve Moores, 1990; Parlak ve Delaloye, 1999). İnceleme alanının hemen güneyinde yeralan kalınlığı 7000m’ye ulaşan otokton istif Kambriyen’den Tersiyer’e kadar uzanır. Özgül (1976) bu çökel topluluğa Geyikdağı Birliği adını vermiştir.

Alt-Orta Triyas'ta Tetis Okyanusu’nun riftleşme süreçlerinde Toridler'den kopmuş bir mikro kıta parçası olduğu düşünülen Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı, Geç Kretase (91-84 My) döneminde Barrovian tipi başkalaşıma maruz kalmış metamorfitler, ofiyolitler (ör. Sarıkaraman ofiyoliti) ve sokulum kayaçlarının (ör. Çiçekdağ Graniti) bir arada bulunduğu üçgen şeklinde bir masif konumundadır (ör. Göncüoğlu, 1986; Robertson, 2004; Robertson vd., 2009). Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı Geç Mesozoyik-Erken Senozoyik jeolojik evrimi, birçok farklı aşamada Tetis Okyanusu'nun kapanma süreçlerinde meydana gelen deformasyon, metamorfizma ve magmatizma olaylarıyla ilişkilidir (ör. Görür vd., 1984;

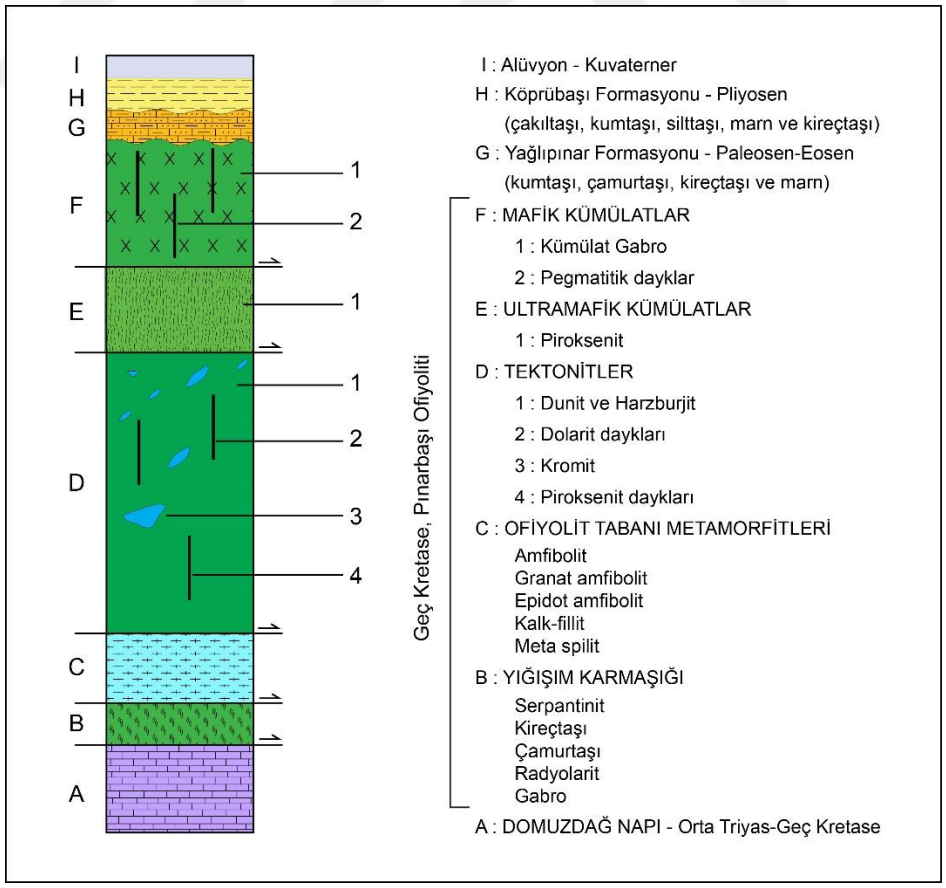
Göncüoğlu, 1986; Whitney ve Dilek 2001; Gürer ve Aldanmaz, 2002; Kadıoğlu vd., 2006; Boztuğ vd., 2008; Lefebvre vd., 2011; Hinsbergen vd., 2016; Köksal vd., 2016). Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'na ait kayaç grupları üç farklı bölgede tanımlanmış olup, Kırşehir, Akdağ ve Niğde masifleri ile temsil edilmektedirler (ör. Erkan, 1976; Seymen, 1981; Göncüoğlu, 1986; Fayon vd.,1999; Whitney vd., 2001).

İç Toros Okyanusu, Tetis Okyanusu'nun Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı ve Anatolid-Toridler arasındaki kolu olarak değerlendirilmektedir (ör. Görür vd., 1984; 1998; Robertson, 2004; Kadıoğlu vd., 2006; Pourteau vd., 2010; 2013; Sarıfakıoğlu vd., 2013; Parlak vd., 2013; Çinku vd., 2016). Birçok araştırmacı tarafından bu kolun varlığı sorgulanmakta ve bu konu üzerine olan tartışmalar günümüzde de devam etmektedir (ör. Gürer ve Aldanmaz, 2002; Robertson, 2004; Kadıoğlu vd., 2006; Hinsbergen vd., 2016; Gürer vd., 2016; Parlak vd., 2013; Pourteau vd., 2010; 2013; Çinku vd., 2016). İç Toros Kenet'i boyunca yüzeyleyen ofiyolit ve yitim-yığışım karmaşıklarının (ör. Parlak et al. 2013; Mersin Ofiyoliti, Pozantı-Karsantı ofiyoliti, Pınarbaşı Ofiyoliti) Geç Kretase döneminde okyanusun kuzeye doğru yitirilmesiyle oluştuğu belirtilmiştir (ör. Robertson, 2004; Pourteau vd., 2010; Parlak vd., 2013). Toros kuşağı ofiyolitleri boyunca yer alan ofiyolit tabanı metamorfitlerine dair hassas radyometrik tarihlendirmeler ($^{40}Ar/^{39}Ar$) dar bir aralıkta sınırlanmış olup, 91-93 My arasında değişen başkalaşım yaşlarıyla temsil edilmektedir (ör. Parlak ve Delaloye, 1999; Dilek vd., 1999; Çelik vd., 2006). İç Toros Kenet kuşağını temsil eden yitim zonu üstü ofiyolitlerinin (ör. Parlak vd., 1996, 2002) kabuk kesiminden yapılan radyometrik tarihlendirmeler, aynı ofiyolitik istiflere ait metamorfik taban kayaçlarına göre göreceli olarak daha genç ve daha geniş bir zaman aralığına sahiptirler. Örneğin, Parlak vd. (2013)'te Mersin, Pozantı-Karsantı, Pınarbaşı ve Divriği ofiyolitlerinin kabuk kesimlerinden 88-69 My, ofiyolit tabanı metamorfitlerini ve manto peridotitlerini kesen dolerit dayklarından ise sırasıyla 75 ve 65 My oluşum yaşları elde etmişlerdir. Bu verilere göre, İç Toros Okyanusu'ndaki okyanus içi magmatik süreçlerin Geç Kretase döneminin sonuna kadar devam ettiğini vurgulamışlardır. Diğer taraftan yitim süreçlerinde başkalaşıma maruz kalmış Afyon Zonu'ndan elde edilen başkalaşım yaşları (67-62 My), İç Toros Okyanus içi yitim süreçlerinin Paleosen döneminin başına kadar devam ettiğini göstermektedir (ör. Pourteau vd., 2010, 2013; Özdamar vd., 2013).

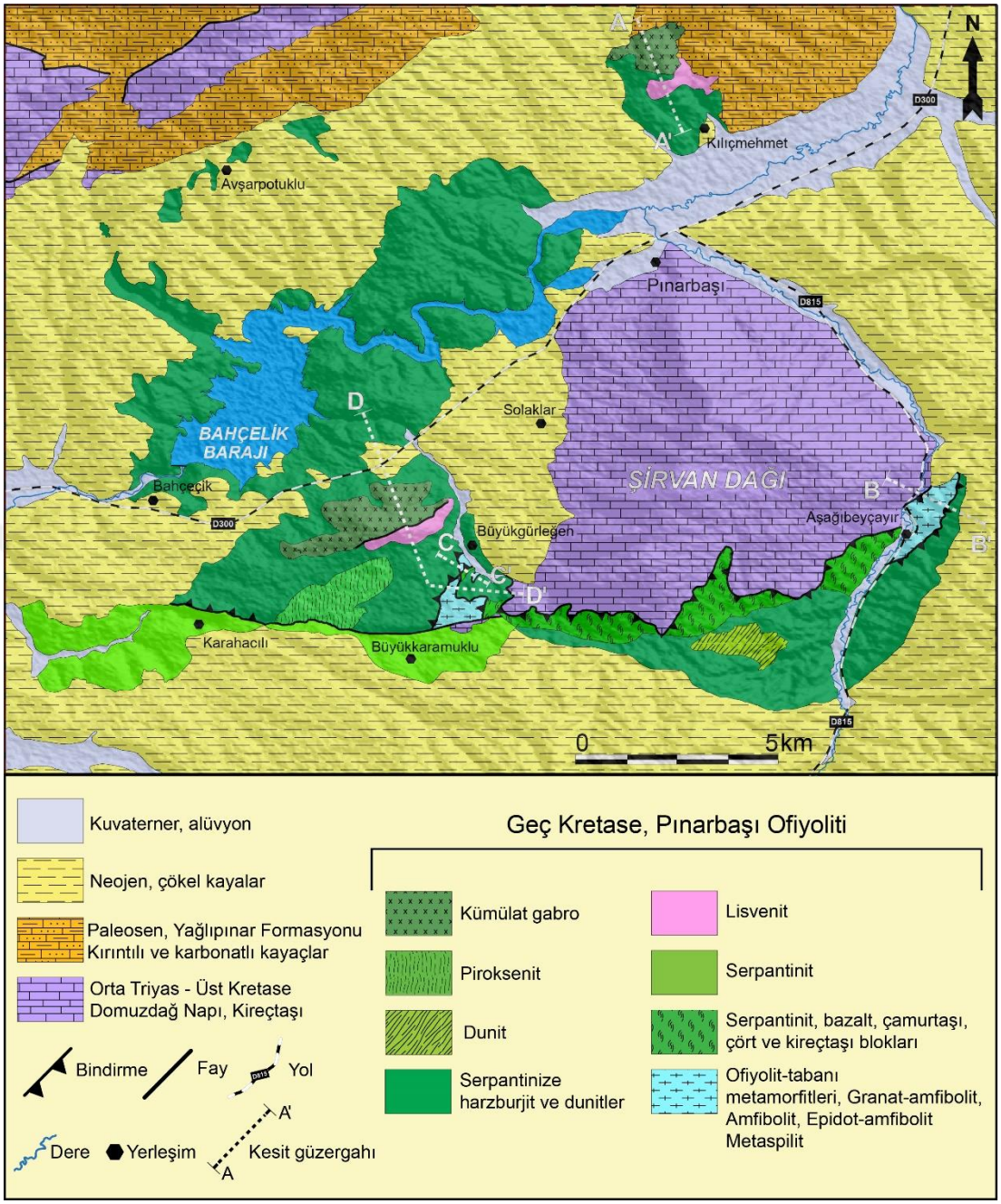
İç Toros Keneti'nin varolmadığını ileri süren araştırmacılar ise İç Toros Kenet'i boyunca ve Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı üzerinde yüzeyleyen ofiyolit ve yitim-yığışım karmaşalarının İzmir-Ankara-Erzincan okyanusal alanından türediğini savunmaktadırlar (ör. Göncüoğlu vd., 1994; Gürer vd., 2016; Hinsbergen vd., 2016; Tekin vd., 2016). Bir başka deyişle, bu zon boyunca yüzeyleyen ofiyolit ve yitim-yığışım karmaşıklarının Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın üzerinden aşarak, güneye doğru taşınmış ve Anatolid-Toridlerin üzerine yerleşmiş olduklarını öne sürmüşlerdir. Buna bağlı olarak araştırmacılar, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın başkalaşım süreçlerini ofiyolit yerleşmeleri esnasında meydana gelen gömülme metamorfizmasıyla ilişkilendirmişlerdir (ör. Göncüoğlu, 1986; Yalınız vd., 1996; Göncüoğlu vd., 1997a; Yalınız ve Göncüoğlu, 1998; Gürer ve Aldanmaz, 2002). Bazı araştırmacılar ise Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın yitim zonunda başkalaşıma uğradığını savunmaktadırlar (Hinsbergen vd., 2016; Gürer vd., 2016). Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın başkalaşımın yaşları 91 ila 70 My arasında değişmekte olup, masifin en yüksek derecedeki başkalaşımın zamanı 91-84 My olarak sınırlanmıştır (ör; Whitney ve Hamilton, 2004).

2. GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanı içerisinde dört ana birim ayırtlanmıştır. Bu birimler yaşlıdan gence doğru Orta Triyas-Geç Kretase yaşlı allokton platform tipi karbonatlardan oluşan Domuzdağ Napı, Geç Kretase yaşlı Pınarbaşı Ofiyoliti, Paleosen-Eosen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı kayaçlardan oluşan Yağlıpınar Formasyonu ve Pliyosen yaşlı Köprübaşı Formasyonu'dur (Şekil 2.1). Pınarbaşı Ofiyoliti haritalama alanında KD-GB hattı boyunca yüzeylemektedir (Şekil 2.2). Pınarbaşı güneyinde geniş yüzlek alanlarına sahip olan Domuzdağ Napı, yığışım karmaşığı tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Yağlıpınar Formasyonu'na ait yüzlekler çalışma sahasının kuzey bölümünde yer almaktadır. Pliyosen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşan Köprübaşı Formasyonu kendisinden yaşlı tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Erkan ve diğ., 1978) (Şekil 2.2).



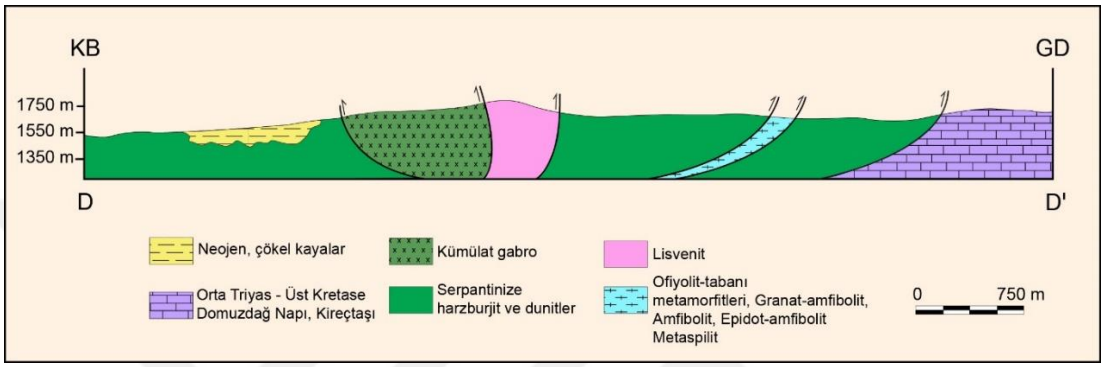
Şekil 2.1. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ölçeksizdir)



Şekil 2.2. Çalışma alanının 1/25000 ölçekli genel jeoloji haritası

2.1. Domuzdağ Napı

Domuzdağ Napı'na ait Orta Triyas-Geç Kretase yaşlı platform tipi karbonatlar (Şenel, 1997; Şenel ve diğ., 2002) Pınarbaşı güneyindeki Şirvan dağında ve çalışma sahasının kuzeybatısında gözlenmektedir. Şirvan dağı güneyinde karbonatlar Pınarbaşı Ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmekte (Şekil 2.3 ve 2.4) iken, inceleme alanının KB bölümünde Yağlıpınar Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.



Şekil 2.3. Bahçelik Barajı'ndan Şirvan Dağı'na kadar olan alanda yer alan birimlerin ilişkisini gösteren D-D' enine jeolojik kesiti (Kesit güzergahları Şekil 2.2' de gösterilmiştir)



Şekil 2.4. Şirvan Dağı güneyi, Domuzdağ Napı'na ait karbonatların genel görünümü

Çalışma sahasındaki Domuzdağ Napı'na ait karbonatlı kayaçlar başlıca gri renkli re-kristalize, tabakalanma sergilemeyen kireçtaşları ve gri-koyu gri renkli genellikle kalın tabakalı/masif, çörtlü ve oolitik kireçtaşıyla temsil edilmektedir. Bu karbonatlı kayaçlardan Orta-Üst Triyas (*Involutina eomesozoca, Involutina sp., Trochammina*

sp., Endothyranelle sp., Frondicularia sp.), Jura-Alt Kretase (*Cuneoline sp., Protopeneroplis sp., Nautiloculina sp., Trocholina sp., Conicospirillina sp., Valvulina sp.*) ve Üst Kretase (*Globotruncana sp., Heterohelix sp., Radiolaria*) fosil bulguları elde edilmiştir (Özer ve diğ., 1984).

2.2. Pınarbaşı Ofiyoliti

Pınarbaşı Ofiyoliti'ne ait birimler bu başlık altında bölümlere ayrılarak anlatılmaktadır. Bu bölümler; manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, ofiyolit tabanı metamorfitleri ve yığışım karmaşığı şeklindedir.

2.2.1. Manto tektonitleri

Manto tektonitleri çalışma alanındaki Pınarbaşı Ofiyoliti'nin en yaygın gözlenen kayaç grubunu oluşturmaktadır. Yaklaşık KD-GB hattı boyunca uzanan manto tektonitleri Bahçelik Barajı, Kılıçmehmet, Karacahacılı, Büyükgürleğen ve Avşarpotuklu köyleri çevresinde geniş bir yayılım sergilemektedir. Manto tektonitlerine ait peridotitler baskın olarak dunit ve harzburjitler ile temsil edilmektedir. Peridotitlerde serpantinleşme ve listvenitleşme oldukça yaygındır. Dunitlerde serpantinleşmeye bağlı olarak gelişen elek dokusu yapıları gözlenmektedir. Dunitler altere yüzeyleri kahverengi tonlarda gözlenirken taze kırık yüzeyleri siyah renktedir (Şekil 2.5b). Yine manyezit oluşumları da bu kayaçlar içerisinde görülebilmektedir.

Bahçelik Barajı civarında peridotitler baskın olarak harzburjitlerle temsil edilmekte olup dunitler bu alanlarda harzburjitlere eşlik etmektedir. Haritalanabilir ölçekte geniş yayılımlı dunitler çalışma sahası içerisinde yalnızca Şirvan Dağı güneyinde yeralmaktadır. Dunitler içerisinde yaygınca kromit gelişimleri gözlemlenmektedir. Bu kromit gelişimleri düzenli bantlı ve düzensiz saçınımlı yapılar sergilemektedirler (Şekil 2.6a,b).

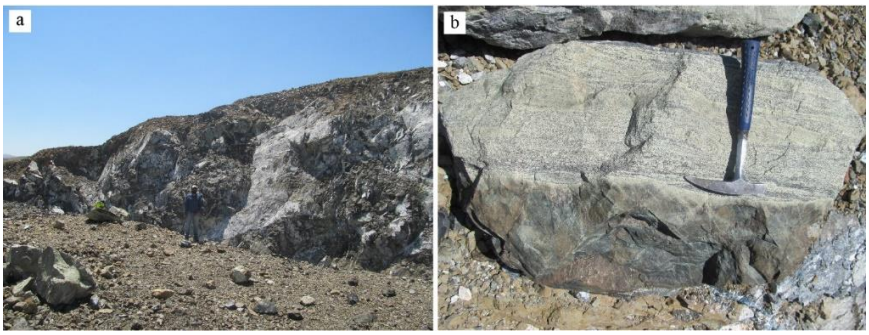


Şekil 2.5. (a) Manto tektonitlerine ait dunitlerin mostra görünümü ve (b) dünitlerin altere dış yüzeylerinin ve taze kırık yüzeylerinin görünümü (37S, 218665, 4286807)



Şekil 2.6. (a) Dunitler içerisinde krom gelişimleri (b) figüründe de görüldüğü üzere kromlar bantlı yapılar sunmaktadır (37S, 268818, 4286027)

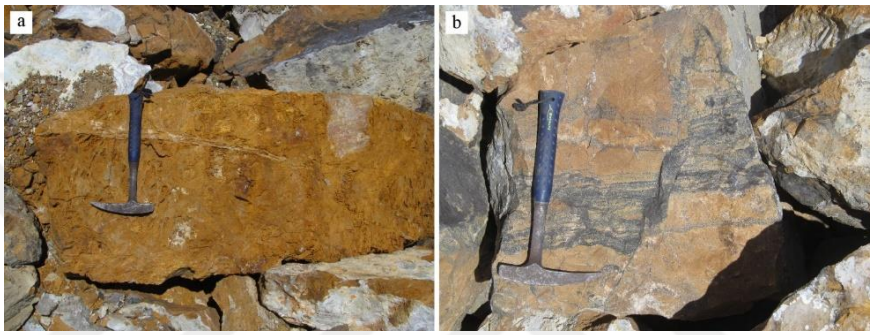
Bu krom gelişimlerine bağlı olarak bölgede birçok maden ocağı işletilmiş ve işletilmektedir. Çalışma sahası içerisinde açılan 4 krom maden ocağından 3 tanesi aktif olarak çalışmaktadır. Ocakların tamamı açık işletme şeklinde çalıştırılmaktadır (Şekil 2.7a).



Şekil 2.7. Bahçelik Barajı ile Pınarbaşı-Kayseri yolu arasında yeralan krom ocağından alınan görüntüler (a) Ocağa ait genel görünüm (b) Dunitlerin içerisinde yeralan bantlı krom yapılarının görünümü (37S, 267852, 4285712)

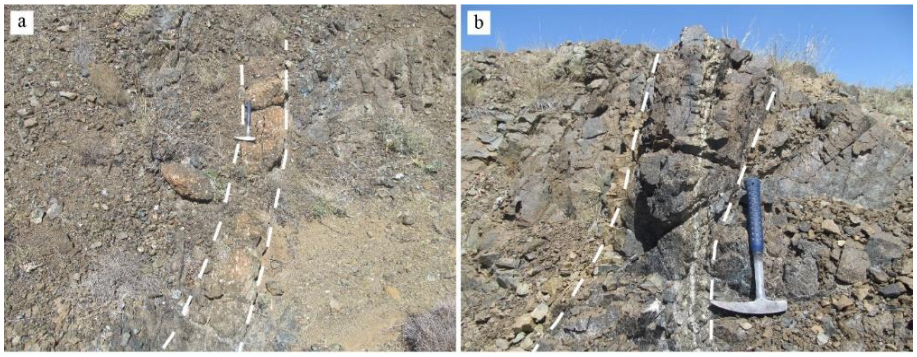
Bu krom ocaklarında yeralan geniş mostralar üzerinde yapılan gözlemlerde ultramafik kayaçların yoğun bir makaslanmaya maruz kaldıkları gözlemlenmiştir.

Listvenitler ofiyolitik karmaşıklardaki serpantinleşmiş ultramafik kayaçların karbonatlaşmış ve çeşitli oranlarda silisleşmiş eşdeğerleri olarak tanımlanmaktadır (Buisson ve Leblanc, 1985). Pınarbaşı ofiyoliti içerisinde yeralan listvenitler de yoğun olarak karbonatlaşmış peridotitlerdir (Şekil 2.8). Büyükgürleğen ve Kılılçmehmet köyleri çevresinde yeralan peridotitlerde lisvenitleşme yoğun olarak gözlenmekte olup lisvenitlerin boyutları kilometre mertebesine kadar ulaşmaktadır.



Şekil 2.8. (a) Lisvenitlere ait görünüm (b) Lisvenitler içerisinde yeralan kroma ait görünüm (37S, 268963, 4282762)

Peridotitler piroksenit ve dolerit daykları tarafından kesilmektedirler. Piroksenit dayklarındaki piroksen minerallerinin boyutları birkaç cm'ye kadar ulaşmaktadır. Piroksenit damarlarının kalınlıkları ise 30cm'ye kadar ulaşmaktadır (Şekil 2.9). Bu kütle içerisinde bazı alanlarda çalışmalarda piroksenitlerin içerisinde spinel mineralleri gözlemlenmiştir. Arazi görünümlerinde piroksenitler kahverengi ve siyah renklerde iken bazıları açık yeşil renklere sahiptir.

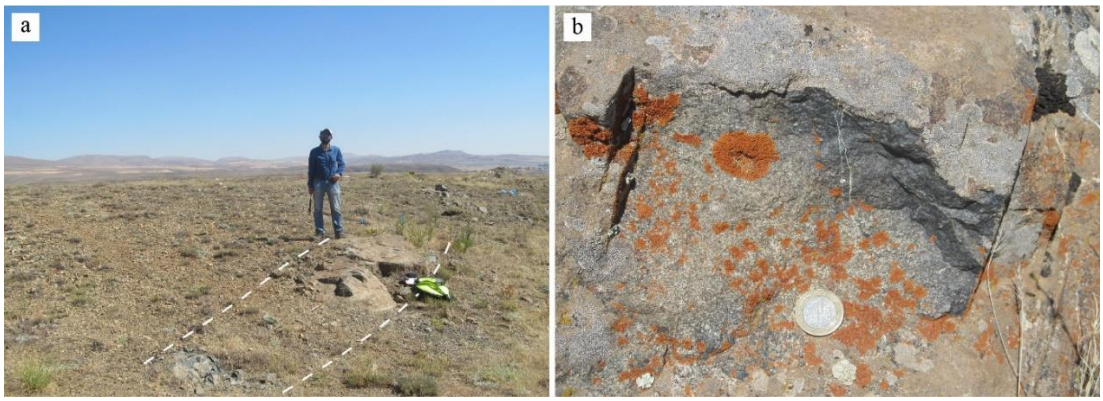


Şekil 2.9. (a,b) Bahçelik Barajı çevresinde yer alan peridotitleri kesen piroksenit dayklarının görünümü (37S, 268561, 4286071)

Çalışma sahası içerisinde Bahçelik Barajı çevresinde gözlemlenen dolerit daykları serpantinize dünit ve harzburjitleri kesmektedir (Şekil 2.10 ve 2.11). Dolerit dayklarında dokanağa yakın olan bölgeleri ince taneli olarak gözlenirken dokanaktan uzaklaşıldıkça tanelerin kabalaştığı gözlemlenmektedir. Bahçelik Barajı çevresinde yeralan kaba taneli K-G uzanımlı dolerit daykları soğuma kenarı göstermekle beraber kalınlıkları 20 metreye kadar ulaşmaktadır.



Şekil 2.10. Bahçelik Barajı civarında yüzeyleyen ultramafik kayaçları kesen dolerit dayklarının genel görünümü (37S, 270731, 4290658)



Şekil 2.11. (a) Ultramafik kayaçları kesen dolerit dayklarının genel görünümü. (b) Dolerit dayklarının yakından görünümü (37S, 268788, 4285926)

2.2.2. Ultramafik-mafik kümülatlar

Ultramafik kümülatlar piroksenitlerle temsil edilmektedir. Çalışma sahası içerisinde kümülat piroksenitler Büyükgürleğen Köyü'nün güney batısına karşılık gelen alanda geniş bir yayılıma sahiptir. Bu alanda piroksenitler KB-GD hattı boyunca yüzlek vermektedirler. Piroksenitler içerisinde yer alan piroksen minerallerinin boyutları değişkenlik göstermekle beraber genelde kaba taneli (0,5 cm'den büyük) olarak gözlemlenmektedir. Bu kütle içerisinde bazı alanlarda çalışmalarda piroksenitlerin içerisinde spinel mineralleri de gözlemlenmiştir. Piroksenitlerin arazi görünüm renkleri koyu sarı ve açık kahverengidir (Şekil 2.12). Piroksenitler Büyükgürleğen Köyü'nün güney batısına karşılık gelen alanda serpantinize dünit ve harzburjitler ile dokanak halindeyken, Büyükgürleğen köyünün kuzey batısında sınırlı bir alanda kümülat gabrolarla dokanak halindedir.

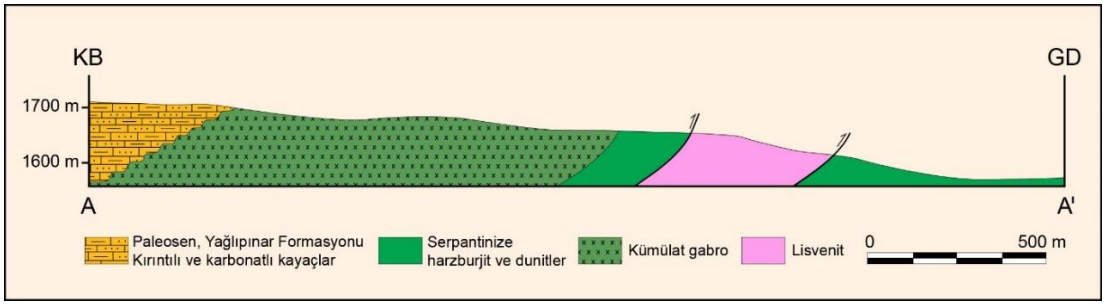


Şekil 2.12. Büyükgürleğen Köyü'nün güney batısında geniş bir alanda yüzlek veren piroksenitlere ait genel görünüm (37S, 267987, 4281670)

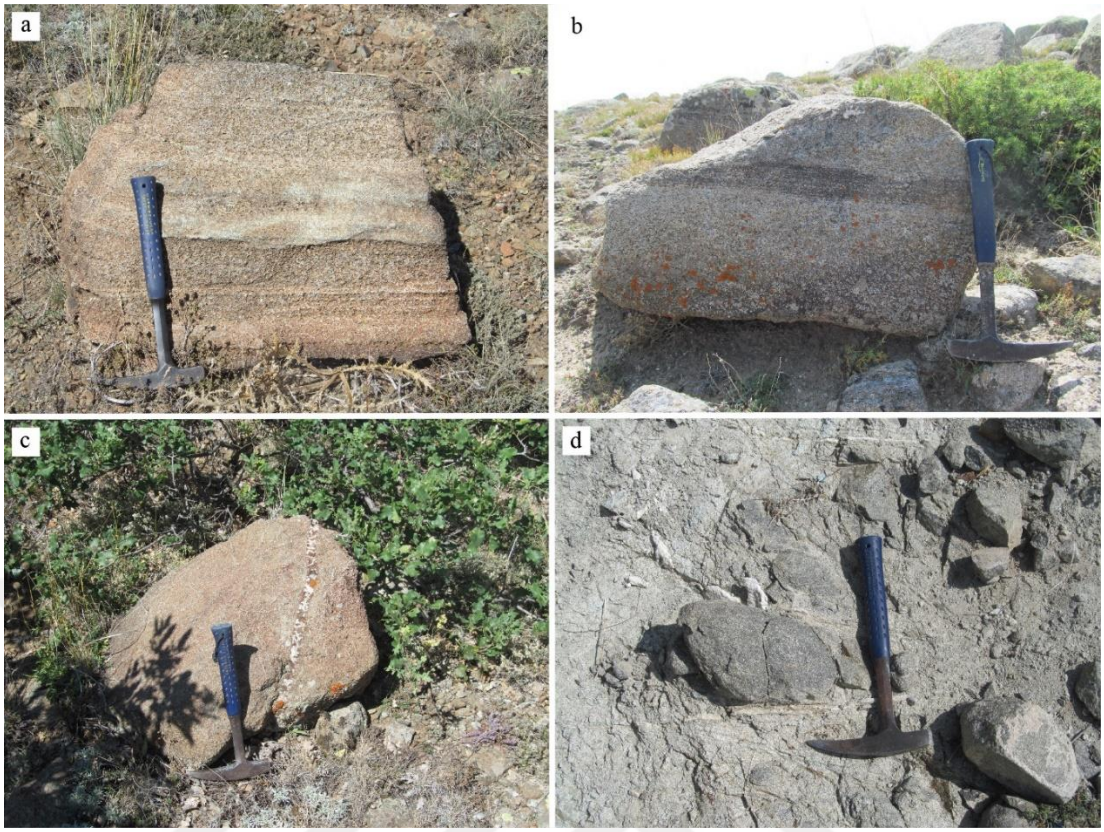
Çalışma sahası içerisinde Pınarbaşı Ofiyoliti'ne ait gabroyik kayaçlar Büyükgürleğen Köyü kuzey batısında ve Kılıçmehmet Köyü çevresinde yüzlek vermektedirler. Her

iki alandaki gabroyik kayaçların tamamı saha gözlemleri ve jeokimya verilerine göre kümülat gabro niteliğindedir. Büyükgürleğen Köyü kuzey batısında yüzlek veren gabrolar, kuzeyde serpantinize peridotitler, güneyde ise lisvenitler ile tektonik olarak sınırlanmaktadır (Şekil 2.3). Kılıçmehmet Köyü kuzeyindeki gabrolar, serpantinit ve lisvenitlerin üzerinde tektonik olarak yer almaktadır. Bu alandaki gabrolar, Paleosen-Eosen yaşlı örtü çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 2.13).

Gabroların büyük bir bölümü belirgin katmanlı yapıya sahip olup, katmanlı yapılar mafik ve felsik minerallerin modal bolluklarındaki değişimlerle belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil 2.14a,b). Ayrıca, plajiyoklaz ve piroksen minerallerinin magmatik tabakalanmaya paralellik sergiledikleri gözlemlenebilmektedir. Taze korunmuş koyu renkli katmanlı gabroların olivin mineralleri içerdikleri arazi gözlemlerinde tespit edilmiştir. Kılıçmehmet köyü kuzeyindeki katmanlı gabrolarda küresel ayrışma yapıları gözlenmiştir (Şekil 2.14d). Bu gabroların ayrışma gösteren kesimlerinde hidrotermal akışların varlığını gösteren ikincil kalsit damarı oluşumları tespit edilmiştir. Gabrolarda, manto tektonitlerini kesen dolerit dayklarına rastlanılmamıştır. Yalnızca, kalınlıkları 5-10 cm olan pegmatitik gabro daykları (Şekil 2.14c) ile kalınlığı yaklaşık 1 metreye ulaşan rodonjit daykı tespit edilmiştir (Şekil 2.15).



Şekil 2.13. Kılıçmehmet köyü çevresinde yeralan birimlerin ilişkisini gösteren A-A' enine jeolojik kesiti (Kesit güzergahı Şekil 2.2' de gösterilmiştir)



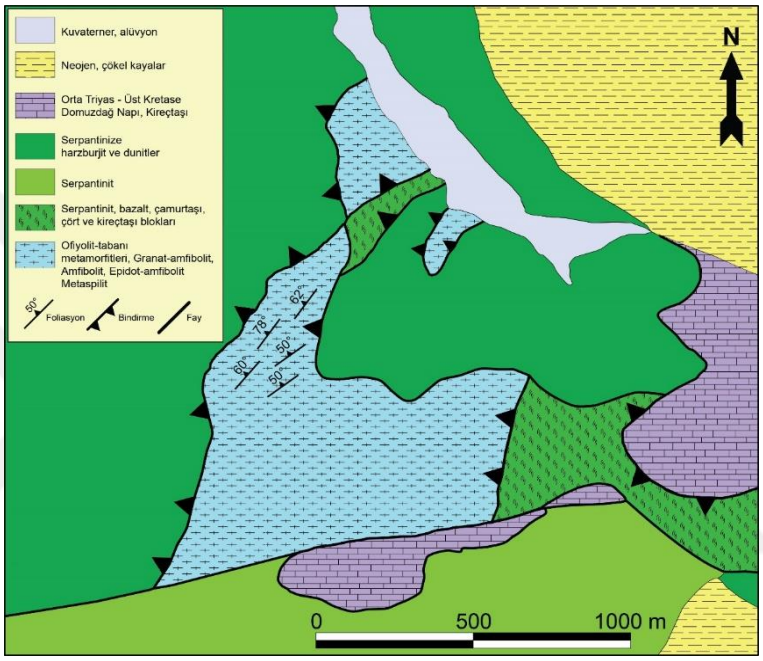
Şekil 2.14. (a) Büyükgürleğen köyü kuzey batısında ve (b) Kılıçmehmet köyü çevresinde yüzlek veren gabrolarda gözlemlenen bantlı yapıların görünümü (c) Büyükgürleğen kuzey batısında yüzlek veren gabrolarda gözlemlenen kalınlıkları 5-10 cm olan pegmatitik gabro daykları (d) Kılıçmehmet köyü çevresinde yer alan gabrolarda gözlemlenen küresel ayrışma yapıları (a, c; 37S, 266516, 4282543, d, e; 37S, 274039, 4294105)



Şekil 2.15. Kılıçmehmet köyü çevresinde yeralan gabroları kesen kalınlığı yaklaşık 1 metreye ulaşan rodonjit daykları (37S, 273765, 4293987)

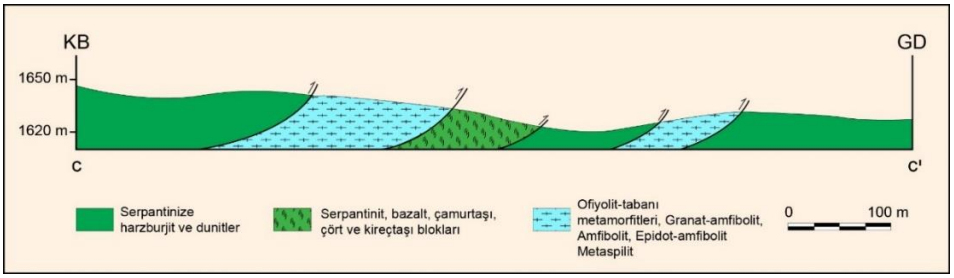
2.2.3. Ofiyolit tabanı metamorfitleri

Ofiyolit taban metamorfitleri Büyükgürleğen Köyü çevresinde ve Aşağıbeyçayır Köyü doğusunda yüzlek vermektedir (Şekil 2.2 ve 2.16). Bu alanlardaki metamorfitler başlıca amfibolit, meta-spilit ve kalk-fillit türü kayaçlardan meydana gelmektedir. Toros kuşağı ofiyolit tabanı metamorfitleri içerisinde yaygın olarak gözlenen (Çelik ve diğ., 2003; Çelik, 2007) dolerit daykları çalışma alanı içerisinde gözlenmemektedir.



Şekil 2.16. Büyükgürleğen köyü çevresinde yeralan birimleri gösteren genel jeoloji haritası

Büyükgürleğen Köyü çevresinde yeralan ofiyolit taban metamorfitleri manto tektonitlerine ait peridotitler ile yığışım karmaşığı arasında tektonik olarak yer almaktadır (Şekil 2.17 ve 2.18).

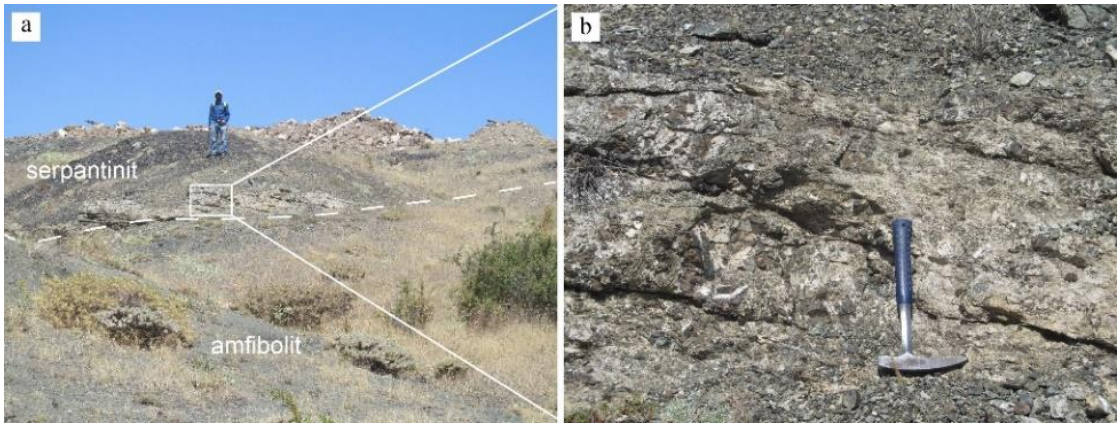


Şekil 2.17. Büyükgürleğen köyü çevresinde yeralan birimlerin ilişkisini gösteren C-C' enine jeolojik kesiti (Kesit güzergahı Şekil 2.2' de gösterilmiştir)



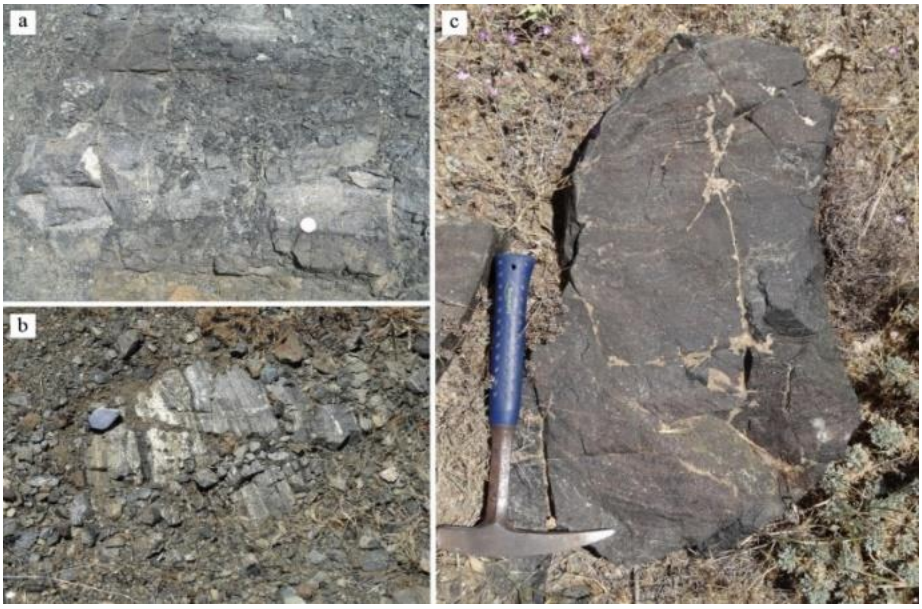
Şekil 2.18. Peridotitler tarafından tektonik olarak üzerlenen ofiyolit tabanı metamorfitlerinin görünümü (37S, 269474, 4281170)

Metamorfitler ile peridotitlerin tektonik dokunağına yakın kesimlerde, peridotitlerde serpantinitleşme ve breşik zon oluşumları gözlenmiştir (Şekil 2.19). Bununla birlikte metamorfik kayaçlardan ölçülen foliyasyon değerleri (K70D, 62KB; K60D, 68KB vd.,), metamorfitler ile peridotitler arasındaki bindirme düzlemlerine yaklaşık parallelik sunmaktadırlar. Bu alanda bulunan ofiyolit tabanı metamorfik kayaçları amfibolit, granat-amfibolit, piroksen-amfibolit, epidot-amfibolit, kuvars-amfibol-şist ve kalk-fillitlerden meydana gelmektedir. Granat-amfibolit ve piroksen-amfibolit türü görece daha yüksek dereceli başkalaşım koşullarına sahip kayaçlar peridotitlerin tabanına yakın kesimlerde gözlenmekte iken, epidot-amfibolit ve kalkfillit türü görece daha düşük başklaşım koşularına sahip kayaçlar yığışım karmaşığı ile olan tektonik dokunağına yakın kesimlerinde gözlenmektedir. Bu durum Spray vd. (1984) tarafından ters metamorfik zonlanma şeklinde tanımlanmıştır. Ofiyolit tabanı metamorfitlerinde metamorfizmanın kaynağı, okyanus içi bindirme esnasında üzerleyen sıcak ofiyolit dilimin getirdiği ve alta doğru ilettiği ısı ve sürtünme ısısıdır. Bu ısı üstten alta doğru aktarıldığı için ofiyolit tabanı metamorfik kayalarda ters derecelenme görülmektedir (Okay, 2011). Bu durumun Türkiye'de ki en belirgin örnekleri Toros kuşağı ofiyolitleri boyunca gözlemlenmektedir (örn; Çelik ve Delaloye 2003; Çelik, 2007; Çelik ve diğ., 2006).

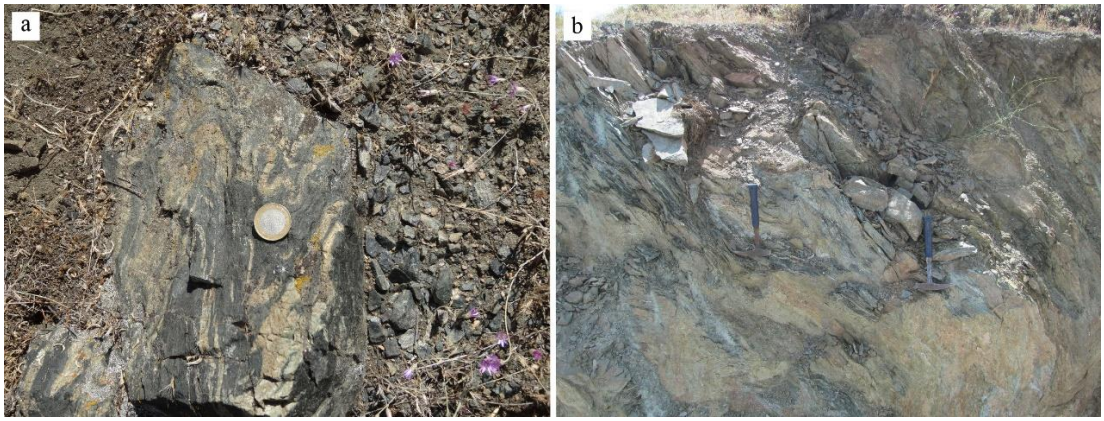


Şekil 2.19. (a) Peridotitler ile ofiyolit tabanı metamorfitler arasında gözlenen serpantinitler ve (b) dokunakta gözlenen breşik zonun görünümü (37S, 269642, 4281396)

Amfibolitler genellikle belirgin foliyasyonlu ve bantlı yapıya sahiptirler (Şekil 2.20a,b). Bununla beraber amfibolit ve kalk-fillitler sünek deformasyona işaret eden kıvrımlı yapılar sergilemektedirler (Şekil 2.21). Granat-amfibolit ve piroksen amfibolitler diğer amfibolitik kayaçlara göre daha masif bir yapıya sahiptirler (Şekil 2.20c). Ayrıca, felsik mineraller bakımından da zayıf olmaları nedeniyle arazide daha koyu renklerde gözlenmektedirler. Epidot-amfibolitlerde epidotların varlığı kendine has yeşil renkleriyle belirginleşmektedir (Şekil 2.21a).

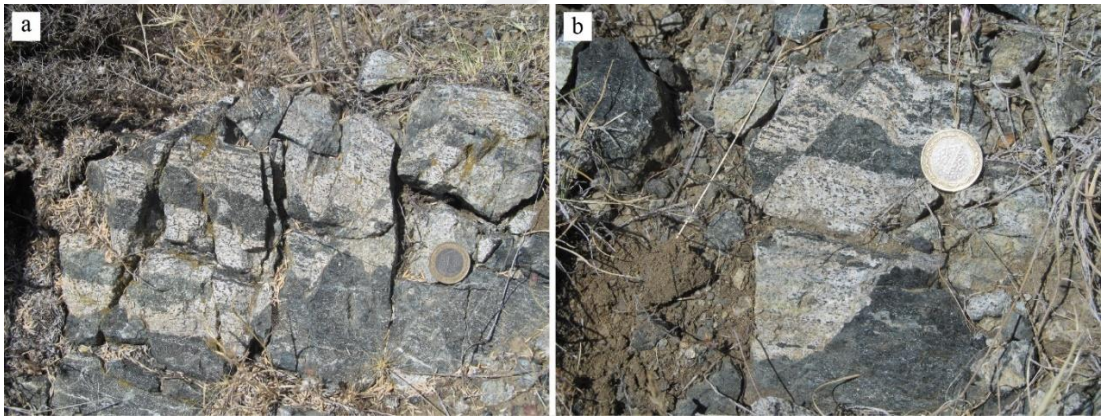


Şekil 2.20. (a,b) Büyükgürleğen Köyü civarında gözlenen foliyasyonlu ve bantlı yapılı amfibolitlerin ve (c) masif yapılı koyu renkli granat-amfibolitlerin görünümü (37S, 269562, 4281451)



Şekil 2.21. (a) Epidot-amfibolitlerde gözlenen kıvrımlı yapıların görünümü. (b) Kıvrımlanma sunan kalkfillitlerin mostra görünümü (37S, 269887, 4281781)

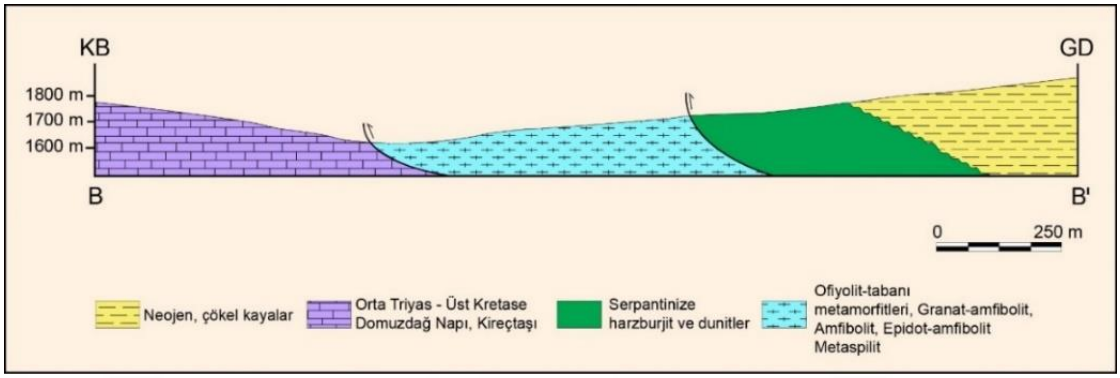
Amfibolitler içerisinde kalınlıkları 1 metreye kadar ulaşan kuvars-amfibolit-şist seviyeleri tespit edilmiştir. Beraber kıvrımlanma göstermeleri ve minerallerin yönlü doku kazanmış olmaları bu kayaçların beraber başkalaşıma uğradıklarının göstergesidir. Ayrıca kuvars-amfibolit-şistlerin arazi gözlemlerinde içerilerinde granat mineralleri barındırdıkları tespit edilmiştir. Yine bu kayaçlar içerisinde mikro faylanmalar gözlenmiştir (Şekil 2.22).



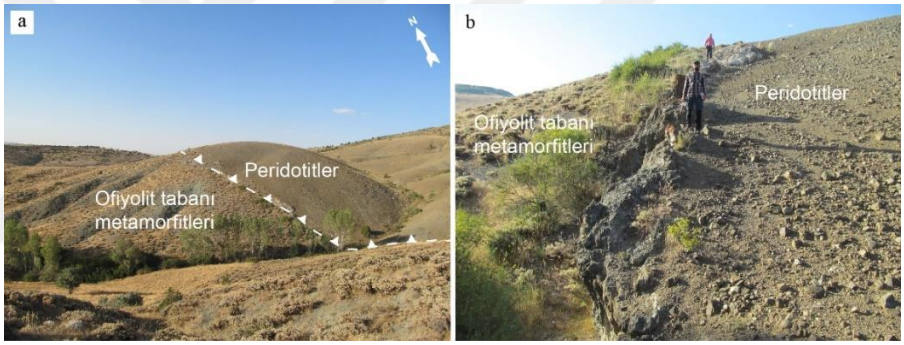
Şekil 2.22. (a, b) Amfibolitlerle birliktelik sunan kuvars-amfibol-şistler ve bu kayaçlarda gözlenen mikro faylanmaların görünümleri (37S, 269496, 4281186)

Aşağıbeyçayır Köyü çevresinde yeralan ofiyolit tabanı metamorfitleri batıda platform tipi karbonatlardan oluşan Domuzdağ Napı'nı tektonik olarak üzerlerken, doğuda serpantinize dünit ve harzburjitlerin altında yer almaktadır (Şekil 2.23 ve 2.25). Saha gözlemlerinde bu sınırlarda ezik zon iyi bir şekilde gözlemlenmiştir. Bu alandaki ofiyolit tabanı metamorfitleri yastık yapılı meta-spilitler ve meta-bazalt türü kayaçlarla temsil edilmektedir. Bu alandaki metamorfik kayaçlar, Büyükgürleğen

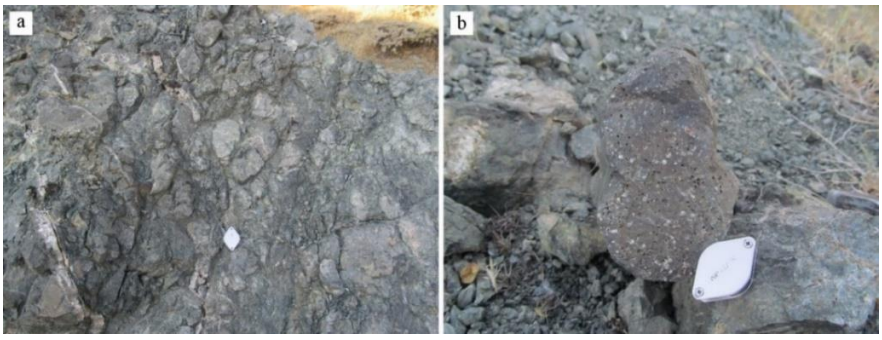
köyü civarındakilere göre daha düşük başkalaşım koşullarına sahiptirler. Yastık yapılı meta-spilitlerde gaz boşlukları yaygın olarak gözlemlenmekle beraber bu boşlukların daha sonra kalsit mineralleri tarafından doldurulduğu görülebilmektedir (Şekil 2.25).



Şekil 2.23. Aşağıbeyçayır köyü çevresinde yeralan birimlerin ilişkisini gösteren B-B' enine jeolojik kesiti (Kesit güzergahı Şekil 2.2' de gösterilmiştir)



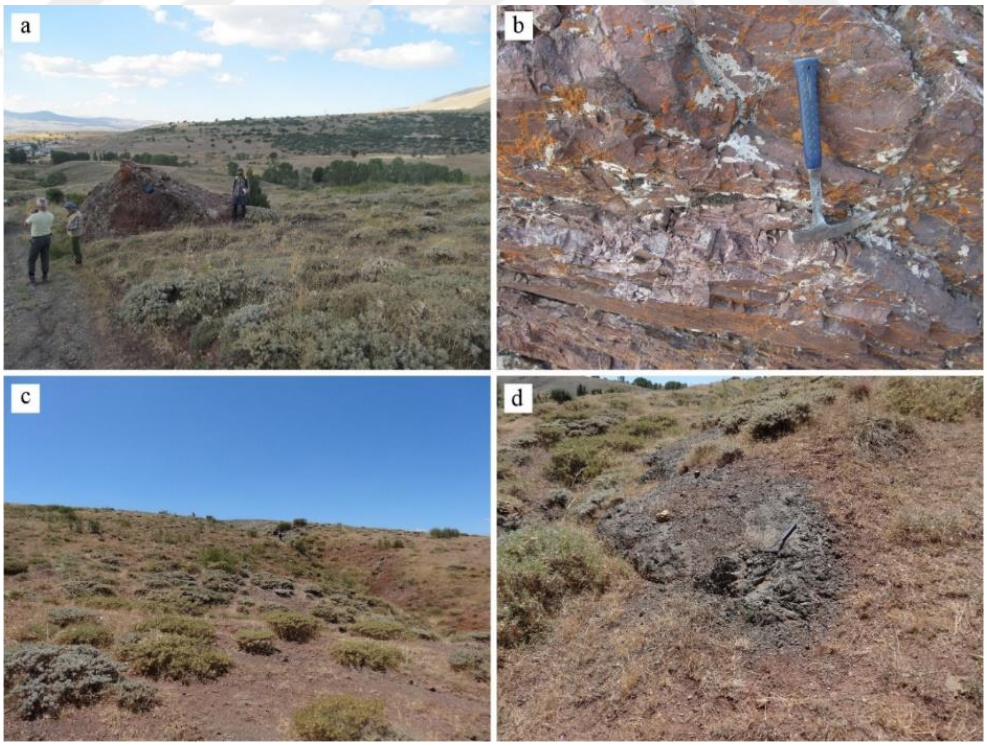
Şekil 2.24. (a) Aşağıbeyçayırı köyü doğusundaki ofiyolit tabanı metamorfitleri ile peridotitlerin genel görünümü. (b) Ofiyolit tabanı metamorfitleri ile peridotitlerin tektonik dokunağının yakın görünümü (37S, 279106, 4282600)



Şekil 2.25. (a) Aşağıbeyçayırı köyü doğusundaki ofiyolit tabanı metamorfitlerine ait yastık yapılı meta-spilitlerin genel görünümü. (b) Meta-spilitlerdeki gaz boşluklarının görünümü (37S, 278861, 4282372)

2.2.4. Yığışım karmaşığı

Yığışım karmaşığı Büyükgürleğen ve Aşağıbeyçayır köylerinin batısında yüzlekler vermektedir (Şekil 2.2). Büyükgürleğen köyü batısında ofiyolit tabanı metamorfitlerinin tektonik olarak altında konumlanırken, Aşağıbeyçayır Köyü batısında kalan yüzlekleri platform tipi karbonatlardan oluşan Domuzdağ Napı'nı tektonik olarak üzerinde yer almaktadır. Büyükgürleğen köyü civarında yüzeyleyen yığışım karmaşığı ise ofiyolit tabanı metamorfitleri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 2.17). Aşağıbeyçayır köyü batısındaki yığışım karmaşığının hamuru baskın olarak yoğun şekilde deformasyona uğramış serpantinitlerden meydana gelmektedir. Bu alandaki yığışım karmaşığı içerisinde boyutları 10 metreye kadar ulaşan çamurtaşı, radyolaryalı çört, bazalt ve kireçtaşı blokları yer almaktadır (Şekil 2.26a,b). Büyükgürleğen köyü civarında yüzeyleyen yığışım karmaşığı volkaniklerden ve kırmızı renkli çamurtaşı ve radyolaryalı çörtlerden oluşmaktadır (Şekil 2.26c,d). Bu alandaki volkanik kayaçlar çoğunlukla spilitik lavlar şeklinde olup, kayaçlardaki gaz boşlukları ikincil mineraller tarafından doldurulmuştur.

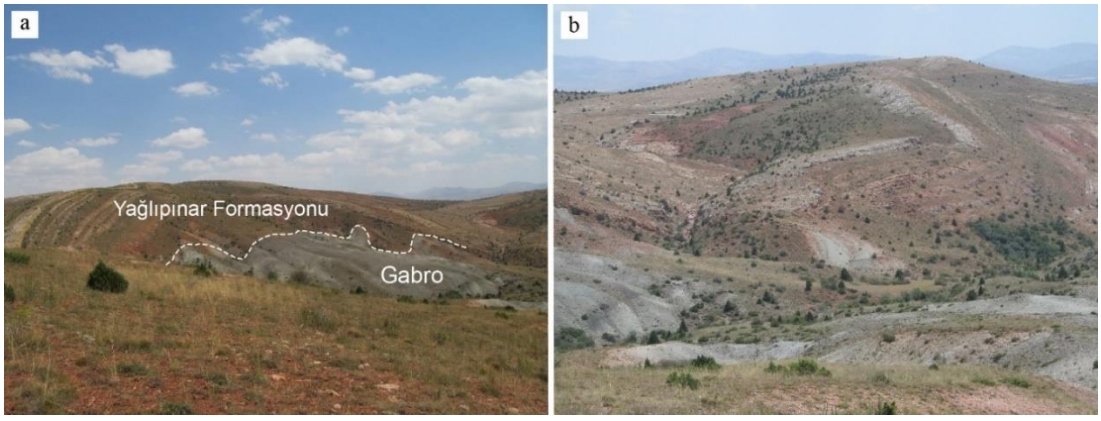


Şekil 2.26. Büyükgürleğen köyü batısında yeralan yığışım karmaşığı içerisinde bulunan (a) çamurtaşı ara katkılı radyolaryalı çört bloğu ve bu bloğa ait (b) detay görünüm (c) çamurtaşları, (d) volkanitler (37S, 269832, 4281677)

2.3. Yağlıpınar Formasyonu

Kırmızı konglomera, çakıllı kumtaşı, sarı-kırmızı kumtaşı, kırmızı ve gri-yeşil çamurtaşı, kremrengi-sarı ve pembemsi kireçtaşı, kalişli çamurtaşı ve killi kireçtaşından oluşan bu birim ilk kez Erkan vd. (1978) tarafından Pınarbaşı çevresinde yapılan çalışmada Sulakyeri Dere Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Aziz vd. (1981), Pınarbaşı (Kayseri) - Darende (Malatya) ilçeleri arasındaki çalışmalarında bu birimi Yağlıpınar Formasyonu olarak adlandırmışlardır. Taraf, (2008) tarafından ise birim iki üyeye (Altıkesek ve Karaboğaz Üyesi) ayrılarak incelenmiştir. Birime stratigrafik konumuna göre Paleosen yaşı verilmiştir. Bu çalışmada, birim için bölgede çalışan diğer araştırmacılara paralel olarak 'Yağlıpınar Formasyonu' adı kullanılmıştır.

Bu formasyon inceleme alanının kuzeyinde iki farklı alanda yüzlek vermektedir. Kılıçmehmet Köyü kuzeyinde kalan alanda tabanında Pınarbaşı Ofiyoliti'ne ait gabro, lisvenit, serpantinize dünit ve harzburjitler ile tavanında ise Neojen yaşlı Köprübaşı Formasyonu ile uyumsuz bir dokanağa sahiptir (Şekil 2.27a). Avşarpotuklu Köyü kuzeyinde ise birim Domuzdağ Napı'na ait platform tipi karbonatlar ve yine Köprübaşı Formasyonuyla uyumsuz bir dokanağa sahiptir. Yapılan gözlemlerde birim bu alanda kıvrımlı yapılar sergilemektedir (Şekil 2.27b).



Şekil 2.27. (a) Yağlıpınar Formasyonu'na ait birimlerin gabroların üzerinde yeraldığını gösteren fotoğraf. (b) Birim içerisinde yeralan kıvrımlı yapıların görünümü (37S, 273933, 4295119)

2.4. Köprübaşı Formasyonu

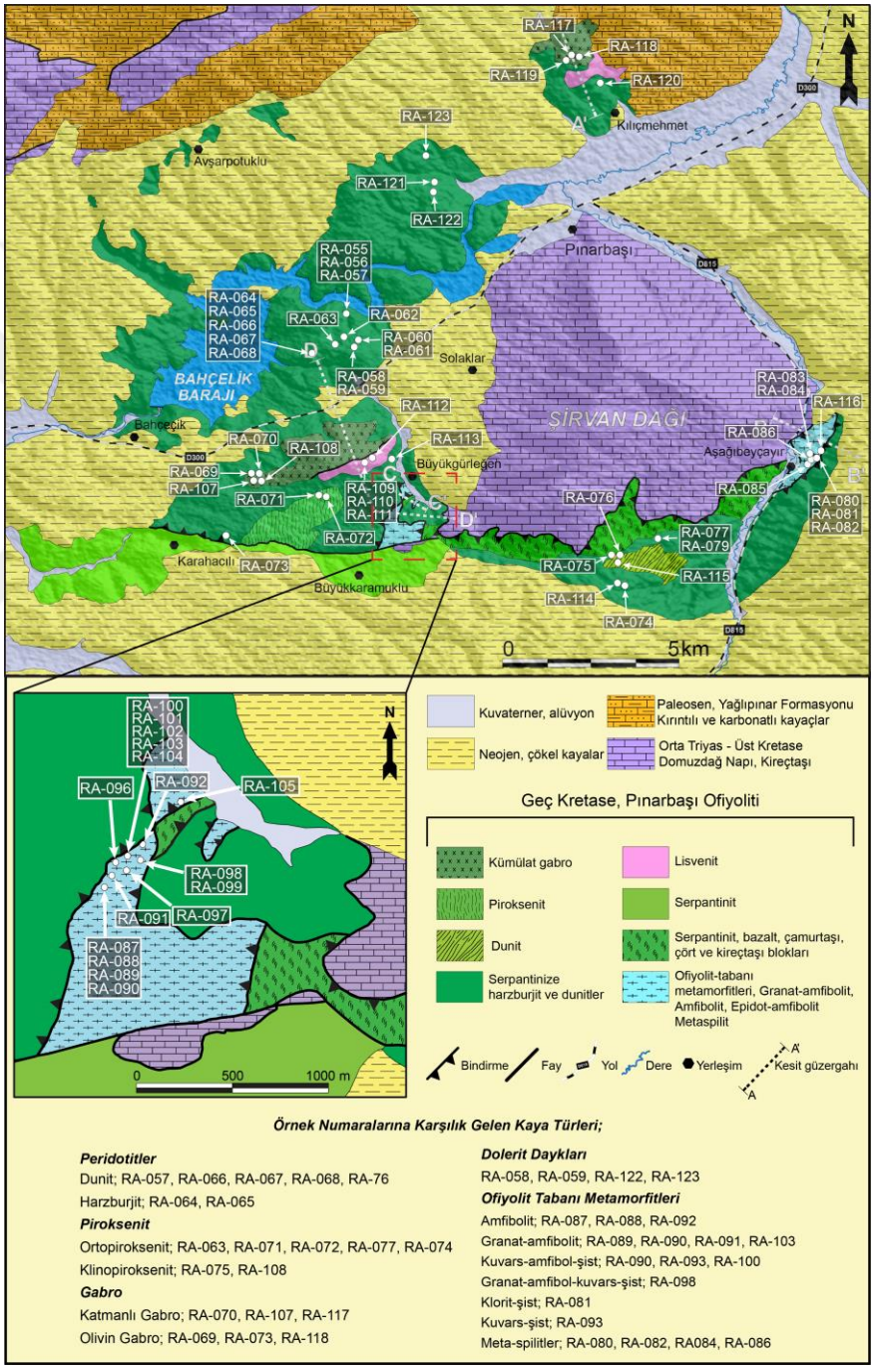
Birim ilk defa Erkan vd. (1978) tarafından adlandırılmış ve haritalanmıştır. Çalışma sahasına içerisinde geniş bir yayılıma sahip olan birim kendisinden yaşlı tüm birimleri uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 2.28). Formasyon çalışma sahası genellikle açık sarı renkte olup başlıca zayıf çimentolu çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve üst seviyelere doğru marn ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birimin yaşı *Hipparion gracile Kamp.* Fosiline göre Pliyosen olarak belirlenmiştir (Özkan, 1956; Sümengen ve Terlemez, 1986).



Şekil 2.28. Peridotitleri uyumsuz olarak örten Köprübaşı Formasyonu'nun görünümü (37S, 274560, 4278934) Kuzey Doğu' ya bakış

3. PETROGRAFİ

Çalışma sahası içerisinden derlenerek, petrografi ve jeokimya işlemlerine tabii tutulan örneklerin lokasyonları Şekil 3.1'de belirtilmiştir.



Şekil 3.1. Çalışma sahası içerisinden derlenerek, petrografi ve jeokimya işlemleri uygulanan örnekler ve lokasyonlarını gösterir jeoloji haritası

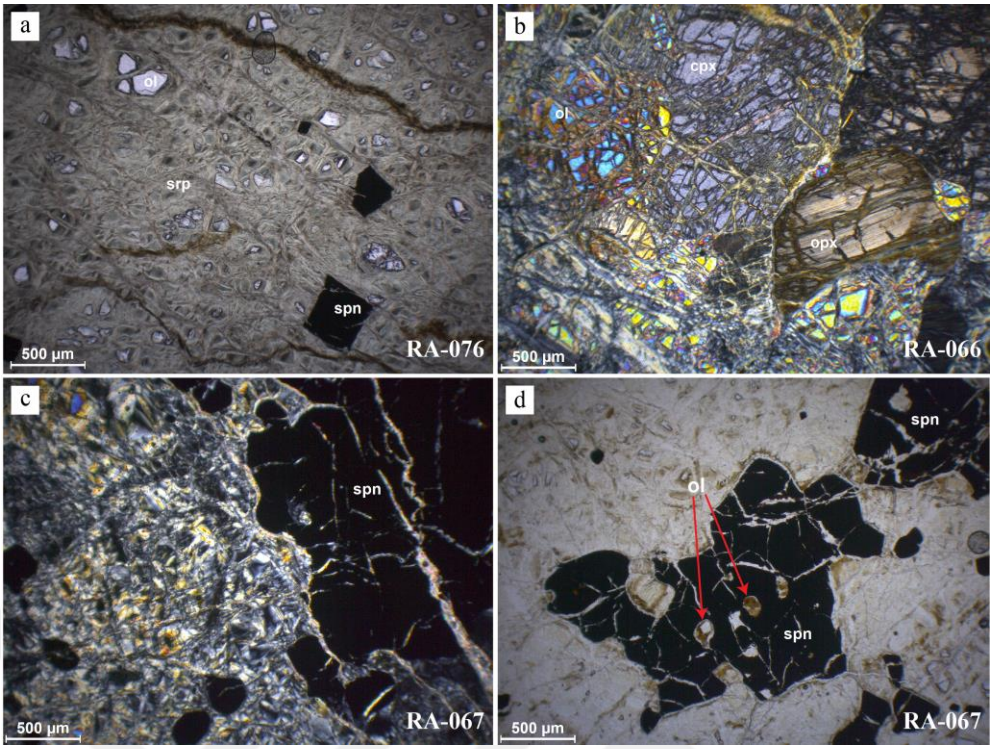
3.1. Manto Tektonitleri

Çalışma sahası içerisinde Pınarbaşı Ofiyoliti'nin en yaygın gözlenen kayaç grubunu manto tektonitleri oluşturmaktadır. Bahçelik Barajı, Kılıçmehmet, Büyükgürleğen ve Avşarpotuklu köyleri çevresinde geniş bir yayılım sergileyen manto tektonitleri baskın olarak dunit ve harzburjitlerle temsil edilmektedir. Peridotitlerde serpantinleşme ve lisvenitleşme oldukça yaygındır.

Ayrışma yüzeyi kahve, taze kırık yüzeyleri ise koyu yeşil-siyah renklerde gözlenen dunitler tektonitler içerisinde harzburjitlere oranla daha az bulunmaktadır. Çalışma sahası içerisinden derlenen beş dünit örneği üzerinde gerçekleştirilen mikroskobik incelemeler doğrultusunda, kayaçların yaygın olarak elek dokusu sergiledikleri gözlemlenmiştir (Şekil 3.2a).

Örnekler içerisinde %90'dan fazla bulunan olivin minerallerine, piroksen, opak mineraller ve krom spinel mineralleri eşlik etmektedir (Şekil 3.2a,b). Olivin mineralleri tek nikolde renksiz olarak gözlenirken çift nikolde I. ve III. sıranın canlı girişim renklerine sahiptirler. Bol çatlaklı yapı sunan olivin minerallerinin çatlak ve kenarlarında serpantinleşme oldukça yaygındır (Şekil 3.2a,b). Bunula beraber olivinlerden itibaren klorit ve manyetit gelişimleride gözlemlenmektedir.

Bu kayaçlar içerisinde hem klinopiroksen hemde ortopiroksen olarak %10' dan az bulunan piroksen minerallerinde de serpantinleşme oldukça yaygındır (Şekil 3.2b). Kesitler incelendiğinde, örnekler içerisinde yeralan krom spinel mineralleri oranının %5'e kadar ulaştığı tespit edilmiştir. Bazı örneklerde dunitlerden itibaren kromitit geçişleri gözlemlenmektedir (Şekil 3.2c). Krom spinel mineralleri tek ve çift nikolde siyah renkte görülmekle beraber bazı örneklerde bu mineraller içerisinde olivin kapanımları da mevcuttur (Şekil 3.2d). Yine krom spinel mineralleri içerisinde ve bu minerallerin dokanaklarında yeralan damarlarda serpantinleşmeye bağlı olarak gelişen mineraller gözlemlenmektedir. Ayrıca krom spinel mineralleri dunitler içerisinde yarıözşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadırlar (Şekil 3.2a,c,d).



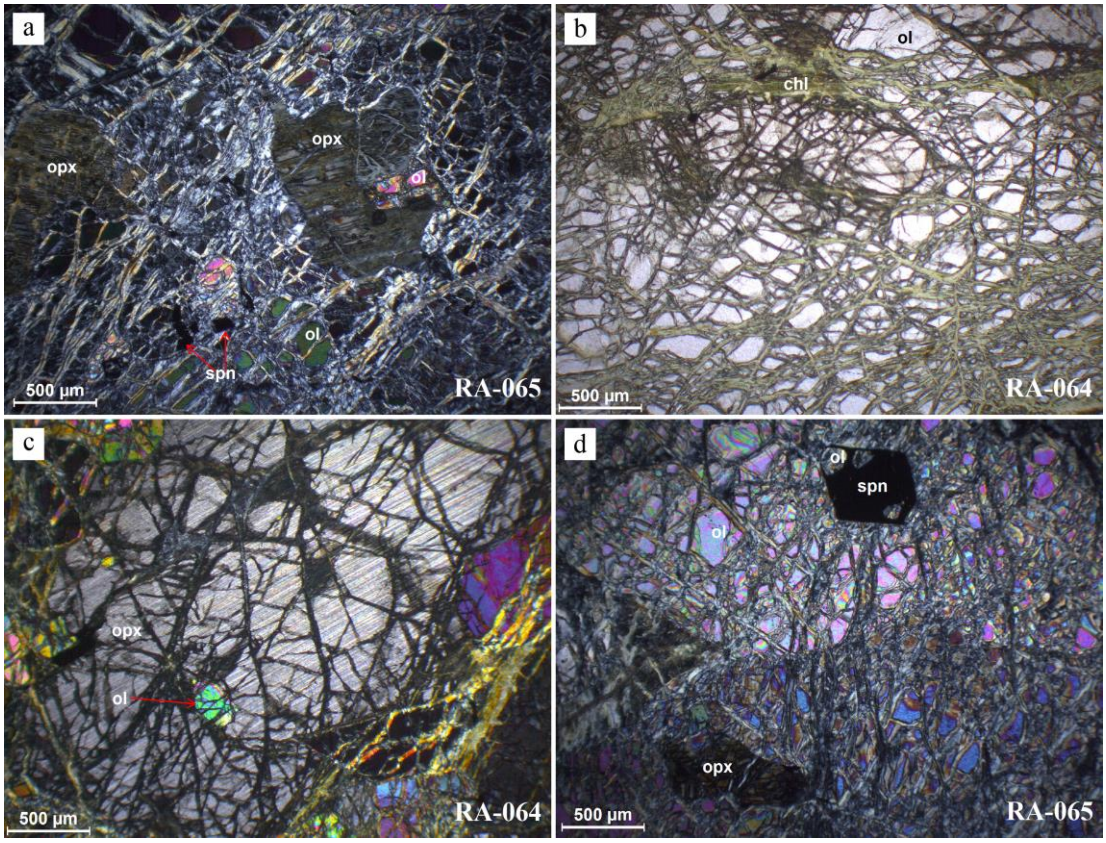
Şekil 3.2. Çalışma sahasından derlenen dunit örneklerine ait ince kesit görüntüleri a ve d; doğal ışık, b ve c; polarize ışık (a) Dunitlerde yaygın olarak gözlenen elek dokusuna dair görünüm (b) Piroksen minerallerinde yaygın olarak gözlenen serpantinleşme (c) Örnekler içerisinde yaygın olarak gözlenen krom-spinel minerallerine ait görünüm (d) Krom-spinel mineralleri içerisinde yeralan olivin kapanımlarına ait görünüm. Kısaltmalar; spn; spinel, srp; serpantin, cpx; klinopiroksen, opx; ortopiroksen, ol; olivin şeklindedir

Tektonitlerin çoğunluğunu oluşturan harzburjitlerin ayrışma yüzeyleri kahve, taze kırık yüzeyleri ise koyu yeşil-siyah renktedir. Çalışma sahası içerisinden derlenen iki harzburjit örneği üzerinde gerçekleştirilen mikroskobik incelemeler doğrultusunda, kayaçların yaygın olarak taneli ve elek dokusu sergiledikleri gözlemlenmiştir.

Örnekler incelendiğinde temel olarak, olivin, piroksen mineralleri, opak mineraller ve krom spinel minerallerinden oluştukları gözlemlenmektedir (Şekil 3.3a). Bu kayaçlar içerisinde %60-70 oranında bulunan olivin mineralleri tek nikolde renksiz olarak gözlenirken çift nikolde ise canlı girişim renklerindedirler. Bol çatlaklı yapı sunan olivin minerallerinin çatlak ve kenarlarında serpantinleşme oldukça yaygındır (Şekil 3.3a,b). Bunula beraber olivinlerden itibaren klorit gelişimleri gözlemlenmektedir (Şekil 3.3b). Örnekler içerisinde, gri girişim renklerine sahip tek nikolde renksiz, tek yönde iyi gelişmiş dilinim izlerine sahip ve dilinime göre paralel sönen, hacimsel

olarak %30 civarında bulunan ortopiroksen mineralleri tespit edilmiştir. Ortopiroksen minerallerinde gelişmiş eksolisyon lamelleri gözlemlenmektedir. Ortopiroksen mineralleri içerisinde olivin kapanımları tespit edilmiştir (Şekil 3.3c).

Kayaçlar içerisinde yeralan krom spinel mineralleri tek ve çift nikolde siyah renkte görülmektedir. Bu mineraller düzensiz şekilli ve gelişigüzel dağılmış olmakla beraber kayaçların bazı bölümlerinde içerilerinde olivin minerali kapanımlarıda barındırmaktadırlar (Şekil 3.3d).



Şekil 3.3. Çalışma sahasından derlenen harzburjit örneklerine ait ince kesit görüntüleri a, c ve d; polarize ışık, b; doğal ışık (a) Harzburjit örnekleri içerisinde yeralan mineralleri gösterir fotoğraf (b) Olivin minerallerinden itibaren klorit gelişimlerini gösterir fotoğraf (c) Ortopiroksen mineralleri içerisinde gözlenen olivin kapanımlarına ait görünüm (d) Krom-spinel mineralleri içerisinde gözlenen olivin kapanımlarına dair görünüm. Kısaltmalar; spn; spinel, chl; klorit, opx; ortopiroksen, ol; olivin, şeklindedir

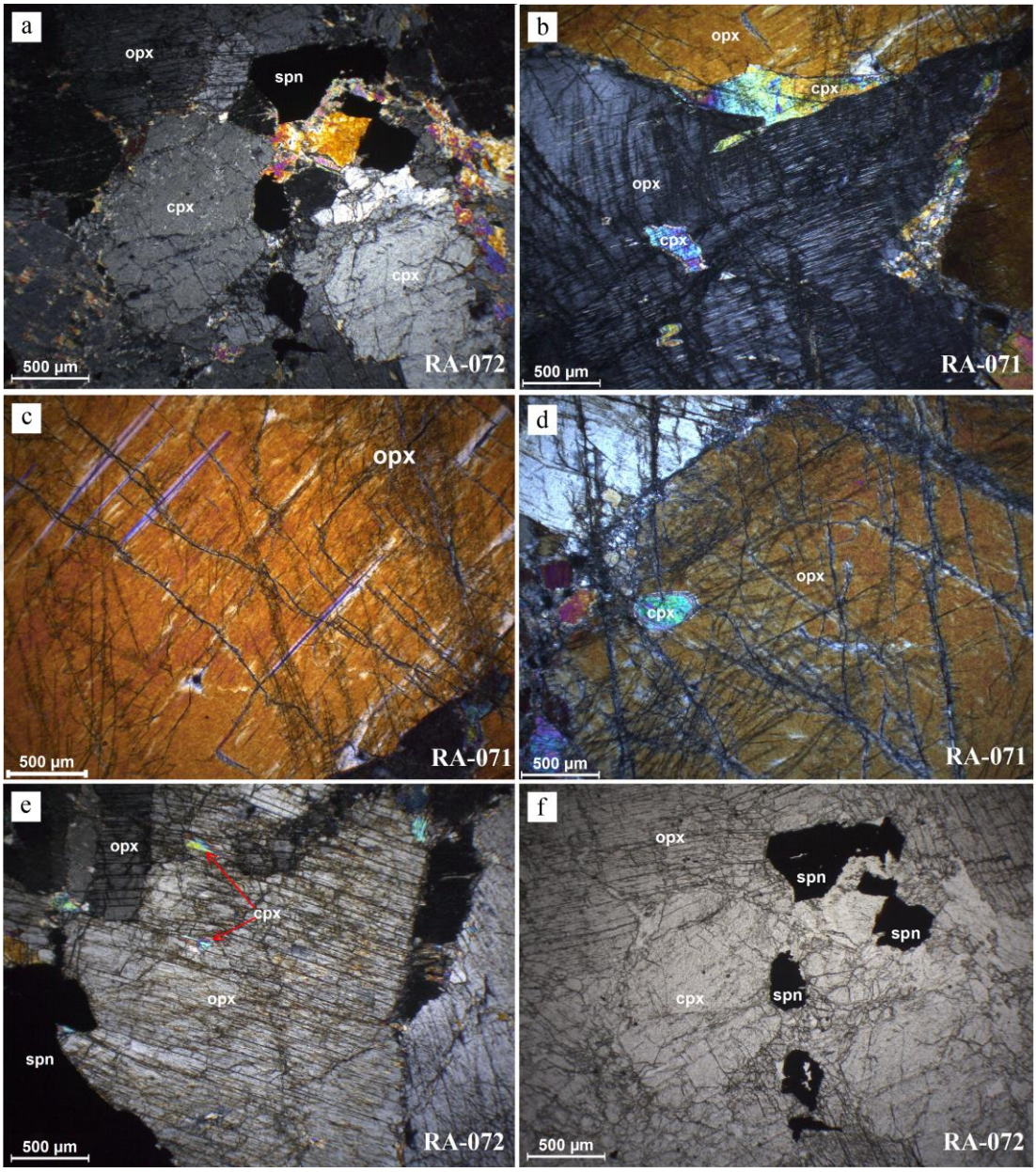
3.2. Piroksenitler

Çalışma sahası içerisinde ultramafik kümülatlar piroksenitlerle temsil edilmektedir. Kümülat piroksenitler Büyükgürleğen Köyü'nün güney batısına karşılık gelen alanda

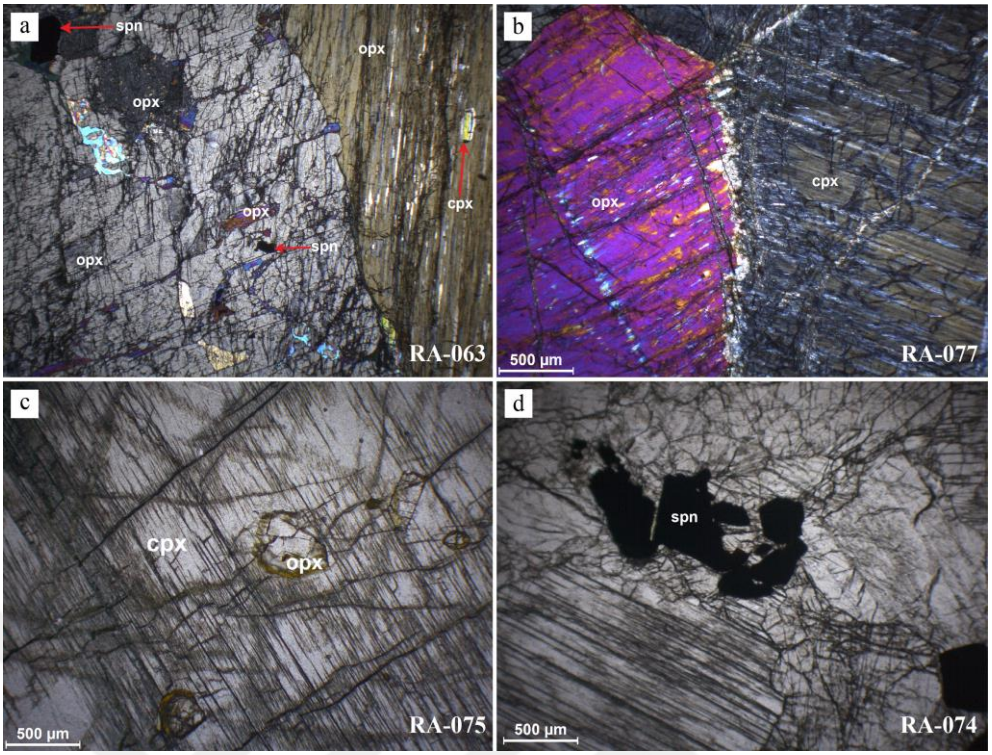
geniş bir yayılıma sahiptir. Bunun yanında Domuzdağ Napı'nın güneyinde ve Bahçelik Barajı civarında serpantinize peridotitleri kesen piroksenit daykları yeralmaktadır. İkisi kümülat dördü dayk olmak üzere toplam altı örnek üzerinde mikroskobik incelemeler yapılmıştır. Kümülat piroksenitlerde gerçekleştirilen incelemeler doğrultusunda, kayaçların yaygın olarak kümülat dokusu (örneğin; ad kümülat ve heterad kümülat) sergiledikleri gözlemlenmiştir. Bu örnekler temel olarak ortopiroksen, klinopiroksen ve krom spinel minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 3.4a,e).

Piroksen mineralleri kayaçta deformasyona işaret eden dalgalı sönme sergilemektedirler. Kayaçların bazı bölümlerinde oldukça bozunmuş olarak gözlenen piroksen mineralleri tek yönde belirgin dilinime sahiptirler (Şekil 3.4b). Ortopiroksen mineralleri içerisinde eksolüsyon lamelleri gözlenmektedir (Şekil 3.4c). Ayrıca ortopiroksen mineralleri içerisinde klinopiroksen kapanımlarıda gözlenmektedir (Şekil 3.4d,e). Yine bu kayaçlar içerisinde tek ve çift nikolde siyah renkte krom spinel mineralleri gözlemlenmektedir (Şekil 3.4a,f).

Çalışma sahası içerisinde peridotitleri kesen ve kalınlıkları 30cm'ye kadar ulaşan dayklardan derlenen dört piroksenit örneği incelendiğinde üçünün ortopiroksenit bir örneğin ise klinopiroksenit olduğu saptanmıştır. Örnekler temel olarak, ortopiroksen, klinopiroksen ve krom spinel minerallerinden oluşmakla beraber bazı örneklerde piroksenlerin oldukça iri taneli oldukları gözlemlenmektedir (Şekil 3.5a). Piroksen minerallerinin aralarında yüksek girişim renklerine sahip, bir bölümü paralel sönme sunan ikincil mineral gelişimleri yeralmaktadır (Şekil 3.5b). Bazı örneklerde piroksen mineralleri kayaçta deformasyona işaret eden dalagalı sönme sergilemektedirler. Ortopiroksenler içerisinde klinopiroksen eksolüsyon lamelleri mevcut olmakla beraber kayaçlar içerisinde yeralan çatlakların kuvars minerallerince doldurulduğu gözlemlenmektedir. Bol miktarda ince taneli piroksen mineralleri kapanım halinde bulunmaktadır (Şekil 3.5a,c). Tek ve çift nikolde siyah renkte gözlenen krom spinel mineralleri hemen her örnekte mevcut olmakla beraber boyut ve bollukları değişkenlik göstermektedir (Şekil 3.5a,d).



Şekil 3.4. Çalışma sahasından derlenen piroksenit örneklerine ait ince kesit görüntüleri a, b, c, d ve e; polarize ışık, f; doğal ışık (a) Piroksenit örnekleri içerisinde yeralan minerallere dair görünüm (b) Piroksen minerallerinin tek yönde belirgin dilinimlerini gösterir fotoğraf (c) Ortopiroksenler içerisinde gözlenen eksolüsyon lamelleri (d, e) Ortopiroksen mineralleri içerisinde gözlenen klinopiroksen kapanımlarına ait görünüm (f) Piroksenitler içerisinde yeralan krom-spinel minerallerine ait görünüm. Kısaltmalar; opx; ortopiroksen, cpx; klinopiroksen, spn; spinel şeklindedir



Şekil 3.5. Çalışma sahasından derlenen piroksenit dayklarına ait ince kesit görüntüleri a, b; polarize ışık, c ve d; doğal ışık (a) Piroksenit örnekleri içerisinde yeralan mineralleri gösterir fotoğraf (b) Piroksen mineralleri arasında, yüksek girişim renklerine sahip, bir bölümü paralel sönme sunan ikincil mineral gelişimlerini gösterir fotoğraf (c) Klinopiroksen minerali içerisinde gözlenen ortopiroksen kapanımı (d) Hemen her örnekte mevcut olmakla beraber boyut ve bollukları değişkenlik gösteren krom-spinel minerallerine ait görünüm. Kısaltmalar; opx; ortopiroksen, cpx; klinopiroksen, spn; spinel şeklindedir

3.3. Mafik Kümülatlar

Çalışma sahası içerisinde Pınarbaşı Ofiyoliti'ne ait gabroyik kayaçlar Büyükgürleğen Köyü kuzey batısında ve Kılıçmehmet Köyü çevresinde yüzlek vermektedirler. Her iki alandaki gabroyik kayaçların tamamı kümülat gabro niteliğindedir. Bu alanlardan derlenen üç adet kümülat gabro örneğinden gerçekleştirilen mikroskobik incelemeler doğrultusunda, kayaçların yaygın olarak kümülat dokusu sergiledikleri gözlemlenmiştir. Örnekler incelendiğinde bu kayaçların temel olarak, piroksen, plajiyoklaz, olivin, amfibol ve opak minerallerden oluştukları gözlemlenmektedir (Şekil 3.6a,c). Kayaçlar içerisinde %32-48 arasında değişen oranlarda gözlenen piroksen mineralleri canlı girişim renklerinde, tek yönde belirgin dilinime sahip ve yarı öz şekilli klinopiroksenler tarafından temsil edilmektedir (Şekil 3.6a,b). Ayrıca

kayaçların bazı bölümlerinde piroksen minerallerinden itibaren amfibol gelişimleri gözlenmektedir (Şekil 3.6c).

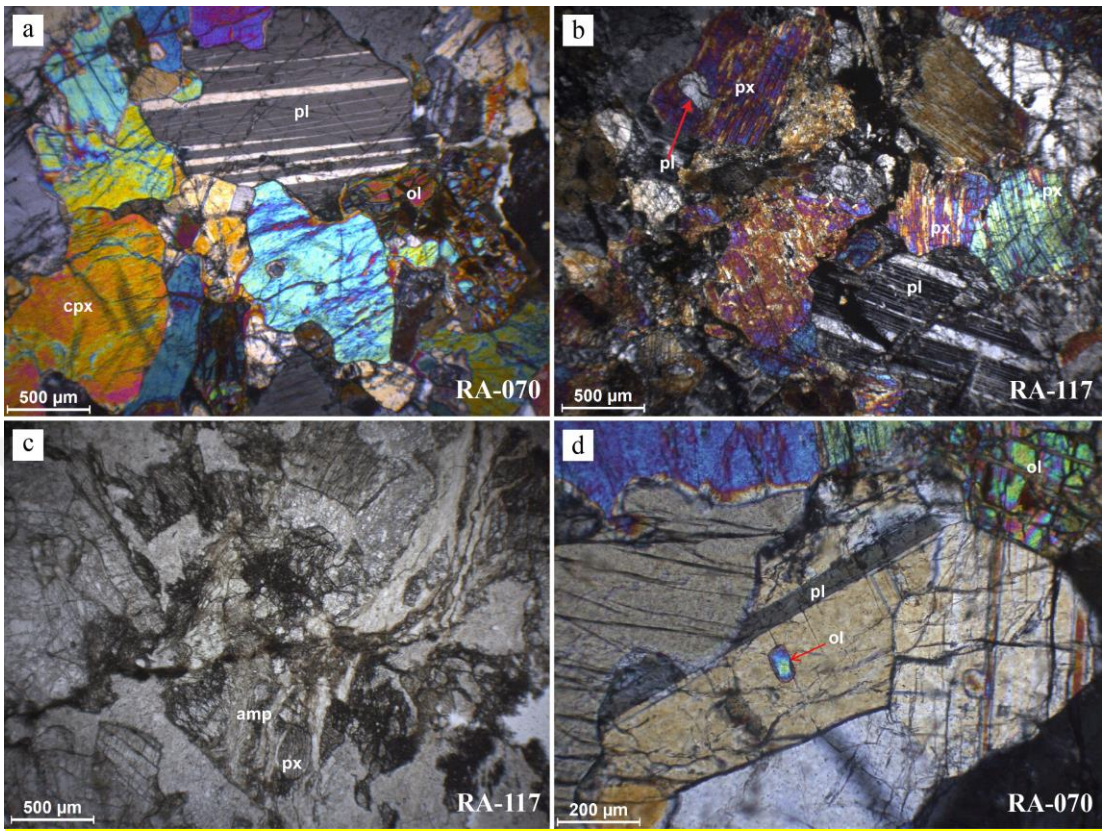
Piroksen mineralleri içerisinde plajiyoklaz kapanımları tespit edilmiştir (Şekil 3.6b). Yarı özşekilli-öz şekilli prizmatik kristaller şeklinde, I. sıranın gri-beyaz girişim renklerinde, tipik olarak polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklazlar %51-58 arası değişen oranlarda gözlenmektedir (Şekil 3.6a,b,d). Bazı örneklerde plajiyoklaz minerallerinden kil minerallerine dönüşümler tespit edilmiştir. Yine bazı örneklerde plajiyoklaz mineralleri içerisinde olivin kapanımları saptanmıştır (Şekil 3.6d).

Olivin minerallerinde serpantinleşme yaygın olarak görülmektedir (Şekil 3.6a,d). Bazı örneklerde kayaçlar içerisinde yeralan damarlarda kuvars gelişimleri gözlenmektedir. Yine bazı örneklerde klorit gelişimleri de tepit edilmiştir. İncelenen kesitlerde opak mineraller eser miktarda izlenmektedir. Çalışma sahası içerisinden derlenen üç adet olivin-gabro örneği üzerinde gerçekleştirilen mikroskobik incelemeler doğrultusunda, kayaçların yaygın olarak kümülat dokusu sergiledikleri gözlemlenmiştir.

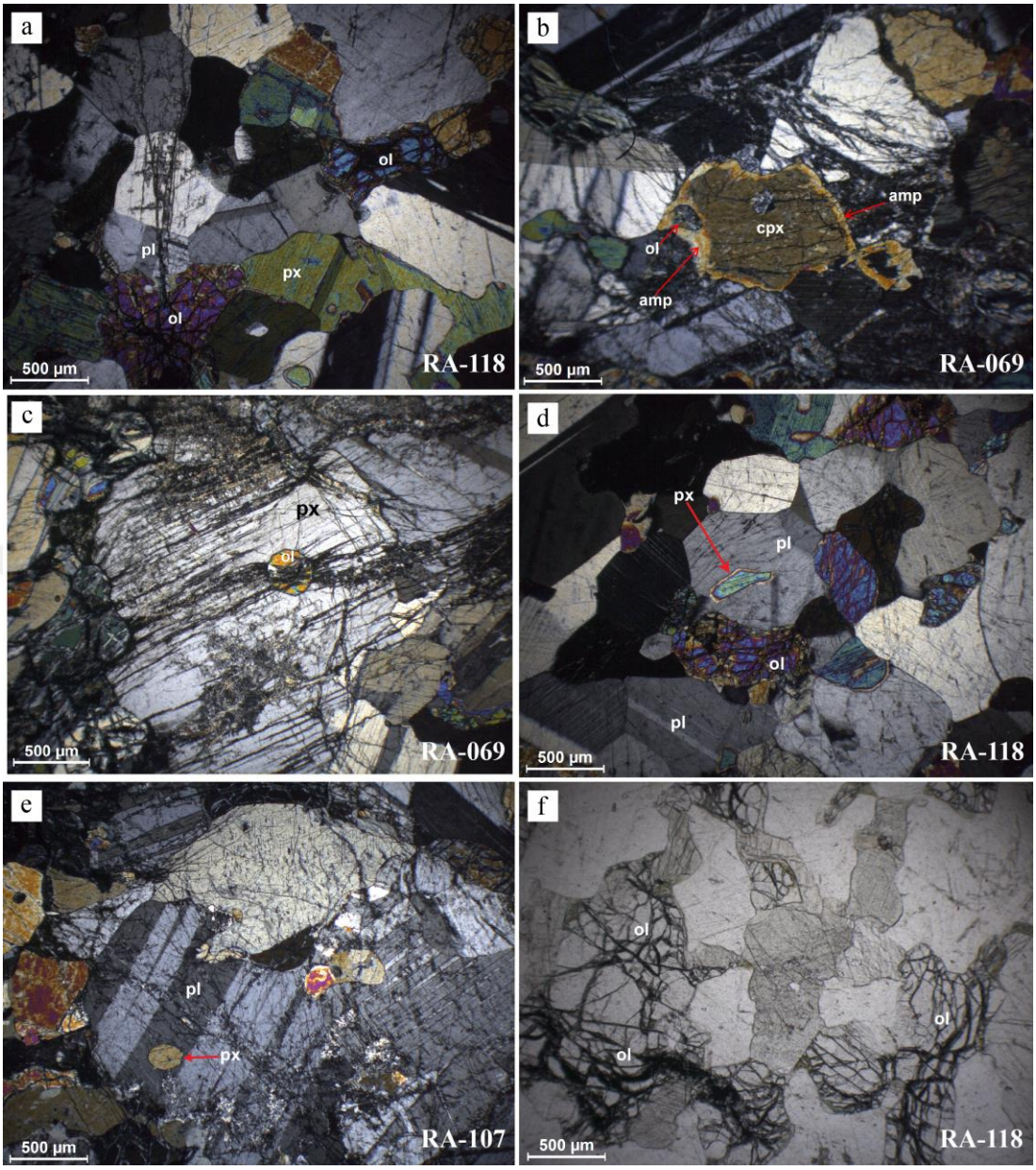
Örnekler incelendiğinde bu kayaçların temel olarak, piroksen, plajiyoklaz, olivin ve opak minerallerden oluştukları gözlemlenmektedir (Şekil 3.7a,d). Piroksen mineralleri baskın olarak canlı girişim rengine ve tek yönde belirgin dilinime sahip yarı özşekilli ve özşekilli klinopiroksenler tarafından temsil edilmektedir (Şekil 3.7a,b). Klinopiroksenlerin kayaçlar içerisindeki modal bolluğu %30-35 olmakla beraber bu minerallerde uralitleşme gözlemlenmektedir (Şekil 3.7b). Yine piroksen mineralleri içerisinde olivin kapanımları yer almaktadır (Şekil 3.7b,c).

İncelenen örnekler içerisinde %30-53 oranında bulunan plajiyoklaz mineralleri, yaygın olarak altere bir şekilde gözlemlenmektedir. Bu minerallerde kil minerallerine dönüşüm yaygındır. Plajiyoklaz mineralleri bazı alanlarda olivin ve piroksen kapanımları içermektedirler (Şekil 3.7d,e). Yine plajiyoklaz minerallerinin büyük bir bölümü iyi gelişmiş polisentetik ikizlenmeye sahiptir (Şekil 3.7e). Bu minerallerin üçlü mineral sınırlarında yaklaşık 120 derecelik açı sunarak bir arada bulunmaları kümülüs mineralleri olarak çökeldiklerine işarettir. Kristallenme sırası olivin, plajioklaz, piroksen şeklindedir. İncelenen örnekler içerisinde %15-30 arasında değişen oranlarda gözlenen olivinler canlı girişim renklerine sahip bol çatlaklı ve

çatlaklarından itibaren serpantinleşme göstermektedirler (Şekil 3.7f). Olivin minerallerinden itibaren kloritleşmeler ve manyetit gelişimleri gözlemlenmektedir.



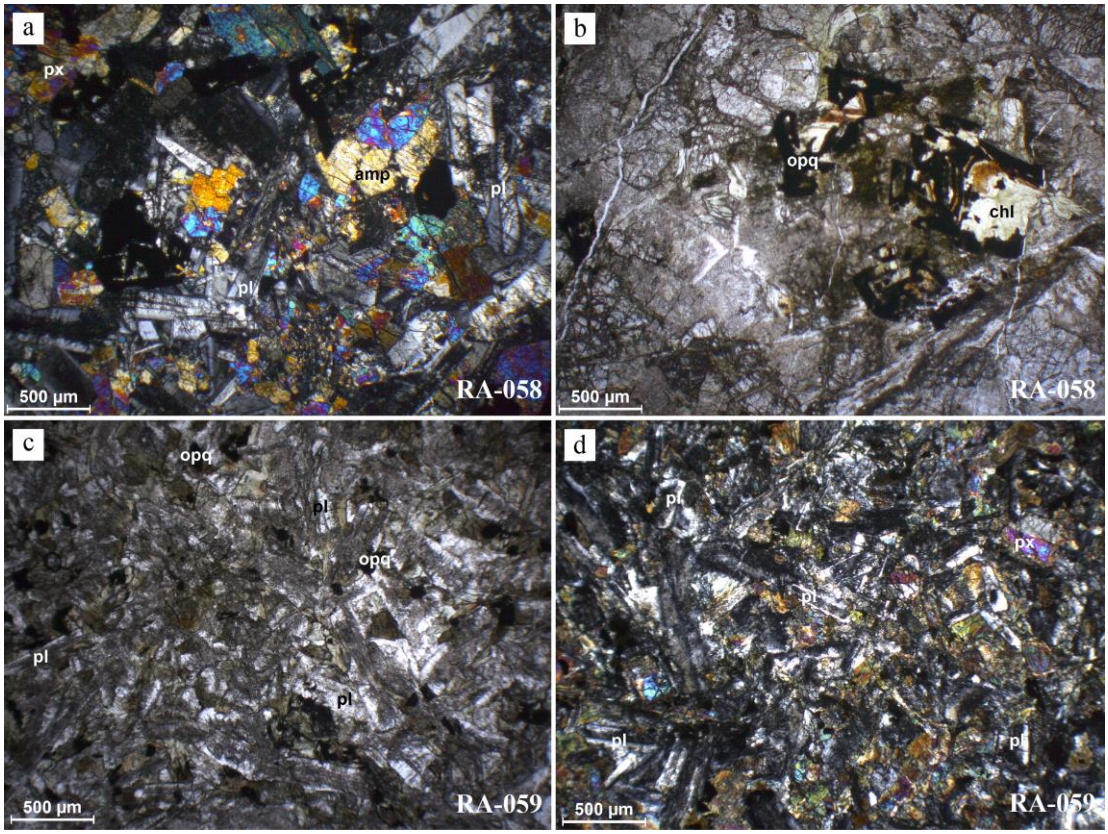
Şekil 3.6. Çalışma sahasından derlenen katmanlı gabro örneklerine ait ince kesit görüntüleri a, b ve d; polarize ışık, c; doğal ışık (a, c) Kümülat gabro örnekleri içerisinde yeralan mineralleri gösterir fotoğraf, ayrıca (c) figüründe piroksen minerallerinden itibaren amfibol gelişimleri gözlenmektedir (b) Piroksen mineralleri içerisinde gözlenen plajioklas kapanımlarına ait görünüm (d) Plajioklas mineralleri içerisinde gözlenen olivin kapanımlarına ait görünüm. Kısaltmalar; px; piroksen, cpx; klinopiroksen, pl; plajioklaz, amp; amfibol, ol; olivin şeklindedir



Şekil 3.7. Çalışma sahasından derlenen olivin gabro örneklerine ait ince kesit görüntüleri a, b, c, d ve e; polarize ışık, f; doğal ışık (a, d) Olivin gabro örnekleri içerisinde gözlenen minerallere ait görünüm, ayrıca (d) figüründe plajioklas minerali içerisinde yeralan piroksen kapanımı gösterilmektedir (b) Klinopiroksen minerallerinde gözlenen uralitleşme görünümü (c) Piroksen mineralleri içerisinde yeralan olivin ve plajioklas kapanımlarına ait görünüm (e) Plajioklas mineralleri içerisinde gözlenen piroksen kapanımına ait görünüm (f) Olivin minerallerinin çatlaklarından itibaren gelişen serpantişlemeyi gösterir fotoğraf. Kısaltmalar; px; piroksen, cpx; klinopiroksen, pl; plajioklaz, amp; amfibol, ol; olivin şeklindedir

3.4. Dolerit Daykları

Çalışma sahası içerisinden derlenen dört dolerit örneği üzerinde gerçekleştirilen mikroskobik çalışmalar doğrultusunda kayaçların sub-ofitik doku sergiledikleri saptanmıştır. Örnekler incelendiğinde kayaçların temel olarak, piroksen, plajioklaz, klorit, amfibol ve opak minerallerden oluştukları gözlemlenmektedir (Şekil 3.8a,b). Plajioklaz mineralleri çubuksu görünüme sahip olmakla beraber tipik olarak polisentetik ikizlenme sergilemektedirler (Şekil 3.8a,c,d).



Şekil 3.8. Çalışma sahasından derlenen dolerit dayklarına ait ince kesit görüntüleri a ve d; polarize ışık, b ve c; doğal ışık (a) Piroksen minerallerinin çeperlerinden itibaren amfibol minerallerine dönüşümünü gösterir fotoğraf (b) Dolerit daykları içerisinde gözlemlenen klorit ve opak minerallere ait görünüm (c, d) Akışkan girişine bağlı olarak gelişen bozuşma ve plajioklas minerallerinde gözlemlenen polisentetik ikizlenmeye dair görünümler. Kısaltmalar; px; piroksen, pl; plajioklaz, amp; amfibol, opq; opak mineral, chl; klorit şeklindedir

Bozuşma nedeniyle bu minerallerde kil minerallerine dönüşüm yaygınca gözlenmektedir. Piroksen minerallerinin özşeklilleri ve dilinimleri net olarak tayin

edilememekle beraber bu minerallerin plajioklaz minerallerinin aralarını doldurdukları tayin edilmiştir (Şekil 3.8a,d).

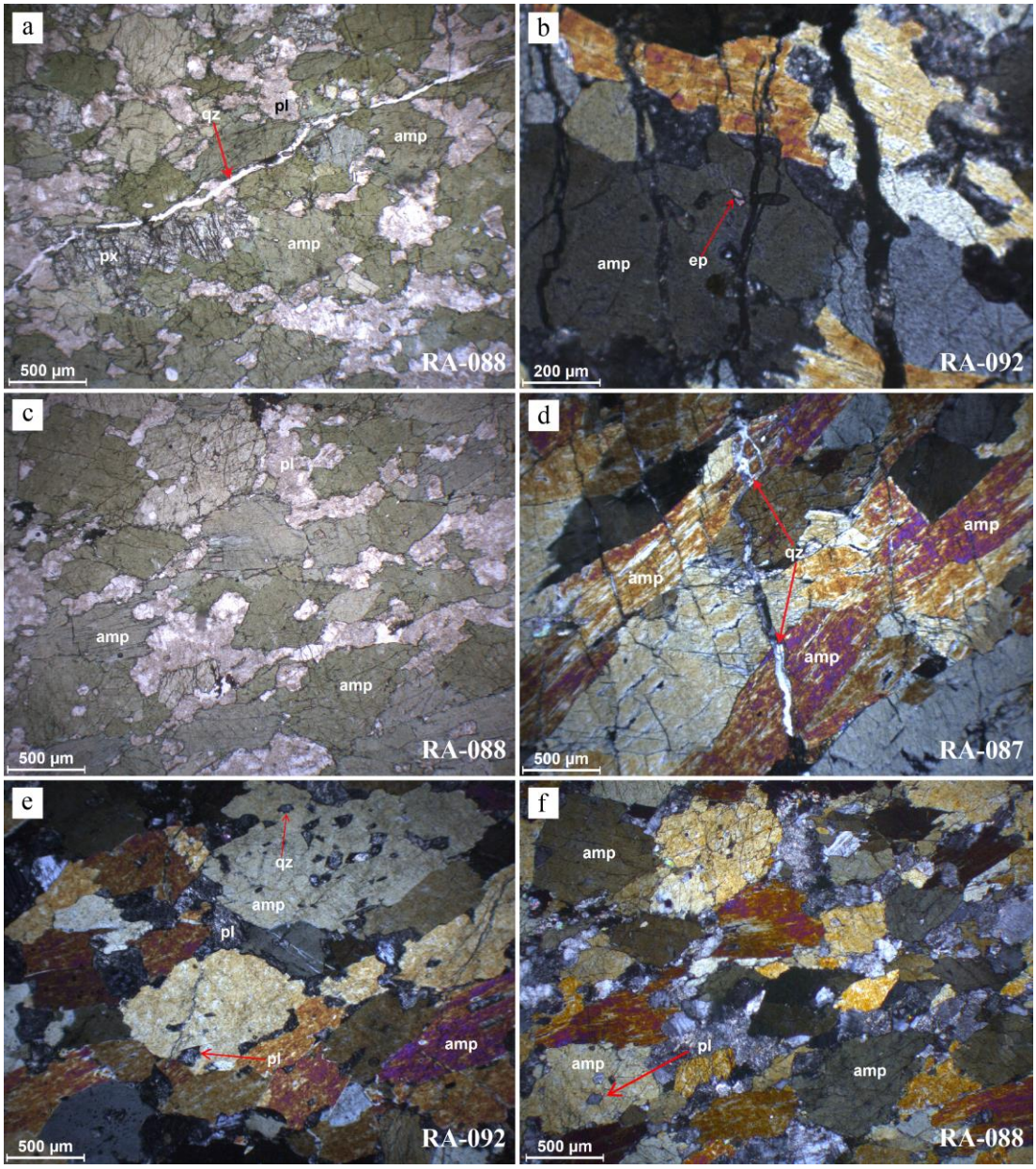
Bazı örnekler içerisinde piroksen fenokristalleri yeralmaktadır. Piroksen minerallerinin çeperlerinden itibaren amfibol minerallerine dönüşüm (uralitleşme) söz konusudur (Şekil 3.8a). Örnekler içerisinde yeralan amfibol mineralleri piroksenlerden itibaren gelişmiştir (Şekil 3.8a). Kayaçlar içerisinde yeralan çatlaklar farklı mineraller tarafından doldurulmuştur. Akışkan girişine bağlı olarak gelişen bozuşma yoğun olarak gözlemlenmektedir (Şekil 3.8b,c,d).

3.5. Ofiyolit Tabanı Metamorfitleri

Ofiyolit taban metamorfitleri Büyükgürleğen Köyü çevresinde ve Aşağıbeyçayır Köyü doğusunda yüzlek vermektedir. Bu alanlardaki metamorfitler başlıca amfibolit, meta-spilit ve kalk-fillit türü kayaçlardan meydana gelmektedir.

Büyükgürleğen Köyü çevresinden derlenen üç adet amfibolit örneği üzerinde gerçekleştirilen mikroskobik incelemeler doğrultusunda, kayaçların yaygın olarak nematoblastik doku sergiledikleri gözlemlenmiştir. Örnekler incelendiğinde bu kayaçların temel olarak, amfibol, plajioklaz, sfen ve epidot minerallerinden oluştukları gözlemlenmektedir (Şekil 3.9a,b). Bunun yanında RA-088 numaralı örneğin belirli alanlarında kalıntı piroksen mineralleri yeralmaktadır (Şekil 3.9a).

Genel olarak örnekler bol çatlaklı olmakla beraber bu çatlaklar kuvars minerallerince doldurulmuştur (Şekil 3.9a,d). Amfibol mineralleri tek nikolde yeşil renkli pleokroizması ile tanınmaktadır (Şekil 3.9a,c). Bazı örneklerde amfibol minerallerinin içerisinde plajioklaz ve kuvars kapanımları tespit edilmiştir (Şekil 3.9e,f). Yine örnekler içerisinde yeralan epidot mineralleri çift nikolde canlı renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile birlikte bulunduğu diğer minerallerden kolaylıkla ayrılmaktadır (Şekil 3.9b).



Şekil 3.9. Çalışma sahasından derlenen amfibolit örneklerine ait ince kesit görüntüleri b, d, e ve f; polarize ışık, a ve b; doğal ışık (a) Kalıntı piroksen ve kayaç içerisinde bulunan çatlakları dolduran kuvars mineralini gösterir fotoğraf (b) Çift nikolde canlı renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile birlikte bulunduğu diğer minerallerden kolaylıkla ayrılan epidot mineraline ait görünüm (c) Tek nikolde yeşil renkli pleokroizması ile karakterize amfibollere dair görünüm (d) Kayaç içerisinde bulunan çatlakları dolduran kuvars mineralini gösterir fotoğraf (e, f) Amfibol mineralleri içerisinde gözlemlenen plajioklaz ve kuvars kapanımlarını gösterir fotoğraf. Kısaltmalar; px; piroksen, pl; plajioklaz, amp; amfibol, qz; kuvars, ep; epidot şeklindedir

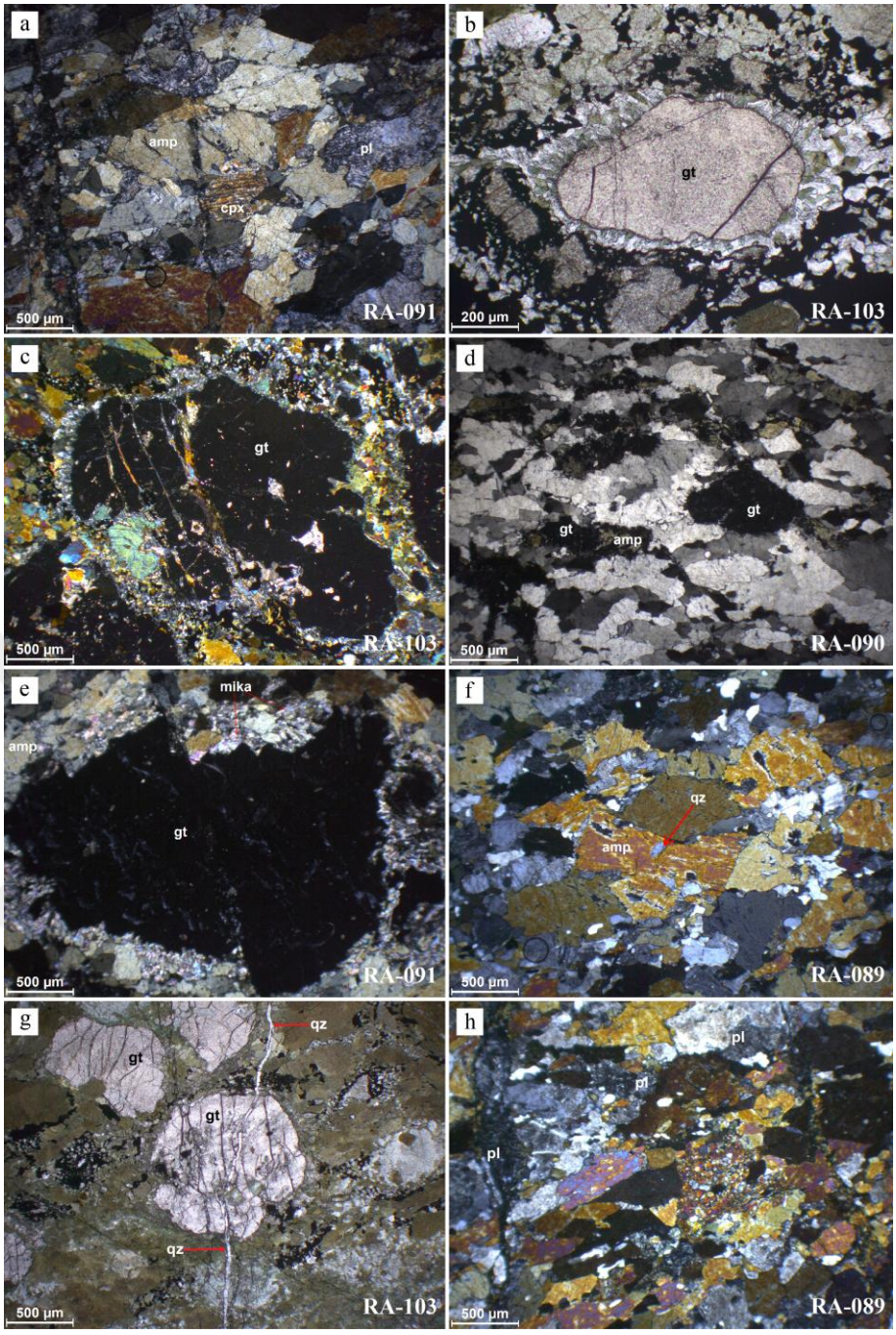
Yine Büyükgürleğen Köyü çevresinden derlenen dört adet granat-amfibolit örneği üzerinde gerçekleştirilen mikroskobik incelemeler doğrultusunda, kayaçların,

nematoblastik, porfiro-nematoblastik, grano-nematoblastik ve porfiro-granoblastik doku sergiledikleri gözlemlenmiştir.

Kayaçlar temel olarak amfibol, granat, plajioklaz, piroksen minerallerinden oluşmakla beraber bazı örneklerde kuvars, rutil, apatit ve opak minerallerde yeralmaktadır (Şekil 3.10a,b). Örnekler incelendiğinde granat minerallerinin içerisinde, epidot, klorit, rutil, kuvars, amfibol, apatit ve plajiyoklaz kapanımlarınında bulunduğu gözlemlenmiştir (Şekil 3.10c,g).

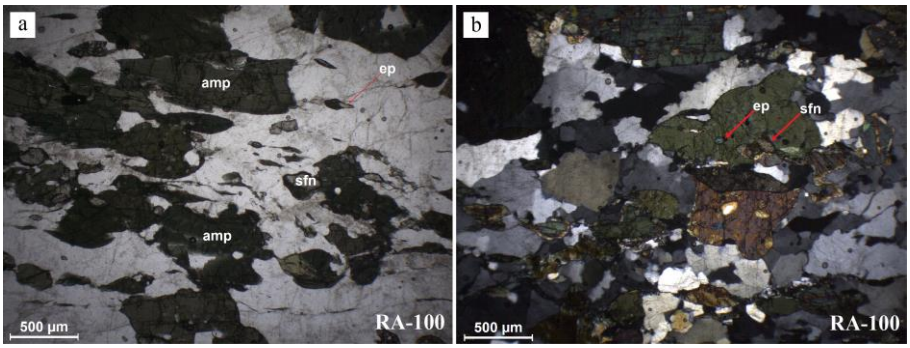
Derlenen granat amfibolit örneklerinden bir tanesinde dengesizlik dokuları yaygınca gözlenmektedir (Şekil 3.10b,c). Granat mineralleri genellikle yarı öz şekilli olup bu minerallerin çeperleri boyunca amfibol gelişimleri tespit edilmiştir (Şekil 3.10d). Granatların amfibollerle olan çeperlerinde mika mineralleri oluşumu mevcuttur (Şekil 3.10e).

Aynı zamanda granat mineralleri içerisinde ince epidot damarlarıda yeralmaktadır. İncelenen kayaçlar içerisinde amfibol mineralleri özşekilli ve özşekilsiz olarak yeralmakla beraber içerilerinde kuvars ve plajioklaz kapanımları saptanmıştır (Şekil 3.10f). Yine amfibol minerallerinin çeperlerinden itibaren kemirilmeler mevcut olmakla beraber bu alanlarında kuvars mineralleri tarafından dolmuş olduğu gözlenmektedir (Şekil 3.10d). Plajiyoklaz minerallerinde kil minerallerine dönüşümler gözlemlenmektedir. İnce kesitlerde plajiyoklaz minerallerinin belirli alanlarda kümelenmeler sergiledikleri saptanmıştır (Şekil 3.10h).



Şekil 3.10. Çalışma sahasından derlenen granat amfibolit örneklerine ait ince kesit görüntüleri a, c, e, f ve h; polarize ışık, b, d ve g; doğal ışık (a) Kayaçlar içerisinde yeralan mineraller (b, c, e ve g) Dengesizlik dokuları ve granatlar içerisinde yeralan kapanımlar (f) Amfibol mineralleri içerisinde yeralan kuvars kapanımı (h) Belirli alanlarda kümelenmeler gösteren plajioklaz minerallerini gösteren fotoğraf Kısaltmalar; amp; amfibol, cpx; klinopiroksen, pl; plajioklaz, gt; granat, qz; kuvars şeklindedir

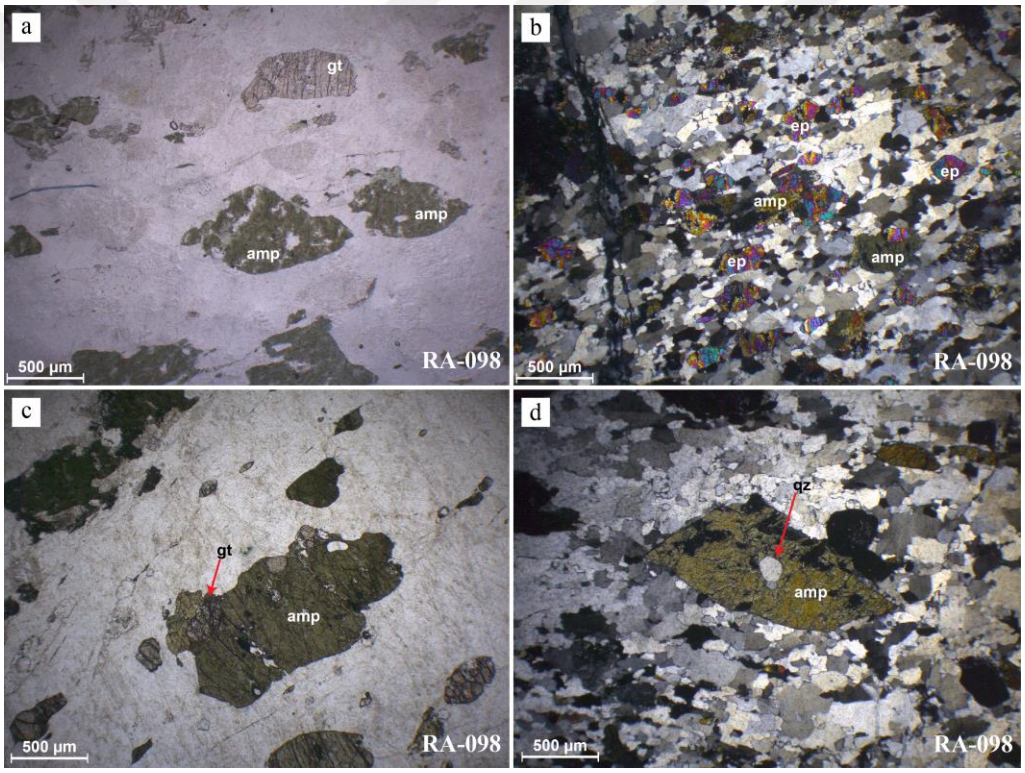
Pınarbaşı ofiyolitinin taban metamorfitlerine ait amfibolitler içerisindeki felsik seviyelerden bir adet kuvars amfibol şist örneği derlenmiştir. Bu kayaç üzerinde gerçekleştirilen mikroskobik incelemeler ile granoblastik doku sergilediği saptanmıştır (Şekil 3.11a,b). Kayaç felsik mineral olarak yalnızca kuvars ihtiva etmektedir (%40-45). Kuvars minerallerinde deformasyonla ilişkili alt tane gelişimleri gözlenmektedir. Amfiboller ana mineral bileşimini oluşturmakta (%50-60) ve amfibollerin dış çeperlerinde ikincil amfibol gelişimleri gözlenmektedir. Epidot, sfen, zirkon, opak mineraller ve rutil kayaçta ki diğer mineral bileşenlerini temsil etmektedir (%5). Amfibol mineralleri iyi gelişmiş kristal yapılarına sahip olmakla beraber çift yönlü dilinimleri açık ve koyu yeşil tonlarında değişen pliokrizmaya sahiptir (Şekil 3.11a,b). Amfibol mineralleri içerisinde kuvars, epidot ve sfen kapanımları gözlenmiştir (Şekil 3.11b). Sfen mineralleri çoğunlukla öz şekilli olup foliasyona uyumlu oldukları gözlenmiştir (Şekil 3.11a). Kayaç ayrıca epidot kapanımları içermekte ve epidot mineralleri rutil mineralleriyle birliktelik sunmaktadır (Şekil 3.11a,b). Gözlenen ilişkilerde rutil mineralleri sfenlerin çekirdeklerinde yer almaktadırlar. Bu durum kayacın rutil oluşumu sonrasında göreceli daha düşük başkalaşımda gerilemeye maruz kaldığını göstermektedir.



Şekil 3.11. Çalışma sahasından derlenen kuvars-amfibol-şist örneğine ait ince kesit görüntüleri a; doğal ışık, b; polarize ışık (a) Kayaç içerisinde gözlemlenen minerallere ait görünümv(b) Amfibol mineralleri içerisinde gözlemlenen epidot ve sfen kapanımlarına dair görünüm. Kısaltmalar; amp; amfibol, ep; epidot, sfn; sfen şeklindedir

Çalışma sahası içerisinde Büyükgürleğen Köyü çevresinden derlenen granat-amfibol-kuvars -şist üzerinde gerçekleştirilen mikroskobik incelemeler ile grano-nematoblastik doku sergilediği saptanmıştır. Kayaç kuvars, amfibol, epidot, granat, muskovit, kiyanit ve opak minerallerden meydana gelmektedir (Şekil 3.12a,b). Epidot minerallerinin

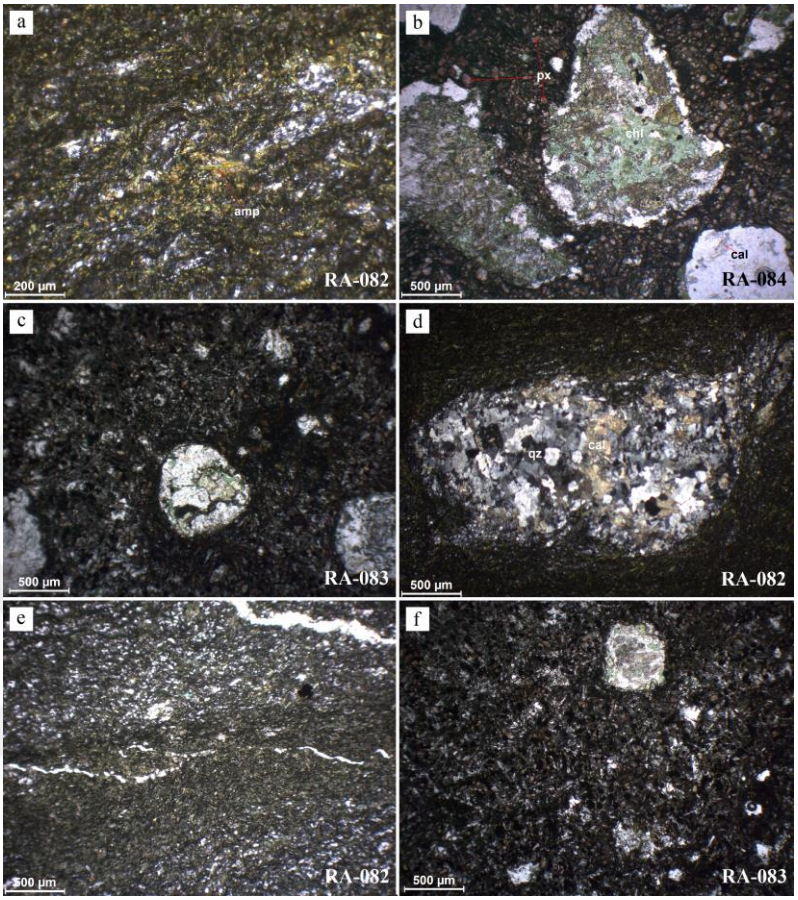
foliasyona uyumlu olarak gelişmiş oldukları gözlemlenmektedir (Şekil 3.12b). Granat mineralleri ince taneli olup bazı granatlar amfibol mineralleriyle beraberlik sunmaktadır (Şekil 3.12c). Kayaç içerisinde kuvars mineralleri aynı zamanda ikincil damarlar şeklinde de tespit edilmiştir. Amfibol minerallerinin uzun eksenleri foliasyona paralellik sunmakla beraber bu mineraller içerisinde kuvars kapanımlarıda yeralmaktadır (Şekil 3.12d). Amfibollerin içerisinde kapanım halinde yer alan kuvars mineralleri, diğer kuvarslardan farklı olarak çok daha fazla yuvarlaklık sergilemektedirler (Şekil 3.12d). Granat minerallerinin büyük bir bölümü kapanım içermemektedir, ancak bazı granat mineralleri içerisinde epidot kapanımları gözlenmiştir.



Şekil 3.12. Çalışma sahasından derlenen granat-amfibolit-kuvars-şist örneğine ait ince kesit görüntüleri a ve c; polarize ışık, b ve d; doğal ışık (a, b) Kayaç içerisinde yeralan minerallere dair görünüm ayrıca (b) figüründe epidot minerallerinin foliasyona uyumlu olarak gelişmiş oldukları gözlemlenmektedir (c) Birliktelik sunan granat ve amfibol minerallerinin görünümü (d) Amfibol mineralleri içerisinde gözlemlenen kuvars kapanımına ait görünüm. Kısaltmalar; amp; amfibolit, gt; granat, ep; epidot, qz; kuvars şeklindedir

Aşağıbeyçayır Köyü çevresinden derlenen yedi adet meta-spilit örneği üzerinde gerçekleştirilen mikroskobik çalışmalar doğrultusunda kayaçların bir kısmının

porfironematoblastik doku sergilerken bir kısmının magmatik dokusunu koruduğu tespit edilmiştir (Şekil 3.13a,c).



Şekil 3.13. Çalışma sahasından derlenen meta-spilit örneklerine ait ince kesit görüntüleri a; polarize ışık, b, c, d, e ve f; doğal ışık (a, b) Örnekler içerisinde yeralan mineralleri gösteren fotoğraflar ayrıca (b) figüründe kayaç içerisinde gözlemlenen gaz boşluğunun çeşitli mineraller tarafından doldurulduğu gösterilmektedir (c) Magmatik dokusunu koruyan RA-083 numaralı örneğin görünümü (d) RA-082 numaralı örnekte gaz boşlukları içerisini dolduran kalsit ve kuvars minerallerinin görünümü (e) Özellikle RA-082 numaralı örnekte gözlemlenen mikro faylanmalar ve buruşma klivajlarına ait görünüm (f) RA-083 numaralı örnekte gaz boşlularını dolduran kalsit ve kuvars minerallerine ait görünüm. Kısaltmalar; px; piroksen, amp; amfibol, qz; kuvars, cal; kalsit, chl; klorit şeklindedir

Bunun yanında kalsit ve kuvars mineralleri damarlar şeklinde de yeralmaktadır (Şekil 3.13a,e). Plajioklaz mineralleri mikrolitler halinde çubuksu bir şekilde gözlenmektedir. Örnekler içerisinde piroksen mineralleri boyutları değişkenlik

göstermektedir. Bu mineraller bazı örneklerde yer yer kümelenmeler halinde yeralmaktadır. Kayaçlarda yoğun miktarda mikro ölçekte faylanma gözlenmektedir (Şekil 3.13e). Aynı şekilde kayaç içerisinde kıvrımlanmalarla beraber birden fazla deformasyonu işaret eden buruşma klivajları gözlenmektedir (Şekil 3.13a,e). Örnekler incelendiğinde kayaçların temel olarak piroksen, plajioklaz, klorit, kuvars ve opak minerallerden oluştuğu gözlemlenmektedir (Şekil 3.13a,b). Bu kayaçlar içerisinde yer alan gaz boşlukları kalsit ve kuvars mineralleri tarafından doldurulmuştur (Şekil 3.13b,d,f).

4. TÜM KAYAÇ JEOKİMYASI

Çalışma sahası içerisinde yeralan farklı türdeki kayaçların jeokimyasal karakterlerini belirlemek amacıyla, 35 örnekten toplam kayaç analizi yapılmıştır. Bu analizler sonucunda, örneklerin ana ve iz element içerikleri tespit edilerek çeşitli diyagramlara yansıtılmış ve yorumlanmıştır. İncelenen örneklere ait ana ve iz element içeriklerinin sunulduğu tablolar, ilgili konu başlıklarının altında yeralmaktadır.

4.1. Manto Tektonitleri

Manto tektonitleri çalışma alanındaki Pınarbaşı Ofiyoliti'nin en yaygın gözlenen kayaç grubunu oluşturmaktadır. Yaklaşık KD-GB hattı boyunca uzanan manto tektonitleri Bahçelik Barajı, Kılıçmehmet, Karacahacılı, Büyükgürleğen ve Avşarpotuklu köyleri çevresinde geniş bir yayılım sergilemektedir. Manto tektonitlerine ait peridotitler baskın olarak dunit ve harzburjitler ile temsil edilmektedir. Peridotitlerde serpantinleşme ve listvenitleşme oldukça yaygındır. Çalışma sahası içerisinde yeralan dunit ve harzburjitlerden derlenen 6 örneğe ait jeokimya verileri bu başlık altında paylaşılmıştır. Peridotit örneklerine ait ana ve iz element içerikleri tablo 4.1'de sunulmaktadır.

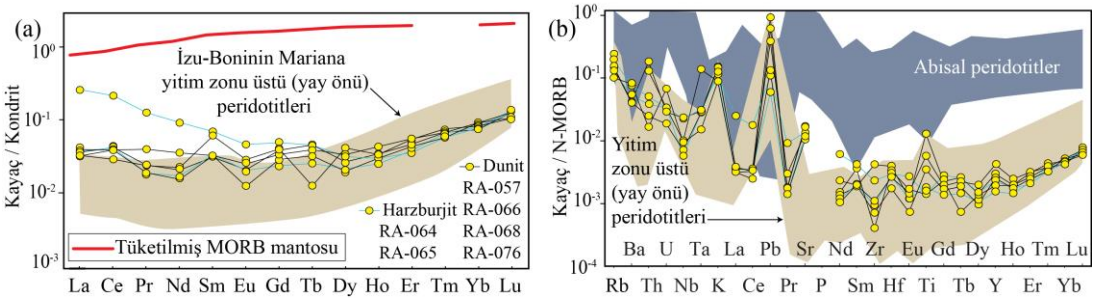
Bu örneklerin SiO_2 içerikleri % 37,39 ile % 43,26 arasında, FeO içeriği % 8 ile % 10,07 arasında, MnO içeriği % 0,11 ile % 0,59 arasında, MgO içeriği % 36,31 ile % 43,08 arasında ve Na_2O içerikleri % 0,03 ile % 0,04 arasında değişim göstermektedir. Peridotitlere ait magnezyum numaraları 88 ile 91 arasında olmakla beraber ateşte kayıp değerleri % 9,61 ile % 15,88 arasında değişmektedir.

Kondrite göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında, çalışma sahası içerisinde yeralan peridotitlerin yitim zonu üstü peridotitleri ile benzer dağılım desenine sahip oldukları gözlenmektedir (La_N/Yb_N=0,69-4,58; La_N/Sm_N=0,90-1,90) (Şekil 4.1a).

Tablo 4.1. Peridotit örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları. Kısaltmalar; AKD; ateşte kayıp değeri, DLA; deteksiyon limiti altında, şeklindedir

Örnek	**RA-057**	**RA-064**	**RA-065**	**RA-066**	**RA-068**	**RA-076**
Kaya	**Dunit**	**Harzburjit**	**Harzburjit**	**Dunit**	**Dunit**	**Dunit**
SiO_2	37,95	41,27	43,26	41,94	38,45	37,39
TiO_2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al_2O_3	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	8,60	9,20	9,70	8,58	8,00	10,07
MnO	0,59	0,21	0,11	0,22	0,53	0,29
MgO	43,08	40,88	36,88	36,31	38,05	36,47
CaO	0,00	0,33	0,24	0,11	0,00	0,00
K_2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na_2O	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
AKD	9,61	8,88	10,02	13,87	15,43	15,88
Toplam	100,13	100,80	100,25	101,07	100,51	100,14
İz Elementler (ppm)						
Rb	0,09	0,07	0,11	0,08	0,06	0,14
Ba	0,27	0,33	0,48	0,26	0,50	DLA
Th	0,022	0,005	0,006	0,003	0,002	0,016
U	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002
Nb	0,05	0,01	0,05	0,02	0,02	0,02
Ta	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,018
Pb	0,280	0,018	0,033	0,040	0,115	0,185
Sr	1,52	1,07	1,22	0,93	1,20	1,50
Zr	0,31	0,07	0,17	0,05	0,08	0,03
Hf	0,008	0,006	0,006	0,004	0,005	0,007
Y	0,08	0,04	0,06	0,07	0,12	0,05
Zn	38,0	33,2	31,1	31,6	24,4	38,1
Cu	14,7	17,3	1,2	15,7	6,3	13,6
Ni	2586,1	2208,0	2212,8	2241,0	2376,0	1204,6
Cr	19297,3	2942,1	2676,9	2462,6	9206,6	3986,9
V	70,7	53,3	47,1	40,5	35,3	26,8
Nadir Toprak Elementleri (ppm)						
La	0,009	0,009	0,061	0,010	0,008	0,008
Ce	0,026	0,026	0,132	0,024	0,024	0,018
Pr	0,002	0,002	0,012	0,002	0,004	0,002
Nd	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01
Sm	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Eu	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002
Gd	0,008	0,005	0,010	0,006	0,007	0,008
Tb	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000
Dy	0,007	0,006	0,008	0,005	0,009	0,011
Ho	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002
Er	0,008	0,006	0,006	0,007	0,009	0,009
Tm	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002
Yb	0,013	0,014	0,013	0,016	0,016	0,014
Lu	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
$(La/Yb)_N$	0,69	0,67	4,58	0,61	0,90	1,90
La/Sm	1,81	1,74	5,68	1,88	0,90	1,90
Eu/Eu*	0,20	0,24	0,26	0,13	1,06	2,06
Sm/Yb	0,38	0,38	0,81	0,33	1,00	2,00

Bununla beraber harzburjit ve dunit içerisinde yeralan, düşük sıcaklık metamorfizması ve serpantinleşme sırasında yaygın olarak hareketsiz olarak kabul edilen iz elementler nadir toprak elementlerine göre Th ve Ta elementlerinde göreceli olarak bir zenginleşme ve Zr elementinde tüketilme gösterirler (Şekil 4.1b).



Şekil 4.1. (a) Peridotitlerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Aynı örneklerin MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir). Abisal peridotitlere ait dağılım deseni Hellebrand ve diğ., (2001) ve Niu (2004) 'den alınmıştır. Yitim zonu üstü (yay önü) peridotitlerine ait dağılım deseni Parkinson ve Pearce (1998)'den alınmıştır

Peridotit örnekleri yitim zonu üstü ortam koşullarında manto ergiyik etkileşimi neticesinde kalıcılığı yüksek (HFS) ve hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından zenginleşmiştir. Bu durum yitim zonu üstü ortam koşullarında oluşan peridotitlerde görülmektedir (Garrido ve diğ., 2000; Godard ve diğ., 2008; Marchesi ve diğ., 2012).

4.2. Piroksenitler

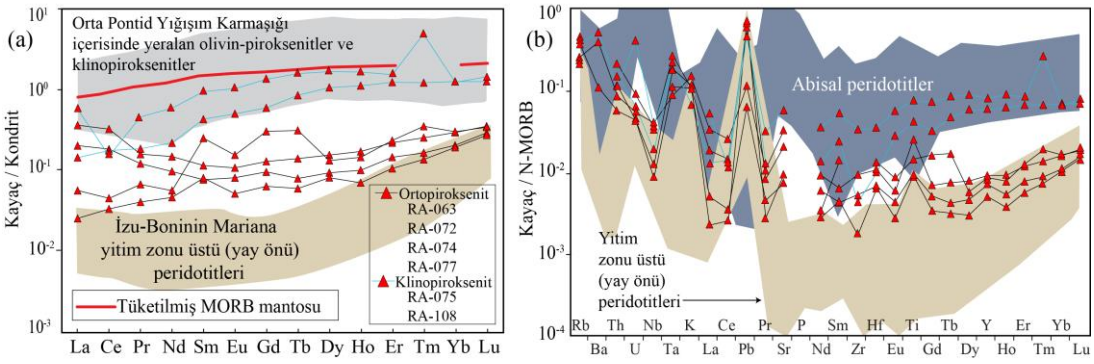
Çalışma sahası içerisinde ultramafik kümülatlar piroksenitlerle temsil edilmektedir. Kümülat piroksenitler Büyükgürleğen Köyü'nün güney batısına karşılık gelen alanda geniş bir yayılıma sahiptir. Bunun yanında Domuzdağ Napı'nın güneyinde ve Bahçelik Barajı civarında serpantinize peridotitleri kesen piroksenit daykları yeralmaktadır. İkisi kümülat dördü dayk olmak üzere toplam 6 piroksenit örneğine ait jeokimya verileri tablo 4.2'de sunularak değerlendirmeleri bölüm içerisinde aktarılmıştır.

Tablo 4.2. Piroksenit örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları Kısaltmalar; AKD; ateşte kayıp değeri, DLA; deteksiyon limiti altında, şeklindedir

Örnek	**RA-063**	**RA-072**	**RA-074**	**RA-075**	**RA-077**	**RA-108**
Kaya	**Ortopiroksenit**	**Ortopiroksenit**	**Ortopiroksenit**	**Klinopiroksenit**	**Ortopiroksenit**	**Klinopiroksenit**
SiO_2	53,35	52,22	56,03	52,55	56,21	48,85
TiO_2	0,03	0,02	0,01	0,05	0,01	0,10
Al_2O_3	0,29	1,37	1,64	2,36	1,02	3,45
FeO	8,71	8,57	7,76	6,86	8,39	5,05
MnO	0,17	0,27	0,41	0,17	0,24	0,09
MgO	34,74	34,79	31,42	19,79	31,96	21,68
CaO	1,43	1,23	0,94	17,12	0,74	16,96
K_2O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Na_2O	0,03	0,03	0,18	0,06	0,03	0,06
AKD	1,49	0,84	1,02	0,56	0,89	4,67
Toplam	100,26	99,34	99,41	99,53	99,51	100,91
İz Elementler (ppm)						
Rb	0,15	0,21	0,25	0,12	0,14	0,2
Ba	2,47	0,69	DLA	DLA	DLA	3,345
Th	0,010	0,007	0,026	0,018	0,014	0,014
U	0,003	0,002	0,004	0,003	0,002	0,020
Nb	0,10	0,02	0,09	0,04	0,03	0,089
Ta	0,012	0,015	0,036	0,029	0,024	0,029
Pb	0,035	0,019	0,182	0,192	0,215	0,029
Sr	3,02	0,69	1,93	DLA	0,89	5,3
Zr	0,72	DLA	0,41	0,33	0,13	2,6
Hf	0,023	0,028	0,015	0,021	0,014	0,075
Y	0,27	0,25	0,21	1,69	0,15	2,354
Zn	33,3	31,9	37,6	27,6	33,4	18,9
Cu	0,8	9,4	12,7	6,9	5,4	11,9
Ni	688,9	871,0	772,7	305,8	548,4	601,1
Cr	3420,9	4333,9	10075,4	1786,7	3004,3	5530,1
V	84,2	94,5	94,5	252,8	57,8	187,0
Nadir Toprak Elementleri (ppm)						
La	0,086	0,013	0,048	0,034	0,006	0,14
Ce	0,198	0,027	0,112	0,107	0,020	0,09
Pr	0,015	0,006	0,011	0,018	0,004	0,04
Nd	0,07	0,03	0,04	0,10	0,02	0,28
Sm	0,02	0,04	0,01	0,07	0,01	0,14
Eu	0,006	0,009	0,005	0,029	0,003	0,06
Gd	0,026	0,062	0,020	0,122	0,013	0,28
Tb	0,005	0,012	0,003	0,032	0,002	0,06
Dy	0,039	0,033	0,024	0,270	0,020	0,42
Ho	0,010	0,008	0,006	0,063	0,004	0,09
Er	0,036	0,039	0,024	0,204	0,017	0,26
Tm	0,006	0,009	0,004	0,031	0,003	0,13
Yb	0,050	0,051	0,035	0,214	0,033	0,21
Lu	0,009	0,009	0,007	0,032	0,007	0,04
$(La/Yb)_N$	1,71	0,26	1,38	0,16	0,90	1,90
La/Sm	4,90	0,35	4,09	0,52	0,90	1,90
Eu/Eu*	0,29	0,18	0,31	0,32	1,06	2,06
Sm/Yb	0,35	0,75	0,34	0,31	1,00	2,00

Bu örneklerin SiO_2 içerikleri % 48,85 ile % 56,21 arasında, TiO_2 içeriği % 0,01 ile % 0,10 arasında, Al_2O3 içeriği % 0,29 ile % 3,45 arasında, FeO içeriği % 5,05 ile % 8,71 arasında, MnO içeriği % 0,09 ile % 0,41 arasında, MgO içeriği % 19,79 ile % 34,79 arasında ve Na_2O içerikleri % 0,03 ile % 0,18 arasında değişim göstermektedir. Piroksenitlere ait magnezyum numaraları 85 ile 89 arasında olmakla beraber ateşte kayıp değerleri % 0,56 ile % 4,67 arasında değişmektedir.

Kondrite göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında, çalışma sahası içerisinde yeralan ortopiroksenitlerin yitim zonu üstü peridotitleri ile benzer dağılım desenine sahip oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.2a). Yine bu diyagramda klinopiroksenit dayklarından derlenen örneklerin (RA-075, RA-108) hafif nadir toprak elementlerince tüketilmiş olmakla beraber tüketilmiş MORB mantosu benzeri dağılım deseni sergilediği gözlenmektedir (La_N/Yb_N=0,16-1,90; La_N/Sm_N=0,52-4,90). Aynı diyagramda bu örnekler Orta Pontid Yığışım Karmaşığı içerisinde yeralan klinopiroksenit ve olivin-klinopiroksenit örnekleriyle kıyaslanmış ve benzer dağılım deseni sergiledikleri gözlenmiştir.



Şekil 4.2. (a) Piroksenitlerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir). Orta Pontid Yığışım Karmaşığı içerisinde yeralan olivin-piroksenitler ve klinopiroksenitlere ait dağılım deseni Çelik ve diğ., (2018)'den alınmıştır (b) Aynı örneklerin MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir). Abisal peridotitlere ait dağılım deseni Hellebrand ve diğ., (2001) ve Niu (2004) 'den alınmıştır. Yitim zonu üstü (yay önü) peridotitlerine ait dağılım deseni Parkinson ve Pearce (1998)'den alınmıştır

Örneklerin N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramlarına bakıldığında ortopiroksenit örneklerinin yitim zonu üstü peridotitleri ile benzer dağılım deseni sergiledikleri gözlemlenmektedir (Şekil 4.2b).

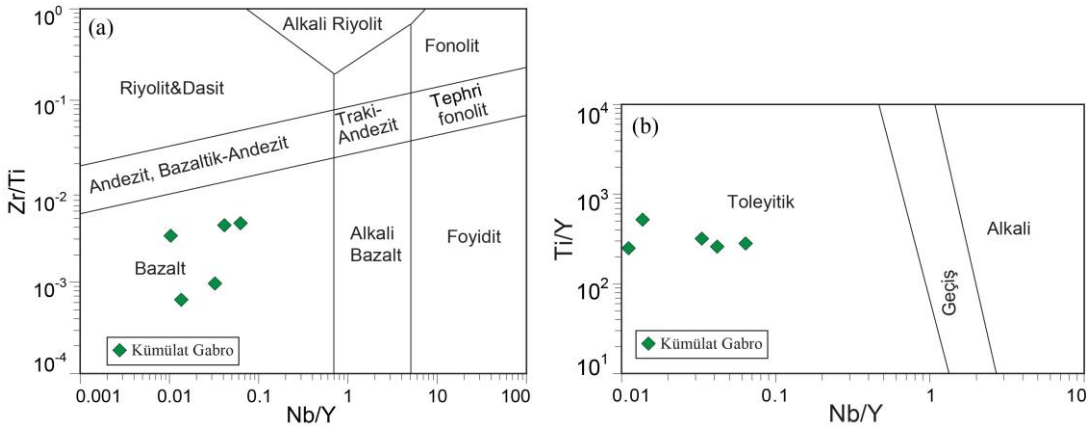
Klinopiroksenit örnekleri Kondrite göre normalize edilmiş NTE diyagramında tüketilmiş MORB mantosuna benzer bir dağılım deseni sunmalarına karşın, N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında ortopiroksenit örneklerinde olduğu gibi özellikle Nb, La ve Zr elementlerinde tüketilmeye karşı Th ve Pb elementlerinde zenginleşme sunmaktadırlar (Şekil 4.2b). Dolayısıyla klinopiroksenit örneklerinin de diğer ortopiroksenit örnekleri gibi yitim zonu ortam koşullarında oluştukları düşünülmektedir.

4.3. Mafik Kümülatlar

Çalışma sahası içerisinde Pınarbaşı Ofiyoliti'ne ait gabroyik kayaçlar Büyükgürleğen Köyü kuzey batısında ve Kılıçmehmet Köyü çevresinde yüzlek vermektedirler. Her iki alandaki gabroyik kayaçların tamamı kümülat gabro niteliğinde olmakla beraber bu alanlardan derlenen 5 örneğe ait jeokimya verileri bu başlık altında paylaşılmıştır.

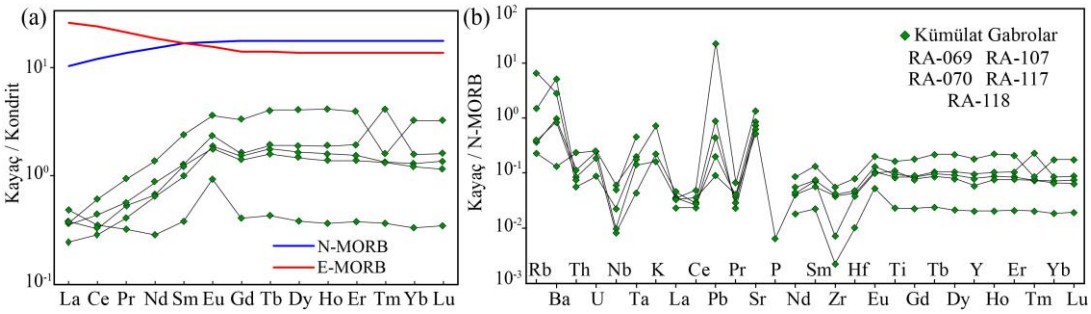
Kümülat gabro örneklerine ait ana ve iz element içerikleri tablo 4.3'de sunulmaktadır. Bu örneklerin SiO_2 içerikleri % 43,90 ile % 47,81 arasında, TiO_2 içeriği % 0,03 ile % 0,21 arasında, Al_2O_3 içeriği % 14,95 ile % 18,83 arasında, FeO içeriği % 3,57 ile % 5,33 arasında, MnO içeriği % 0,08 ile % 0,10 arasında, MgO içeriği % 10,17 ile % 13,55 arasında, CaO içeriği % 13,97 ile % 17,90 arasında, K_2O içeriği % 0,01 ile % 0,05 ve Na_2O içerikleri % 0,57 ile % 1,67 arasında değişim göstermektedir. Kümülat gabrolara ait magnezyum numaraları 79 ile 87 arasında olmakla beraber ateşte kayıp değerleri % 1,44 ile % 5,17 arasında değişmektedir.

Pearce (1996)'nın Zr/Ti-Nb/Y ve Pearce (1982)'nin Ti/Y-Nb/Y diyagramında gabro örneklerinin kökeni toleyitik nitelikli bazaltlarla temsil edilmektedir (Şekil 4.3a,b). Şekil 4.4a' da yeralan Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri diyagramında görüldüğü üzere hafif nadir toprak elementlerinde (LREE) tüketilme (La_N/Yb_N=0,16-2,04; La_N/Sm_N=0,24-1,97) gözlenmekle beraber Eu elementi bakımından zenginleşme görülmektedir (Eu/Eu*=0,42-1,06).



Şekil 4.3. (a) Kümülat gabro örneklerinin Zr/Ti-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1996), (b) Aynı örneklerin Ti/Y-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1982)

Normal-okyanus ortası sırtı bazaltlarına göre normalleştirilmiş örümcek diyagramında ise büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LIL), (Rb, Ba, K) elementlerince bir zenginleşme, negatif Nb anomalisi ve kalıcılığı yüksek (HFS) (Y, Zr, Hf) elementlerce tüketilme gözlenmektedir (Şekil 4.4b).



Şekil 4.4. (a) Kümülat gabroların kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Kümülat gabroların N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir)

Eu'daki pozitif anamoli, SiO2 miktarlarının düşük olması, Mg# numaralarının yüksek olması bu kayaçların kümülat doğasını göstermekte olup bu türlü kayaçların magmanın genel niteliğini temsil etmeyebileceği çekincesiyle ortamsal yorumlara gitmekten kaçınılmıştır.

Tablo 4.3. Kümülat gabro örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları. Kısaltmalar; AKD; ateşte kayıp değeri, şeklindedir

Örnek	**RA-069**	**RA-070**	**RA-107**	**RA-117**	**RA-118**
Kaya	**Küm.gabro**	**Küm.gabro**	**Küm.gabro**	**Küm.gabro**	**Küm.gabro**
SiO_2	43,90	46,89	47,81	47,19	44,96
TiO_2	0,03	0,14	0,11	0,21	0,12
Al_2O_3	18,83	16,33	16,97	14,95	17,65
FeO	4,73	3,57	5,33	3,65	4,73
MnO	0,08	0,08	0,10	0,09	0,09
MgO	12,06	11,79	10,23	10,17	13,55
CaO	13,97	17,90	15,75	17,30	16,61
K_2O	0,02	0,01	0,00	0,05	0,00
Na_2O	0,58	0,57	0,70	1,67	0,71
AKD	5,17	1,75	2,35	4,18	1,44
Toplam	99,36	99,04	99,34	99,45	99,85
İz Elementler (ppm)					
Rb	0,22	0,20	0,1	3,8	0,8
Ba	5,44	6,18	0,839	18,160	33,230
Th	0,010	0,014	0,028	0,007	0,009
U	0,009	0,012	0,012	0,004	DLA
Nb	0,02	0,02	0,141	0,052	0,115
Ta	0,006	0,018	0,027	0,024	0,060
Pb	0,280	0,060	0,134	7,371	0,027
Sr	56,70	47,05	67,3	124,0	78,0
Zr	0,16	0,52	2,8	4,1	3,0
Hf	0,021	0,080	0,088	0,163	0,097
Y	0,57	1,66	2,228	5,057	2,703
Zn	19,0	16,6	21,7	30,6	19,1
Cu	99,4	29,8	152,9	8,0	56,6
Ni	517,1	289,1	422,2	158,3	250,6
Cr	991,9	2330,0	1675,8	710,5	941,3
V	59,5	189,4	121,9	174,0	111,9
Nadir Toprak Elementleri (ppm)					
La	0,11	0,09	0,06	0,09	0,08
Ce	0,21	0,20	0,18	0,37	0,27
Pr	0,03	0,05	0,04	0,09	0,05
Nd	0,13	0,31	0,30	0,63	0,40
Sm	0,06	0,19	0,15	0,36	0,19
Eu	0,05	0,10	0,11	0,20	0,13
Gd	0,08	0,28	0,31	0,66	0,32
Tb	0,02	0,06	0,06	0,15	0,07
Dy	0,10	0,36	0,41	1,00	0,48
Ho	0,02	0,08	0,09	0,23	0,10
Er	0,06	0,23	0,25	0,63	0,31
Tm	0,01	0,03	0,03	0,04	0,10
Yb	0,06	0,20	0,22	0,54	0,26
Lu	0,01	0,03	0,03	0,08	0,04
$(La/Yb)_N$	2,04	0,43	0,27	0,16	0,90
La/Sm	1,97	0,47	0,39	0,24	0,90
Eu/Eu*	0,77	0,45	0,50	0,42	1,06
Sm/Yb	1,03	0,92	0,69	0,66	1,00

4.4. Dolerit Daykları

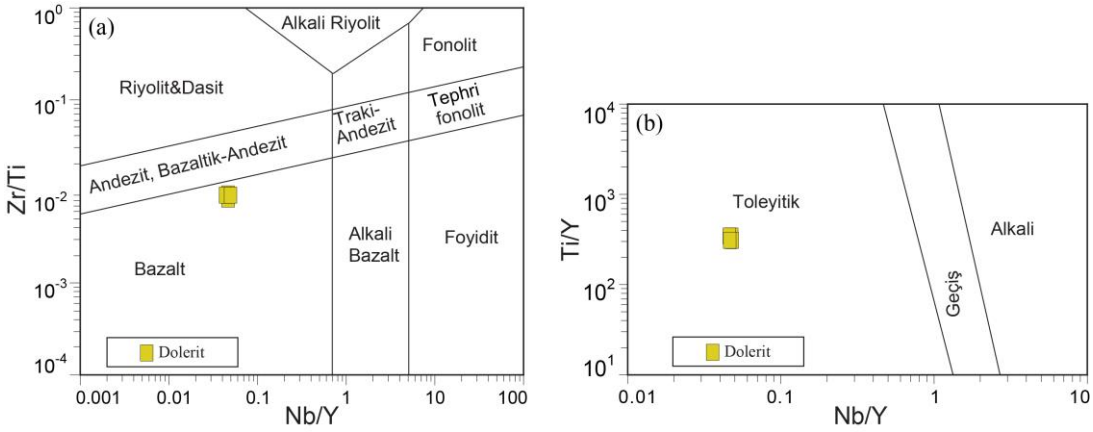
Çalışma sahası içerisinde Bahçelik Barajı çevresinde gözlemlenen dolerit dayları bu alanda yeralan serpantinize dunit ve harzburjitleri kesmektedir. Arazi çalışmalarında daykların dokanağa yakın olan bölgeleri ince taneli olarak gözlemlenirken dokanaktan uzaklaşıldıkça tanelerin kabalaştığı görülmektedir. Dolayısıyla dayklarda soğuma kenarı gözlenmektedir. Bahçelik Barajı çevresinde yeralan kaba taneli K-G uzanımlı dolerit daykları soğuma kenarı göstermekle beraber kalınlıkları 20 metreye kadar ulaşmaktadır. Bu dayklardan derlenen derlenen 5 örneğe ait jeokimya verileri bu başlık altında paylaşılmıştır.

Dolerit dayklarının SiO_2 içerikleri % 47,85 ile % 51,15, TiO_2 içerikleri % 1,09 ile % 1,29 arasında, Al_2O_3 içerikleri % 13,54 ile 15,52 arasında, FeO içerikleri % 10,84 ile % 11,34 arasında, MnO içerikleri % 0,14 ile 0,17 arasında, MgO içerikleri % 3,94 ile % 6,69 arasında, CaO içerikleri % 7,80 ile % 12,27 arasında, K_2O içerikleri % 0,13 ile % 1,19 arasında, Na_2O içerikleri ise % 3,15 ile % 4,44 arasında değişmektedir. Bu örneklere ait ateşte kayıp değerleri ise % 3,24 ile % 10,61 arasındadır. Dolerit dayklarına ait magnezyum numaraları 41 ile 91 arasında olmakla beraber ateşte kayıp değerleri % 3,24 ile % 6,20 arasında değişmektedir. Örneklere ait ana ve iz element içerikler tablo 4.4'de sunulmaktadır.

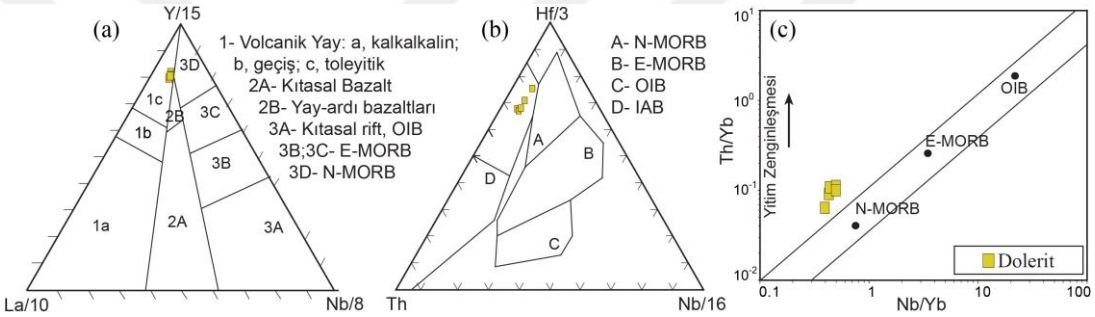
Örneklerin Nb/Y oranları ile Zr/Ti oranlarının kıyaslandığı diyagramda bazalt alanına karşılık gelirken Nb/Y oranları ile Ti/Y oranlarının kıyaslandığı diyagramda ise toleyitik bölgeye karşılık geldikleri gözlemlenmektedir (Şekil 4.5a,b). Bu diyagramlar üzerinden oluşum ortamları değerlendirildiğinde dolerit dayklarına ait örneklerin yitim bileşeninden etkilendikleri dolayısıyla yitim ile ilgili oldukları söylenebilir. Yine Th/Yb-Nb/Yb tektono-magmatik ayırım diyagramında ise doleritlerin tümü yitim bileşenine sahiptir (Şekil 4.6c). Hf-Th-Nb ve Y-La-Nb tektono-magmatik üçgen diyagramlarında yitim süreçlerine işaret eden ada yayı bazaltları özelliklerine sahiptir (Şekil 4.6a,b).

Tablo 4.4. Dolerit örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları. Kısaltmalar; AKD; ateşte kayıp değeri, şeklindedir

Örnek	**RA-058**	**RA-059**	**RA-122**	**RA-123**
Kaya	**Dolerit**	**Dolerit**	**Dolerit**	**Dolerit**
SiO_2	48,66	50,77	49,76	47,85
TiO_2	1,09	1,19	1,18	1,29
Al_2O_3	13,54	14,07	15,29	14,23
FeO	11,07	10,84	10,88	11,34
MnO	0,15	0,17	0,17	0,14
MgO	3,94	5,53	6,33	6,69
CaO	12,27	7,80	9,30	6,78
K_2O	0,13	0,35	0,42	1,19
Na_2O	3,53	4,44	3,15	3,64
AKD	4,75	4,04	3,95	6,20
Toplam	99,13	99,20	100,44	99,33
İz Elementler (ppm)				
Rb	7,62	10,87	10,7	13,7
Ba	23,99	145,68	104,207	429,723
Th	0,278	0,240	0,167	0,252
U	0,090	0,081	0,049	0,084
Nb	1,21	1,15	1,018	1,177
Ta	0,109	0,108	0,108	0,122
Pb	0,941	0,052	0,436	0,526
Sr	162,71	121,11	244,1	161,8
Zr	71,79	63,65	67,2	74,3
Hf	2,154	1,956	2,165	2,377
Y	25,77	24,54	22,405	24,856
Zn	61,9	64,1	75,5	75,4
Cu	50,9	60,5	36,9	44,4
Ni	38,7	46,8	49,8	29,8
Cr	91,4	77,2	119,9	62,0
V	489,7	395,9	305,3	377,1
Nadir Toprak Elementleri (ppm)				
La	3,000	2,849	2,31	2,62
Ce	8,934	8,401	7,14	7,88
Pr	1,390	1,314	1,21	1,33
Nd	6,93	6,53	6,74	7,27
Sm	2,27	2,14	2,35	2,60
Eu	0,879	0,853	0,93	1,07
Gd	3,296	3,193	3,32	3,47
Tb	0,642	0,629	0,64	0,69
Dy	4,064	4,032	4,23	4,45
Ho	0,855	0,838	0,90	0,98
Er	2,519	2,464	2,73	2,91
Tm	0,362	0,355	0,38	0,52
Yb	2,396	2,292	2,58	2,74
Lu	0,363	0,349	0,40	0,42
$(La/Yb)_N$	1,25	1,24	0,90	0,96
La/Sm	1,32	1,33	0,98	1,01
Eu/Eu*	0,32	0,33	0,33	0,35
Sm/Yb	0,95	0,93	0,91	0,95

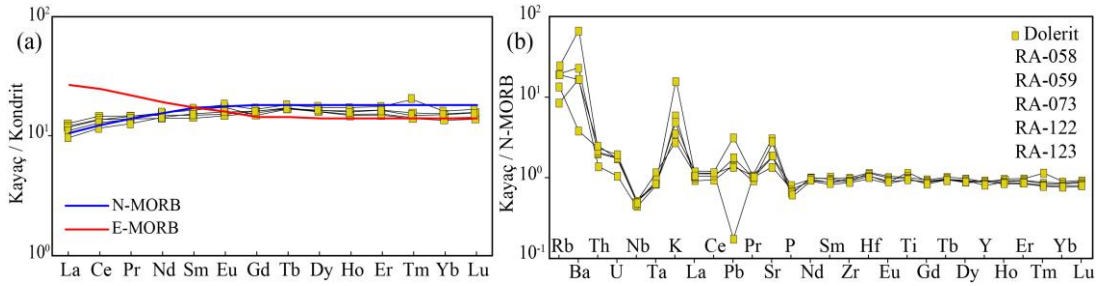


Şekil 4.5. (a) Dolerit dayklarına ait örneklerin Zr/Ti-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1996), (b) Aynı örneklerin Ti/Y-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1982)



Şekil 4.6. Dolerit dayklarının çeşitli tektono-magmatik ayırım diyagramları: (a)Y/15-La/10-N/8 diyagramı (Cabanis ve Lecolle 1989'a göre), (b) Hf/3-Th-Nb/16 ayrım diyagramı (Wood ve diğ., 1979'a göre), (c) Th/Yb-Nb/Yb diyagramı (Pearce 1982'e göre)

Kondrite göre normalize edilmiş NTE diyagramında REE'ler ada yaylarında da gözlenebilen yaklaşık düz bir yönseme göstermektedir (La_N/Yb_N=0,90-1,25; La_N/Sm_N=0,60-0,98) (Şekil 4.7a). Normal-okyanus ortası sırtı bazaltlarına göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramda ise doleritler, yitim bileşenine işaret eden Nb, Ta elementlerinde Th elementine göre, göreceli olarak tüketilim göstermektedir (Şekil 4.7b). Alterasyon süreçlerinde de hareketli olan, Rb, Ba, K elementlerinde bir zenginleşme görülmektedir.



Şekil 4.7. (a) Dolerit dayklarının kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Doleritlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir)

4.5. Ofiyolit Tabanı Metamorfitleri

Ofiyolit taban metamorfitleri Büyükgürleğen Köyü çevresinde ve Aşağıbeyçayır Köyü doğusunda yüzlek vermektedirler. Bu alanlardaki metamorfitler başlıca amfibolit ve meta-spilit türü kayaçlardan meydana gelmektedir.

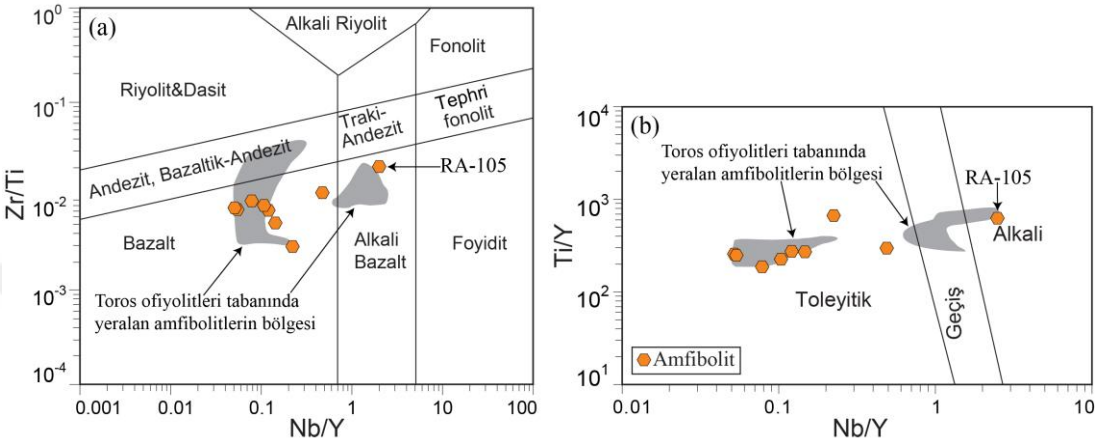
Amfibolitler çalışma sahası içerisinde Büyükgürleğen Köyü çevresinde geniş bir yüzlek alanına sahiptir. Bu alanda bulunan amfibolitler manto tektonitlerine ait peridotitler ile yığışım karmaşığı arasında tektonik olarak yeralmaktadır. Büyükgürleğen Köyü çevresinden derlenen amfibolit, granat amfibolit ve piroksen amfibolitlerden derlenen toplam 9 örneğe ait jeokimya verileri bu başlık altında paylaşılmıştır.

Amfibolit örneklerine ait ana ve iz element içerikleri tablo 4.5'de sunulmaktadır. Bu örneklerin SiO_2 içerikleri % 40,04 ile % 51,93 arasında, TiO_2 içerikleri % 0,49 ile % 3,03 arasında, Al_2O_3 içerikleri % 12,36 ile % 17,93 arasında, FeO içerikleri % 8,07 ile % 16,87 arasında, MnO içerikleri % 0,12 ile % 0,37 arasında, MgO içerikleri % 4,48 ile % 13,95 arasında, CaO içerikleri % 8,76 ile % 18,30 arasında, K_2O içerikleri % 0,17 ile % 2,12 arasında, Na_2O değerleri ise % 1,16 ile % 3,01 arasında değişmektedir. Bu örneklere ait Mg numaraları 49 ile 77 arasında olmakla beraber ateşte kayıp değerleri % 0,59 ile % 2,12 arasındadır.

Tablo 4.5. Amfibolit örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları. Kısaltmalar; AKD; ateşte kayıp değeri, Gt; granat, Px; piroksen şeklindedir

Örnek	**RA-087**	**RA-089**	**RA-091**	**RA-092**	**RA-095**	**RA-101**	**RA-103**	**RA-104**	**RA-105**
Kaya	**Amfibolit**	**Gt-amfibolit**	**Gt-amfibolit**	**Amfibolit**	**Amfibolit**	**Px-amfibolit**	**Gt-amfibolit**	**Gt-amfibolit**	**Amfibolit**
SiO_2	48,08	51,93	48,48	48,59	49,28	43,04	40,04	41,53	45,24
TiO_2	1,30	1,48	0,92	0,78	1,02	0,49	3,03	1,00	2,20
Al_2O_3	12,36	14,17	13,74	14,20	17,93	14,75	13,73	13,07	13,19
FeO	12,95	11,65	9,39	8,46	8,38	8,07	16,87	11,35	9,17
MnO	0,20	0,15	0,12	0,15	0,16	0,13	0,37	0,20	0,17
MgO	10,11	5,55	10,62	7,97	4,88	13,95	10,08	13,09	10,28
CaO	11,07	8,76	11,01	14,26	13,67	14,96	12,57	16,08	18,30
K_2O	1,27	1,40	2,12	0,83	0,66	0,58	0,18	0,38	0,17
Na_2O	2,02	3,00	1,97	1,82	3,01	1,27	1,52	1,75	1,16
AKD	0,66	1,66	1,12	2,12	1,02	1,92	1,11	1,94	0,59
Toplam	100,03	99,75	99,49	99,18	100,00	99,16	99,50	100,39	100,46
İz Elementler (ppm)									
Rb	20,79	22,41	50,95	18,92	9,26	13,3	2,8	8,7	1,3
Ba	114,59	170,25	346,54	125,23	91,92	68,337	36,561	92,664	53,621
Th	0,545	1,160	0,318	0,149	0,977	0,157	0,090	0,257	3,003
U	0,386	0,287	0,036	0,045	0,238	0,401	0,331	0,703	4,744
Nb	4,30	1,76	2,43	1,02	9,95	1,230	8,334	2,756	42,618
Ta	0,405	0,187	0,194	0,089	0,991	0,103	0,572	0,225	2,628
Pb	0,869	1,286	0,387	0,674	1,153	0,401	0,331	0,703	4,744
Sr	56,75	179,61	89,34	112,77	395,20	542,6	124,0	436,5	1711,3
Zr	40,88	65,27	37,75	33,17	66,46	26,6	73,0	48,0	350,0
Hf	1,598	2,184	1,394	1,263	2,154	0,886	2,059	1,458	6,535
Y	29,27	33,69	20,14	18,81	20,63	15,887	36,975	26,465	20,563
Zn	91,5	58,4	56,8	48,3	54,7	40,8	122,8	103,4	76,2
Cu	7,5	14,5	74,7	79,8	22,0	55,5	69,9	38,6	25,0
Ni	170,4	44,4	231,5	186,9	296,1	250,8	61,4	80,1	180,1
Cr	491,4	111,6	718,2	600,9	438,3	1001,4	50,8	32,9	442,6
V	374,0	522,4	267,9	267,6	230,0	169,7	486,5	307,9	316,9
Nadir Toprak Elementleri (ppm)									
La	3,32	5,04	2,73	1,69	6,28	1,45	2,06	3,96	27,11
Ce	10,00	13,63	7,45	5,03	14,97	4,11	6,54	10,56	54,27
Pr	1,63	1,97	1,12	0,87	2,05	0,66	1,20	1,54	6,56
Nd	8,52	9,86	5,82	4,94	9,54	3,64	7,14	7,92	26,25
Sm	2,96	3,25	2,00	1,81	2,68	1,31	2,79	2,54	5,36
Eu	1,18	1,21	0,82	0,77	1,04	0,48	1,32	1,03	1,75
Gd	3,66	3,97	2,50	2,21	2,93	2,23	5,00	3,93	6,38
Tb	0,75	0,80	0,51	0,47	0,57	0,45	0,99	0,72	0,88
Dy	4,75	5,17	3,31	3,06	3,48	2,95	6,71	4,77	4,40
Ho	1,03	1,16	0,72	0,66	0,74	0,67	1,50	1,06	0,81
Er	2,97	3,49	2,11	1,92	2,15	1,92	4,48	3,08	2,09
Tm	0,41	0,51	0,30	0,28	0,30	0,34	0,67	0,48	0,27
Yb	2,56	3,36	1,94	1,80	1,95	1,78	3,96	2,82	1,57
Lu	0,38	0,52	0,29	0,27	0,28	0,26	0,61	0,42	0,22
$(La/Yb)_N$	1,30	1,50	1,41	0,94	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90
La/Sm	1,12	1,55	1,36	0,93	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90
Eu/Eu*	0,36	0,34	0,37	0,39	1,06	1,06	1,06	1,06	1,06
Sm/Yb	1,16	0,97	1,03	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

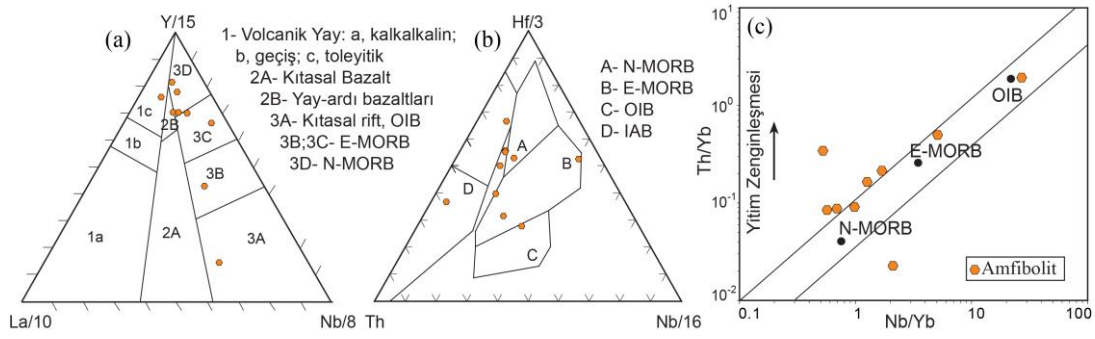
Çalışma sahası içerisinden derlenen amfibolit örnekleri, Nb/Y oranları ile Zr/Ti oranlarının kıyaslandığı diyagramda bir örnek dışında (RA-105) bazalt alanına karşılık gelirken Nb/Y oranları ile Ti/Y oranlarının kıyaslandığı diyagramda ise yine bir örnek dışında (RA-105) toleyitik bölgeye karşılık geldikleri gözlemlenmektedir (Şekil 4.8a,b).



Şekil 4.8. (a) Amfibolitlerin Zr/Ti-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1996), (b) Aynı örneklerin Ti/Y-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1982). Toros ofiyolitleri tabanında yeralan amfibolitlere karşılık gelen alanlar Lytwyn ve Casey (1995), Dilek ve diğ., (1999), Parlak (2000), Çelik ve Delaloye (2003)'ten alınmıştır

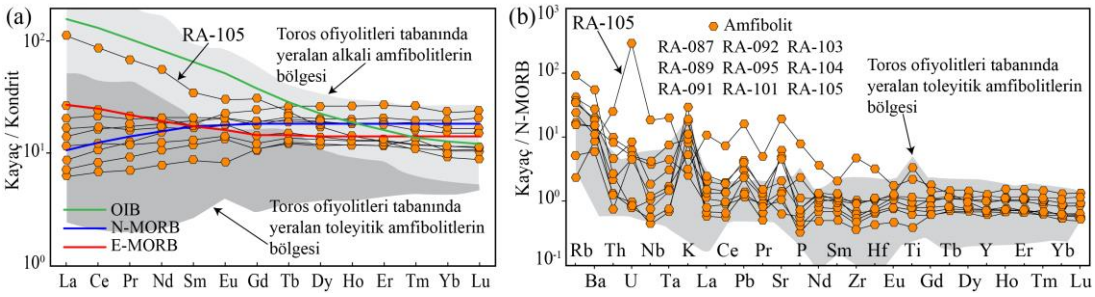
RA-105 numaralı örneğin Nb/Y oranları ile Zr/Ti oranlarının kıyaslandığı diyagramda alkali bazalt alanına karşılık gelirken Nb/Y oranları ile Zr/Ti oranlarının kıyaslandığı diyagramda ise alkali bölüme karşılık geldiği gözlemlenmektedir (Şekil 4.8a,b).

Th/Yb-Nb/Yb tektono-magmatik ayırım diyagramında amfibolitler E-MORB (zenginleşmiş okyanus ortası sırt), N-MORB (Normal-okyanus ortası sırtı) ve OIB (okyanus adası bazaltları) ortamlarını işaret etmektedir (Şekil 4.9c). Bunun yanında Y-La-Nb üçgen diyagramında örnekler N-MORB, E-MORB, OIB, yay-ardı bazaltları ve toleyitik alanlara iz düşmektedir (Şekil 4.9a). Hf-Th-Nb üçgen diyagramında ise örnekler IAB (ada yayı bazaltları), N-MORB, E-MORB ve OIB alanlarına karşılık gelmektedirler (Şekil 4.9b).



Şekil 4.9. Amfibolit örneklerine ait çeşitli tektono-magmatik ayırım diyagramları: (a) Y/15-La/10-N/8 diyagramı (Cabanis ve Lecolle 1989'a göre), (b) Hf/3-Th-Nb/16 ayrım diyagramı (Wood ve diğ., 1979'a göre), (c) Th/Yb-Nb/Yb diyagramı (Pearce 1982'e göre)

Kondrite göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında, amfibolitler N-MORB, E-MORB ve OIB benzeri bir dağılım desenleri sunmaktadırlar (La_N/Yb_N=0,90-1,50; La_N/Sm_N=0,90-1,55). Aynı diyagramda Toros kuşağı ofiyolit tabanında yeralan alkali ve toleyitik amfibolitlerin değerleri de sunulmuş örneklerin bu trendlere paralellik sergiledikleri gözlemlenmiştir (Şekil 4.10a). Aynı özellikler normal-okyanus ortası sırtı bazaltlarına göre normalleştirilmiş örümcek diyagramında da tespit edilmiştir (Şekil 4.10b).

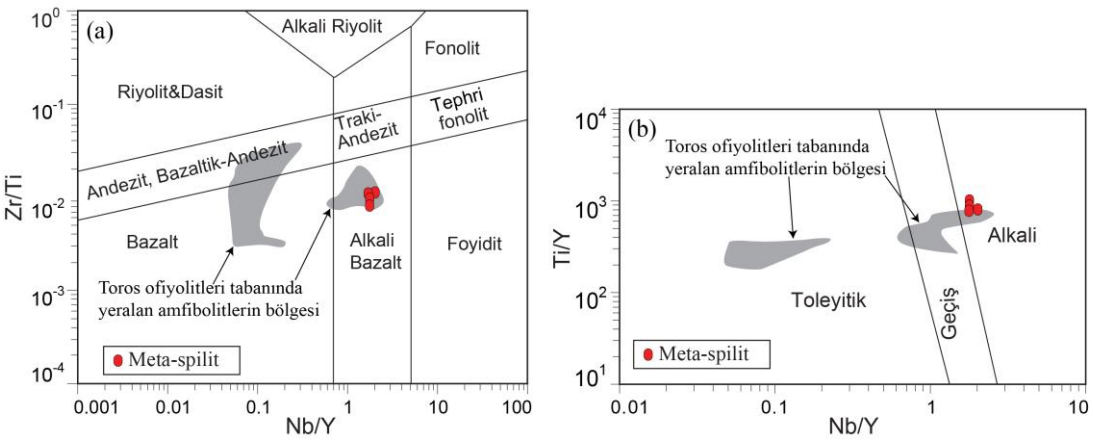


Şekil 4.10. (a) Amfibolitlerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Aynı örneklerin N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir). Toros ofiyolitleri tabanında yeralan alkali ve toleyitik amfibolitlere karşılık gelen alanlar Lytwyn ve Casey (1995), Dilek ve diğ., (1999), Parlak (2000), Çelik ve Delaloye (2003)'ten alınmıştır

Ofiyolit tabanı metamorfitlerinin gözlenebildiği yerlerden birisi de Aşağıbeyçayır Köyü çevresindir. Bu alanda yeralan meta-spilitlerden derlenen 4 örneğe ait jeokimya verileri yine bu başlık altında paylaşılmıştır.

Bu örneklerin SiO2 içerikleri % 43,77 ile % 47,38 arasında, TiO2 değerleri % 2,84 ile % 4,18 arasında, Al2O3 değerleri % 12,55 ile % 13,76 arasında, FeO değerleri % 9,76 ile % 13,58 arasında, MnO değerleri % 0,13 ile % 0,17 arasında, MgO değerleri % 4,99 ile % 5,80 arasında, CaO değerleri % 10,24 ile % 14,77 arasında, K2O değerleri % 0,50 ile % 0,88 arasında ve Na2O değerleri % 2,97 ile % 3,79 arasında değişmektedir. Meta-spilit örneklerine ait magnezyum numaraları 44 ile 52 arasında olmakla beraber ateşte kayıp değerleri % 1,63 ile % 5,30 arasında değişmektedir. Örneklere ait ana ve iz element içerikleri tablo 4.6'da sunulmaktadır.

Çalışma sahası içerisinden derlenen meta-spilit örnekleri tektonomagmatik diyagramlara iz düşürülerek, oluşum alanları belirlenmiştir (Şekil 4.11 ve Şekil 4.12).



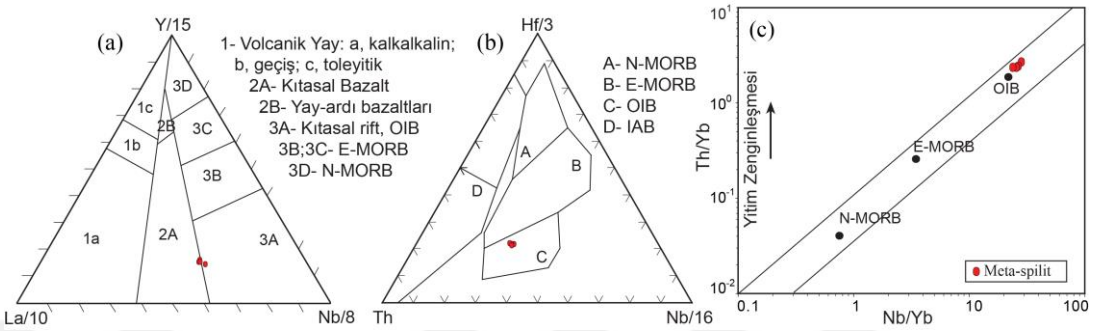
Şekil 4.11. (a) Meta-spilitlerin Zr/Ti-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1996), (b) Aynı örneklerin Ti/Y-Nb/Y oranlarının karşılaştırılması (Pearce 1982). Toros ofiyolitleri tabanında yeralan amfibolitlere karşılık gelen alanlar Lytwyn ve Casey (1995), Dilek ve diğ., (1999), Parlak (2000), Çelik ve Delaloye (2003)'ten alınmıştır

Örneklerin Nb/Y oranları ile Zr/Ti oranlarının kıyaslandığı diyagramda alkali bazalt alanına karşılık gelirken Nb/Y oranları ile Ti/Y oranlarının kıyaslandığı diyagramda ise alkali bölgeye karşılık geldikleri gözlemlenmektedir (Şekil 4.11a,b).

Tablo 4.6. Meta-spilit örneklerine ait ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları. Kısaltmalar; AKD; ateşte kayıp değeri, şeklindedir

Örnek	**RA-080**	**RA-082**	**RA-084**	**RA-086**
Kaya	**Meta-spilit**	**Meta-spilit**	**Meta-spilit**	**Meta-spilit**
SiO_2	45,67	46,34	47,38	43,77
TiO_2	3,88	3,64	2,84	4,18
Al_2O_3	13,37	13,76	12,55	13,03
FeO	13,53	13,58	9,76	12,51
MnO	0,17	0,18	0,13	0,17
MgO	5,26	5,80	5,34	4,99
CaO	11,73	10,24	14,77	12,98
K_2O	0,75	0,88	0,50	0,60
Na_2O	2,97	3,79	3,27	3,30
LOİ	1,91	1,63	4,31	5,31
Toplam	99,27	99,83	100,85	100,83
İz Elementler (ppm)				
Rb	0,22	0,20	0,1	3,8
Ba	5,44	6,18	0,839	18,160
Th	0,010	0,014	0,028	0,007
U	0,009	0,012	0,012	0,004
Nb	0,02	0,02	0,141	0,052
Ta	0,006	0,018	0,027	0,024
Pb	0,280	0,060	0,134	7,371
Sr	56,70	47,05	67,3	124,0
Zr	0,16	0,52	2,8	4,1
Hf	0,021	0,080	0,088	0,163
Y	0,57	1,66	2,228	5,057
Zn	19,0	16,6	21,7	30,6
Cu	99,4	29,8	152,9	8,0
Ni	517,1	289,1	422,2	158,3
Cr	991,9	2330,0	1675,8	710,5
V	59,5	189,4	121,9	174,0
Nadir Toprak Elementleri (ppm)				
La	40,349	41,280	32,992	38,542
Ce	88,067	85,900	69,237	84,007
Pr	10,725	10,134	8,068	10,246
Nd	44,17	40,04	31,72	42,42
Sm	8,90	8,29	6,42	8,57
Eu	3,227	2,763	2,110	2,887
Gd	8,354	7,931	6,228	8,129
Tb	1,184	1,147	0,892	1,137
Dy	5,970	5,978	4,678	5,722
Ho	1,018	1,044	0,803	0,952
Er	2,541	2,664	2,046	2,377
Tm	0,319	0,340	0,256	0,291
Yb	1,910	2,051	1,544	1,752
Lu	0,269	0,289	0,221	0,243
$(La/Yb)_N$	21,13	20,13	21,37	22,00
La/Sm	4,53	4,98	5,14	4,50
Eu/Eu*	0,37	0,34	0,33	0,35
Sm/Yb	4,66	4,04	4,16	4,89

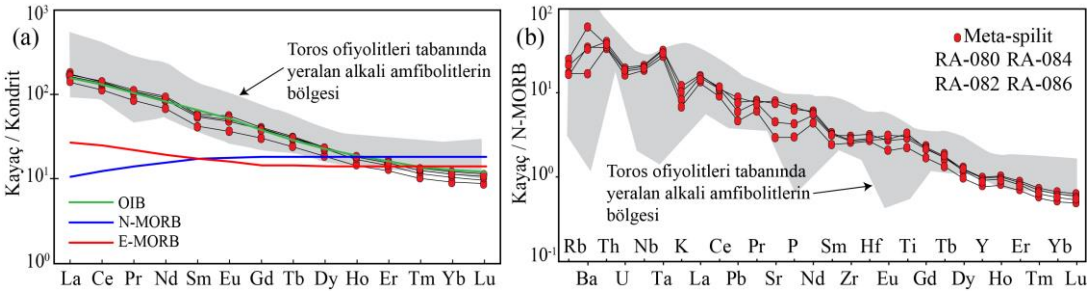
Yine Th/Yb-Nb/Yb tektono-magmatik ayırım diyagramında ise meta-spilit örneklerinin tümü okyanus adası bazaltı bileşimine sahiptir (Şekil 4.12c). Örnekler aynı şekilde Hf-Th-Nb ve Y-La-Nb tektono-magmatik üçgen diyagramlarında da okyanus adası bazaltlarına karşılık gelen alana düşmektedirler (Şekil 4.12a,b).



Şekil 4.12. Meta-spilit örneklerine ait çeşitli tektono-magmatik ayırım diyagramları: (a) Y/15-La/10-N/8 diyagramı (Cabanis ve Lecolle 1989'a göre), (b) Hf/3-Th-Nb/16 ayrım diyagramı (Wood ve diğ., 1979'a göre), (c) Th/Yb-Nb/Yb diyagramı (Pearce 1982'e göre)

Aşağıbeyçayır Köyü çevresinden derlenen meta-spilit örnekleri farklı tektonomagmatik diyagramlara iz düşürülerek, köken kayaçlarının oluşum ortamları belirlenmiştir. Buna göre, bu alanda yeralan meta-spilitler okyanus adası bazaltlarından türemiştir.

Meta-spilitlere ait Kondrit ve N-MORB'a göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) ve örümcek diyagramları Şekil 4.13'de gösterilmektedir. Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri diyagramında, tüm örneklerin hafif nadir toprak elementlerinde belirgin bir zenginleşme gösterdikleri ve tipik plaka içi bazaltları gidişi gösterdikleri görülmektedir (Şekil 4.13a). Nadir toprak elementlerinin kondrit'e göre sunduğu bu gidiş Azor adalarının okyanus adası bazaltlarına (White ve diğ. 1979) ya da Ankara melanjının alkali bazaltlarına benzerlik gösterirler (Floyd, 1993). Aynı diyagramda Toros kuşağı ofiyolitlerinin okyanus adası bazaltları karakterindeki ofiyolit tabanı metamorfiklerininde jeokimyasal analiz sonuçları verilmiştir. Adı geçen diyagramdan anlaşılacağı gibi Aşağıbeyçayır Köyü çevresinde yüzlek veren meta-spilitlerin analizleri ile Toros kuşağı ofiyolit tabanı metamorfiklerinin analizleri paralellik sunmaktadırlar.



Şekil 4.13. (a) Meta-spilitlerin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun Mc Donough 1989'e göredir) (b) Aynı örneklerin N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramındaki görünümleri (normalize edilmiş değerler Sun ve Mc Donough 1989'e göredir). Toros ofiyolitleri tabanında yeralan alkali amfibolitlere karşılık gelen alanlar Lytwyn ve Casey (1995), Dilek ve diğ., (1999), Parlak (2000), Çelik ve Delaloye (2003)'ten alınmıştır

Dolayısıyla bu alanda yeralan kayaçların, okyanus adası karakterindeki ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarının köken kayaçları olabilecekleri anlaşılmıştır. Aynı özellikler normal-okyanus ortası sırtı bazaltlarına göre normalleştirilmiş örümcek diyagramlarında da tespit edilmiştir (Şekil 4.13b).

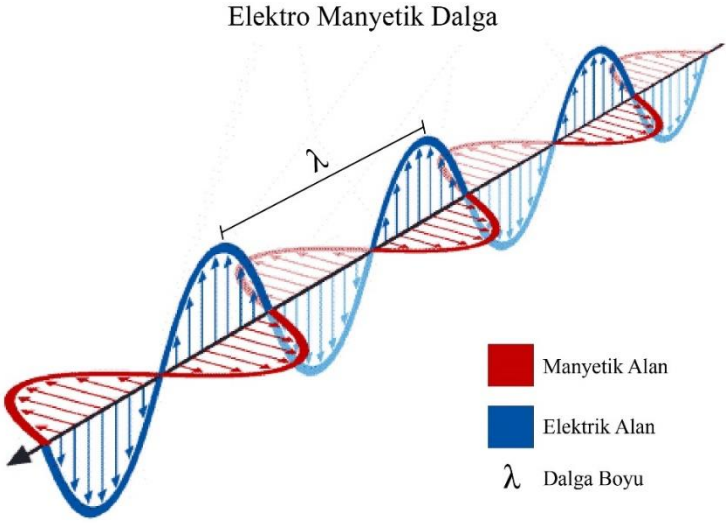
5. UZAKTAN ALGILAMA İŞLEMLERİ

5.1. Uzaktan Algılama Genel Tanımı

Uzaktan algılama; Yeryüzünden belirli uzaklıklara, atmosfere veya uzaya yerleştirilen platformlara monte edilmiş ölçüm cihazlarıyla yeryüzünde bulunan yapay ve doğal nesneler hakkında spektral, alansal ve zamansal bilgi edinme bilimi olarak tanımlanabilir.

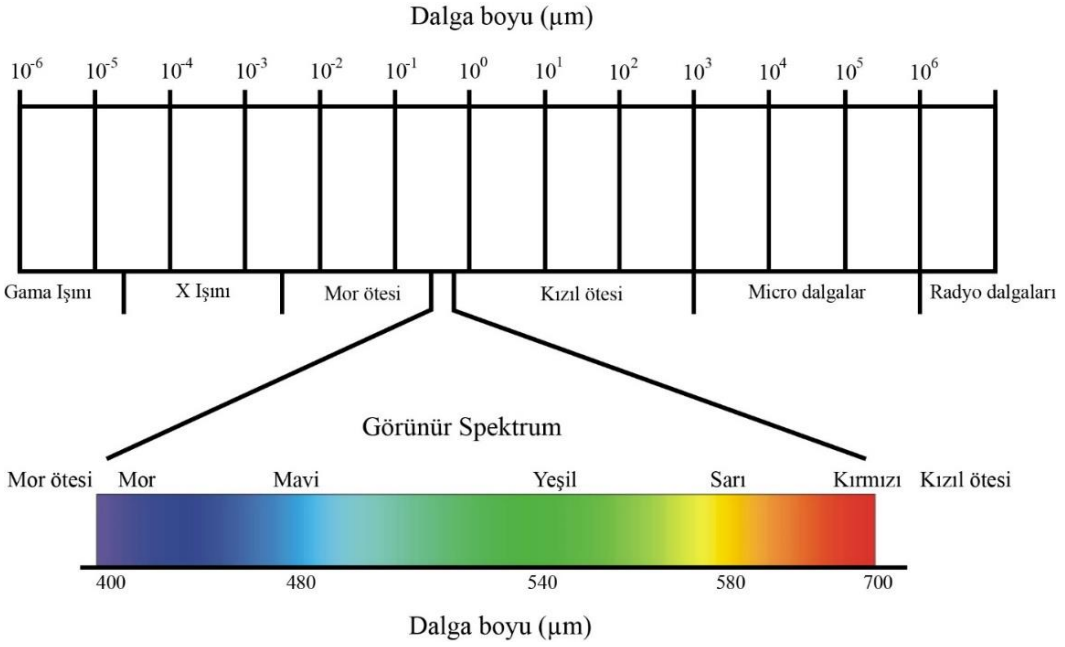
Günümüzde yerküre ile uğraşan tüm bilim dalları uzaktan algılama yöntemini kullanmaktadır. Jeolojik çalışmalarda yeryüzü şekillerinin incelenmesi, yapısal özelliklerinin ortaya çıkarılması, doğal afetler ve özellikle doğal kaynakların incelenmesi gibi önemli kullanım alanları bulunmaktadır (Palmer ve diğ., 2010; Matsushita ve Fukushima, 2009; Wang ve Allen, 2008; Liu ve diğ., 2006; Rokade ve diğ., 2007).

Uzaktan algılama işlemlerinde bilgi genellikle elektromanyetik radyasyon (EMR) vasıtasıyla elde edilir. Bu nedenle uzaktan algılama görüntülerinin yorumlanması, EMR'nin esaslarının, yeryüzündeki cisimler ve atmosfer ile etkileşiminin doğru olarak anlaşılmasını gerektirir. Elektro manyetik enerji, hareket yönüne dik elektrik ve manyetik alandan oluşur (Şekil 5.1). Hızı sabittir ve ışık hızında hareket eder (2,99792458x108 m/s). Elektro manyetik enerjinin çok önemli iki karakteristik özelliği dalga boyu (λ) ve frekans (ν) şeklinde tanımlanır. Dalga boyu, elektro manyetik dalganın ardışık iki tepesi arasında ki mesafeyi ifade eder. Frekans ise birim zamanda sabit bir noktadan geçen dalga döngüsünün sayısıdır. Fizikteki anlamıyla frekans, elektrik dalgalarının düşük dalga boyundan yüksek dalga boylarına kadar değişen geniş bir alanı kapsamaktadır. Bu geniş frekans aralığı elektromanyetik spektrumu oluşturur (URL-1).



Şekil 5.1. Elektro manyetik dalga (Morgan ve Ess, 2003)

Elektro manyetik enerji, farklı frekans bölgelerine ayrılabilir ki bunlar arasında insan gözü ile görülebilen alan 400-700 nm'lik dar bir alana karşılık gelir (Şekil 5.2). Uzaktan algılama teknolojisi kısa dalga boylarından (gama ışınları) çok uzun dalga boylarına kadar (radyo dalgaları) geniş bir aralığı kullanmaktadır. Çalışmalarda genel olarak dalga boyu için mikrometre (1 µm=1/1000 mm), nanometre (1 nm=1/1000µm) birimleri kullanılır (URL-1).



Şekil 5.2. Elektromanyetik spektrum ve bölümleri. İnsan gözü bu spektrum içerisinde çok dar bir aralığı algılayabilmektedir (Dobrowski ve Greenberg, 2000)

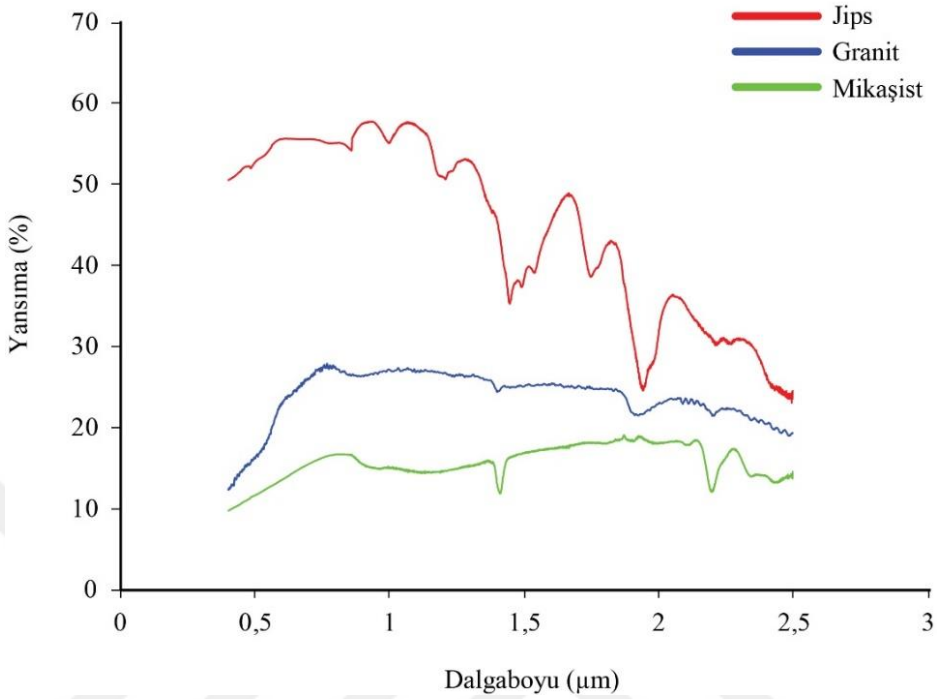
Tablo 5.1. Uzaktan algılama çalışmalarında kullanılan elektromanyetik spektrum dalga boyu aralıkları

Sınıf	Dalga boyu
Mor	400-300 nm
Çivit	430-450 nm
Mavi	450-500 nm
Yeşil	500-570 nm
Sarı	570-590 nm
Turuncu	590-610 nm
Kırmızı	610-700 nm
Yakın kızıl ötesi (NIR)	0.7-1.5 μm
Kısa dalga kızıl ötesi (SWIR)	1.5-3 μm
Uzun dalga/Termal kızıl ötesi (LWIR/TIR)	8-15 μm
Uzak kızıl ötesi (FIR)	15 μm'den büyük

Elektro manyetik radyasyon elektronların enerji seviyelerindeki değişimleri ve radyoaktif atomların bozunmaları sonucu oluşur. Atom yeterli miktarda enerji elde ettiğinde elektron daha yüksek bir enerji seviyesine atlar ve atom uyarılmış olur. Daha sonra, uyarılan elektron yüksek enerji seviyesinden en düşük boş enerji seviyesine düştüğünde ise EM enerji/foton, yayılımı gerçekleşir. Elektro manyetik radyasyon maddeden ayrılan elektronlar tarafından yayılır. Yayılan elektromanyetik enerjinin dalga boyu/frekansı uyarılma işlemindeki elektronun yörünge seviyesiyle ilişkilidir.

Atmosferde iletilen ve yeryüzüne ulaşan radyasyon, emme, iletme ve yansıma olmak üzere yeryüzündeki materyallerle üç farklı şekilde etkileşir. Bu etkileşimin oranı, radyasyonun dalga boyuna, materyalin özelliklerine ve radyasyonun yeryüzüne geliş açısına bağlıdır (URL-1). Bir cismin yüzeyinden yansıyan elektromanyetik radyasyonun, aynı cismin yüzeyine gelen elektromanyetik radyasyona oranı, yansıma veya albedo (beyazlık derecesi) olarak adlandırılır. Uzaktan algılamada materyallerden yansıyan radyasyon ölçümleri büyük öneme sahiptir. Uygulamalarda genellikle bir yüzeyin parlaklığı yansıma ile temsil edilir. Cisimler elektromanyetik radyasyonu, molekül bileşimlerine bağlı olarak yansıtır veya emerler. Bu doğrultuda uzaktan algılama yeryüzündeki materyallerden yansıyan veya yayılan enerjiyi kullanarak, bu materyaller hakkında bilgi edinmeyi amaçlar. Materyallerden yansıyan veya yayılan radyasyonun belirli bir dalga boyu aralığında kaydedilmesiyle

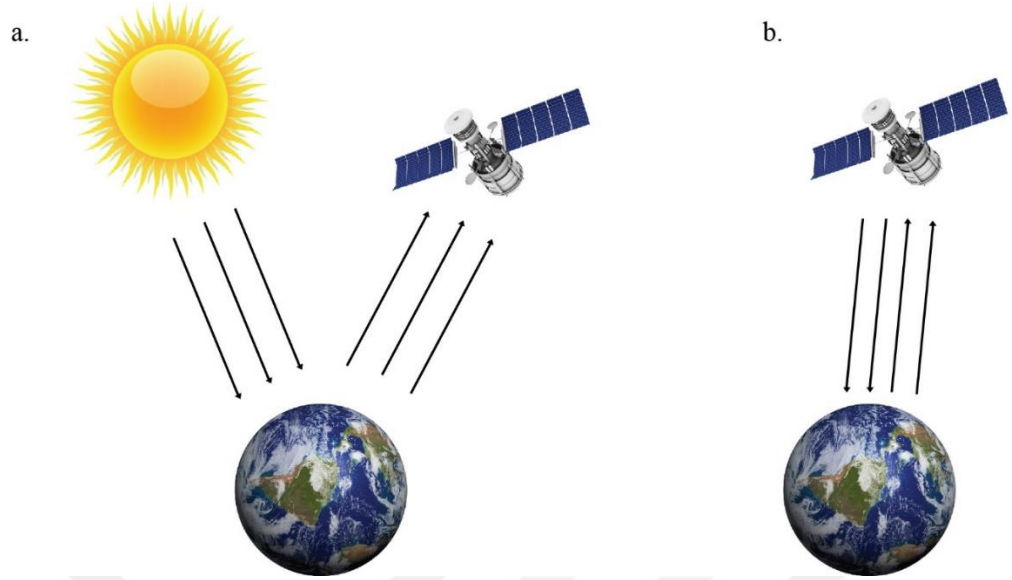
spektral eğriler oluşturulur. Her materyal kendisine has özelliklerinden dolayı üzerine gelen radyasyonu farklı miktarlarda yansıtır, yayar ya da emer (Şekil. 5. 3).



Şekil 5. 3. Farklı kaya gruplarına ait spektral eğriler

Materyallerin spektral eğrileri spektroradyometre aleti yardımıyla ölçülür ve materyallerin birbirlerinden ayırdı için kullanılır.

Uzaktan algılama enerji kaynağına göre iki bölüme ayrılmaktadır. Bunlardan birincisi kaynağı doğal (çoğunlukla güneş) olan pasif sensörlerdir. Pasif sensörler güneşin yeryüzünü aydınlattığı zaman ya da yayılan termal enerjiyi algılamada kullanılır. İkincisi ise, güneşe ihtiyaç duymaksızın kendi enerji kaynağını sağlayan aktif sensörlerdir. Aktif sensörler yönlendirdikleri enerjinin hedeften yansıyan kısmını algılar ve ölçerler. Günün herhangi bir zamanında ve mevsime bağlı kalmaksızın ölçüm yapabilmesi aktif sensörlerin önemli avantajlarındandır. Güneş tarafından yeterli olarak sağlanamayan mikrodalgaların incelenmesinde de aktif sensörler yaygın olarak kullanılırlar (URL-1). Her iki türde de veri akışı sağlayan bu sensörler platformlar yardımıyla taşınır. Bu platformlar; uydular, uçaklar, helikopterler, radyo dalgası kontrollü hava araçları ya da yerde kurulan tesisler şeklindedir.



Şekil 5.4. Pasif (a) ve aktif (b) sensörün görünümü

Uzaktan algılama işlemi, uzayda uydular vasıtasıyla yapılır. Bu uydular, uzaktan algılama, haberleşme, denizcilik ve lokasyon amaçlı kullanılan platformlardır. Yörüngelerinden dolayı uydular düzenli ve sürekli bir şekilde bilgi akışı sağlarlar. Uydular çok sayıda kendilerine has özellikleriyle yeryüzünün uzaktan algılamasında büyük katkı sağlarlar. Takip ettikleri yol, yörünge olarak adlandırılır. Yerden çok yüksekte, sürekli olarak dünyanın belirli bir alanını gören uydular, yerdurağan (geostationary) yörüngeye sahip uydular olarak adlandırılırlar. Bu uydular yerden 36,000 km yüksektedirler ve dünyayla aynı hıza sahiptirler. Birçok uzaktan algılama platformu kuzey-güney yörüngeye sahip olup dünyanın rotasyonu ile birlikte, yerkürenin büyük bir bölümünü kapsarlar. Bunlar yakın kutup yörüngeli güneş eş zamanlı uydulardır (URL-1).

Uyduların yeryüzünde görüntülediği alanın genişliği şerit olarak adlandırılır. Şeritlerin genişliği onlarca kilometreden yüzlerce kilometreye kadar ulaşabilir. Dünyanın mevcut rotasyonundan dolayı uydular batıya doğru kayma gerçekleştirirler. Bu kaymadan dolayı her bir ardışık geçişte yeni bir alan görüntülenir ve yeryüzünün çok büyük bir kısmı uydunun bir devirlik hareketiyle kapsanır. Uydunun tam bir devir sonrası yaklaşık olarak aynı nokta üzerinden geçtiği zaman dilimine tekrar devir adı verilir. Yerküreyi gözlemlemek için veri akışı sağlayan sensörleri taşıyan uydular, yer izleme uydusu ya da uzaktan algılama

uydusu olarak adlandırılır ve yükseklikleri, yörüngeleri ve algılayıcılar ile tanımlanırlar.

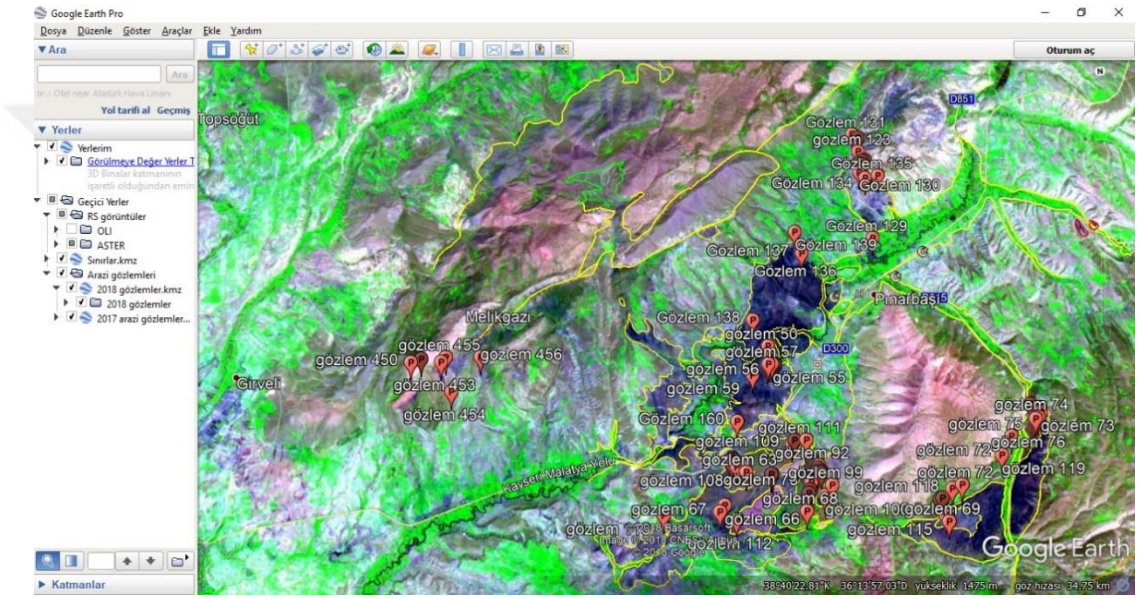
5.2. Uzaktan Algılama Teknikleri Uygulamaları

Litoloji, kaya birimlerinin arazide gözle görülebilen renk, doku, tane boyutu ya da bileşimi gibi fiziksel karakteristiğinin tanımlanmasıdır (Bates ve Jackson, 1984). Litolojik haritalar yüzeye yakın kaya birimlerinin mekânsal dağılımı hakkında bilgi vermektedir. Yüzey litolojisinden üretilen dijital veri tabanı jeolojik harita yapımı, mineral arama ve çevresel karakterizasyon gibi arazi özelliklerinin belirlenmesine destek sağlamaktadır (Leverington ve Moon, 2012). Teknolojik gelişmeler, her alanda olduğu gibi doğal kaynakların araştırılması ve yer bilimleri alanında da verinin toplanması, işlenmesi, analizi ve görselleştirilmesi için yeni yaklaşımlar sağlamaktadır. Uzaktan algılama uyduları, ticari olarak kullanılmaya başladığı 1972 yılından bu yana sürekli olarak algılayıcı teknolojisindeki gelişmelerle birlikte kullanıcılara yer yüzeyine ait doğru ve güncel bilgilere hızlı ve ekonomik olarak erişimi olanaklı hale getirmiştir (Kavzoğlu ve Çölkesen, 2010). Uydu görüntüleri yüzey topografyası ve litolojinin yorumlanmasının yanı sıra yüzey ve yüzeye yakın yapıların jeolojik modellemesi için de kullanılmaktadır (Laake ve Insley, 2007; Laake ve diğ., 2008; Laake ve diğ., 2011). Uydu görüntüsü kullanarak litolojik harita yapımı çalışmalarında genellikle Landsat ve ASTER uydu görüntüleri kullanılmaktadır. Bunun nedeni bu uydu görüntülerinin; ücretsiz olarak sağlanıyor olması, kullanıcılara çok bantlı görüntü olanağı sunması, mekânsal çözünürlük olarak orta ölçekli jeolojik harita yapımına uygun olması ve büyük alan kaplayan çalışmalara olanak sağlamasıdır.

Tezin bu bölümünde, çalışma sahasını da içerisinde barındıran ASTER L1T ve LANDSAT 8 OLI uydu görüntülerine, gerçekleştirilen saha çalışmalarıyla birlikte elde edilen jeoloji haritasını destekleyen ve kontrol etme imkanı sağlayan çeşitli görüntü işleme yöntemleri uygulanmış ve elde edilen sonuçlar paylaşılmıştır.

Uydu görüntüleri Amerikan Jeoloji Servisi (USGS)' nin internet sitesi üzerinden geometrik ve radyometrik düzeltmeleri yapılmış olarak temin edilmiştir. Bu görüntülerin seçimi aşamasında havanın açık olması, bulutsuz olması ve yağışın olmaması gibi meteorolojik durumlar dikkate alınmıştır. Görüntü işleme teknikleri

uygulanarak gerçekleştirilen spektral zenginleştirme çalışmaları ve üç boyutlu görüntülerin elde edilmesi işlemi ENVI 4.5, elde edilen görüntülerin birbirleriyle kıyaslanması ve sınır çizim işlemleri ArcMap 10.5 ve nihai sınır çizim işlemleriyle birlikte sürsajların yerleştirilmesi Adobe illustrator programı yardımıyla gerçekleştirilmiştir. Çalışmanın tamamı boyunca Google Eearth programı arazi verilerinin (ör: örnekleme, haritalama) ve raster görüntülerinin bir arada değerlendirilmesi imkanını sağlayarak sınırların hassaslaştırılması açışından önem teşkil etmiştir (Şekil 5. 5).



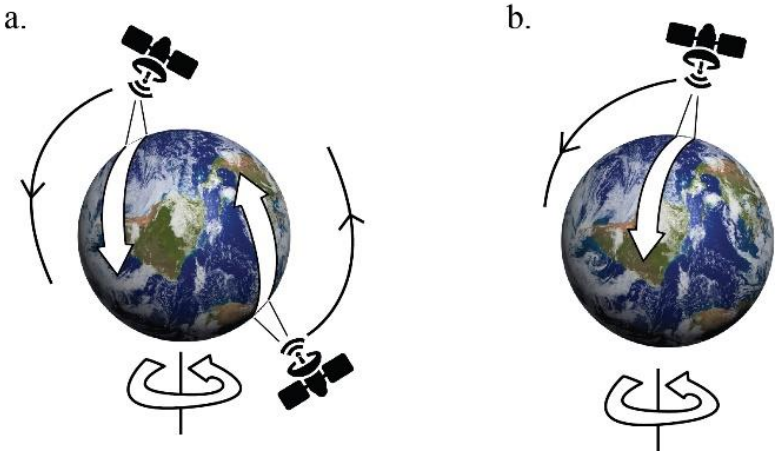
Şekil 5. 5. Google Earth Pro programında oluşturulan katmanların ekran görüntüsü

Spektral zenginleştirme yöntemleri olarak görüntülere karanlık nokta çıkarımı (Dark Subtrack), en düşük gürültü bölümlenmesi (Minimum Noise Fraction, MNF), temel bileşen analizi (Principal Component Analysis-PCA), bant oranlama (Band Ratios), yayma normalizasyonu (Emmissivitiy Normalization) ve lineer germe yöntemleri uygulanmıştır. Elde edilen uydu görüntüleri ENVI 4.5 programına aktarıldıktan sonra ASTER'in mineral hassasiyetli ilk dokuz bandına karşılık gelen VNIR, SWIR bantlarına ve LANDSAT OLI'nin ilk dokuz bandına karanlık nokta çıkarımı işlemi gerçekleştirilerek atmosferik saçınım etkisi minimize edilmiştir. Karanlık nokta çıkarımı işlemi gerçekleştirildikten sonra seçilen görüntülere spektral farklılığı artırmak amacıyla band oranlama işlemi gerçekleştirilmiştir (ör: ASTER; (band4/band8), (band2/band1), LANDSAT 8 OLI; (band3/band4)). Yine bu bantlardan ASTER'in ilk dokuz bandına, en düşük parazit bölümlenmesi ve temel

bileşen analizi gibi görüntü işleme yöntemleri uygulanmıştır. LANDSAT 8 OLI uydu görüntüsünde en düşük parazit bölümlenmesi ve temel bileşen analizi yöntemi ilk sekiz banda uygulanmış (1,2,3,4,5,6,7,8) atmosferik boşluğa denk gelen 9. band bu dönüşüm işlemlerinin dışında bırakılmıştır. Kayaçların kimyasal bileşimlerine hassasiyetli ASTER'in son beş bandına ise (TIR) yayma normalizasyonu işlemi uygulanmıştır. Bu işlem sonrasında bant oranlama tekniği kullanılarak, mafik indeks, karboanat indeksi ve kuvars indeksi görüntüleri oluşturulmuştur.

5.3. ASTER Uydu Verisi

ASTER 1999 yılında NASA'ya ait TERRA platformuna monte edilmiştir. İlk Dünya gözlem sistemi (EOS) olan TERRA platformu, üzerine yerleştirilmiş beş ayrı modül sisteminden (ASTER, MODIS, MISR, CERES, MOPITT) oluşmaktadır. Yerden 705 km yükseklikte, güneş eş zamanlı ve yakın kutup yörüngelidir (Şekil 5.6). Görüntü tekrar aralığı 16 gün olmakla beraber 60km x 60km görüntü alanına sahiptir. Yüksek alansal (spatial), tayfsal (spektral) ve radyometrik çözünürlüğe sahip olan toplam 14 bant spektral aralığa sahiptir. Bunun yanında 4 farklı kameraya sahip (VNIR, VNIR-Backward, SWIR, TIR) olan ASTER; 4 adet 15 metrelik görünür yakın kızıl ötesi (VNIR), 6 adet 30 metrelik kısa dalga kızıl ötesi (SWIR) ve 5 adet 90 metrelik termal kızıl ötesi (TIR) spektral aralığına sahiptir (Tablo 5.2), (Fujisada ve diğ., 1998; URL-2).



Şekil 5.6. (a) Güneş eş zamanlı yörünge ve (b) Yakın kutupsal yörünge

Tablo 5.2. ASTER algılayıcısının bantları, spektral özellikleri, alansal özellikleri ve birincil kullanım alanları

Alt Sistem		Bant	Spektral Aralık	Alansal Çözünürlük(m)	Birincil Uygulama Alanları
VNIR	görünür ve yakın kızıl ötesi (visible and near infrared)	1	0.52 - 0.60	15	jeoloji, demiroksit minarelleri, mercan resiflerinin haritalanması, sayısal yükseklik modeli, buzul izleme, kara alanlarının sınıflandırılması ve değişim belirleme, bulut sınıflaması, toprak nemliliği, yüzey enerji dengesi, yerleşim yeri gelişimi, bitki örtüsü kapsamı, volkanların izlenmesi, sulak alanların haritalanması.
		2	0.63 - 0.69	15	
		3 N 3 B	0.78 - 0.86	15	
SWIR	kısa dalga kızıl ötesi (short-wave infrared)	4	1.600 - 1.700	30	jeoloji, hidrotermal alterasyon alanları, toprak sınıflaması, karasal alanların sınıflandırılması, değişim belirleme, yüzey enerji dengesi, volkanların izlenmesi.
		5	2.145 - 2.185	30	
		6	2.185 - 2.225	30	
		7	2.235 - 2.285	30	
		8	2.295 - 2.365	30	
		9	2.360 - 2.430	30	
TIR	termal kızıl ötesi (thermal infrared)	10	8.125 - 8.475	90	jeoloji, yangın izleme, kara alanların sınıflandırılması, değişim belirleme, bulut sınıflaması, toprak nemliliği, yüzey enerji dengesi, yüzey kinematik ısısı, şehir gelişimi, bitki örtüsü, volkan izleme, sulak alanların haritalanması.
		11	8.475 - 8.825	90	
		12	8.925 - 9.275	90	
		13	10.25 - 10.95	90	
		14	10.95 - 11.65	90	

ASTER görüntüleri özellikle kayaç tipi tanımlaması, çizgisel ve dairesel yapıların belirlenmesi, ayrıntılı volkanik aktivite haritalaması, hidrotermal alterasyon alanlarının ve mineralojik zon haritalarının hazırlanması, jeotermal alanların belirlenmesi, stereoskopik üç boyutlu görüntü elde edilmesi gibi birçok jeolojik amaca yönelik olarak kullanılmaktadır (Tablo 5. 2). Bu kullanım alanlarının en önemlisi ASTER görüntülerinin 14 spektral aralığına sahip olmasından dolayı, mineral ve alterasyon haritalarının daha ayrıntılı bir biçimde oluşturulmasıdır. Bu işlem neticesinde olası maden potansiyeline sahip bölgeler hakkında mineral bazında ayrıntılı bilgiye sahip olunabilmektedir. Bunlarla beraber ASTER uydu görüntülerinden elde edilen stereoskopik üç boyutlu görüntüler yardımıyla foto-jeolojik çalışmalarda yapılabilmektedir.

5.3.1. VNIR bantları

VNIR algılayıcısına görüntüdeki bozulmaları azaltmak amacıyla Nadir ve Back (geri) olmak üzere iki bağımsız teleskop monte edilmiştir. VNIR, toplam 3 band (1-2-3N) ve stereo görüntüleme özellikli 1 banda (3B) sahip olup, 0.52 μm - 0.86 μm dalga boyunda algılama yapabilmektedir. Stereoskopik görüntü algılayıcısı tek yörüngedeki 3 band algılayıcısını 27.6 derece geriye doğru görüntüleme kabiliyetine sahiptir (Abrams, 2000; Abrams ve diğ., 2002). Stereo görüntülemede baz yükseklik oranı B/H = 0.6 dır. VNIR nadirden çapraza ± 24° görüntüleme kapasitesine sahiptir. Bu sayede aynı yörünge üzerinde bindirmeli görüntü almasının yanı sıra farklı yörüngelerden de daha iyi bir (B/H) oranıyla (1'e yakın) bindirmeli görüntü çekebilmektedir (Toutin, 2002). Görüntüleme alanı 60 km x 60 km olup, görüntü çözünürlüğü 30 metredir (Abrams, 2000; Abrams ve diğ., 2002).

5.3.2. SWIR bantları

SWIR algılayıcısı, 1.60 - 2.43 μm aralığında yeryüzünden yansımaları algılayan kısa dalga kızıl ötesi optik bir algılayıcıdır. SWIR, görüntü çözünürlüğü 30 metre olan 4-5-6-7-8 ve 9.bantlar olmak üzere toplam 6 banda sahiptir (Abrams ve diğ., 2002). Uçuşa dik doğrultuda nadire göre 8.55° eğik olarak da yönlendirilebilmektedir.

5.3.3. TIR bantları

TIR algılayıcısı, 8.12-11.65 μm aralığında 5 ışınsal banda sahip bir algılayıcıdır. Termal emisyon özellikleri ölçebilme yeteneği sayesinde; bu algılayıcı ile maden kaynakları, kara ve deniz yüzeyini tanımlama ile atmosferik gözlemleri yapılabilmektedir. TIR, toplam 5 banda (10-11-12-13-14) sahiptir. Görüntü çözünürlüğü 90 metredir. Gece ve gündüz olmak üzere tüm gün veri elde etme özelliğine sahiptir (Abrams ve diğ., 2002). Önceki iki algılayıcı iten mekanizmalı iken TIR döner mekanizmalı çalışmaktadır. Döner ayna hem uçuşa dik doğrultuda tarama, hem de cihazı nadire göre 8.55°eğik yönlendirme için kullanılır.

5.4. LANDSAT Uydu Verisi

LANDSAT uyduları programı 1972 yılında NASA tarafından, yeryüzündeki doğal kaynakların incelenmesi ve ortaya çıkarılması amacı ile başlatılmıştır. İlk LANDSAT uydusu ERST-I (Dünya Kaynakları Teknoloji Uydusu) adıyla 23 Temmuz 1972 yılında uzaya gönderilmiştir (URL-3). Yaklaşık olarak 6 yıl görev yapan bu uydu, bu zaman zarfında 300 bin yeryüzü görüntüsü almış ve daha önceden saptanmamış 1 milyar dolarlık petrol rezervi belirlenmiştir. Bu uyduyu takiben ilk kuşak LANDSAT programı dahilinde iki uydu daha 21 Şubat 1975 ve 5 Mart 1978 tarihlerinde yörüngeye oturtulmuştur. Bu uydular, yüksek çözünürlüklü televizyon görüntüsü oluşturabilen geliştirilmiş vidikon televizyon kamerası; return-beam vidikon (RBV) ve çok bandlı spektral tarayıcı; Multi Spectral Scaner (MSS) olmak üzere iki ayrı set algılayıcı taşımaktaydı. RBV 3 banda (0.475-0.575mm; 0.58-0.68mm ve 0.69-0.83mm) sahipken, MSS 0.5-0.6 mm, 0.6-0.7mm, 0.7-0.8mm, 0.8-0.11mm dalga boylarını kapsayan dört banda sahiptir. Uydular 99.09 derecelik eğimle, güneşle birlikte hareket eden 919 km yükseklikte bir yörüngeye oturtulmuştur. Dünya üzerindeki tam turu 103 dakikada alır ve ekvatordan geçişi yerel saatle 9:30'dadır. Tekrar devri ise 18 gündür. Tarama uzunluğu 185 km ve tam görüntü büyüklüğü 185x185 km2'dir. İkinci kuşak Landsat uyduları, 1982 yılında LANDSAT 4 ile başlayarak, RBV yerine daha gelişmiş algılayıcı seti olan geliştirilmiş geometrik çözünürlüklü (30x30 m^2) ve termal sıcaklığı ölçen bir band'da dahil olmak üzere 7 bandlı spektral çözünürlüklü bir konulu haritalayıcıya; Thematik Mapper'e (TM) sahiptir. Önceki uydularda 18 gün olan tekrar devri bu uydularda 16 gündür. Çok bandlı spektral algılayıcı (MSS) bu uydularda da bulundurulmuştur (URL-3). Ardından 1993 yılında, LANDSAT 6' nın şansız bir şekilde düşmesinden sonra LANDSAT 7 geliştirilmiş ve Mart 1999 da fırlatılmıştır. LANDSAT 7 Geliştirilmiş Thematic Mapper Tarayıcısı taşımaktadır. Standart 7 Band'a ek olarak 15m çözünürlüğe sahip pankromatik band (0.50- 0.90pm) eklenmiştir. Bunlara ek olarak Termal Band'ın çözünürlüğü de 60m'ye indirilmiştir (URL-4). LANDSAT uyduları programında son uydu 11 Şubat 2013 tarihinde fırlatılmıştır. LANDSAT verileri, ticari, endüstriyel, sivil, askeri ve eğitim, ziraat, ormancılık, jeoloji, kaynak yönetimi, coğrafya, haritalama, su kalitesi ve oşinografi gibi birçok alanda ve geniş kapsamlı uygulamalarda kullanılmaktadır.

Tablo 5. 3. LANDSAT uydularına ait algılayıcıların, konumsal, radyometrik çözünürlükleri, şerit genişlikleri ve görüntüleme sıklıkları

Uydu	Operatör	Tarih	Algıyacı	ÇÖZÜNÜRLÜK		Şerit Genişliği (km)	Görüntüleme Sıklığı (gün)
				Konumsal (m)	Radyometrik (bit)		
LANDSAT 1/2/3	NASA EOSAT	1972-78/ 1975-82/ 1978-83	MSS	80	8	180	18
LANDSAT 4/5	Space Imaging	1982-87/ 1984	TM	30	8	183	16
			TM	30	8	183	16
			TM	120	8	183	16
LANDSAT 7	NASA	1999	Pankromatik	15	8	185	16
			ETM	30	8	185	16
			ETM	60	8	185	16

LANDSAT 8 ise gıda, su ve ormanlar gibi insan geçim kaynakları için gerekli kaynakların düzenlenmesi, takip edilmesi ve anlaşılmasında LANDSAT programının önemli rollerinin devamını sağlamıştır. Yerden 705 km yükseklikteki yörüngesinde bir turunu 16 günde tamamlamaktadır. İkinci kuşak LANDSAT uydularında yeralan tematik mapper (TM) ve çok bantlı algılayıcı (MSS) yerine LANDSAT 8 uydusunda OLI (operational land imager) ve TIRS (thermal infrared sensor) olmak üzere 2 yeni algılayıcı bulunmaktadır. LANDSAT 8 uydusu, serinin bir önceki uydusu olan LANDSAT 7'de mevcut olan bandlara ek olarak kıyı/aerosol çalışmaları için Coastal Aerosol, sirrus bulutlarının tespiti için Cirrus band ve ikinci bir termal banda sahiptir. Landsat-8 OLI (Operational Land Imager) algılayıcısı; 30 m konumsal çözünürlüğe sahip Kıyı/Aerosol (0,433- 0,453 µm), Mavi (0,450-0,515 µm), Yeşil (0,525-0,600 µm), Kırmızı (0,630-0,680 µm), Yakın Kızılötesi (0,845- 0,885 µm), Kısa Dalga Kızılötesi (1,560-1,660 µm), Kısa Dalga Kızılötesi (2,100-2,300 µm) ve Sirrus (1,360-1,390 µm) band ile 15m konumsal çözünürlüğe sahip pankromatik banda (0.500-0.680µm) sahiptir (URL-5).

Landsat 8 TIRS (Thermal Infrared Sensor) algılayıcında ise 100 m konumsal çözünürlüğe sahip Uzun Dalgaboyu Kızılötesi 1 ve 2 olarak adlandırılan Band 10 (10.60–11.19 µm) ve Band 11 (11.5-12.51 µm) mevcuttur (URL-5).

Tablo 5. 4. LANDSAT 8 OLI algılayıcısnın ilk dokuz bandına ait spektral aralıklar ve çözünürlükleri

Bant	Spektral Aralık (μm)			Çözünürlük (m)
1	0.43 - 0.45	Mavi	Görünür	30
2	0.45 - 0.51	Mavi		30
3	0.53 - 0.59	Mavi		30
4	0.64 - 0.67	Kırmızı		30
5	0.85 - 0.88	Yakın Kızılötesi	Yakın KÖ	30
6	1.57 - 1.65	Kısa dalga Kızılötesi	KÖ	30
7	2.11 - 2.29	Kısa dalga Kızılötesi	KÖ	30
8	0.50 - 0.68	Pankromatik	Görünür	15
9	1.36 - 1.38	Sirrus	KÖ	30

Tablo 5. 5. LANDSAT 8 OLI algılayıcısının 10 ve 11. bantlarının spektral aralıkları ve çözünürlükleri

Bant	Spektral Aralık (μm)			Çözünürlük (m)
10	10.6 - 11.19	TIRS1	KÖ	100
11	11.5 - 12.51	TIRS2	KÖ	100

5.5. Uygulanan Uzaktan Algılama Teknikleri

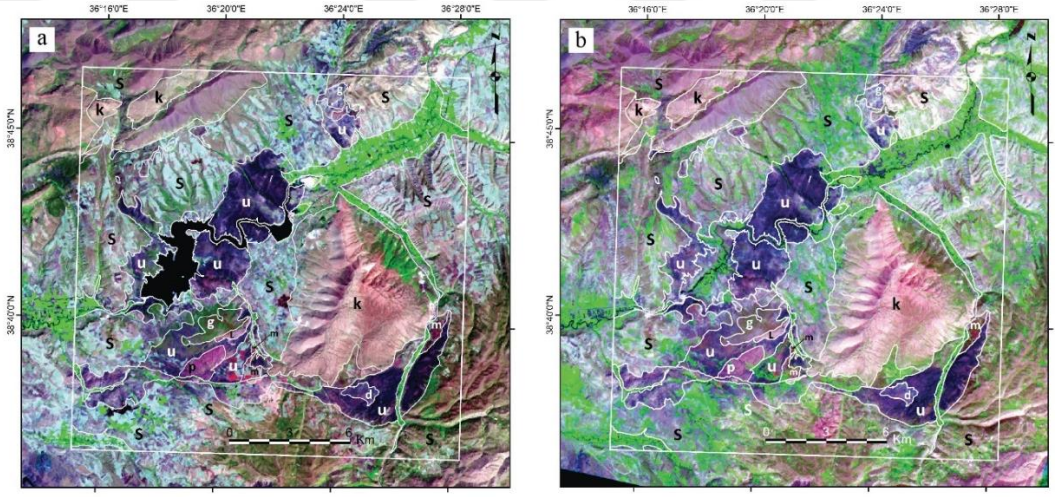
5.5.1. Bant kombinasyonu

ASTER ve LANDSAT uydu görüntülerinin çeşitli bantları, (RGB) kompozit olarak görüntülendiğinde litojik birimlerin sınırlarının belirlenmesinde önemli imkan sağlamaktadır. Bu çalışma içerisinde de uygulanan görüntü işleme teknikleri sonucunda elde edilen tekli görüntüler değerlendirilerek, haritalama alanı içerisinde yeralan farklı litolojik birimlerin birbirinden ayırdının sağlanabildiği uygun bant kombinasyonları belirlenmiştir.

Çalışma sahası içerisinde yüzey örtü tiplerini en iyi şekilde ifade eden bant kombinasyonun oluşturulması için yapılan çalışmayla ASTER 632 bant kombinasyonu en uygun bileşiklerden biri olarak ortaya çıkarılmıştır. Bu

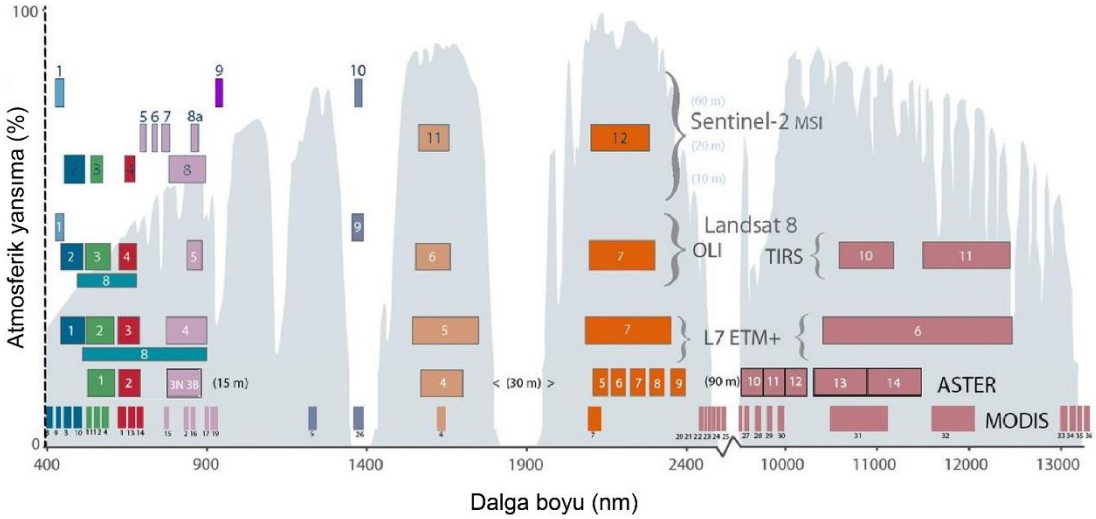
kombinasyon LANDSAT 8 OLI 754 (RGB) kombinasyonuna hemen hemen denk gelebilecek kombinasyondur (Şekil 5.7). Bu durumun sebebi LANDSAT 8 algılayıcısının 7 (2.10-2.30 µm), 5 (0.84-0.88 µm) ve 4 (0.63-0.68 µm) bantlarına karşılık gelen dalga boylarının, ASTER algılayıcısının 6 (2.185-2.225 µm), 3 (0.76-0.86 µm) ve 2 (0.63-0.69 µm) bantlarının karşılık geldiği dalga boylarına yakın değerler olmasıdır. Şekil 5. 8 de LANDSAT 8 OLI ve ASTER uydu görüntülerinin dalga boyları ve bunlara karşılık gelen bant aralıkları gösterilmektedir.

Şekil 5.7. da belirtilen LANDSAT OLI ve ASTER kombinasyonları incelendiğinde bitki örtüsüne karşılık gelen alanlar yeşil renkle temsil edilirken diğer renkler çalışma sahasında yüzlek veren farklı kaya gruplarına karşılık gelmektedir.



Şekil 5.7. (a) LANDSAT 8 OLI 754 (RGB), (b) ASTER 632 (RGB). Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

Her iki görüntü de değerlendirildiğinde mor ve tonlarıyla karakterize olan alanlar Geç Kretase yaşlı Pınarbaşı ofiyolitine ait serpantinize dunit ve harzburjiti, koyu pembe renge sahip alanlar pirokseniti, koyu yeşile karşılık gelen alan ise kümülat gabroları temsil etmektedir. Kırmızıya karşılık gelen alanlar ise bu ofiyolite ait taban metamorfitlerini göstermektedir. Çalışma sahası içerisinde yeralan ve platform tipi karbonatlardan oluşan Orta Triyas-Üst Kretase yaşlı Domuzdağ Napı' da her iki görüntüde de pembe tonuyla çevre litolojilerden ayrılmaktadır.



Şekil 5.8. Farklı algılayıcılara ait bant aralıkları (URL-6)

5.5.2. Bant oranlama tekniği

Çok bantlı uydu verilerinde, aranan özellikleri taşıyan nesneleri diğer nesnelerden ayırdını sağlamak amacıyla spektral uygunluk, spektral açı haritalama ve bant oranlama gibi birçok analiz tekniği kullanılmaktadır. (Ninomiya, 2002). Kullanılan bu teknikler içerisinde yer alan bant oranlama oldukça sık kullanılan bir görüntü analiz yöntemidir.

Bir görüntünün belirli bir bandında yeralan piksel parlaklık değerleri ile bunlara karşılık gelen farklı bir banddaki piksel parlaklık değerleri arasında aritmetik işlemler kullanarak yeni piksel değerlerinin oluşturulması işlemine oranlama, bu işlem sonucunda elde edilen yeni görüntü formuna da oran görüntüsü adı verilir.

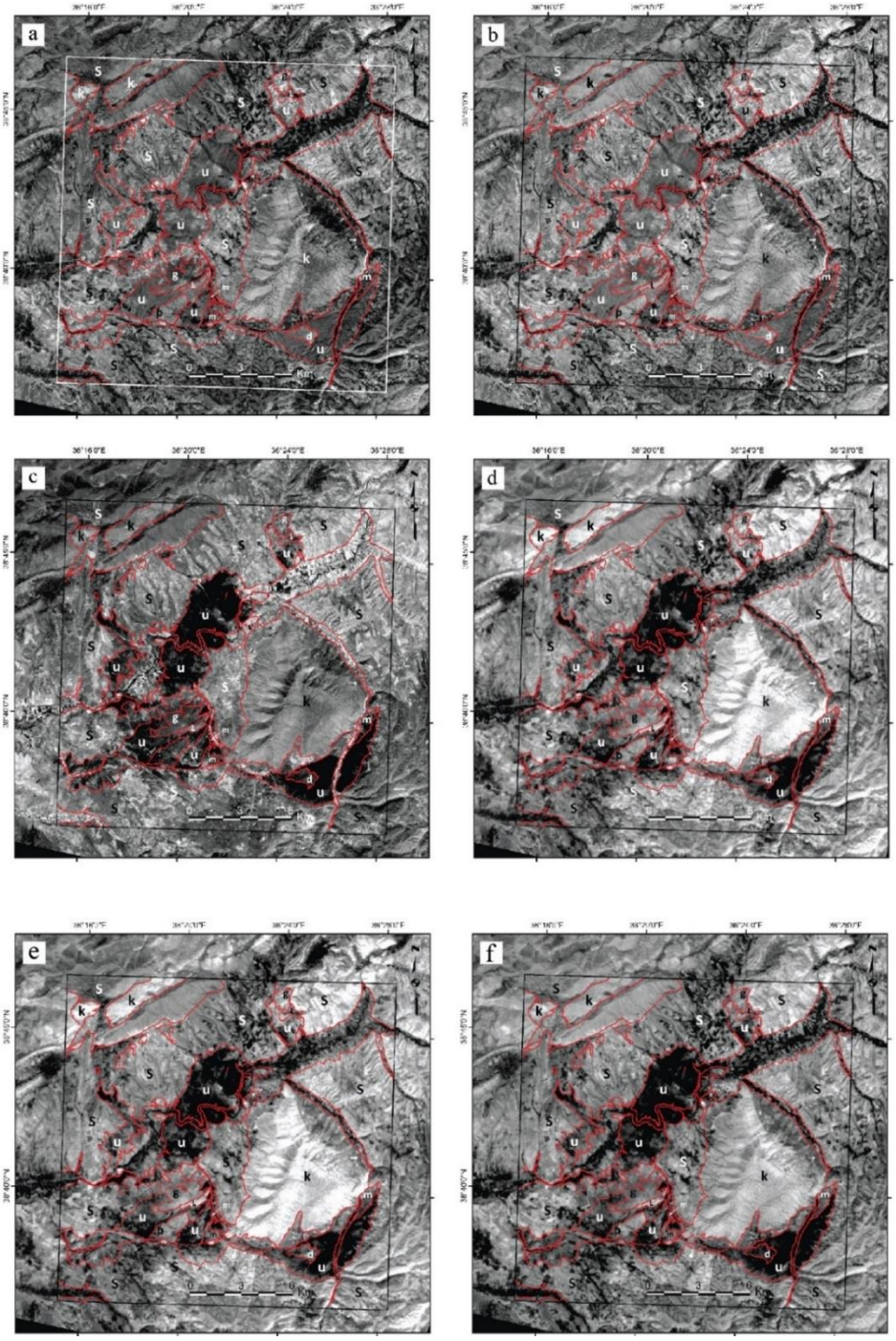
Multispektral görüntülerin birden çok kanalı üzerinde yapılan işlemlerle görüntülerin zenginleştirilmesi amacıyla oran görüntüleri oluşturulur. Kanallar arasında uygulanan aritmetik işlemler ile (çarpma, bölme, toplama, çıkarma) görüntülerin mevcut özellikleri değiştirilerek yorumlanabilirliği daha iyi, yeni görüntüler elde edilebilir.

Oran görüntüleri kullanılarak, topografik düzensizlikten kaynaklanan ve farklı aydınlanma durumlarına sahip bölgelerde gölge faktörü ortadan kaldırılabilmektedir. Değişik yeryüzü kabuk tiplerinin spektral yansıtma eğrilerinin durumu oranlama ile ortaya çıkarılabilmektedir. Ayrıca bu teknik, bitki örtüsünün haritalanmasında,

mineral haritalamada ve maden arama faaliyetlerinde alterasyon zonlarının belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır (Rowan ve diğ., 2005, 2006). Bant oranlama, sahadaki nesnelerin saflık derecesi, atmosferik iletim ve topoğrafya tarafından gizlenmiş parlaklık şiddeti ile ilişkili görüntü verisi değişimlerini hafifletmek amacıylada sıklıkla kullanılır (Crippen, 1987).

Band oranı kombinasyonları ham görüntülere göre belirli kayaçların ve minerallerin spektral kontrasını vurgulamakta önemli ve etkilidir (Abdeen ve diğ., 2001, Hewson ve diğ., 2001; Rowan ve Mars, 2003; Volesky ve diğ., 2003). Birçok araştırmacı ofiyolitik kayaçların litolojik olarak haritalanması işleminde band oranlama tekniğinden yararlanmıştır (Abdeen ve diğ., 2001; Hewson ve diğ., 2001; Rowan ve Mars, 2003; Mars ve Rowan, 2006; Khan ve diğ., 2007; Gad ve Kusky, 2007; Amer ve diğ., 2010; Gabr ve diğ., 2010; Rajendran ve diğ., 2011, 2013). Örneğin Mısır'ın güneyinde Doğu Çölü'nde bulunan Allaqi Sütur'unda gerçekleştirilen çalışmada başlıca serpantinit, mermer, granit ve ofiyolitle ilişkili kayaçlar ASTER band oranları (4/7, 4/1, 2/3x4/3) ve (4/7, 3/4, 2/1) (Abdeen ve diğ., 2001). Güney Tibet'te gnays kubbeleri ve grantinitin haritalanması için band oranları (7/6, 6/5, 6/4) (Wolters ve diğ., 2005). Khan ve diğ., (2007), ultramafik kayaçlardan mafik ve diyabaz dayk, harzburjit ve dunit kayaçlarından başarılı bir şekilde ayrım yapmak için RGB'de 5/7, 4/5, 3/1'lik Landsat (ETM) bant oranlarını kullanmışlardır. Arap-Nubia kalkanında Neoproterozoyik Wadi Kid bölgesinde volkanitler, meta-piroklastik volkaniklastikler, albititler, granitik kayalar ve ilgili litolojiler ASTER bant oranı görüntüsü (RGB'de 9/8, 4/3, 2/1) kullanılarak ayrımlanmıştır (Rajendran ve diğ., 2013). Mısır'daki Orta Doğu Çölü'nün Fawakhir'deki ofiyolit kompleksini tanımlamak için RGB renk bileşiminde ASTER bant oranları ((2+4) / 3, (5+7) / 6, (7+9) / 8) uygulanmıştır (Amer ve diğ., 2010). Xiong ve diğ., (2011) Pakistan'daki en büyük ofiyolit olan Bela Ofiyoliti'ni (RGB'de 4/5, 6/7, 3/4) ve mafik-ultramafik kayaçları tasvir etmek için ASTER verilerinin TIR bantlarının mafik indekslerini kullanarak haritalama işlemi gerçekleştirmişlerdir.

Çalışma içerisinde oran görüntüleri karanlık nokta çıkarımı işlemi gerçekleştirildikten sonra spektral farklılığı artırmak amacıyla oluşturulmuştur. Bu işlem uygulanmadan önce karanlık nokta çıkarımı işlemi sonrası tekli görüntüler Şekil 5. 9' da görülmektedir.

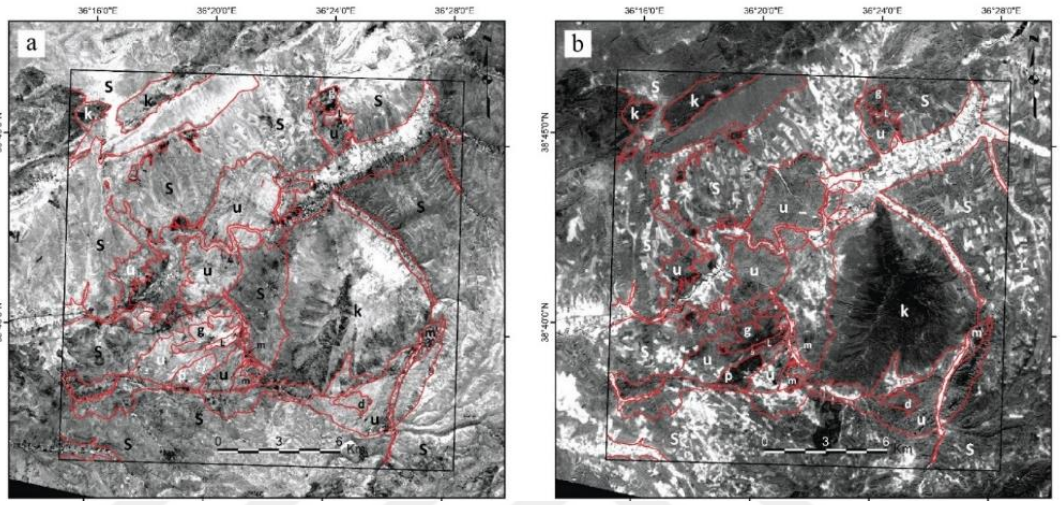


Şekil 5. 9. Karanlık nokta çıkarımı işlemi uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler. (a) band 1 (b) band 2 (c) band 3 (d) band 4 (e) band 6 (f) band 8 Kısaltmalar Şekil 5. 6' da gösterildiği gibidir

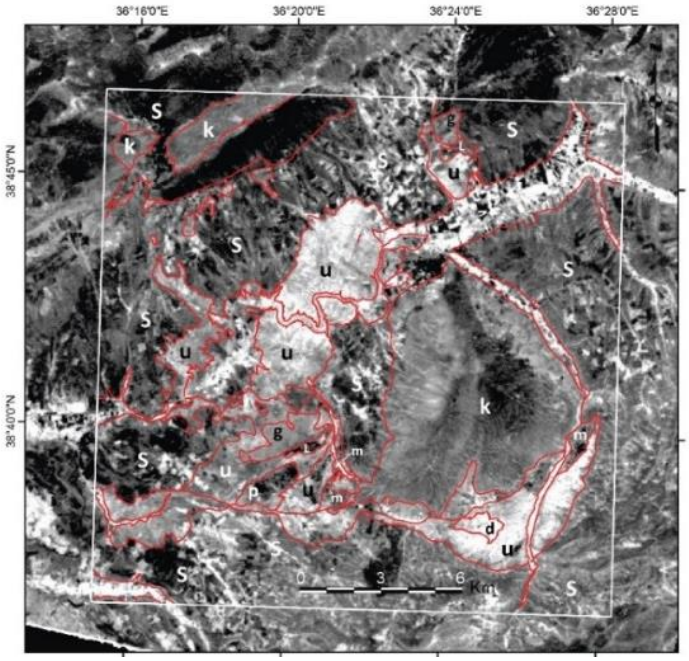
Bu görüntüler değerlendirildiğinde ultramafik kayaçlar band 1 ve band 2' de diğer dört banda kıyasla daha fazla yansıma sergilemektedirler. Yine çalışma sahası içerisinde yeralan, Domuzdağ Napı'na ait Orta Triyas – Geç Kretase yaşlı kireç taşlarından oluşan Şirvan Dağı'nın band 4 ve band 6 da ki yansıma miktarlarının diğer dört banda kıyasla daha fazla olduğu gözlemlenmektedir. Bu bantlardan

çalışma sahası içerisinde yeralan litolojilerin yansıma farklılarının yüksek olduğu görüntüler seçilerek birbirlerine oranlanmış ve ortaya çıkan görüntüler ile elde edilen yalancı renk kompozit görüntüsü yardımıyla litolojik sınırlar belirlenmiştir.

Bant oranlama yöntemi uygulanarak elde edilen görüntüler Şekil 5. 10. ve 5. 11'de yeralmaktadır.

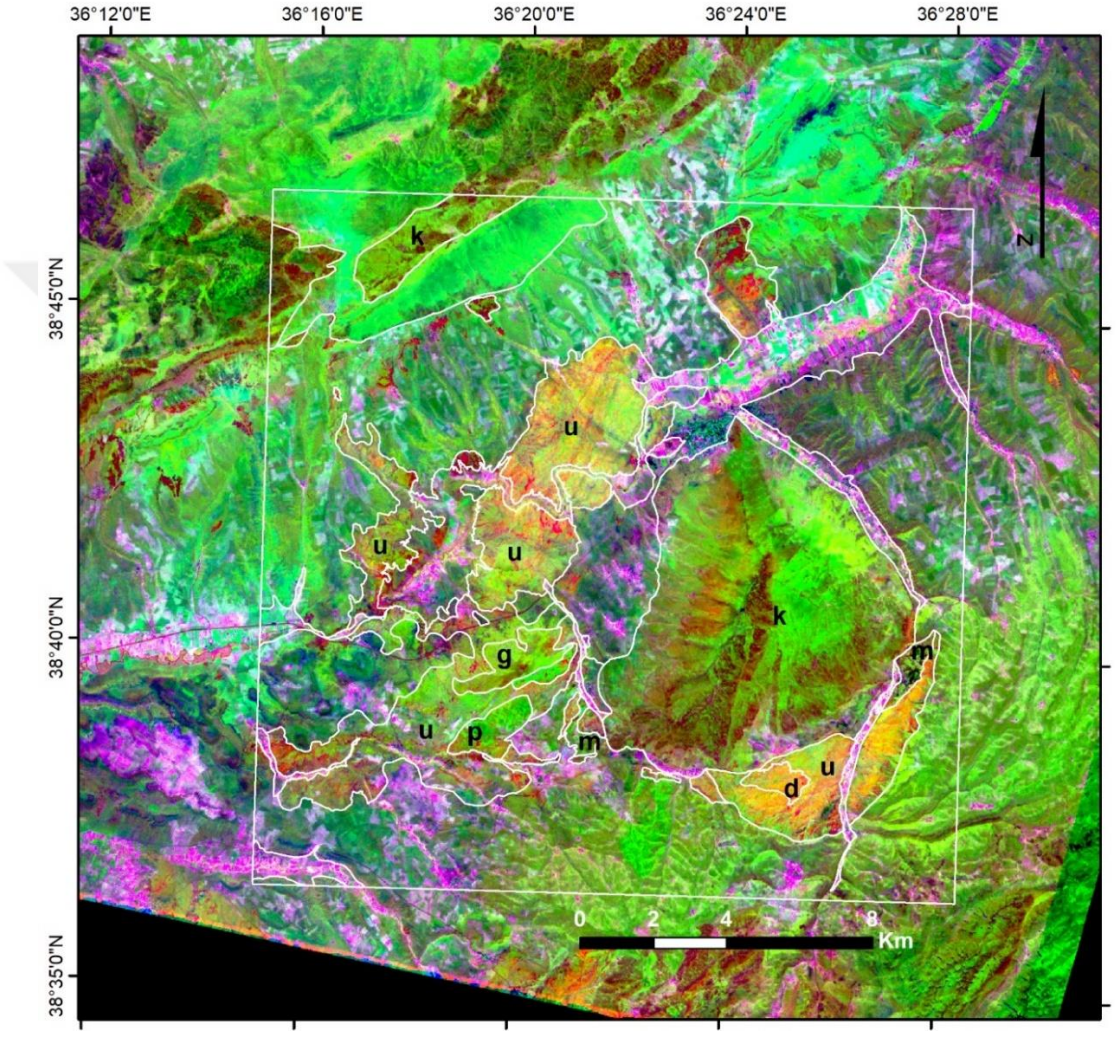


Şekil 5.10. (a) band 2/band 1 (b) band3/band4 Kısaltmalar Şekil 5. 6' da gösterildiği gibidir



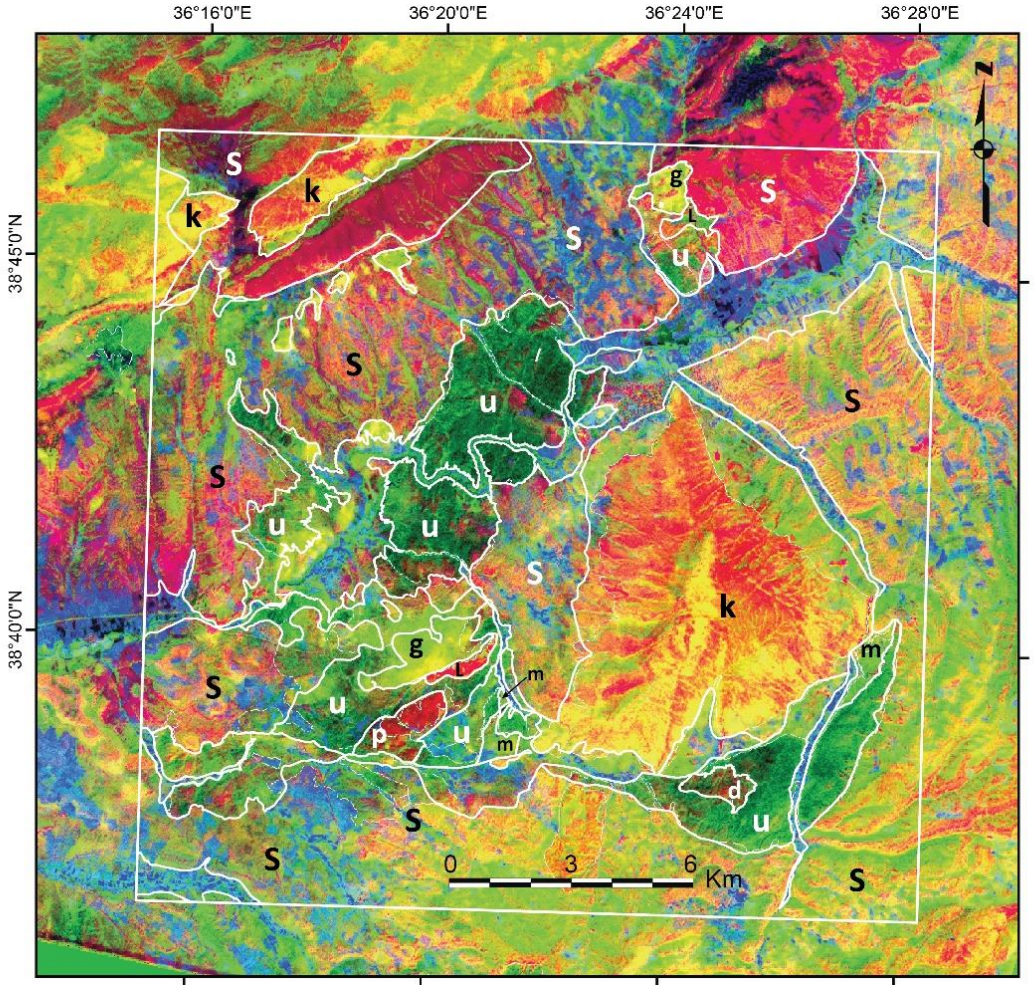
Şekil 5.11. band4/band8 Kısaltmalar Şekil 5. 6' da gösterildiği gibidir

Daha sonra bu görüntüler yardımıyla oluşturulan R: band4/band8, G: band2/band1, B: band3/band4 kombinasyonu ile ultramafik kayaçların sarı-turuncu tonlarıyla diğer litolojilerden ayrımı sağlanmaktadır. Yine kırıntılı ve karbonatlı çökel kayaçlar bu bant kombinasyonunda parlak yeşil tonlarıyla çevre litojilerden iyi bir şekilde ayrılmaktadır (Şekil 5.12).



Şekil 5. 12. R: band4/band8, G: band2/band1, B: band3/band4 şeklinde oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

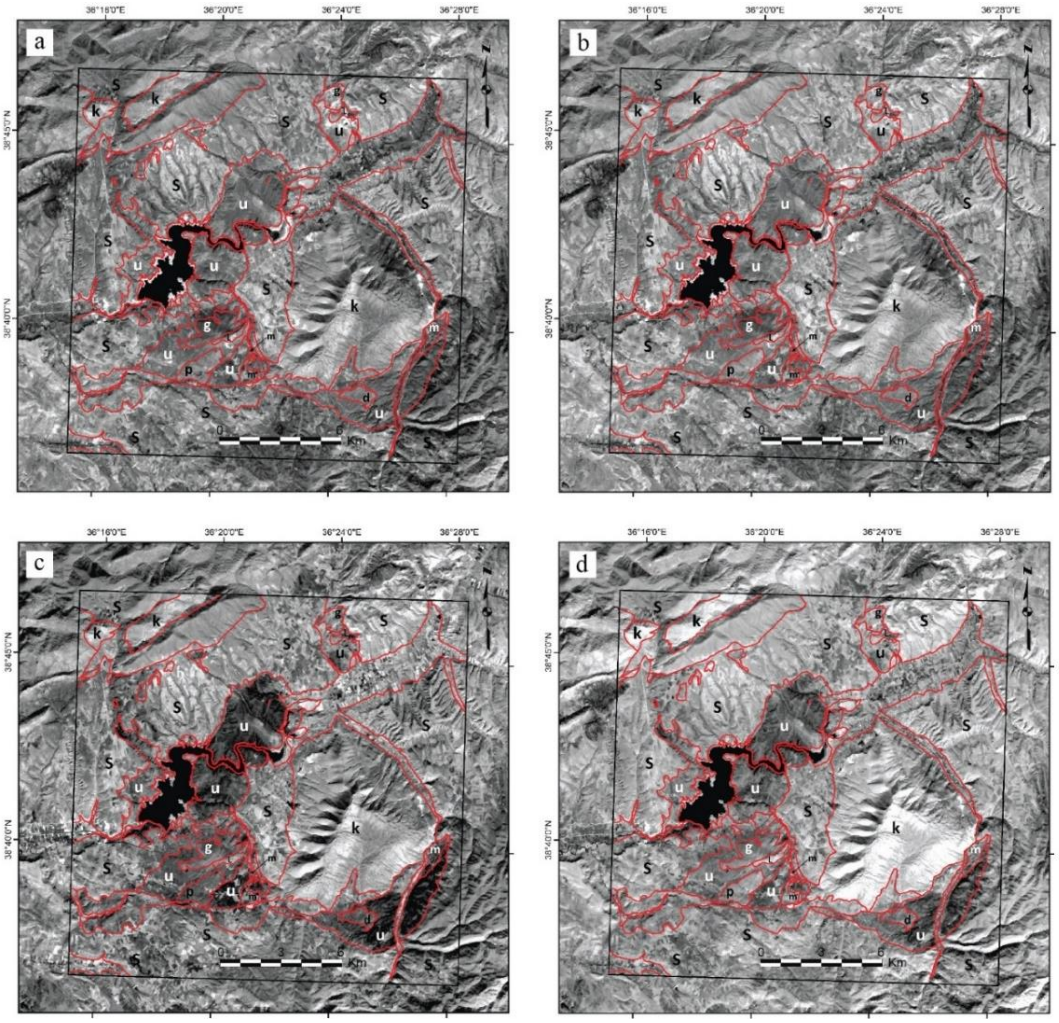
Ayrıca oluşturulan oran görüntüleri diğer yöntemler kullanılarak elde edilen görüntüler ile kombine edilerek (ör: R: band4, G: PC5, B: band3/band4) çalışma sahası içerisinde yeralan serpantinize dunit ve harzburjit, piroksenit, gabro, ofiyolit tabanı metamorfitleri, kireçtaşı ve kırıntılı çökellere ait birimlerin litolojik sınırları ortaya çıkarılmıştır (Şekil 5. 13).



Şekil 5. 13. R: band4, G: PC5, B: band3/band4 şeklinde oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

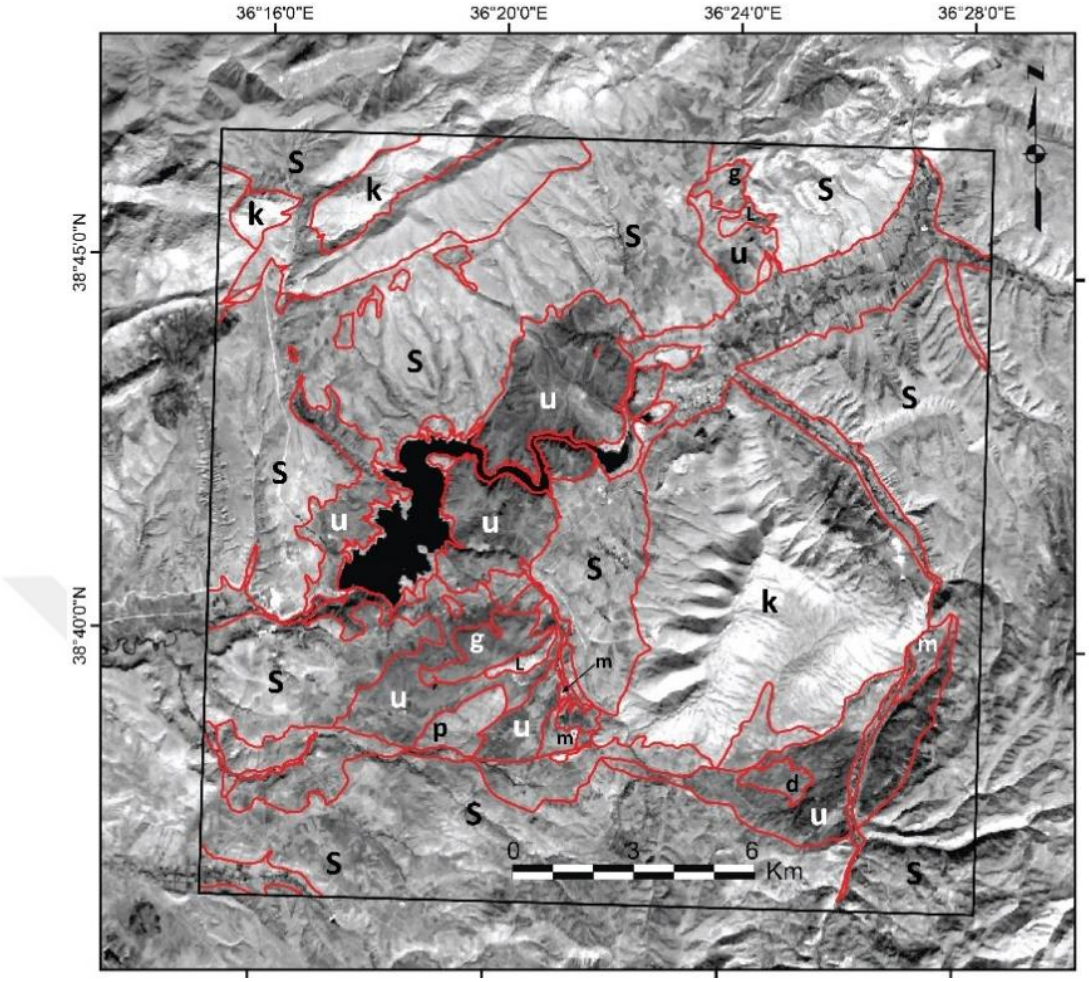
Oluşturulan bu sonuç görüntüsünde ultramafik kayaçlar koyu yeşil ve tonlarıyla gözlenirken serpantinleşme derecesi ve mineral farklılıklarından kaynaklı içerisinde yeşilin farklı tonları ve mor rengide barındırmaktadırlar. Bu görüntüde piroksenitler koyu kırmızı tonuyla ultramafik kayaçlardan ve diğer çevre kayaçlardan iyi bir şekilde ayrılmaktadır. Kırıntılı ve karbonatlı kayaçlar yine bu bant kombinasyonu yardımıyla çevre litolojilerden iyi bir şekilde ayırtlanabilmektedir.

LANDSAT 8 OLI için oluşturulan oran görüntülerinde kullanılan tekli görüntüler Şekil 5. 14 ve 5. 15' de görülmektedir.



Şekil 5. 14. (a) band 3 (b) band 4 (c) band 5 (d) band 6 Kısaltmalar Şekil 5. 12' de gösterildiği gibidir

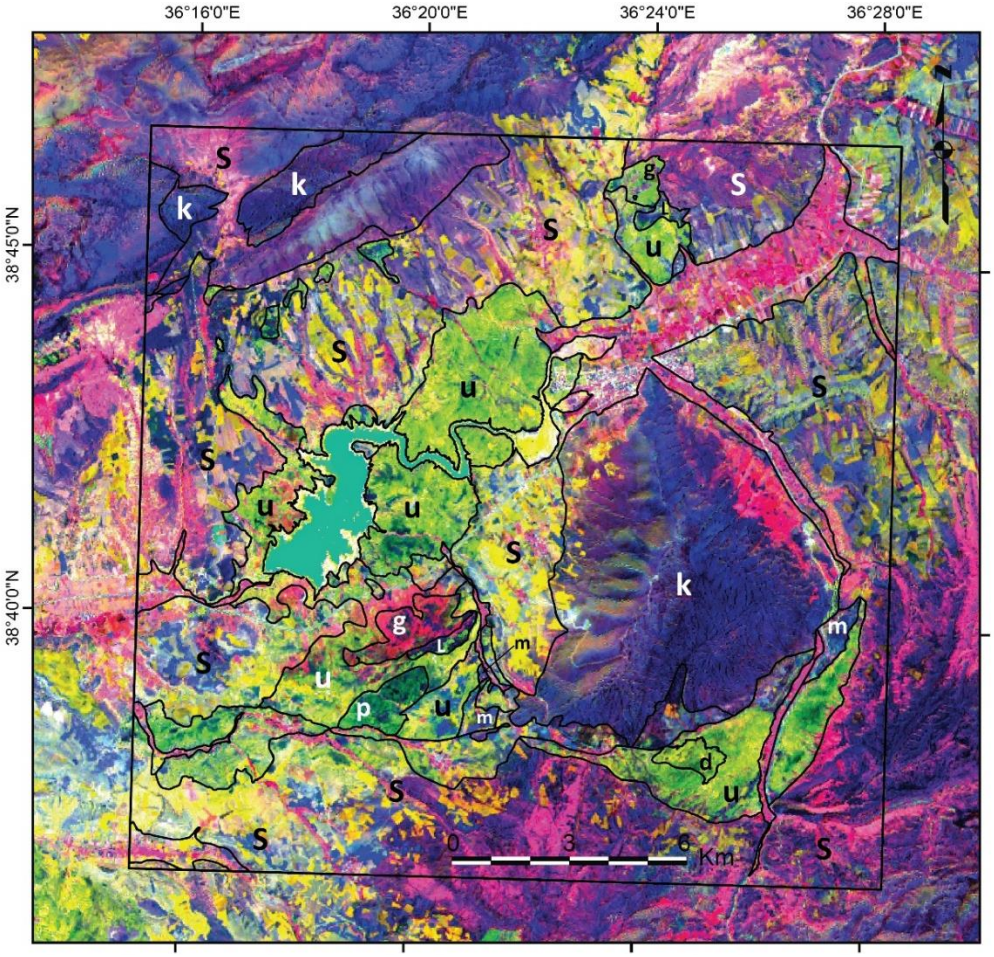
Bu dört görüntü incelendiğinde ultramafik kayaçların yansıma miktarının band 5 de diğer üç banda kıyasla daha düşük olduğu ve çevre litolojilerden ayırtlana bildiği gözlenebilmektedir. Band 6' da kireçtaşlarına ait yansıma miktarının yine diğer üç banda kıyasla daha yüksek olduğu görülmekle beraber çalışma sahası içerisinde yeralan ofiyolitik kayaçlar ve örtü çökellerinden ayırtlana bildiği gözlemlenmektedir. Band 5 ve band 6 tekli görünütülerin de ultramafik kayaçlar ve diğer litolojiler arasındaki yansıma farkı diğer iki banda kıyasla daha fazladır. Şekil 5. 15'de yeralan band 7 görüntüsünde de ultramafik kayaçlara ait yansıma miktarının band 5 ve 6'ya kıyasla daha fazla olduğu gözlemlenmektedir.



Şekil 5. 15. LANDSAT 8 OLI band 7 Kısaltmalar Şekil 5. 12' de gösterildiği gibidir

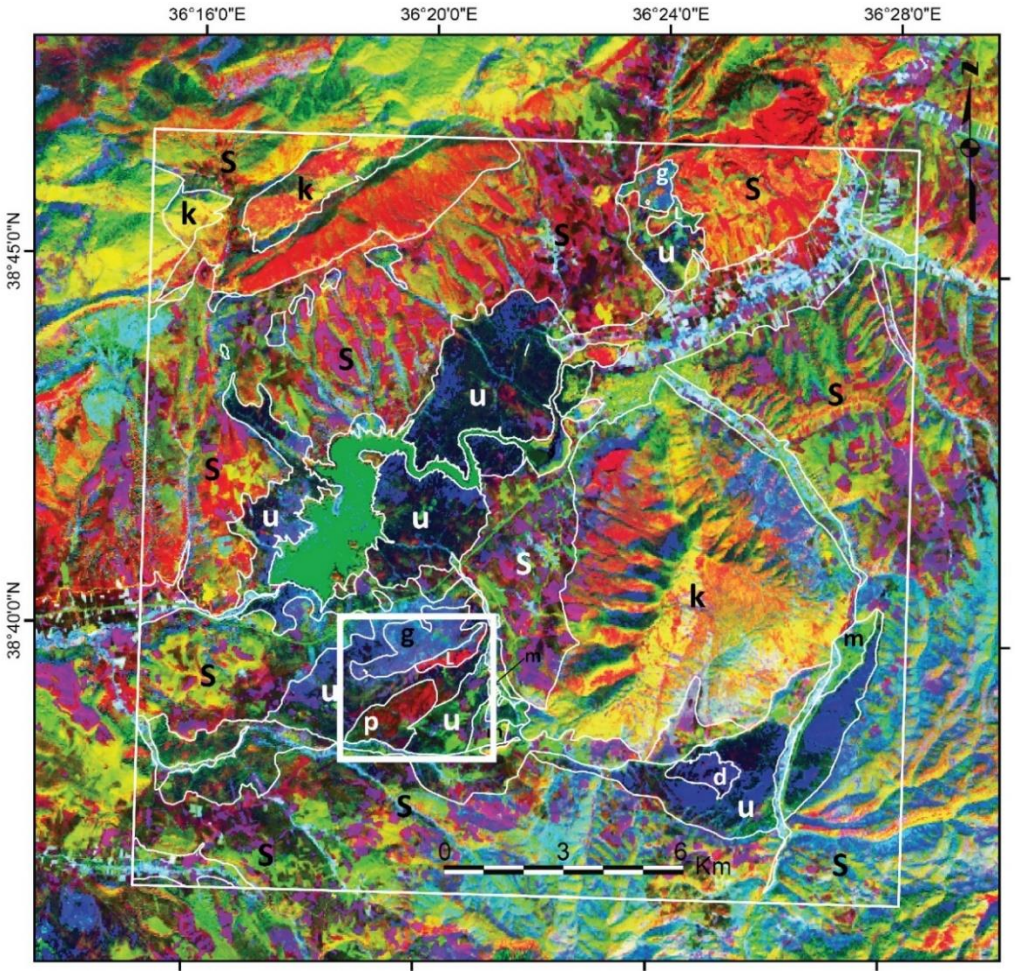
Şekil 5.15' de incelendiğinde kireçtaşına ait yansıma miktarının ultramafik kayaçlar ve diğer litolojilere kıyasla daha fazla olduğu söylenebilmektedir. Tüm bu görüntüler değerlendirilerek yansıma farklarının birbirlerine kıyasla yüksek olduğu 3, 4, 6 ve 7. bantlar seçilerek spektral zenginliği artırmak adına birbirlerine oranlanmışlardır.

Bu oran görüntüleri yardımıyla elde edilen sonuç verileri (band3/band4, band6/band7) temel bileşen analizi ve en düşük parazit bölümlemesi işlemi uygulanan görüntülerle kombine edilmiş (R: band3/band4, G: PC3, B: PC5 ve R: MNF1, G: MNF4, B: band6/band7) oluşturulan sonuç görüntüleriyle çalışma sahası içerisinde yeralan farklı litolojilerin sınırları iyi bir şekilde ortaya çıkarılmıştır (Şekil 5. 16).



Şekil 5. 16. R: band3/band4, G: PC3, B: PC5 şeklinde oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

Özellikle R: MNF1, G: MNF4, B: band6/band7 bant kombinasyonu ile elde edilen sonuç görüntüsü yardımı ile çalışma sahası içersinde yeralan haritalanabilir ölçekteki piroksenitler ve lisvenitler diğer ultramafik kayaçlardan iyi bir şekilde ayırtlanmıştır (Şekil 5. 17). Oluşturulan bu görüntüde ultramafik kayaçlar mor ve tonlarıyla temsil edilirken piroksenitler kırmızı, lisvenitler ise pembe renk tonlarıyla diğer ultramafik kayaçlardan iyi bir şekilde ayırtlana bilmektedir. Yine bu görüntüde ofiyolit tabanı metamorfitleri açık yeşil tonuyla diğer kaya gruplarından ayrılmaktadır (Şekil 5. 17)



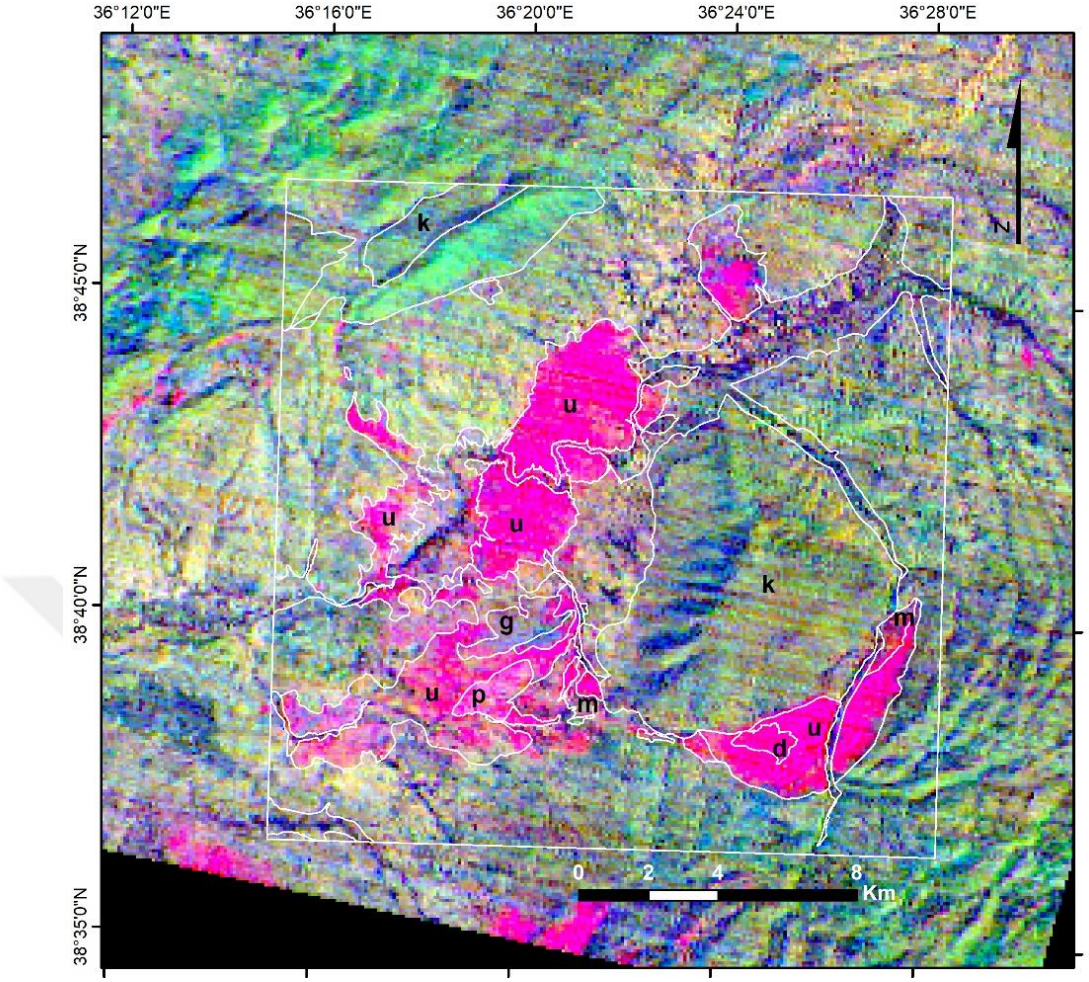
Şekil 5. 17. R: MNF1, G: MNF4, B: band6/band7 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

ASTER'in son beş bandına karşılık gelen doksan metrelik termal kızıl ötesi bantlara literatür de yer alan indeksler doğrultusunda band oranlama işlemi uygulanmıştır (Tablo 5. 6). Uygulanan indeksler mafik indeks: band12/band13, karbonat indeksi: band13/band14 ve kuvars indeksi: (band11xband11)/(band10xband12) (Ninomiya ve diğ., 2005) şeklindedir.

Tablo 5. 6. Farklı kaya gruplarının spektral zenginliklerini ortaya çıkarmak amacıyla kullanılan indeksler

Özellik	Bant Oranı	Açıklamalar	Referans
Demir			
Ferrik demir	2/1		Rowan ve Mars, Hevson ve diğ., 2001-2004
Demir	5/3 + 1/2		Rowan ve Mars, 2003
Laterit	4/5		Bierwith ve diğ., 2002
Gossan (Demir Şapka)	4/2		Volesky ve diğ,. 2003
Demirli silikat (Biyotit,klorit,amfibol)	5/4	Fe oksit Cu-Au Alterasyon	Hewson ve diğ., 2001-2004
Ferrik oksitler	4/3	Mutlak olabilir.	Hewson ve diğ., 2001-2004
Karbonatlar / Mafik Mineraller			
Karbonat / Klorit / Epidot	(7+9)/8		Rowan ve Mars, 2003
Epidot / Klorit / Amfibol	(6+9)/(7+8)	Endoskarn	Hewson ve diğ., 2001-2004
Amfibol / MgOH	(6+9)/8	MgOH ya da karbonat	Hewson ve diğ., 2001-2004
Amfibol	6/8		Bierwith ve diğ., 2002
Dolomit	(6+8)/7		Rowan ve Mars, 2003
Karbonat	13/14	Ekzoskarn (kalsiyum/dolomit)	Bierwith ve diğ., 2002 Hewson ve diğ., 2001-2004
Silikatlar			
Serizit / muskovit / illit / simektit	(5+7)/6	Fillik alterasyon	Rowan ve Mars, 2003 Hewson ve diğ., 2001-2004
Alunit / kaolinit / pirofillit	(4+6)/5		Rowan ve Mars, 2003
Phengitic	5/6		Hewson ve diğ., 2001-2004
Muskovit	7/6		Hewson ve diğ., 2001-2004
Kaolinit	7/5	Sadece tahmini	Hewson ve diğ., 2001-2004
Kil	(5x7)/62		Bierwith ve diğ., 2002
Alterasyon	4/5		Volesky ve diğ,. 2003
Host rock	5/6		Volesky ve diğ,. 2003
Silis			
Kuvarsca zengin kayalar	14/12		Rowan ve Mars, 2003
Silis	(11x11)/10/12		Bierwith ve diğ., 2002
Bazik derece indeksi (gnt, cpx, epi, chl)	12/13	Ekzoskarn (gnt, px)	Bierwith ve diğ., 2002 Hewson ve diğ., 2001-2004
SiO2	13/12	14/12 gibi	-
SiO2	12/13		Ninomiya, 2002
Silisiye kayaçlar	(11x11)/ (10x12)		Ninomiya, 2002
Silis	11/10		Hewson ve diğ., 2001-2004
Silis	11/12		Hewson ve diğ., 2001-2004
Silis	13/10		Hewson ve diğ., 2001-2004
Sülfat	(10x12)/(11x11)		Öztan ve Süzen, 2011
Diğer			
Bitkiler	3/2		
NDVI	(3-2)/(3+2)	Normalden farklı bitki indeksi	

Elde edilen görüntülerin sırasıyla (mafik indeks, karbonat indeksi, kuvars indeksi) RGB kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görünütüsü ile çalışma sahası içerisinde yeralan ultramafik kayaçlar diğer litolojilerden iyi bir şekilde ayırtlanabilmiştir (Şekil 5.18).



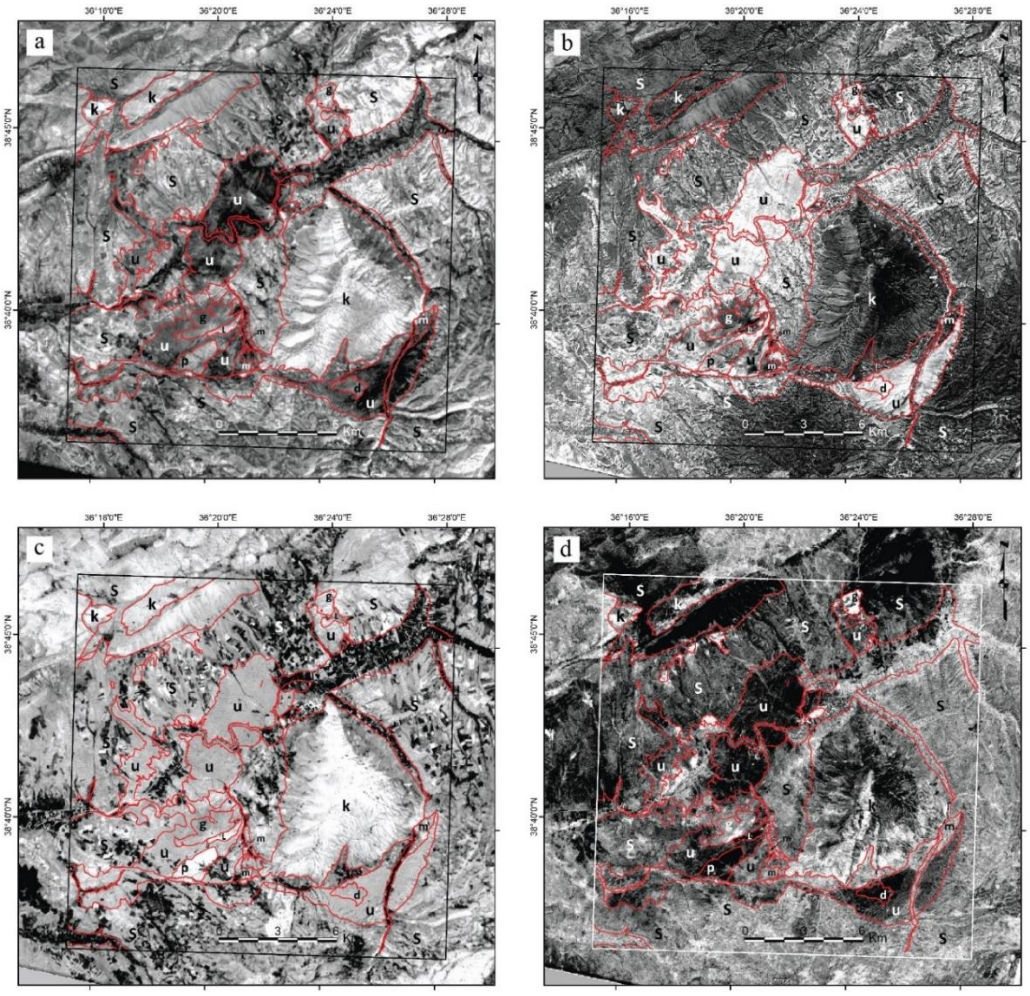
Şekil 5. 18. R: band12/band13 (mafik indeks), G: band13/band14 (karbonat indeksi), B: (band11xband11)/(band10xband12) (kuvars indeksi) kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

5.5.3. Temel bileşenler analizi (Principal Component Analysis-PCA)

Temel bileşenler analizi, aralarında korelasyon bulunan bir değişkenler setini aralarında korelasyon bulunmayan başka bir değişkenler setine dönüştüren istatistiksel bir görüntü işleme yöntemidir. İlk PC görüntüsü (PC1) tüm orjinal bantların ağırlıklı pozitif toplamıdır ve maksimum veri varyansı içerir, sonra ikinci PC görüntüsü ikinci en yüksek varyansı içerir ve son PC görüntüsü minimum veri varyansını ve gürültüsünü içerir (Sabins, 1987; Crosta ve Filho, 2003). Bu dönüşümün kullanımıyla genelde spektral fazlalığı azaltmak yani mevcut verinin boyutunu azaltmak amaçlanır. Ayrıca PCA dönüşümü, ham veride gizlenmiş ya da görülemeyen spektral özellikleri daha belirgin hale getirir. Analiz, benzer verileri

sıkıştırarak veri tekrarını önler ve orijinal veriden daha yorumlanabilir bir görüntü elde edilmesini sağlar. Bu teknik hidrotermal alterasyon minerallerinin görsel olarak yorumlanmasında ve tanımlanmasında da yararlıdır (Erdas Field Guide, 2003; Abera, 2005).

Çalışma içerisinde PC görüntüleri ASTER'in on beş metrelik görünür kızıl ötesi (VNIR) ve otuz metrelik kısa dalga kızıl ötesi (SWIR) bantlar olmak üzere toplam 9 bandı için hazırlanmış ve bölgedeki ultramafik kayaçların litolojik sınırlarının ortaya çıkarılmasında olumlu sonuçlar alınmıştır. Temel bileşenler analizi uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler Şekil 5. 19'da verilmiştir.

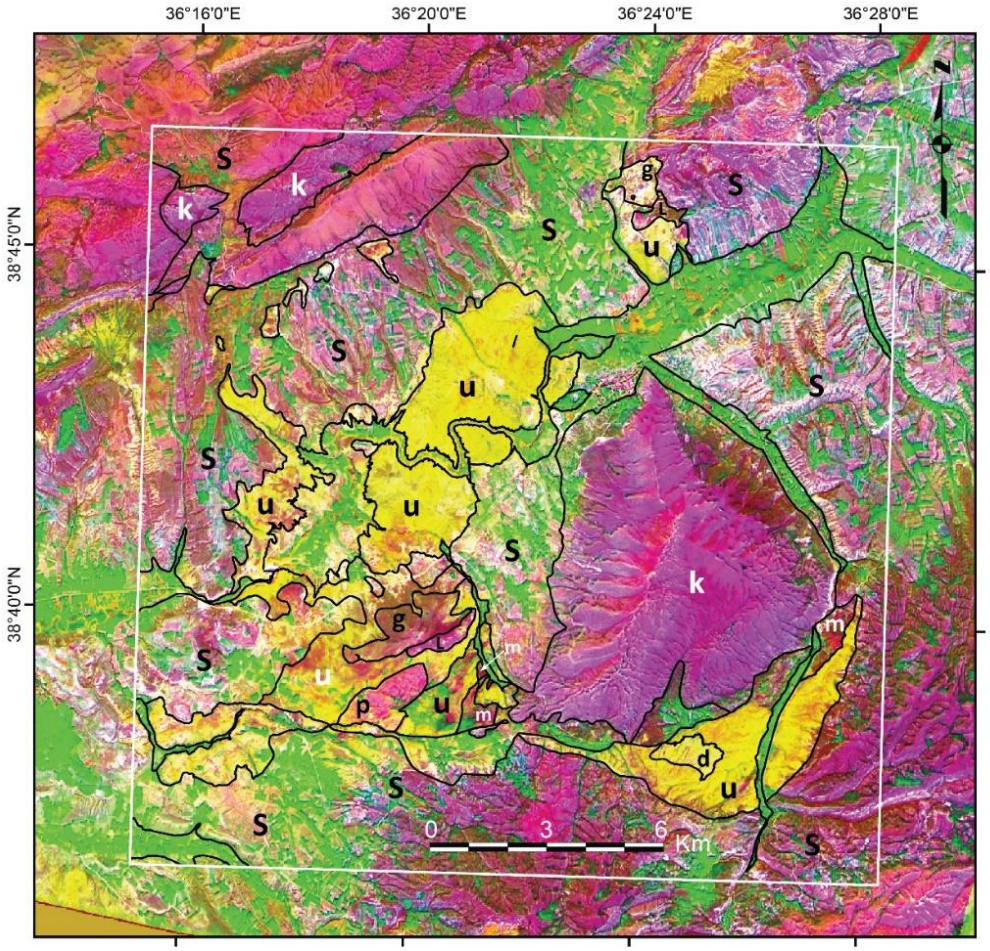


Şekil 5. 19. Temel bileşenler analizi (PCA) dönüşümü uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler. (a) PC 1 (b) PC 2 (c) PC 3 (d) PC 5 görünümü. Kısaltmalar Şekil 5. 17' de gösterildiği gibidir

Temel bileşenler analizi işlemi uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler incelenerek yansıma farklarının yüksek olduğu dört görüntü seçilmiştir (Şekil 5. 19).

Bu görüntüler kullanılarak oluşturulan R: PC3, G: PC2, B: PC1 ve R: band4, G: PC5, B: band 3/band 4 kombinasyonları ile çalışma sahası içerisinde yeralan serpantinize dunit ve harzburjit, piroksenit, gabro, ofiyolit tabanı metamorfitleri, kireçtaşı ve kırıntılı çökellere ait birimlerin litolojik sınırları ortaya çıkarılabilmektedir.

Bunlardan R: PC3, G: PC2, B: PC1 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsünde ultramafik kayaçlar sarı ve tonlarıyla temsil edilirken, piroksenitler pembe tonuyla ultramafik kayaçlardan ayrılmaktadır. Ayrıca görüntüde kırmızı renk tonuna sahip olan ofiyolit tabanı metamorfitleri diğer litolojilerden iyi bir şekilde ayırtlana bilmektedir (Şekil 5.20).

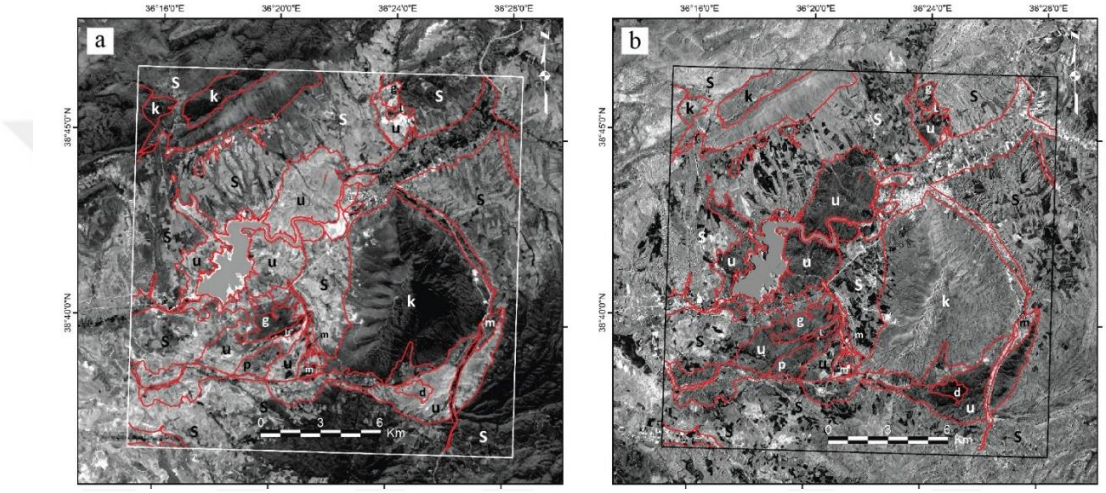


Şekil 5. 20. R: PC3, G: PC2, B: PC1 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

Diğer sonuç görüntüsü olan R: band4, G: PC5, B: band 3/band 4 kombinasyonunda ise ultramafik kayaçlar yeşil renk ile karakterize olurken serpantinleşme derecesi ve

mineral farklılıklarına bağlı olarak yeşilin tonlarını ve mor rengide içerlerinde barındırmaktadırlar. Bu kombinasyonda piroksenitler kırmızı renk tonuyla diğer ultramafik kayaçlardan ve çevre litolojilerden ayırtlana bilmektedir (Şekil 5. 13).

LANDSAT 8 OLI uydu görüntüsü için PC dönüşüm işlemi sekiz banda uygulanmış (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8) atmosferik pencereye karşılık gelen 9. band bu dönüşüm işleminin dışarısında bırakılmıştır. Bu işlem uygulandıktan sonra ortaya çıkan tekli görüntüler Şekil 5.21'de görülmektedir.



Şekil 5. 21. Temel bileşenler analizi (PCA) dönüşümü uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler. (a) PC 3 (b) PC 5 Kısaltmalar Şekil 5. 19' da gösterildiği gibidir

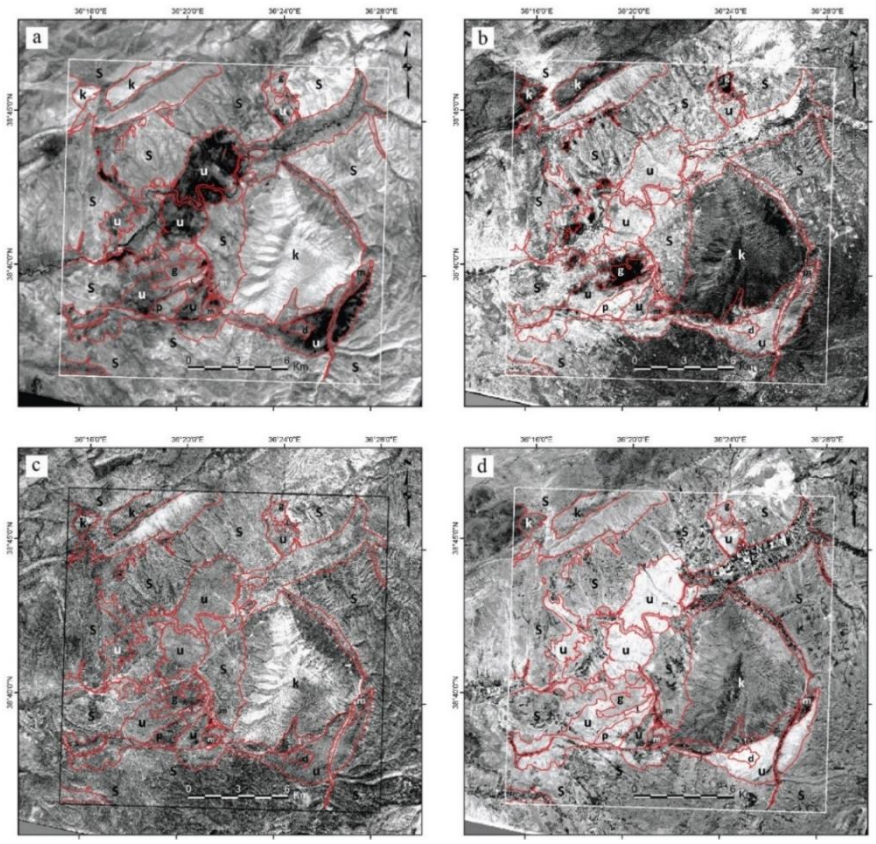
Bu görüntüler incelendiğinde kireç taşları, ultramafik kayaçlar ve örtü çökelleri arasındaki yansıma farkı net bir şekilde görülmektedir. PC 3 görüntüsünde ultramafik kayaçlar diğer litolojilere kıyasla daha yüksek yansıma değerleri sunarken, PC 5 görüntüsünde çevre birimlerin yansıma değerlerinin ultramafik kayaçlara kıyasla daha yüksek olduğu gözlemlenmektedir.

Bu görüntülerin kullanılmasıyla oluşturulan R: (band/3band4), G: PC3, B: PC5 kombinasyonuyla çalışma sahası içerisinde yeralan serpantinize dunit ve harzburjit, piroksenit, gabro, ofiyolit tabanı metamorfitleri, kireçtaşı ve kırıntılı çökellere ait birimlerin litolojik sınırları ortaya çıkarılmıştır. Bu sonuç görüntüsünde ultramafik kayaçlar yeşil ve tonlarıyla gözlenirken, kireçtaşları mor, ofiyolit tabanı metamorfitleri lacivert ve örtü çökelleri sarı renk tonlarıyla karakterizedir ve birimlerin litolojik sınırları iyi bir şekilde ayırtlanabilmektedir (Şekil 5. 16).

5.5.4. En az parazit bölümlenmesi (Minimum Noise Fraction, MNF)

En az parazit bölümlemesi dönüşümü, veri kümesindeki toplam uyuşmazlığa katkı sağlayan önemli bilgiyi içeren bantlardan gelen parazitleşmiş baskın spektral bantların ayrılmasını sağlayan görüntü işleme yöntemidir. Bu yöntem özellikle ASTER SWIR verileri üzerinde olumlu sonuçlar alınmasını sağlamaktadır (Kalinowski ve Oliver, 2004).

Bu çalışmada MNF görüntüleri ASTER'in görünür kızıl ötesi (VIR) ve kısa dalga kızıl ötesi (SWIR) olmak üzere toplam 9 bandı için hazırlanmıştır. Bu işlem uygulandıktan sonra elde edilen görüntüler Şekil 5. 22'de yeralmaktadır.

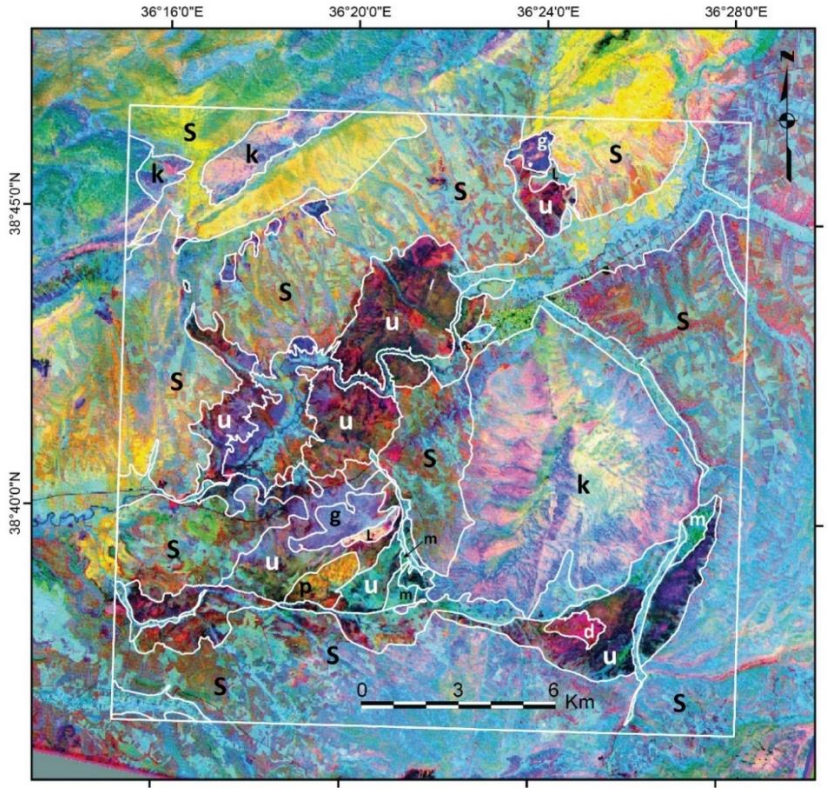


Şekil 5. 22. En az parazit bölümlenmesi (MNF) dönüşümü uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler. (a) MNF 1 (b) MNF 4 (c) MNF 6 (d) MNF 9 Kısaltmalar Şekil 5. 19' da gösterildiği gibidir

En az parazit bölümlenmesi işlemi uygulandıktan sonra elde edilen görüntüler değerlendirildiğinde ve özellikle MNF 1 ve MNF 9 görüntülerinde ultramafik kayaçlar ve diğer litolojiler arasındaki yansıma farkı net bir şekilde görülmektedir.

MNF 4 görüntüsünde ultramafik kayaçlar kireç taşına ait birimlere kıyasla daha yüksek yansıma değerleri sunarken MNF 6' da bu kez kireç taşına ait birimler daha yüksek yansıma değerleri sunmaktadır. Tüm yansıma farklılıkları değerlendirilerek oluşturulan kombinasyonlarla elde edilen yalancı renk kompozit görüntüler yardımıyla çalışma sahası içerisinde yeralan birimlere ait litolojik sınırlar iyi bir şekilde ortaya çıkarılabilmiştir.

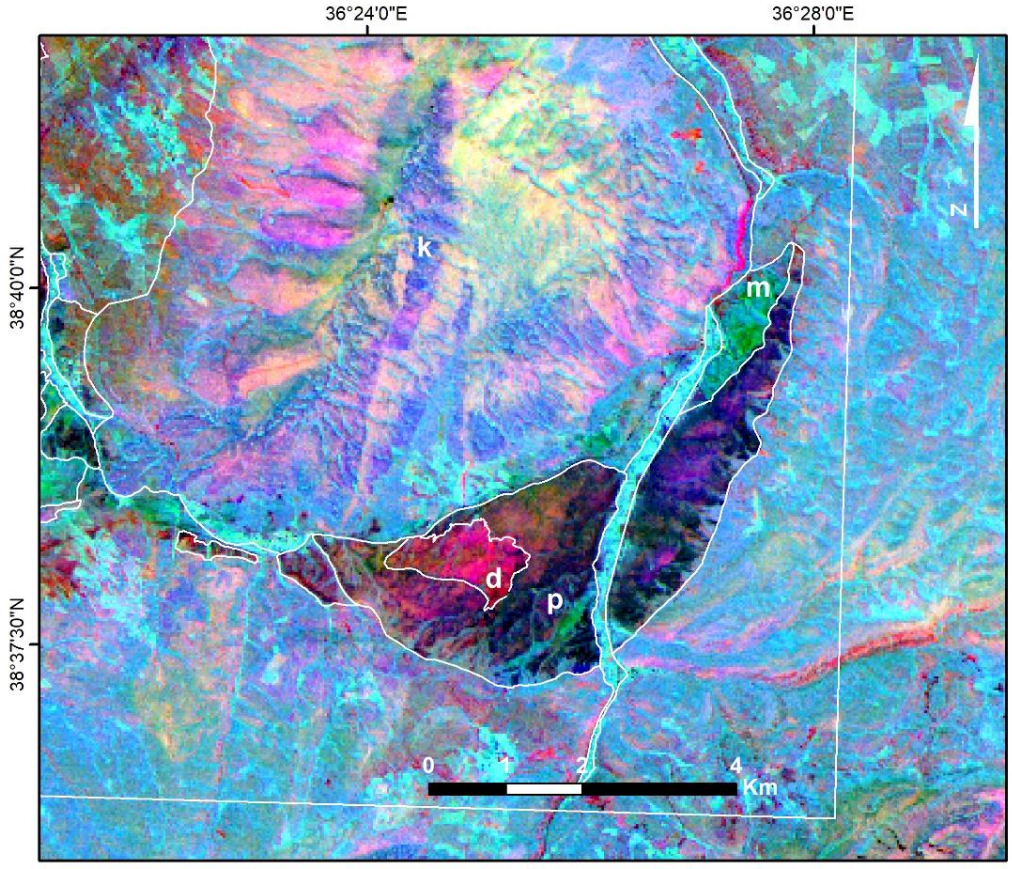
Elde edilen görüntülerden R: MNF9 G: MNF6 B: MNF4 kullanılarak oluşturulan yalancı renk kompozit görüntüsü yardımıyla bölgede yeralan ultramafik kayaçlar, gabrolar, ofiyolit tabanı metamorfitleri ve çökel kayaçlara ait birimlerin litolojik sınırları belirlenmiştir (Şekil 5. 23).



Şekil 5. 23. R: MNF9 G: MNF6 B: MNF4 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

Özellikle bu bant kombinasyonu yardımı ile çalışma sahası içersinde yeralan haritalanabilir ölçekteki piroksenitler ve peridotitler diğer ultramafik kayaçlardan iyi bir şekilde ayrılmıştır. Görüntede ultramafik kayaçlar mor ve tonlarıyla temsil

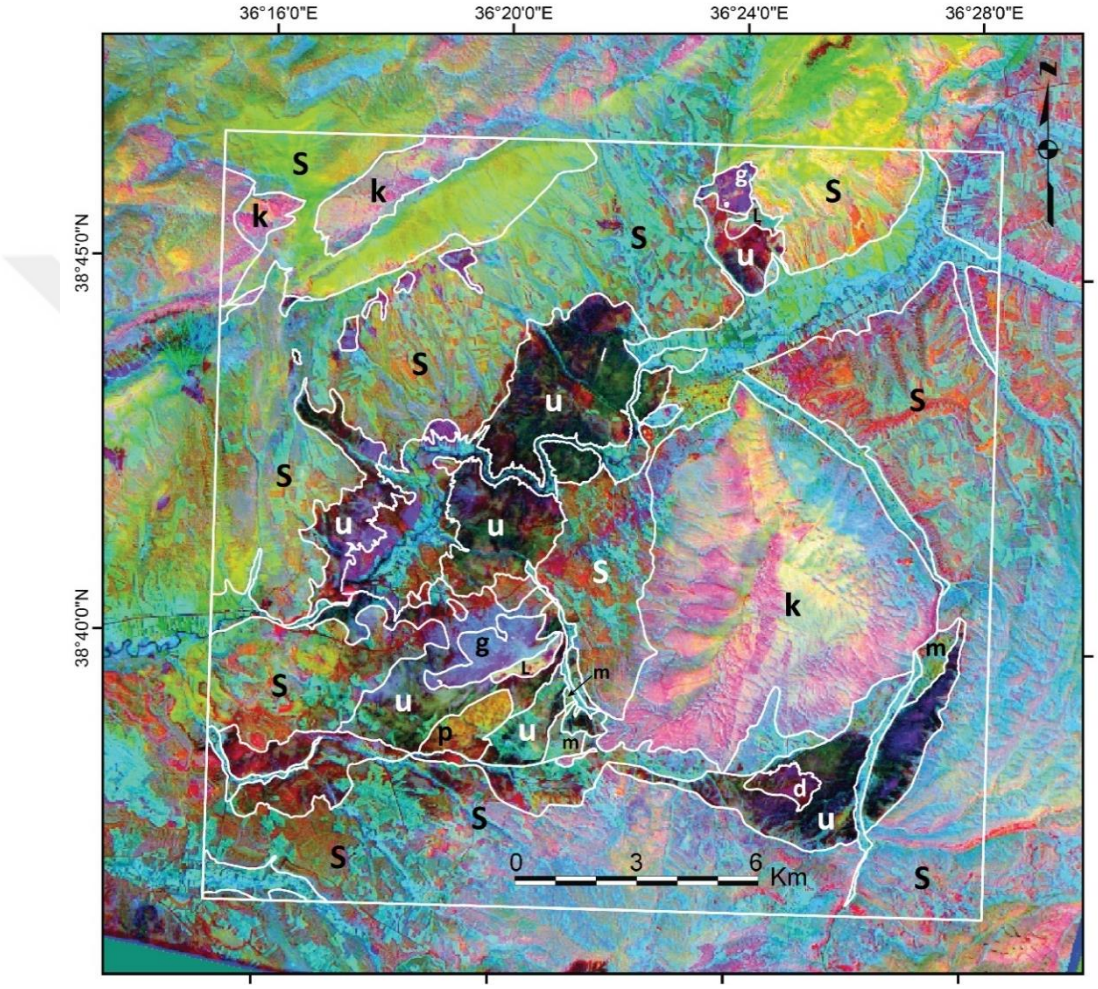
edilirken piroksenitler baskın sarı tonuyla diğer ultramafiklerden iyi bir şekilde ayrılabilmektedir. Yine baskın pembe rengiyle çevre litolojilerden iyi bir şekilde ayırtlanabilen alanın iki farklı noktasından derlenen örneklerin ince kesit görüntüleri ve jeokimyaları incelendiğinde dunit oldukları saptanmıştır (Şekil 5.24). Bu veri doğrultusunda bahsi geçen alan dışında çalışma sahası içerisinde peridotitlere karşılık gelen farklı noktalarda da gözlemlenen baskın pembe rengin dunit bileşimine sahip olabilecekleri şeklinde yoruma gidilmiştir. Bu durum farklı çalışma sahalarında aynı bant kombinasyonuyla teğit edildiği taktirde dünitlerle beraberlik sunan ve ekonomik öneme sahip kromit madenlerinin tespit edilmesi açısından önem teşkil etmektedir. Görüntüde ofiyolit tabanı metamorfitleri turkuaz renk tonuyla çevre litolojilerden iyi bir şekilde ayırdı sağlanabilmektedir (Şekil 5. 23).



Şekil 5.24. R: MNF9 G: MNF6 B: MNF4 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsünün detay haritası Kısaltmalar d; dünit, p; peridotit, k; kireçtaşı şeklindedir

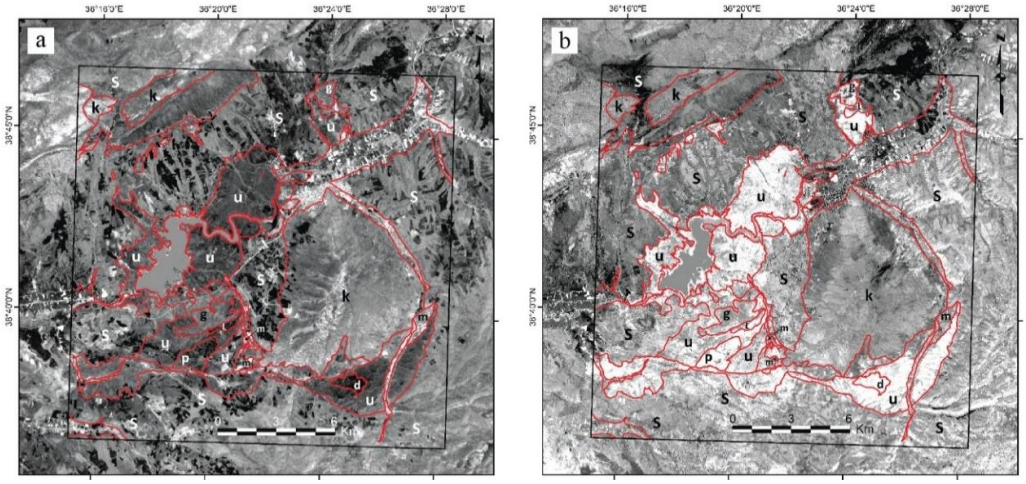
Farklı teknikler yardımı ile oluşturulan görüntülerle kombine edilen MNF görüntüleri litolojik sınırların belirlenmesinde önemli sonuçlar vermiştir.

Örneğin, R: band6 G: MNF6, B: MNF4 kombinasyonu kullanılarak elde edilen yalancı renk kompozit görüntüsü yardımı ile bölgede yeralan birimlere ait litolojik sınırlar iyi bir şekilde ortaya çıkarılabilmektedir. Bu kombinasyonda da yine haritalanabilir ölçekte olan piroksenit ve dunitler diğer ultramafik kayaçlardan farklı bir renk sunmakta ve iyi bir şekilde ayırtları sağlanabilmektedir (Şekil 5. 25).

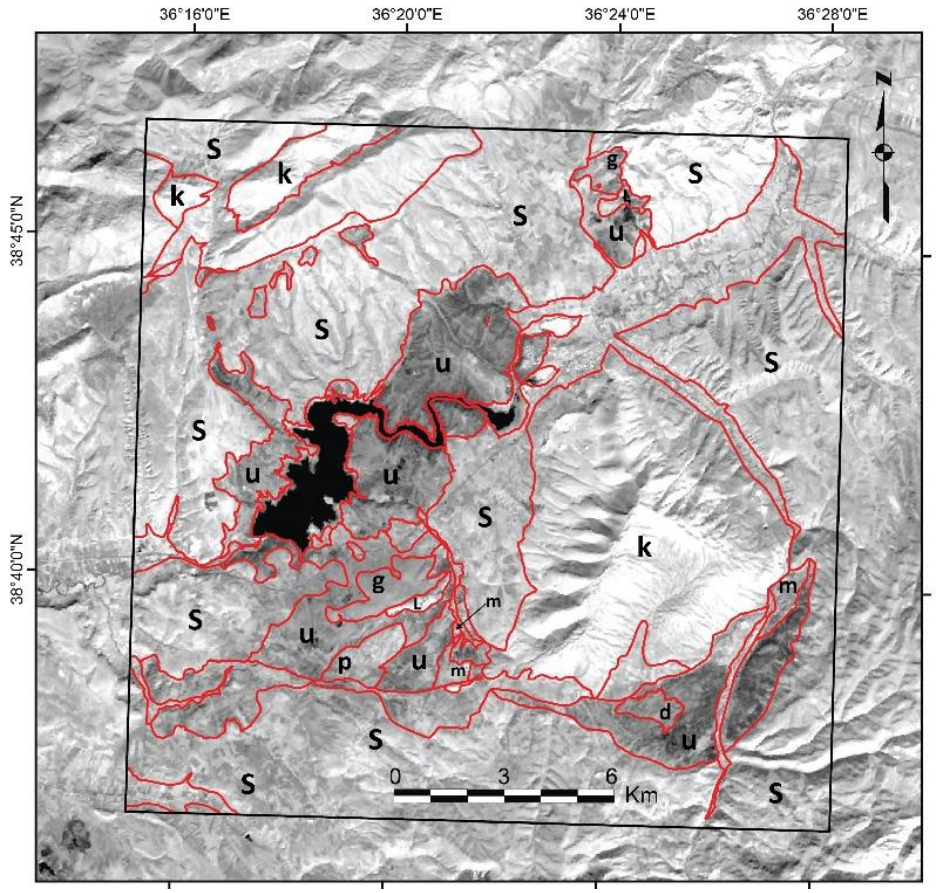


Şekil 5. 25. R: band6 G: MNF6, B: MNF4 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

LANDSAT 8 OLI uydu görüntüsü için MNF dönüşüm işlemi sekiz banda uygulanmış (1,2,3,4,5,6,7,8) atmosferik pencereye karşılık gelen 9.band bu dönüşüm işleminin dışarısında bırakılmıştır. Bu işlem uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler Şekil 5. 26 ve 5. 27' de yer almaktadır.



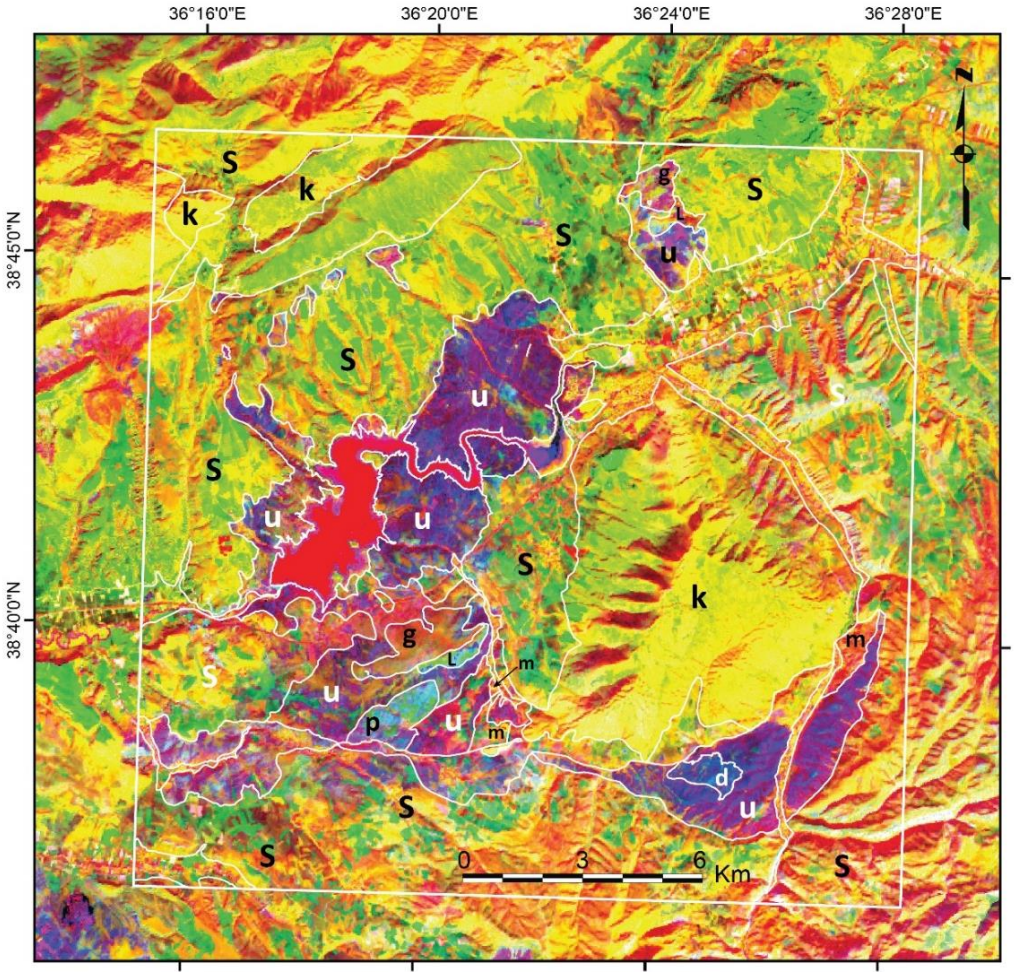
Şekil 5. 26. En az parazit bölümlenmesi (MNF) dönüşümü uygulandıktan sonra elde edilen tekli görüntüler. (a) MNF 4 (b) MNF 6 Kısaltmalar Şekil 5. 23' de gösterildiği gibidir



Şekil 5. 27. En az parazit bölümlenmesi (MNF) dönüşümü uygulandıktan sonra elde edilen MNF 1 görüntüsü. Kısaltmalar Şekil 5. 23' de gösterildiği gibidir

En az parazit bölümlenmesi işlemi gerçekleştirildikten sonra edilen görüntüler incelendiğinde birimler arasında ki yansıma farkları net bir şekilde gözlemlenmektedir (Şekil 5. 26, 5. 27).

Bu tekli görüntülerin kullanılmasıyla elde edilen R: MNF4, G: MNF1, B: MNF:6 sonuç görüntüsüyle çalışma sahası içerisinde yeralan ultramafik kayaçların, gabroların, kireçtaşlarının ve kırıntılı çökellerin sınırları belirlenmiştir. Bu görüntüde ultramafik kayaçlar mor ve tonlarıyla temsil edilirken piroksenitler açık mavi, dunitler ise lacivert renk tonlarıyla diğer ultramafik kayaçlardan ayrılmaktadırlar (Şekil 5. 28).

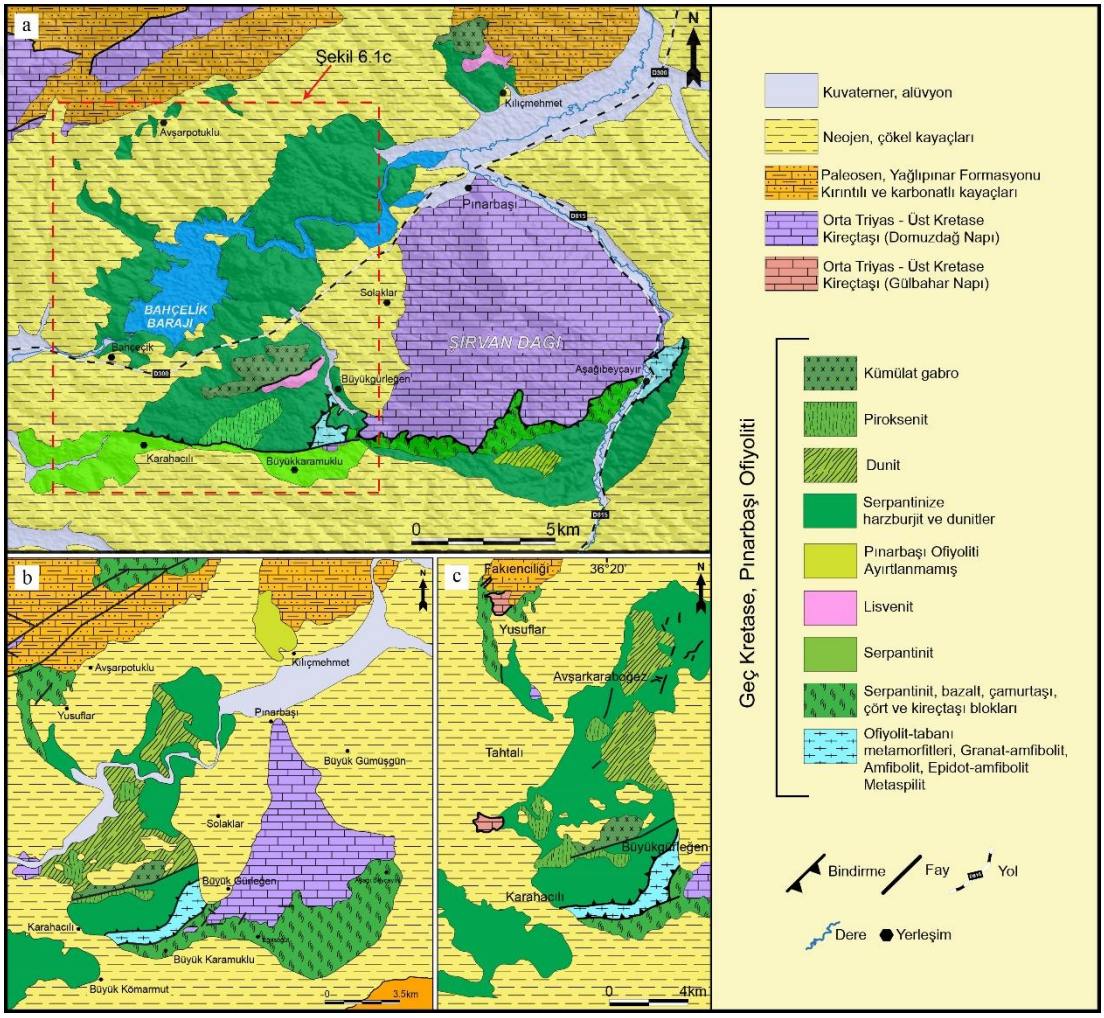


Şekil 5. 28. R: MNF4, G: MNF1, B: MNF:6 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

Oluşturulan MNF görüntüleri, band oranlama tekniği kullanarak elde edilen görüntülerle kombine edilmiş (R: MNF1, G: MNF4, B: (band6/band7)), elde edilen sonuç görüntüsüyle çalışma sahasında yeralan birimlerin sınırları belirlenmiştir. Yine piroksenitler bu bant kombinasyonuyla (kırmızı renk tonuyla) diğer ultramafik kayaçlardan iyi bir şekilde ayırtlanabilmektedir (Şekil 5. 16).

6. BULGULAR VE TARTIŞMA

Gerçekleştirilen saha çalışmaları doğrultusunda bölgenin 1/25000'lik detay jeoloji haritası oluşturulmuştur. Oluşturulan jeoloji haritası bölgede daha önce çalışma gerçekleştiren diğer araştırmacıların yapmış oldukları jeoloji haritalarıyla ve saha çalışmaları öncesinde uzaktan algılama işlemleri uygulanarak elde edilen sonuç haritalarımızla kıyaslanmıştır.

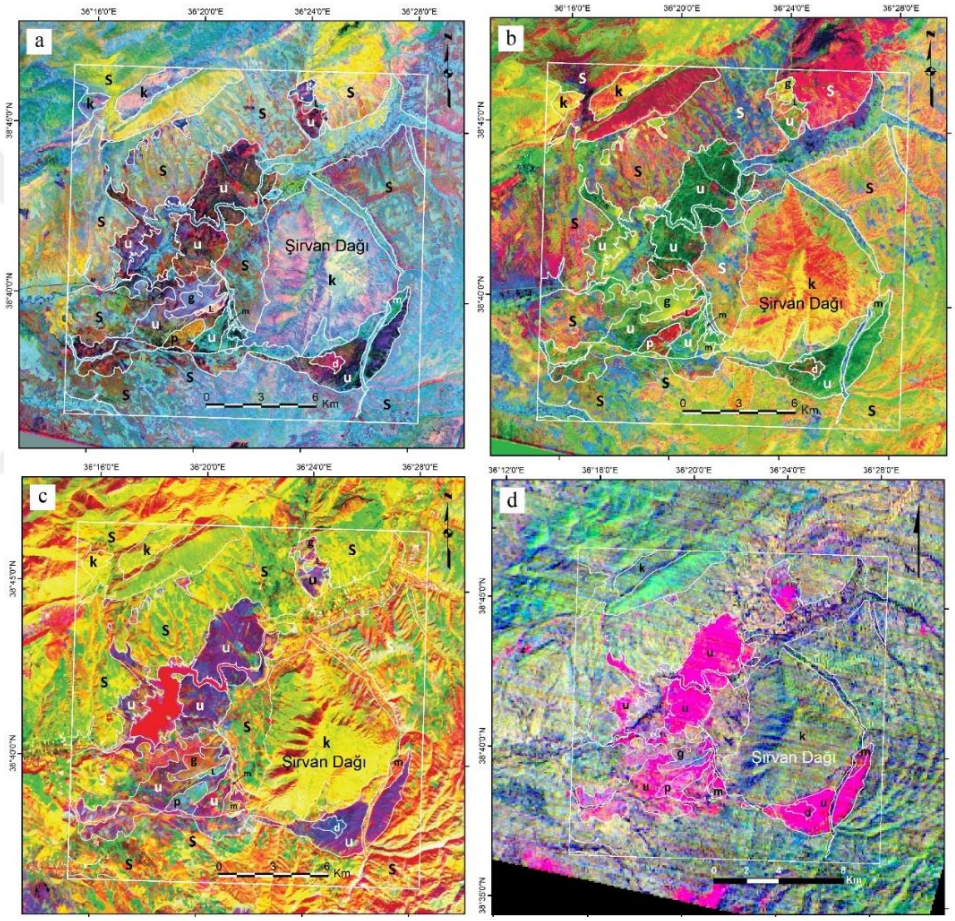


Şekil 6.1. (a) Bu çalışma sonucu elde edilen 1/25000'lik detay jeoloji haritası (b) Keskin (2010) ve (c) Vergili ve Parlak (2005)'den alınan jeoloji haritaları

Şekil 6.1 incelendiğinde bu alanda daha önce çalışma gerçekleştiren araştırmacıların Kılıçmehmet Köyü çevresinde Pınarbaşı Ofiyoliti'ne ait ayırtlanmamış birimler olarak haritaladıkları alanın (Şekil 6.1b), gabro, lisvenit, serpantinize dunit ve harzburjit birimlerinden oluştuğu bu çalışmayla saptanarak sınırları belirlenmiştir. Bununla beraber bu haritalarda (Şekil 6.1b,c) Bahçelik Barajı çevresinde dunit şeklinde haritalanan alanların bazı kesimlerinin bu çalışma kapsamında yaptığımız petrografik çalışmalarda harzburjit oldukları belirlenmiştir. Bu doğrultuda oluşturulan jeoloji haritasında Bahçelik Barajı çevresi serpantinize dunit ve harzburjitler şeklinde haritalanmıştır. Şekil 6.1c'de yeralan, serpantinize dunit ve harzburjitleri kesen dolerit daykları saha çalışmalarımızda saptanmış ve bu noktalardan alınan görüntüler genel jeoloji bölümünde aktarılmıştır. Büyükgürleğen Köyü güney batısında yeralan ve geniş bir yayılıma sahip olan piroksenitlerin ve bu köyün hemen güneyinde bulunan ofiyolit tabanı metamorfitlerinin gözlendiği alanlar ve sınır ilişkileri de Şekil 6.1b ve c şekillerinde yeralan haritalardan farklılıklar sunmaktadır. Yine Büyükgürleğen Köyü batısında kümülat gabroların dokanağında yeralan ve geniş bir yayılıma sahip olan lisvenit birimi önceki çalışmalarda serpantinize dunit ve harzburjitlere dahil edilirken bu çalışmayla beraber bu birimlerden ayrılarak haritalanmıştır. Çalışma sahasının kuzey batısında bulunan Yağlıpınar Formasyonu ve bu bölgede yeralan Domuzdağ Napı'na ait birimlerin konumları ve sınır ilişkileri de Şekil 6.1b ve c figürlerinde yeralan haritalardan farklılıklar sunmaktadır. Şirvan Dağı'nın güneyinde bulunan ve geniş bir yayılıma sahip olan dunitler bu çalışma ile çevre birimlerden ayırtlanarak haritalanmıştır (Şekil 6.1a). Yine Aşağıbeyçayır Köyü çevresinde yeralan düşük dereceli metamorfik kayaçlar ilk kez bu çalışma ile haritalanarak ofiyolit tabanı metamorfitlerine dahil edilirken (Şekil 6.1a), önceki çalışmalarda bu alanın tamamı ofiyolitik melanj şeklinde yorumlanarak haritalanmıştır (Şekil 6.1b). Bu alanda yeralan metabazaltların oluştukları manto kaynağını tespit etmek amacıyla iz ve nadir toprak element içeriklerinden yararlanılmıştır. Buna göre, metabazaltlar jeokimyasal nitelikleri açısından okyanus adası bazaltları (OIB) ile birebir örtüşmektedir. Bu nedenle bu kayaçların Okyanus Adası Bazaltı'nın metamorfizması sonucunda oluştukları düşünülmektedir.

Bu çalışma içerisinde daha önce farklı çalışma sahalarında uygulanan uzaktan algılama teknikleri sonucu elde edilen sonuç görüntülerinden faydalanıldığı gibi çalışma sahası

içerisinde yeralan litolojiler arasındaki spektral farklılıkları artırmak adına yeni bant kombinasyonları oluşturularak sonuç görüntüleri elde edilmiştir. Bu görüntüler yardımı ile çalışma sahasında yeralan farklı kaya grupları litolojik olarak birbirlerinden ayrılarak sınırları belirlenmiştir. Uzaktan algılama teknikleriyle elde edilen tüm sonuç görüntüleri, gerçekleştirilen saha çalışmaları neticesinde oluşturulan 1/25.000'lik detay jeoloji haritasıyla kıyaslandığında kaya gruplarının litolojik sınırlarının birbirleriyle büyük oranda örtüştüğü tespit edilmiştir (Şekil 6.1a ve 6.2a,b,c,d).



Şekil 6.2. (a) ASTER, R: MNF9 G: MNF6 B: MNF4 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. (b) ASTER, R: band4, G: PC5, B: band3/band4 şeklinde oluşturulan sonuç görüntüsü. (c) LANDSAT 8 OLI, R: MNF4, G: MNF1, B: MNF:6 kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. (d) ASTER, R: band12/band13 (mafik indeks), G: band13/band14 (karbonat indeksi), B: (band11xband11)/(band10xband12) (kuvars indeksi) kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsü. Kısaltmalar u; ultramafik kayaçlar, p; piroksenit, k; kireçtaşı, L; lisvenit, g; gabro, m; ofiyolit tabanı metamorfitleri d; dünit, S; sedimanter örtü birimlerini temsil etmektedir

ASTER'in mineral hassasiyetli ilk dokuz bandı kullanılarak oluşturulan Şekil 6.2a ve b görüntüleri incelendiğinde ultramafik kayaçların baskın renk tonları içerisinde gözlenen diğer renkler kayaların bileşiminde bulunan minerallerin yüzde dağılımı ya da serpantinleşme derecesinde ki farklılıklar şeklinde yorumlanmıştır. Yine LANDSAT 8 OLI MNF; R; band4, G; band1, B; band6 kullanılarak oluşturulan sonuç görüntüsünde de bu farklılıklar gözlemlenebilmektedir. Saha çalışmaları doğrultusunda elde edilen jeoloji haritasıyla da kıyaslandığında (Şekil 6.1a) bu alanlarda peridotitlerin dunit ve harzburjit şeklinde farklılık sunması renk tonlarında ki farklılığı da beraberinde getirmektedir. Fakat 6.2b ve c şekillerinde yeralan jeoloji haritalarında görüldüğü gibi, Bahçelik Barajı çevresinde haritalanabilir ölçekte geniş yayılıma sahip dunitler, gerçekleştirilen saha çalışmalarında gözlemlenemediği gibi uzaktan algılama teknikleri uygulanarak elde edilmiş sonuç görüntülerinde de gözlemlenememektedir (Şekil 6.2a,b,c). Şekil 6.2'de yeralan her dört sonuç görüntüsünde belirlenmiş litolojik sınırlar Şekil 6.1a figüründe bulunan jeoloji haritasında yeralan sınırlarla büyük oranda örtüşmektedir. Yine önce ki bölümde de bahsi geçen Büyükgürleğen Köyü güney batısında bulunan ve geniş bir yayılım sergileyen piroksenitler Şekil 6.2a,b ve c sonuç haritalarında iyi bir şekilde gözlemlenebilmektedir. Şekil 6.1 b ve c figürlerinde bu piroksenitlerin konumu ve çevre birimlerle sınır ilişkileri oluşturduğumuz jeoloji haritasıyla (Şekil 6.1a) farklılık gösterdiği gibi Şekil 6.2'de yeralan uzaktan algılama teknikleri kullanılarak elde edilmiş sonuç görüntüleriyle de farklılıklar sunmaktadır. Oluşturduğumuz jeoloji haritasını doğrular nitelikte, 6.2a,b ve c şekillerinde yeralan sonuç görüntülerinde Kılıçmehmet Köyü çevresinde yeralan birimlerin çalışma sahası içerisinde farklı lokasyonlarda bulunan gabro, lisvenit, serpantinize dunit ve harzburjitlerle aynı renk tonlarını sergiledikleri gözlemlenmektedir. Yine çalışma sahasının kuzey batısında yerlan kırıntılı ve karbonatlı kayaçlardan oluşan Yağlıpınar Formasyonu ve bu alanda yeralan podiform tipi karbonatlardan oluşan Domuzdağ Napı'na ait birimlerin sınırları Şekil 6.2a,b ve c figürlerinde oluşturduğumuz jeoloji haritasını doğrular niteliktedir (Şekil 6.1a). Bu alanda kireçtaşlarıyla kırıntılı-karbonatlı birimler farklı renk tonlarıyla birbirlerinden iyi bir şekilde ayırtlanabilmekte ve Şekil 6.1 b ve c figürlerinde yeralan haritalarla farklılıklar sunmaktadır. Çalışma sahasında Şirvan Dağı'na karşılık gelen alanda geniş bir yayılıma sahip olan Domuzdağ Napı'na ait platform tipi karbonatlar Şekil 6.2a,b ve c figürlerinde uygulanan bant kombinasyonlarıyla çevre litolojilerden

iyi bir şekilde ayırtlanmıştır. Şekil 6.2a,b ve c figürlerinde Şirvan Dağı'na karşılık gelen alanlara ait sınırlar oluşturduğumuz jeoloji haritasını (Şekil 6.1a) doğrular nitelikte iken Şekil 6.1b figüründe yeralan jeoloji haritasıyla farklılıklar gösterdiği gözlemlenmektedir. Şekil 6.2d figüründe yeralan ve ASTER'in toplam kimya hassasiyetli termal bantları kullanılarak, R: band12/band13 (mafik indeks), G: band13/band14 (karbonat indeksi), B: (band11xband11)/(band10xband12) (kuvars indeksi) kombinasyonuyla oluşturulan sonuç görüntüsünde ultramafik kayaçların baskın pembe tonuyla çevre litolojilerden iyi bir şekilde ayırtlandığı gözlemlenmektedir. Yine bu birimlere ait sınırlar jeoloji haritamızı doğrular nitelikle olmakla beraber (Şekil 6.1a) özellikle çalışma sahasının KB'sında yeralan Yağlıpınar Formasyonu ve GB'sında bulunan Karahacılı Köyü çevresinde Şekil 6.1b ve c figürleriyle farklılıklar sunmaktadır.

Tüm bu bulgular değerlendirildiğinde, saha çalışmaları öncesinde uzaktan algılama teknikleri uygulanarak elde edilen sonuç görüntülerinin süreci hızlı ve ekonomik hale getirmekle beraber saha çalışmalarıyla da teğit edilerek uygulanabilir ve kullanışlı olduğu saptanmıştır. Gerçekleştirilen saha çalışmalarıyla oluşturulan ve saha çalışmaları öncesinde uzaktan algılama teknikleri kullanılarak elde edilen sonuç görüntüleriyle önemli ölçüde benzerlik sunan 1/25000'lik detay jeoloji haritası daha sonra bölgede çalışmalar gerçekleştirecek araştırmacılar için kaynak olacağı düşünülmektedir (Şekil 6.1a).

Özellikle Şekil 6.2'nin a ve c figürlerinde yeralan sonuç haritalarında, Şirvan Dağı'nın güneyinde bulunan ve çevre litolojilerden farklı renk tonuyla ayırtlanabilen, elde edilen diğer sonuç görüntülerinde de farklı renk tonlarıyla anomali sunan (örn; Şekil 6.2b) alandan derlenen örneklerin ince kesit görüntüleri ve jeokimyaları incelendiğinde dunit oldukları saptanmıştır. Bu veri doğrultusunda, bahsi geçen alan dışında çalışma sahasının içerisinde peridotitlere karşılık gelen ve farklı noktalarda da gözlemlenen benzer renk tonlarının dunit bileşimine sahip olabilecekleri şeklinde yoruma gidilmiştir. Bu durum farklı çalışma sahalarında aynı bant kombinasyonlarıyla teğit edildiği taktirde dunitlerle beraberlik sunan ve ekonomik öneme sahip kromit madenlerinin tespit edilmesi açısından önem teşkil etmektedir.

7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Pınarbaşı Ofiyoliti başlıca serpantinize peridotitler, piroksenitler, gabrolar, dolerit daykları ve ofiyolit tabanı metamorfitlerinden meydana gelmektedir. Gerçekleştirilen bu tez çalışması ile bölgenin 1/25000'lik detay jeoloji haritası oluşturulmuştur. Çalışma sahası içerisinde, Kılıçmehmet Köyü çevresinde yeralan ve daha önce gerçekleştirilen çalışmalarda Pınarbaşı Ofiyoliti'ne ait ayırtlanmamış birimler olarak haritalanan alan, bu çalışmayla beraber ayırtlanarak haritalanmıştır. Oluşturulan 1/25000'lik detay jeoloji haritası bölgede daha önce çalışma gerçekleştiren araştırmacıların yapmış oldukları jeoloji haritaları ve elde edilen uzaktan algılama sonuç görüntüleriyle kıyaslanmıştır.

Pınarbaşı Ofiyoliti'nden jeokimyasal analiz için derlenen örneklerin SSZ ve OIB benzer kimyasal karakterlere sahip oldukları belirlenmiştir. Aşağıbeyçayır Köyü çevresinde yeralan ve OIB karakteri sunan düşük dereceli metamorfik kayaçlar daha önceki çalışmalarda ofiyolitik melanj içerisine dahil edilirken ilk kez bu çalışmayla ofiyolit tabanı metamorfitleri olarak değerlendirilmiştir.

Bugüne kadar birçok araştırmacı ofiyolitik kayaçların litolojik olarak haritalanması işleminde uzaktan algılama teknikleri kullanarak etkili sonuçlar elde etmişlerdir (Abdeen ve diğ., 2001; Hewson ve diğ., 2001; Rowan ve Mars, 2003; Mars ve Rowan, 2006; Khan ve diğ., 2007; Gad ve Kusky, 2007; Amer ve diğ., 2010; Gabr ve diğ., 2010; Rajendran ve diğ., 2011, 2013; Özkan ve diğ., 2018; Wolters ve diğ., 2005). Bu çalışma içerisinde daha önce farklı çalışma sahalarında uygulanan uzaktan algılama teknikleri sonucu elde edilen sonuç görüntülerinden faydalanıldığı gibi ASTER ve LANDSAT 8 OLI algılayıcılarına ait bantlara uygulanan uzaktan algılama teknikleri sonucu elde edilen tekli görüntülerin kıyaslanması yardımıyla, spektral farklılıkların ortaya çıkarılması adına yeni bant kombinasyonları da geliştirilmiştir (örneğin; ASTER; R: MNF9 G: MNF6 B: MNF4, R: band4, G: PC5, B: band3/band4; LANDSAT 8 OLI; R: MNF4, G: MNF1, B: MNF:6). Elde edilen yeni sonuç görüntüleriyle çalışma sahasında

yeralan farklı kaya grupları litolojik olarak birbirlerinden ayırtlanarak sınırları belirlenmiştir. Yine MNF; R; band9, G; band6, B; band4 sonuç görüntüsü yardımıyla çevre litolojilerden farklı renk tonuyla ayırtlanabilen ve elde edilen diğer sonuç görüntülerinde de farklı renk tonlarıyla anomali sunan alandan derlenen örneklerin ince kesit görüntüleri ve jeokimyaları incelendiğinde dunit oldukları saptanmıştır. Bu veri doğrultusunda, bahsi geçen alan dışında çalışma sahasının içerisinde peridotitlere karşılık gelen farklı noktalarda da gözlemlenen benzer renk tonlarının dunit bileşimine sahip olabilecekleri şeklinde yoruma gidilmiştir. Bu durum farklı çalışma sahalarında aynı bant kombinasyonuyla teğit edildiği taktirde dunitlerle beraberlik sunan ve ekonomik öneme sahip kromit madenlerinin tespit edilmesi açısından önem teşkil etmektedir. Uzaktan algılama teknikleriyle elde edilen tüm sonuç görüntüleri, gerçekleştirilen saha çalışmaları neticesinde oluşturulan 1/25.000'lik detay jeoloji haritasıyla kıyaslandığında kaya gruplarının litolijik sınırlarının birbirleriyle büyük oranda örtüştüğü tespit edilmiştir.

KAYNAKLAR

Abdüsselamoğlu Ş., Kayseri-Adana Arasındaki Doğu Toroslar Bölgesinin Jeolojisi Hakkında Rapor, *Maden Tetkik Arama (MTA),* 3262, 33, 1962.

Abdeen M. M., Thurmond A. K., Abdelsalam M. G., Stern R. J., Application of ASTER Band-ratio Images for Geological Mapping in Arid Regions: the Neoproterozoic Allaqi Suture, Egypt. *Proceedings of GSA 2001 Annual Meeting,* Boston, 20-25 February 2001.

Abrams M., The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): Data Products for the High Spatial Resolution Imager on NASA's Terra Platform, *International Journal of Remote Sensing,* 2000, **21**(5), 847-859.

Abrams M., Hook S., Ramachandran B., *ASTER User Handbook. Available,* 1rd ed., DeLaMare Library, Nevada, 2008.

Amer R., Kusky T., Ghulam A., Lithological Mapping in the Central Eastern Desert of Egypt Using ASTER Data, *Journal of African Earth Sciences,* 2010, **56**(2), 75-82.

Aziz A., Erakman B., Meşhur M., Kurt G., Pınarbaşı (Kayseri) – Sarız (Kayseri) - Gürün (Sivas) ve Darende (Malatya) İlçeleri Arasında Kalan Alanın Jeolojisi Raporu, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Genel Müdürlüğü Arama Daire Başkanı Arşivi,* 1601, 48-56, 1981.

Bater R. L., Jackson J. A., *Dictionary of Geological Terms,* 3 rd ed., American Geological Institute, New York, 1984.

Blumenthal M. M., Le Systeme Structural du Taurus Sud-Anadolian, Livre a la MSmoire du Prof. P. Pallot da: Mem. hs-sâr., *Bulletin de la Societe Geologique de France,* 1963, **11**(1), 611-662.

Boztuğ D., Temiz H., Jonckheere R., Ratscbacher L., Punctuated Exhumation and Foreland Basin Formation and Infilling in (circum)-Central Anatolia (Turkey) Associated with the Neo-Tethyan Closure, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2008, **17**(4), 673-684.

Brunn J. H., Dumont J. H., Graciansky P., Gutnic M., Juteau T., Marcoux J., Monod O., Poisson A., Outline of the Geology of the Western Taurids Geology and History of Turkey, *Petroleum exploration Society of Libya, Tripoli,* 1971, 225-255.

Cabanis B., Lecolle M., Le Diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un Outilpourla Discrimination des Series Volcaniques et la Mise en Evidence des Processus de Mélange et/ou de Contamination Crustale, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series,*1989, **309**(2), 2023–2029.

Candan O., Çetinkaplan M., Oberhänsli R., Rimmelé G., Akal C., Alpine high-P/low-T Metamorphism of the Afyon Zone and Implications for the Metamorphic Evolution of Western Anatolia, Turkey, *Lithos*, 2005, **84**(1), 104-124.

Crosta A., Filho C., Targeting Key Alteration Minerals in Epithermal Deposits in Patagonia, Argentina using ASTER Imagery and Principal Component Analysis, *International Journal of Remote Sensing*, 2003, **24**(21), 4233-4240.

Çelik Ö. F., Delaloye, M. F., Origin of Metamorphic Soles and Their post- Kinematic Mafic Dyke Swarms in the Antalya and Lycian Ophiolites, SW Turkey, *Geological Journal*, 2003, **38**(3- 4), 235-256.

Çelik Ö. F., Delaloye, Feraud, Precise ^{40}Ar–^{39}Ar Ages From the Metamorphic Sole Rocks of the Tauride Belt Ophiolites, Southern Turkey: Implications for the Rapid Cooling History, *Geological Magazine,* 2006, **143**(2), 213–227.

Çelik Ö. F., Delaloye M., Characteristics of Ophiolite-Related Metamorphic Rocks in the Beysehir Ophiolitic Me´lange (Central Taurides, Turkey), Deduced from Whole Rock and Mineral Chemistry, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2003, **26**(5), 461-476.

Çelik Ö. F., Metamorphic Sole Rocks and Their Mafic Dykes in the Eastern Tauride Belt Ophiolites (southern Turkey): Implications for OIB-type Magma Generation Following Slab break-off, *Geological Magazine*, 2007, **144**(5), 849-866.

Çelik, Ö. F., Marzoli, A., Marschik, R., Chiaradia, M., & Mathur, R., Geochemical, Mineralogical and Re-Os Isotopic Constraints on the Origin of Tethyan Oceanic Mantle and Crustal Rocks from the Central Pontides, Northern Turkey, *Mineralogy and Petrology*, 2018, **112**(1), 25-44.

Çinku M. C., Hisarlı Z. M., Yılmaz Y., Ülker B., Kaya N., Öksüm E., Özbey Z. Ü., The Tectonic History of the Niğde- Kırşehir Massif and the Taurides Since the Late Mesozoic: Paleomagnetic Evidence for Two-phase Orogenic Curvature in Central Anatolia, *Tectonics*, 2016, **35**(3), 772-811.

Dilek Y., Thy P., Moores E. M., Ramsden T. W., Tectonic Evolution of the Troodos Ophiolite Within the Tethyan Framework, *Tectonics*,1990, **9**(4), 811-823.

Dilek Y., Thy P., Hacker B., Grundvig S., Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dike Intrusions (Turkey): Implications for the Neo- Tethyan Ocean, *Geological Society of America Bulletin,* 1999, **111**(8), 1192-1216.

Deere, J., Ess, D., & Morgan, M., *The Precision Farming Guide for Agriculturists*, 3rd ed., America, 2003.

Erkan E., Isograde Determined in the Regional Metamorphic Area Surrounding Kırşehir and their Petrological Interpretation (in Turkish with English summary), *Yerbilimleri*, 1976, **2**(1), 23-54.

Erkan E., Özer S., Sümengen M., Terlemez I., Sarız-Şarkışla-Gemerek-Tomarza Arasının Temel Jeolojisi, *Maden Tetkik Arama (MTA),* 5646, 1978.

Fayon A. K., Whitney D. L., Dilek Y., Constraints on the Transition from Alpine Crustal Thickening to Extension in Central Anatolia, Turkey, *EOS*, 1999, **80**(1), 1066

Floyd, P. A., Geochemical Discrimination and Petrogenesis of Alkalic Basalt Sequences in Part of the Ankara Melange, Central Turkey, *Journal of the Geological Society*, 1993, **150**(3), 541-550.

Fujisada H., Sakuma F., Ono A., Kudoh M., Design and Preflight Performance of ASTER Instrument Protoflight Model. IEEE Trans, *Geological Remote Sensing*, 1998, **36**(4), 1152-1160.

Gabr S., Ghulam A., Kusky T., Detecting Areas of High-potential Gold Mineralization Using ASTER Data, *Ore Geology Reviews*, 2010, **38**(1), 59-69.

Gad S., Kusky T., ASTER Spectral Ratioing for Lithological Mapping in the Arabiane Nubian shield, the Neoproterozoic Wadi Kid area, Sinai, Egypt, *Gondwana Research*, 2007, **11**(3), 326-335.

Guide, E. F., *Leica Geosystems GIS & Mapping*, 2rd ed., LLC, Atlanta, GA, 2003

Gürer Ö. F., Aldanmaz E., Origin of the Upper Cretaceous–Tertiary Sedimentary Basins Within the Tauride–Anatolide Platform in Turkey, *Geological Magazine*, 2002, **139**(2), 191-197.

Gürer D., Hinsbergen D. J., Matenco L., Corfu F., Cascella A., Kinematics of a Former Oceanic Plate of the Neotethys Revealed by Deformation in the Ulukışla Basin (Turkey), *Tectonics*, 2016, **35**(10), 2385-2416.

Göncüoğlu M. C., Geochronological Data from the Southern Part (Niğde area) of the Central Anatolian Massif. Mineral Research and Technical Institute of Turkey, *MTA Bulletin*, 1986, **105**(106), 83-96.

Göncüoğlu M. C., Dirik K., Kozlu H., General Characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory Notes to the Terrane Map of Turkey, *In Annales Geologique de Pays Hellenique*, 1997a, **37,** 515-536.

Göncüoğlu M. C., Erler A., Dirik K., Yalınız K., Sivas Baseninin Batısındaki Temelin Jeolojisi ve Basen Birimleri ile İlişkisi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO)*, 3535, 1994.

Görür N., Oktay F. Y., Seymen I., Şengör A. M. C., Palaeotectonic Evolution of the Tuzgölü Basin Complex, Central Turkey: Sedimentary Record of a Neo-Tethyan Closure, *Geological Society, London, Special Publications*, 1984, **17**(1), 467-482.

Görür N., Tüysüz O., Şengör A. M. C., Tectonic Evolution of the Central Anatolian Basins, *International Geology Review*, 1998, **40**(9), 831-850.

Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J., Hofmann, A. W., Coupled Major and Trace Elements as Indicators of the Extent of Melting in Mid-ocean-ridge Peridotites, *Nature*, 2001, **410**(6829), 677.

Hewson R. D., Cudahy T. J., Huntington J. F., Geologic and Alteration Mapping at Mt Fitton, South Australia, Using ASTER Satellite-borne Data, *Geoscience and Remote Sensing Symposium,* 2001, **2**(1), 724-726.

Hinsbergen V. D. J., Maffione M., Plunder A., Kaymakçı N., Ganerod M., Hendriks B. W., McPhee P. J., Tectonic Evolution and Paleogeography of the Kbox Drawings Light Down and Kırşehir Block and the Central Anatolian Ophiolites, Turkey, *Tectonics,* 2016, **35**(4), 983-1014.

Juteau T., Ophiolites of Turkey, *Ophioliti,* 1980, **2**(1), 199-205.

Kadıoğlu Y. K., Dilek Y., Foland K. A., Slab Break-off and Syncollisional Origin of the Late Cretaceous Magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, *Geological Society of America Special Papers,* 2006, **409**(1), 381-415.

Kalinowski A., Oliver S., Aster Minerslindex Processing, Manual, *Remote Sensing Application Geosciense,* 2004, **4**(11), 36-55.

Kavzoğlu T., Çölkesen İ., Destek Vektör Makineleri ile Uydu Görüntülerinin Sınıflandırılmasında Kernel Fonksiyonlarının Etkilerinin İncelenmesi, *Harita Dergisi,* 2010, **144**(1), 73-82.

Ketin İ., Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, *Maden Tetkik Arama (MTA),* 66, 66, 1966.

Khan S. D., Mahmood K., Casey J. F., Mapping of Muslim Bagh Ophiolite Complex (Pakistan) Using New Remote Sensing, and Field Data, *Journal of Asian Earth Sciences,* 2007, **30**(2), 333-343.

Köksal S., Toksoy-Köksal F., Göncüoğlu M. C., Petrogenesis and Geodynamics of Plagiogranites from Central Turkey (Ekecikdağ/Aksaray): New Geochemical and Isotopic Data for Generation in an Arc Basin System Within the Northern Branch of Neotethys, *International Journal of Earth Sciences,* 2016, **106**(4), 1-23.

Laake A., Insley M., Near-surface Characterization From Remote Sensing Data, *ENVISAT Symposium,* Montreux, 23 April 2007.

Laake A., Strobbia C., Cutts A., Integrated Approach to 3D Near-surface Characterization, *First Break,* 2008, **26**(1), 109-112.

Laake A., Sheneshen M., Strobbia C., Velasco L., Cutts A., Integration of Surface/subsurface Techniques Reveals Faults in Gulf of Suez Oilfields, *Petroleum Geoscience,* 2011, **17**(1), 165-179.

Leverington D. W., Moon W. M., Landsat-TM-Based Discrimination of Lithological Units Associated with the Purtuniq Ophiolite, Quebec, Canada, *Remote Sensing,* 2012, **4**(5), 1208-1231.

Liu X., Zhu W. Q., Yang X. Q., Pan Y. Z., Modeling of Population Density Based on GIS and RS, *2006 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium,* 2006, **1**(8), 1431-1434.

Lytwyn, J. N., Casey, J. F., The Geochemistry of Postkinematic Mafic Dike Swarms and Subophiolitic Metabasites, Pozanti-Karsanti Ophiolite, Turkey: Evidence for Ridge Subduction, *Geological Society of America Bulletin*, 1995, **107**(7), 830-850.

Mars J. C., Rowan L. C., Regional Mapping of Phyllic-and Argillic-altered Rocks in the Zagros Magmatic Arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms, *Geosphere*, 2006, **2**(3), 161-186.

Matsushita B., Fukushima T., Methods for Retrieving Hydrologically Significant Surface Parameters from Remote Sensing: a Review for Applications to East Asia Region, *Hydrological Processes*, 2009, **23**(4), 524-533.

Mohr H. V. M., Karahalka ve Kayaaltı Yakınlarında ki Demir Zuhurları Hakkında Rapor (Kayseri- Pınarbaşı), *Maden Tetkik Arama (MTA),* 3452, 1732, 1964.

Ninomiya Y., Mapping Quartz, Carbonate Minerals, and Mafic-ultramafic Rocks Using Remotely Sensed Multispectral Thermal Infrared ASTER Data, *Thermosense*, 2002, **4710**(1), 1-12

Ninomiya Y., Fu B., Cudahy T. J., Detecting Lithology With Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Multispectral Thermal Infared "Radiance-at-Sensor" Data, *Remote Sensing Environ*, 2005, **99**(1), 127-139.

Niu, Y., Bulk-rock Major and Trace Element Compositions of Abyssal Peridotites: Implications for Mantle Melting, Melt Extraction and Post-melting Processes Beneath Mid-ocean Ridges, *Journal of Petrology*, 2004, **45**(12), 2423-2458.

Okay A. I., Distribution and Characteristics of the North-west Turkish Blueschists, *Geological Society, London Special Publications*, 1984, **17**(1), 455-466.

Okay A. I., High-pressure/low-temperature Metamorphic Rocks of Turkey, *Geological Society of America Memoirs*, 1986, **164**(1), 333-347.

Okay A. I., Tüysüz O., Tethyan Sutures of Northern Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*, 1999, **156**(1), 475-515.

Okay, A. I., Geology of Turkey: a Synopsis, *Anschnitt*, 2008 **21**(1), 19-42.

Okay A. I., Tavşanlı Zone: The Northern Subducted Margin of the Anatolide–Tauride Block, *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 2011, **142**, 191-221.

Özdamar Ş., Billor M. Z., Sunal G., Esenli F., Roden M. F., First U-Pb SHRIMP Zircon and $^{40}Ar/^{39}Ar$ Ages of Metarhyolites From the Afyon-Bolkardag Zone, SW Turkey: Implications for the Rifting and Closure of the Neo-Tethys, *Gondwana Research*, 2013, **24**(1), 377-391.

Özgül, N., Orta Torosların Kuzey Kesiminin Yapısal Gelişiminde Blok Hareketlerin Önemi, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni,* 1971, **14**(1), 75-87.

Özgül N., Arpat E., Structural Units of Taurus Orogenic Belt and Their Continuation in the Neighbouring Regions, *Geological Society of Greece Bulletin,* 1973, **10**(1), 156-164.

Özgül N., Toroslar'ın Bazı Temel Jeoloji Özellikleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,* 1976, **19**(1), 65-78.

Özkan, M., Çelik, Ö. F., Özyavaş, A., Lithological Discrimination of Accretionary Complex (Sivas, northern Turkey) Using Novel Hybrid Color Composites and Field Data. *Journal of African Earth Sciences,* 2018, **138**(1), 75-85.

Palmer S. J., Shepherd A., Sundal A., Rinnem E., Nienow P., InSAR Observations of Ice Elevation and Velocity Fluctuations at the Flade Isblink Ice Cap, Eastern North Greenland, *Journal of Geophysical ResearchEarth Surface,* 2010, **115**(1), 1-12.

Parkinson, I. J., Pearce, J. A., Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt–mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting, *Journal of Petrology,* 1998, **39**(9), 1577-1618.

Parlak O., Delaloye M., Bingöl E., Mineral Chemistry of Ultramafic and Mafic Cumulates as an Indicator of the Arc-related Origin of the Mersin Ophiolite (southern Turkey), *International Journal of Earth Sciences,* 1996, **85**(1), 647-661.

Parlak O., Delaloye M., Precise ^{40}Ar-^{39}Ar Ages From the Metamorphic Sole of the Mersin Ophiolite (Southern Turkey), *Tectonophysics,* 1999, **301**(1), 145-158.

Parlak, O., Geochemistry and Significance of Mafic Dyke Swarms in the Pozantı-Karsantı Ophiolite (southern Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2000, **9**(1), 29-38.

Parlak O., Höck V., Delaloye M., The Supra-subduction Zone Pozanti–Karsanti Ophiolite, Southern Turkey: Evidence for High-pressure Crystal Fractionation of Ultramafic Cumulates, *Lithos,* 2002, **65**(1), 205-224.

Parlak O., Çolakoğlu A., Dönmez C., Sayak H., Yıldırım N., Türkel A., Odabaşı İ., Geochemistry Andtectonic Significance of Ophiolites Along the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone in Northeastern Anatolia. In A. H. F.Robertson,O. Parlak, & U. C. Ünlügenç (Eds.), Geologicaldevelopment of Anatolia and the easternmost Mediterraneanregion, *Geological Society of London,* 2013, **Special Publication**(372), 75-105.

Pearce, J. A., Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries, *Andesites,* 1982, **8**(1), 525-548.

Pearce J. A., A Users Guide to Basalt Discrimination Diagrams, Editor: Wyman D.A., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: *Applications for Massive Sulphide Exploration,* 1st ed., Geological Association of Canada, Canada, 79-113, 1996.

Plunder A., Agard P., Chopin C., Soret M., Okay A. I., Whitechurch H., Metamorphic Sole Formation, Emplacement and Blueschist Facies Overprint: Early Subduction

Dynamics Witnessed by Western Turkey Ophiolites, *Terra Nova,* 2016, **28**(5), 329-339.

Pourteau A., Candan O., Oberhänsli R., High-pressure Metasediments in Central Turkey: Constraints on the Neotethyan closure history, *Tectonics,* 2010, **29**(5), 1-18.

Pourteau A., Sudo M., Candan O., Lanari P., Vidal O., Oberhänsli R., Neotethys Closure History of Anatolia: Insights from ^{40}Ar-^{39}Ar Geochronology and P-T Estimation in High-pressure Metasedimentary Rocks, *Journal of Metamorphic Geology,* 2013, **31**(6), 585-606.

Rajendran S., Thirunavukkarasu A., Balamurugan G., Shankar K., Discrimination of Iron Ore Deposits of Granulite Terrain of Southern Peninsular India Using ASTER Data, *Journal of Asian Earth Sciences,* 2011, **41**(1), 99-106.

Rajendran S., Nasir S., Kusky T. M., Ghulam A., Gabr S., El-Ghali M. A., Detection of Hydrothermal Mineralized Zones Associated with Listwaenites in Central Oman Using ASTER Data, *Ore Geology Reviews*, 2013, **53**(1), 470-488.

Robertson A. H. F., Dixon J. E., Introduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. In: Robertson, A. H. F. and Dixon, J. E. (eds.), The Geological Evolution of the EasternMediterranean, *Geological Society of London, Special Publication,* 1984, **17**(1), 1-74.

Robertson A. H. F., Overview of the Genesis And Emplacement Of Mesozoic Ophiolites In The Eastern Mediterranean Tethyan Region, *Lithos,* 2002, **65**(1), 1-67.

Robertson A., Development of Concepts Concerning the Genesis and Emplacement of Tethyan Ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman Regions, *Earth Science Reviews,* 2004, **66**(3), 331-387.

Robertson A. H., Parlak O., Ustaömer T., Melange Genesis and Ophiolite Emplacement Related to Subduction of the Northern Margin of the Tauride–Anatolide Continent, Central and Western Turkey, *Geological Society, London, Special Publications,* 2009, **311**(1), 9-66.

Robertson A. H., Parlak O., Ustaömer T., Overview of the Palaeozoic–Neogene Evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean Region (southern turkey, cyprus, Syria), *Petroleum Geoscience,* 2012, **18**(4), 381-404.

Rokade V. M., Kundal P., Joshi A. K., Groundwater Potential Modelling Through Remote Sensing and GIS: A Case Study from Rajura Taluka, Chandrapur District, Maharashtra, *Journal of the Geological Society of India,* 2007, **69**(5), 943-948.

Rowan L. C., Mars J. C., Lithologic Mapping in the Mountain Pass, California Area Using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Data, *Remote Sensing Environ,* 2003, **84**(3), 350-366.

Rowan L. C., Mars J. C., Simpson C. J., Lithologic Mapping of the Mordor, NT, Australia Ultramafic Complex by Using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), *Remote Sensing Environ*, 2005, **99**(1), 105-126.

Rowan L. C., Schmidt R. G., Mars J. C., Distribution of Hydrothermally Altered Rocks in the Reko Diq, Pakistan Mineralized Area Based on Spectral Analysis of ASTER Data, *Remote Sensing Environ*, 2006, **104**(1), 74-87.

Sabins F., *Remote Sensing: Principles and Interpretation*, 2rd ed., Remote Sensing, New York, 1987.

Sarıfakıoğlu E., Dilek Y., Winchester J. A., Late Cretaceous Subduction Initiation and Palaeocene–Eocene Slab Breakoff Magmatism in South-Central Anatolia, Turkey, *International Geology Review*, 2013, **55**(1), 66-87.

Seymen İ., Kaman (Kırşehir) Dolayında Kırşehir Masifinin Stratigrafisi ve Metamorfizması, *TJK Bülteni*, 1981, **24**(2), 101-108.

Spray, Bebien, Rex, Roddick, Age Constraints on the Igneous and Metamorphic Evolution of the Hellenic-Dinaric Ophiolites, *Geological Society, London, Special Publications*, 1984, **17**(1), 619-627.

Stampfli G. M., Borel G. D., A Plate Tectonic Model for the Paleozoic and Mesozoic Constrained by Dynamic Plate Boundaries and Restored Synthetic Oceanic Isochrons, *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, **196**(1), 17-33.

Sun, S. S., McDonough, W. F., Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes, *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, **42**(1), 313-345.

Şenel, M. Geological Map of Turkey. *Maden Tetkik Arama (MTA)*, 2388, 2002

Şengör A. M. C., Yılmaz Y., Tethyan Evolution of Turkey: A PlateTectonic Approach, *Tectonophysics*, 1981, **75**(3), 181-241.

Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., & Sungurlu, O., Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and Evolution of the Western Termination of Palaeo-Tethys, *Geological Society, London, Special Publications, 1984*, **17**(1), 77-112.

Tekin U. K., Bedi Y., Okuyucu C., Göncüoğlu M. C., Sayit K., Radiolarian Biochronology of Upper Anisian to Upper Ladinian (Middle Triassic) Blocks and Tectonic Slices of Volcano-Sedimentary Successions in the Mersin Mélange, Southern Turkey: New Insights for the Evolution of Neotethys, *Journal of African Earth Sciences*, 2016, **124**(1), 409-426

URL-1: https://www.ogm.gov.tr/ekutuphane/EgitimDokumanlari/, (Ziyaret Tarihi: 11 Nisan 2019).

URL-2: https://www.satimagingcorp.com/satellite-sensors/other-satellite-sensors/aster/, (Ziyaret Tarihi: 11 Nisan 2019).

URL-3: https://landsat.gsfc.nasa.gov/, (Ziyaret Tarihi: 11 Nisan 2019).

URL-4: https://www.satimagingcorp.com/satellite-sensors/other-satellite-sensors/landsat/, (Ziyaret Tarihi: 11 Nisan 2019).

URL-5: https://www.satimagingcorp.com/satellite-sensors/other-satellite-sensors/landsat-8/, (Ziyaret Tarihi: 11 Nisan 2019).

Wang Y., Allen T. R., Estuarine Shoreline Change Detection Using Japanese ALOS PALSAR HH and JERS-1 L-HH SAR Data in the Albemarle-Pamlico Sounds, North Carolina, USA, *International Journal of Remote Sensing*, 2008, **29**(15), 4429-4442.

White, W. M., Tapia, M. D., Schilling, J. G., The Petrology and Geochemistry of the Azores Islands, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1979, **69**(3), 201-213.

Whitney D. L., Dilek Y., Metamorphic and Tectonic Evolution of the Hırkadağ Block, Central Anatolian Crystalline Complex, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2001, **10**(1), 1-15.

Whitney D. L., Hamilton M. A., Timing of High-Grade Metamorphism in Central Turkey and the Assembly of Anatolia, *Journal of the Geological Society*, 2004, **161**(5), 823-828.

Wolters J. M., Godin L., Watts D. R., Harris N. B. W., Remote Sensing of Gneiss Domes and Granite in Southern Tibet, *Geological Society of America Abstracts programs*, 2005, **37**(5), 93.

Wood, D. A., Joron, J. L., Treuil, M., A Re-appraisal of the Use of Trace Elements to Classify and Discriminate Between Magma Series Erupted in Different Tectonic Settings, *Earth and Planetary Science Letters*, 1979, **45**(2), 326-336.

Vergili Ö., Parlak O., Geochemistry and Tectonic Setting of Metamorphic Sole Rocks and Mafic Dikes From the Pınarbaşı (Kayseri) ophiolite, Central Anatolia, *Ofioliti*, 2005, **30**(1), 37-52.

Volesky J. C., Stern R. J., Johnson P. R., Geological Control of Massive Sulfide Mineralization in the Neoproterozoic Wadi Bidah Shear Zone, Southwestern Saudi Arabia, Inferences from Orbital Remote Sensing and Field Studies, *Precambrian Research*, 2003, **123**(2), 235-247.

Xiong Y., Khan S. D., Mahmood K., Sisson V. B., Lithological Mapping of Bela Ophiolite with Remote-sensing Data, *International Journal of Remote Sensing*, 2011, **32**(16), 4641-4658.

Yalınız M. K., Floyd P. A., Göncüoğlu M. C., Supra-subduction Zone Ophiolites of Central Anatolia: Geochemical Evidence from the Sarikaraman Ophiolite, Aksaray, Turkey, *Mineralogical Magazine*, 1996, **60**(5), 697-710.

Yalınız M. K., Göncüoğlu M. C., General Geological Characteristics and Distribution of the Central Anatolian Ophiolites, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 1998, **20**(1), 19-30.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Alkan A., Çelik Ö. F., Çörtük R. M., Özkan M., Pınarbaşı Ofiyolitinin ASTER Uydu Görüntüleriyle Litolojik Haritalanması, *71. Türkiye Jeoloji Kurultayı,* Ankara, 23-27 Nisan 2018.

ÖZGEÇMİŞ

1992 yılında Ankara'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Ankara'da tamamladı. 2011 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 2016 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. 2016-2019 yılları arasında, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimini tamamladı.