T.C.
AKSARAY ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ORTAKÖY-ÇİFTEVİ (AKSARAY) YÖRESİ METAMORFİK BİRİMLERİN VE İNTRÜZİFLERİN JEOLOJİSİ VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

DOKTORA TEZİ

Murat KALKAN

DANIŞMAN
Dr. Öğr. Üyesi Mustafa YILDIZ

AKSARAY, 2018

Aksaray Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 122302301 numaralı Doktora öğrencisi, **Murat KALKAN** tarafından hazırlanan "**ORTAKÖY-ÇİFTEVİ (AKSARAY) YÖRESİ METAMORFİK BİRİMLERİN VE İNTRÜZİFLERİN JEOLOJİSİ VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ**" adlı tez çalışması aşağıdaki jüri tarafından OY BİRLİĞİ ile Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir

Danışman: Dr. Öğr. Üyesi Mustafa YILDIZ
Aksaray Üniversitesi
Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Doktora Tezi olduğunu onaylıyorum. .....

Üye: Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU
Ankara Üniversitesi
Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Doktora Tezi olduğunu onaylıyorum. .....

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Bahattin GÜLLÜ
Aksaray Üniversitesi
Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Doktora Tezi olduğunu onaylıyorum. .....

Üye: Prof. Dr. Tamer KORALAY
Pamukkale Üniversitesi
Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Doktora Tezi olduğunu onaylıyorum. .....

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Gürsel KANSUN
Konya Teknik Üniversitesi
Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Doktora Tezi olduğunu onaylıyorum. .....

Tez Savunma Tarihi: 25/12/2018

Jüri tarafından kabul edilen bu tezin Doktora Tezi olması için gerekli şartları yerine getirdiğini onaylıyorum.

.....

Doç. Dr. Mehmet Ali HINIS
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

DOĞRULUK BEYANI

Doktora tezi olarak sunduğum bu çalışmayı, akademik kurallara ve bilimsel etik, ahlak ve geleneklere aykırı düşecek bir yol ve yardıma başvurmaksızın yazdığımı, yararlandığım eserlerin kaynakçada gösterilenlerden oluştuğunu, çalışmamda kullandığım verilerin orijinalliğini ve her türlü intihalden uzak olduğunu beyan ederim.

Enstitü tarafından belli bir zamana bağlı olmaksızın, tezimle ilgili yaptığım bu beyana aykırı bir durumun saptanması durumunda, ortaya çıkacak tüm ahlaki ve hukuki sonuçlara katlanacağımı bildiririm.

Murat KALKAN

TEŞEKKÜR

Bu çalışma 2011-2018 yılları arasında Aksaray Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Doktora Tezi olarak hazırlanmıştır. Bu çalışma arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada yapılmıştır. Arazi çalışmalarından önce gerekli literatür taraması yapılmış, bölge ile ilgili olarak daha önceden yapılan çalışmalar derlenmiştir. Arazi çalışmaları sırasında 1/5000 ölçekli harita çıkarılmış, arazide görülen litolojik ve yapısal öğeler harita üzerine geçirilmiştir. Arazi çalışmalarında ince kesit için 875 adet kayaç numunesi alınmış ve alınan bu kayaç örneklerinin ince kesitleri yaptırılarak incelenmiştir. Ayrıca alınan kayaç numunelerinin içinden seçilen örnekler jeokimyasal analiz için hazırlanarak tüm kaya ana ve iz element oksit analizleri Aksaray Üniversitesi Jeokimyasal Analiz Laboratuvarında ve Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM) XRF laboratuvarında; nadir toprak element (nte) analizleri ACME (Kanada) Laboratuvarında yaptırılmıştır. Konfokal Raman Spektroskobisi çalışmaları YEBİM'de gerçekleştirilmiştir. Noktasal ve çizgisel Electron microprobe (EPMA) analizleri parlatılmış ince kesitlerden 5 WDS içeren JEOL marka JXA–8230 model cihazda Ankara Üniversitesi YEBİM'de alınmıştır. Arazi çalışmalarından sonra arazinin jeoloji haritası ve gerekli enine kesitler alınarak ve jeokimyasal, mineral kimyası ve raman sonuçlarından elde edilen veriler ışığında gerekli diyagramlar çizilerek tez raporunun yazımı gerçekleştirilmiştir.

Bu doktora tezinde; bu çalışmayı yöneten ve araştırmalarımın her aşamasında bilgi, öneri ve yardımlarını esirgemeyerek değerli eleştirileriyle beni yönlendiren, engin fikirleriyle yetişme ve gelişmeme katkıda bulunan bana büyük emeği geçen danışman hocam sayın Dr. Öğr. Üyesi Mustafa YILDIZ'a en derin teşekkürlerimi sunmayı bir borç bilirim. Jeokimyasal analizlerin yapılmasında bana yardımcı olan ve büyük emeği geçen Dr. Öğr. Üyesi Bahattin GÜLLÜ'ye, tez çalışmamın değişik aşamalarında çok yardımlarını gördiüğüm Dr. Öğr. Üyesi Esra GÜRBÜZ'e, Araş. Gör. Hacer BİLGİLİOĞLU'na, Araş. Gör. Mustafa Haydar TERZİ'ye, Araş. Gör. Mert MUTLU'ya; Raman Konfokal Spektrobisi çalışmalarında yardımcı olan Araş. Gör. Dr. Kıymet DENİZ'e; İnce kesitlerimin yapılmasında emeği geçen Pamukkale Üniversitesi İnce kesit laboratuvarı ve Ankara Üniversitesi YEBİM İnce kesit laboratuvarı personellerine, beni yetiştirip bugünlere getiren annem; Sermin KALKAN, babam; Ahmet KALKAN ve kardeşim; Caner KALKAN'a ayrıca tez çalışmam boyunca bir çok fedakarlık göstererek beni destekleyen, ona ayırmam gereken zamandan çalmama rağmen, her zaman maddi ve manevi desteğini yanımda gördüğüm canım eşim Çiğdem KALKAN'a en derin duygularla teşekkür ederim.

Tezimin gerçekleşmesinde 2014029 numaralı proje ile maddi destek sağlayan Aksaray Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Proje Birimi'ne teşekkür ederim.

Murat KALKAN

AKSARAY, 2018

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR ..... **i**
İÇİNDEKİLER ..... **ii**
ÖZET ..... **iv**
ABSTRACT ..... **v**
ŞEKİLLER DİZİNİ ..... **vi**
ÇİZELGELER DİZİNİ ..... **vi**
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ ..... **xx**
1. GİRİŞ **1**
1.1. Çalışmanın Amacı 1
1.2. Çalışma Alanı 1
1.3. Coğrafik Konum ve Morfolojik Özellikler 2
1.3.1. Coğrafik konum 2
1.3.2. Morfoloji 3
1.3.3. Hidrografi 3
1.3.4. İklim ve bitki örtüsü 4
1.3.5. Ulaşım ve yerleşim yerleri 4
2. KAYNAK ÖZETLERİ **5**
3. MATERYAL ve YÖNTEM **33**
4. ARAŞTIRMA BULGULARI **35**
4.1. Bölgesel Jeoloji 35
4.1.1. Metamorfik kayalar 36
4.1.2. Ultramafik kayalar 38
4.1.3. Magmatik kayalar 39
4.2. İnceleme Alanının Jeolojisi ve Stratigrafisi 41
4.3. Metamorfitler 45
4.3.1. Dedetepe metasedimanter birliği 45
4.3.1.1. Topaktaş metamorfiti 56
4.3.1.2. Akçaağıl metamorfiti 65
4.3.1.3. Ömertepe metamorfiti 70
4.3.1.4. Saytepe metamorfiti 78
4.3.2. Navruztepe metasedimanter birliği 92
4.3.2.1. Seksenuşağı metamorfiti 92
4.3.2.2. Eriklitepe metamorfiti 102
4.4. Magmatitler 111
4.4.1. Ekecikdağı magmatik birliği 112
4.4.1.1. Çatalçeşme granodiyoriti 112
4.4.1.2. Namlıkışla andaluzit graniti 136
4.4.2. Ağaçören intrüzif takımı 176
4.4.2.1. Meryem pınarı graniti 181
4.5. Sedimanter Birimler 206
4.5.1. Hocabeyli Formasyonu 206
4.5.2. Alüvyon 206
4.6. Metamorfik Petrojenez 208
4.6.1. Dedetepe metasedimanter birliği 208
4.6.1.1. Topaktaş metamorfiti 208
4.6.1.2. Akçaağıl metamorfiti 210

4.6.1.3. Ömertepe metamorfiti 215
4.6.1.4. Saytepe metamorfiti 218
4.6.2. Navruztepe metasedimanter birliği 220
4.6.2.1. Seksenuşağı metamorfiti 220
4.6.2.2. Eriklitepe metamorfiti 221
4.7. Jeotermobarometre 224
4.7.1. Granat-kordiyerit jeotermometresi ve eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı 224
4.7.2. Granat - kordiyerit – alüminyum silikat – kuvars jeobarometre hesaplamaları 240
4.7.3. Jeotermobarometre toplu sonuçların sıcaklık/basınç diyagramı 243
4.8. Difüzyon ve Kimyasal Bileşim Değişimi 247
4.8.1. Katı çözelti (Yerini alma katı eriyiği) 247
4.8.2. Difüzyon türleri 249
4.8.3. Katılarda difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri 250
4.8.4. Difüzyon ve kimyasal bileşim değişim mekanizmasının granat ve kordiyerit'e uyarlanması 252
4.8.5. TM ve SM'deki granat minerallerinde belirlenen difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri (zonlanma) 255
4.8.6. TM ve SM'deki kordiyerit mineralinde belirlenen difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri (zonlanma) 265
4.8.7. Sıcaklık-basınç diyagramındaki basınç piklerinin yorumu 269
4.8.8. Sıcaklık-basınç diyagramı ile kimyasal bileşim değişiminin karşılaştırılması 270
4.9. Jeodinamik evrim 274
4.9.1. Pan-Afrikan evre jeodinamik evrim 274
4.9.2. Alpin evre jeolojik evrim 283
4.9.2.1. Ada Yayı Modeli 284
4.9.2.2. Çarpışma Modeli 286
4.9.3. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının (Ortaköy yöresi) Jeodinamik Evrimi 289
5. SONUÇ VE ÖNERİLER 294
KAYNAKLAR 304
EKLER 321
EK A. Çalışma alanının jeoloji haritası. 321
EK B. Çalışma alanının jeolojik enine kesitleri. 322
EK C. SM örneklerindeki granat minerallerinin mikroprob sonuçları. 323
EK D. TM örneklerindeki granat minerallerinin mikroprob sonuçları. 327
EK E. SM örneklerindeki kordiyerit minerallerinin mikroprob sonuçları. 331
EK F. TM örneklerindeki kordiyerit minerallerinin mikroprob sonuçları. 334
ÖZGEÇMİŞ 337

DOKTORA TEZİ

ORTAKÖY-ÇİFTEVİ (AKSARAY) YÖRESİ METAMORFİK BİRİMLERİN VE İNTRÜZİFLERİN JEOLOJİSİ VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

Murat KALKAN

Aksaray Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Dr. Öğretim Üyesi Mustafa YILDIZ

ÖZET

Metamorfik kayalar Prekambriyen yaşlı Dedetepe Metasedimanter Birliği ve Paleozoyik yaşlı Navruztepe Metasedimanter Birliğiden oluşmaktadır. Dedetepe Metasedimanter Birliği metapelit, kalksilikat şist/gnayslar ve metakarbonat kaya türlerinden oluşmaktadır. Metamorfizma yeşilşist, amfibolit, üst amfibolit ve granülit fasiyeslerinde ilerleyen karakterde gelişmiştir. Termobarometre çalışmalarına göre bölgesel metamorfizma 1.5-3.5 kb basınç, 519-832 ^{o}C sıcaklık şartlarında düşük basınç/yüksek sıcaklık tipinde gelişmiştir. Navruztepe Metasedimanter Birliği, Üst Kretase'de metamorfize olmuş Alpin evre deformasyonlardan etkilenmiştir. Metapelit, kalksilikat şist/gnays ve mermer kaya türlerinden oluşmaktadır. Bölgesel metamorfizma yeşilşist fasiyesinden üst amfibolit fasiyesine kadar ilerleyen karakterde gelişmiştir. Üst Kretase'de ofiyolitlerin OAKK üzerine tektonik olarak yerleşmesiyle kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak Paleozoyik yaşlı çökellerin metamorfizması gerçekleşmiştir. Kabuk kalınlaşması sonucu ekay düzlemleri boyunca metapelitlerin ergimesiyle, 83-81 My yaşlı kalkalkali, peralüminalı, kabuk katkısı baskın magmalar oluşmuştur. Bu magmalara eşlik eden üst kıtasal kabuğun ergime ürünü, felsik, peralüminalı magmalar oluşmuştur. Namlıkışla Andaluzit Graniti magmatik kökenli andaluzit, sillimanit ve spessartin türü granat mineralleri içermektedir. Petrolojik olarak suya doygun peralümin granit solidus alanı ile alüminasilikat stabilite alanları birbiriyle örtüştüğünde birincil magmatik andaluzit ve sillimanit mineralleri oluşabilmektedir. Dalma sırasında metasomatize manto kamasından kaynaklanan ve kıta kabuğunun ergimesiyle oluşan büyük hacımlardaki silisik magmalar alt kabuğa yerleşmiştir. Manto katkısı baskın magmaların üst kabuğa yoğun ısı transferi, üst kabuğun genleşmesine ve kısmi erimesine neden olmuştur. İnce taneli, felsik, peralüminalı bu magmatitler, daha yaşlı bütün magmatik ve metamorfik kayaları keserek yerleşmiştir.

Anahtar Kelimeler: Dedetepe metasedimanter birliği, Navruztepe metasedimanter birliği, OAKK, Prekambriyen.

Aralık, 2018; 338 sayfa

PhD. THESIS

GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL EXAMINATION OF ORTAKÖY/ÇİFTEVİ (AKSARAY) REGIONAL METAMORPHIC UNITS AND INTRUSIVES

Murat Kalkan

Aksaray University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering

Supervisor: Asst. Prof. Mustafa YILDIZ

ABSTRACT

The metamorphic rocks consist of the Pre-Cambrian aged Dedetepe Metasedimentary Association and the Paleozoic Navruztepe Metasedimentary Association. The Dedetepe Metasedimentary Association consists of metapelite, calcsilicatic schist/gneisses and marble rocks. Metamorphism has developed in greenschist, amphibolite, upper amphibolite and granulite facies. According to thermo-barometer studies, the regional metamorphism developed in 1.5-3.5kb pressure, 519-832 ^{o}C temperature conditions in low pressure/high temperature type. The temperature values of the sharp pressure peaks observed in the temperature pressure diagram, correspond to the temperature values at which the chemical composition change takes place. The Navruztepe Metasedimentary Association was metamorphosed in the Upper Cretaceous and affected by the Alpine deformations. It consists of metapelite, calcsilicatic schist/gneiss and marble rock types. The regional metamorphism developed from greenschist facies to the upper amphibolite facies. The regional metamorphism has developed as in prograde character from the greenschist facies to the upper amphibolite facies. Because of the overlying ophiolites on the CACC metamorphism has been developed due to the crustal thickening in the upper cretaceousIn the peak of metamorphism (84 My) due to melting of metapelite, 83-81 My in aged calcalkaline, peraluminous, crustal-dominated magmas were formed. Felsic peraluminous magmas were formed in the upper continental crust in the same period. The NAG contains magmatic origin andalusite, sillimanite and spessartine type garnet minerals. Primary magmatic andalusite and sillimanite minerals may be formed when the water-saturated peraluminous granite solidus area and alumina silicate stability areas overlap. During the plunge, silicic magmas originating from the metasomatized mantle and formed by melting of the continental crust are placed in the lower crust. Intensive heat transfer into the upper crust of mantle-dominated magmas with mantle contribution result in expansion and partial melting of the upper crust. These fine grained, felsic, peraluminous magmas, cut all older magmatic and metamorphic rocks.

Keywords: Dedetepe metasedimentary association, Navruztepe metasedimentary association, CACC, Precambrian.

December, 2018; 338 pages

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanı yer bulduru haritası. 2
Şekil 4.1. A) Türkiye tektonik birlikleri ve süturları (Şengör 1984'den değiştirilerek alınmıştır.). B) Türkiye tektonik birlikleri ve süturları (Okay ve Tüysüz 1999). C) Çalışma alanının Türkiye tektonik birlikleri içerisindeki konumu (Kadıoğlu, vd., 2006). 36
Şekil 4.2. Çalışma alanının Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içindeki konumu (Lefebvre, vd., 2011). 40
Şekil 4.3. Çalışma alanının jeoloji haritası (EK A). 42
Şekil 4.4. Çalışma alanının dikme kesiti. 43
Şekil 4.5. Çalışma alanının jeolojik enine kesitleri (EK B). 44
Şekil 4.6. Migmatitlerin sınıflandırılması. a) Migmatitlerin, metateksit ve diateksit migmatitlere birinci derece bölünmesi morfolojilerinin grafiği, b) Metateksit ve diateksit migmatitlerin ikinci dereceden morfolojilerinin grafiği. 51
Şekil 4.7. Eriklitepe Metamorfitindeki (Tamadağ Formasyonu, Koçak, 2013'den alınmıştır.) mercanlara ait Heliolites paeckelmannophora sp. makro fosilinin görüntüsü. 52
Şekil 4.8. Prekambriyen temel ve üzerine gelen metamorfik olan veya olmayan Paleozoyik istifin, Menderes Masifinden, Bitlis Masifine kadar olan bölümdeki stratigrafik kolon kesitleri. 54
Şekil 4.9. Prekambriyen temel ve üzerine gelen metamorfik olan veya olmayan Paleozoyik istifin, Menderes Masifinden, Bitlis Masifine kadar olan bölümdeki tektonostratigrafik kolon kesitleri. 55
Şekil 4.10. a-b) Topaktaş Metamorfitine ait metateksitik migmatitlerinin tabakalı ve bağımsız yuvarlak şekilli bloklar şeklindeki arazi görünümü. 57
Şekil 4.11. a-b) Neozomdaki açık ve koyu renkli bantların kıvrımlı, yarı düzenli veya düzensiz ardalanması. c-d) Stromatik tip metateksit migmatitin arazi görünümleri ve granat boşlukları. 57
Şekil 4.12. Namlıkışla Andaluzit Graniti tarafından kesilen Topaktaş Metamorfiti. 58
Şekil 4.13. a) Granat (Gr), sillimanit (Si) ve biyotit (Bi) mineral birlikteliği gösteren metateksit migmatitin tek nikol görünümü. b) Grano-fibro-lepidoblastik dokunun çift nikol görünümü. 59
Şekil 4.14. a) Granat (Gr) ve biyotit (Bi) mineralinin tek nikol görünümü. b) Kordiyerit (Krd) mineralinin çift nikol görününmü. 60
Şekil 4.15. a) Grano-lepido-fibroblastik dokunun tek nikol görünümü. b) Grano-fibro-lepidoblastik dokunun tek nikol görünümü. 62
Şekil 4.16. Tanesel dokunun a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü. 62
Şekil 4.17. DT96-4 numaralı Topaktaş Metamorfiti içerisindeki granat mineralinin, raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 64
Şekil 4.18. T24-1 numaralı Topaktaş Metamorfiti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 64
Şekil 4.19. T24-2 numaralı Topaktaş Metamorfiti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 64
Şekil 4.20. a-b) Akçaağıl Metamorfitinin arazi görünümü. 65

Şekil 4.21. Muskovit biyotit şist kayasının mineral birlikteliğinin görünümü (Ms-Muskovit). 66
Şekil 4.22. Granat ve kuvars mineral birlikteliğinin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Gr-Granat, Ku-Kuvars). 67
Şekil 4.23. Plajiyoklaz kuvars şist kayasının mineralojik bileşiminin çift nikol görünümü (Plj-Plajiyoklaz, Ku-Kuvars). 68
Şekil 4.24. Granat sillimanit biyotit gnays kayasındaki lifsi sillimanit (Si) ve kızılımsı biyotit (Bi) minerallerin tek nikol görünümü. 69
Şekil 4.25. Sillimanit kordiyerit biyotit gnays kayasındaki kordiyerit (Krd) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü. 70
Şekil 4.26. Sillimanit kordiyerit biyotit gnays kayasındaki ortoklazların (Ort) içindeki sillimanit (Si) çubuklarının a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü. 70
Şekil 4.27. Dede tepedeki metateksit migmatit ve mermerlerin görünümü. 71
Şekil 4.28. a) Akçaağıl Metamorfitinin üzerine, Ömertepe Metamorfiti uyumlu olarak gelir. b) Ömertepe Metamorfiti mermerlerinin görünümü. c) Ömertepe Metamorfiti kalksilikat şist/gnays kayalarının görünümü. d) Meryem Pınarı Graniti (MPG), Ömertepe Metamorfiti mermerlerine sokulum yapar. 72
Şekil 4.29. Ömertepe Metamorfiti mermerlerinde a) kıvrımlı yapılar ve b) Namlıkışla Andaluzit Granitinin (NAG) görünümü. 72
Şekil 4.30. a) Kalksilikat gnays kayasının mineral birlikteliğinin çift nikol görünümü (Di-diyopsit). b) Grano-nematoblastik dokunun çift nikol görünümü. 74
Şekil 4.31. a) Kalksilikat gnays kayasındaki yeşil pleokroizmaya sahip diyopsit (Di) mineralinin tek nikol görünümü. b) Kalksilikat gnays kayasındaki ikinci dizi turuncu girişim rengine sahip diyopsit mineralinin çift nikol görünümü. 75
Şekil 4.32. Kalksilikat gnays kayasındaki klinozoisit/zoisit (Kli) mineralinin çubuksal agregatlar halinde çift nikol görünümü. 75
Şekil 4.33. Kayanın mineral birlikteliğinin çift nikol görünümü (Tre-Tremolit). 76
Şekil 4.34. Tremolit aktinolitfels kayasındaki tremolit (Tre) ve aktinolit (Akt) minerallerinin çift nikol görünümü. 76
Şekil 4.35. Granat (Gr), diyopsit (Di) ve kalsit (Kt) mineralinin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü. 77
Şekil 4.36. Mermerlerdeki basınç ikizlenmesi gösteren kalsit (Kt) minerallerinin çift nikol görünümü. 78
Şekil 4.37. a-b) Mermerlerdeki milonit dokusunun görünümü. 78
Şekil 4.38. Diateksitik migmatitlerin arazideki genel görünümü. 79
Şekil 4.39. a-b) Orta taneli, tanesel dokulu ve zayıf foliasyonlu diateksit migmatitin görünümü. 80
Şekil 4.40. a-b) Diateksit migmatitler ile Namlıkışla Andaluzit Graniti (NAG) arasındaki dokanak ilişkisinin görünümü. 80
Şekil 4.41. a-b) Saytepe Metamorfiti içindeki magmatik kaya ksenolitlerinin görünümü. 81
Şekil 4.42. a-b) Saytepe Metamorfiti içindeki metapelit kaya ksenolitlerinin görünümü. 81
Şekil 4.43. a-b) Saytepe Metamorfiti içindeki metateksit migmatit kaya ksenolitlerinin görünümü. 81

Şekil 4.44. Zayıf yönlenme gösteren granat-sillimanit-kordiyerit-biyotit gnays kayasının a) tek nikol b) çift nikol görünümü. 83
Şekil 4.45. Granat-sillimanit-kordiyerit-biyotit gnays kayası içerisindeki metateksit migmatit kaya (MMK) ksenolitinin a) tek nikol b) çift nikol görünümü. 83
Şekil 4.46. Granat-sillimanit-kordiyerit-biyotit gnays kayası içerisindeki; a) Sillimanit (Si) çubuklarının çift nikol görünümü. b) Kordiyerit (Krd) içerisindeki rotasyonlu silimanit çubuklarının çift nikol görünümü. 84
Şekil 4.47. Granat-sillimanit-kordiyerit-biyotit gnays kayası içerisindeki; a) Zirkon (Zr) mineralinin tek nikol görünümü. b) Apatit (Apt) mineralinin tek nikol görünümü. c) Rutil (Rt) mineralinin tek nikol görünümü. 85
Şekil 4.48. Granat-sillimanit-biyotit-kordiyerit fels kayasının genel mineral birlikteliğinin, a) tek nikol ve b) çift nikol mikroskop görünümü (Gr-Granat, Krd-Kordiyerit). 86
Şekil 4.49. Granat-sillimanit-biyotit-kordiyerit fels kayasında kordiyerit (Krd) içerisindeki granat (Gr) ve biyotit (Bi) minerallerinin a) tek nikol b) çift nikol görünümü. c) Kordiyerit içerisindeki sillimanit (Si) mineralinin tek nikol görünümü. 87
Şekil 4.50. D-73 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kuvars mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 90
Şekil 4.51. D-17 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kordiyerit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 91
Şekil 4.52. D67 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kordiyerit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 91
Şekil 4.53. C-11 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kordiyerit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 91
Şekil 4.54. C-11-2 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kordiyerit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 92
Şekil 4.55. DT-160 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kordiyerit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 92
Şekil 4.56. Seksenuşağı Metamorfitinin (Navruz tepe) genel görünümü. 94
Şekil 4.57. a) Seksenuşağı Metamorfitindeki metapelit seviyelerin görünümü. b) Namlıkışla Andaluzit Graniti (NAG) tarafından metapelitli seviyeler kesilmektedir. 94
Şekil 4.58. a-b) Metapelitlerin arazi görünümleri. 94
Şekil 4.59. Biyotit şist kayasının mineralojik birlikteliğinin görünmü a) tek nikol b) çift nikol (Bi-Biyotit). 96
Şekil 4.60. Granat biyotit şist kayasının grano-lepidoblastik dokunun a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Gr-Granat, Ku-Kuvars). 97
Şekil 4.61. Granat-sillimanit-mika şist/gnays kayasındaki grano-fibro-lepidoblastik dokunun, a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü. 98
Şekil 4.62. Granat-sillimanit-mika şist/gnays kayasındaki, a-b) Kahverengi kümeler oluşturan lifsi sillimanit (Si) mineralleri görünümü. c-d) Sillimanit mineralindeki kıvrımların görünümü. 98
Şekil 4.63. Granat-sillimanit-mika şist/gnays kayasındaki andaluzit (And) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü. 99
Şekil 4.64. Tremolit-aktinolit şist kayasının mineral birlikteliğinin a) tek ve b) çift nikol görünümü (Tre-Tremolit). 99

Şekil 4.65. Mermerlerdeki muskovit (Ms) ve kalsit (Kt) mineralinin çift nikol görünümü. 100
Şekil 4.66. Mermerlerdeki diyopsit (Di) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü. 101
Şekil 4.67. OS14-1 numaralı Seksenuşağı Metamorfiti içerisindeki muskovit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 101
Şekil 4.68. OS14-1-1 numaralı Seksenuşağı Metamorfiti içerisindeki andaluzit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 102
Şekil 4.69. N-9-1 numaralı Seksenuşağı Metamorfiti içerisindeki turmalin mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 102
Şekil 4.70. Eriklitepe Metamorfitinin genel görünümü. 103
Şekil 4.71. Eriklitepe Metamorfiti mermer ve kalksilikatik şist/gnays görünümü. . 103
Şekil 4.72. Eriklitepe Metamorfitindeki**,** a-b-c-d-) Kalksilikatik şist/gnayslardaki kıvrımlı yapıların görünümü. 104
Şekil 4.73. Eriklitepe Metamorfitindeki, a-b) Yanal devamlılığı olmayan amfibolit merceklerinin görünümü. 104
Şekil 4.74. Eriklitepe metamorfiti mermerlerinin arazi görünümü. 105
Şekil 4.75. Granat kalksilikat gnays kayasının ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Di-Diyopsit, Gr-Granat). 106
Şekil 4.76. Kalksilikat gnays kayasının ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Di-Diyopsit, Skp-Skapolit). 107
Şekil 4.77. Yarı pelitik kaya grubunun ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Gr-Granat, Ku-Kuvars). 107
Şekil 4.78. Tremolit aktinolit şist kayasının ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Tre-Tremolit, Akt-Aktinolit). 108
Şekil 4.79. Amfibolit şist kayasının ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Hrb-Horblend). 109
Şekil 4.80. Zoisit/klinozoisit (Zo-Zoisit) mineralleri mavi-lacivert girişim rengi, a) tek nikol b) çift nikol görünümü. 109
Şekil 4.81. a) Muskovit mermer kaya grubundaki muskovit mineralinin çift nikol görünümü. b) Kaya grubundaki granoblastik, poligonal dokunun görünümü (Ms- Muskovit, Kt-Kalsit). 110
Şekil 4.82. Biyotit mermer kayasının ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Bi-Biyotit). 110
Şekil 4.83. Diyopsit mermer kayasının mineralojik bileşiminin çift nikol görünümü (Di-Diyopsit). 111
Şekil 4.84. a-b) Çatalçeşme Granodiyoritinin arazi görünümleri. 112
Şekil 4.85. a-b) Çatalçeşme Granodiyoriti içindeki metateksit migmatit kaya ksenolitinin (MMK) görünümü. c-d) Çatalçeşme Granodiyoritini kesen Namlıkışla Andaluzit Granitinin görünümü. 113
Şekil 4.86. Çatalçeşme Granodiyoritinin, a) Tanesel dokusunun görünümü. b) Kaya içerisindeki plajiyoklaz (Plj) mineralinin çift nikol, polisentetik ikizlenmeli ve zonlu görünümü. c) Kaya içerisindeki granat (Gr) mineralinin tek nikol görünümü. d) Kaya içerisindeki turmalin (Tur) mineralinin çift nikol görünümü. 114
Şekil 4.87. Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki, a) Titanit (Ti) mineralinin tek nikol görünümü. b) Biyotit (Bi) mineralindeki kloritleşmenin tek nikol görünümü c) Plajiyoklas (Plj) mineralindeki serisitleşmenin çift nikol

görünümü. d) Plajiyoklas (Plj) mineralindeki sossuritleşmenin çift nikol görünümü..... 115
Şekil 4.88. Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki a-b) Antirapakivi dokunun, c-d) Poikilitik dokunun görünümü (Plajiyoklaz-Plj, Biyotit-Bi)..... 116
Şekil 4.89. Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki a-b) Bıçağımsı biyotit (Bi) dokusunun, c-d) Glomeroporfirik dokunun görünümü (Plajiyoklaz-Plj). 117
Şekil 4.90. Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki, a-b) Plajiyoklaz-biyotit(Bi) osellar dokusunun, c-d) Plajiyoklaz (Plj) içinde plajiyoklaz latalarının görünümü..... 118
Şekil 4.91. Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki a-b) Süngerimsi, hücremsi plajiyoklaz (Plj) dokusunun, c-d) Zonlu plajiyoklaz dokusunun görünümü..... 119
Şekil 4.92. DT54-2 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi..... 120
Şekil 4.93. DT54-6 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi..... 120
Şekil 4.94. DT117-1-1 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi..... 120
Şekil 4.95. DT117-1-2 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi..... 121
Şekil 4.96. DT29 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi..... 121
Şekil 4.97. DT 118 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi..... 121
Şekil 4.98. DT-54 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi..... 122
Şekil 4.99. DT-56 umaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi..... 122
Şekil 4.100. Çatalçeşme Granodiyoritinin toplam alkali silika (TAS) diyagramı a) Na_2O+K_2O/SiO_2(Cox vd., 1979; Irvıne ve Baragar, 1971) b) Na_2O+K_2O/SiO_2 (Middlemost, 1985). 128
Şekil 4.101. Çatalçeşme Granodiyoritinin, AFM (Na_2O+K_2O, FeO(t), MgO) diyagramı (Irvine ve Baragar,1971). 129
Şekil 4.102. A/CNK‟ya karşı A/NK diyagramı (Al/Ca+Na+K-Al/Na+K) (Shand, 1943) sınıflandırması. Farklı tipler (I-tipi ve S-tipi) için ayrım sınırı (Maniar and Piccoli, 1989)..... 130
Şekil 4.103. Örneklerin SiO_2’ ye karşı ana oksit element değişim diyagramı..... 131
Şekil 4.104. Örneklerin SiO_2’ ye karşı iz element değişim diyagramı. 132
Şekil 4.105. Örneklerin üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş uyumsuz element diyagramı (Taylor ve McLennan, 1995)..... 133
Şekil 4.106. Örneklerin okyanus sırtı granitlerine normalize edilmiş (Pearce vd., 1984) uyumsuz element diyagramı..... 133
Şekil 4.107. Örneklerin kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramı (Boynton, 1984)..... 134
Şekil 4.108. Çatalçeşme Granodiyoritinin tektonik ortam diyagramı, (Pearce vd., (1984) ve Pearce (1996)). 135
Şekil 4.109. Çatalçeşme Granodiyoritinin R_1-R_2 tektonik ortam ayırım diyagramı (Batchelor ve Bowden, (1985)). 135

Şekil 4.110. a-b) Namlıkışla Andaluzit Granitinin arazi görünümü. 137
Şekil 4.111. a-b) Arazide, Dedetepe Metasedimanter Birliğine ait metateksit migmatit kaya ksenolitleri, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisinde yer almaktadır. 137
Şekil 4.112. Namlıkışla Andaluzit Graniti, a) Eriklitepe kalksilikat gnays, b) Çatalçeşme Granodiyoritini keser. 138
Şekil 4.113. a-b) Namlıkışla Andaluzit Granitinin turmalinli aplit pegmatit fazının görünümü. 138
Şekil 4.114. a-b) Namlıkışla Andaluzit Granitinin holokristalin, iki mikalı granit görünümü (Mus-Muskovit, Bi-Biyotit). 139
Şekil 4.115. a-b) Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki, andaluzit, granat, turmalin minerallerinin tek nikol görünümü (And-Andaluzit, Tur-Turmalin, Gr-Granat). 139
Şekil 4.116. Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki andaluzit mineralinin a) tek, b) çift nikol görünümü (And=Andaluzit). 140
Şekil 4.117. Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki turmalin mineralinin a) tek nikol, b) çift nikol görünümü (Tur-Turmalin). 140
Şekil 4.118. Andaluzit mineralinin muskovite dönüşümünün a) tek nikol, b) çift nikol görünümü (And-Andaluzit, Mus-Muskovit). 140
Şekil 4.119. Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki a) Granat (Gr) mineralinin tek nikol, b) Muskovit (Mus) mineralinin çift nikol görünümü. 141
Şekil 4.120. Granit solidus ile andaluzit-sillimanit stabilite alanı sınırı arasındaki ilişki. a) Aplogranit solidusunun (Tuttle ve Bowen, 1958) Holdaway (1971), (H71) And=Sil sınırının kombinasyonu, andaluzit ve silikat eriyiklerinin stabilite alanlarının örtüşmesine izin vermemekte ve birincil magmatik andaluzitin kararlı kristalleşmesini engellemektedir, oysa aplogranit solidus ile Pattison (1992), (P92) And=Sil sınırının birleşimi, birincil magmatik andaluzitin oluşmasına izin verir. b) Peralüminli granit solidus (Johannes ve Holtz, 1996) ve Richardson vd., (1969)'nin (R69) And=Sil sınırının kombinasyonu. R69, andaluzit silikat eriyik (gölgeli alan 'AND MAX') için stabilite alanını genişletir. 144
Şekil 4.121. a) Numune no: I-114-6. Andaluzit mineralinin tek nikol görüntüsü. Ana kayayı oluşturan silikat mineralleri ile yaklaşık eş boyutlu andaluzit tanesi. b) Numune no: D76-1. Tek andaluzit mineralinin tek nikol görüntüsü. 145
Şekil 4.122. a) Çubuksu andaluzit mineralinin, magmatik kökenli olabileceğini düşündüren pembe çekirdekli görünümü. b) Yuvarlak, oval şekilli andaluzit mineralinin pembe çekirdekli görünümü. 146
Şekil 4.123. Numune no: D76. Andaluzit mineralinin tek nikol görüntüsü. Felsik magmatik kayaçlardaki andaluzitin, daha yaygın kaya oluşturucu minerallerle izole edilmiş tek tane olarak oluşumu. 147
Şekil 4.124. Numune no: DT-2. Küme andaluzit mineralinin çift nikol görüntüsü. Birbirlerine göre rastgele yönelime sahip, bazı kümelerde bireysel andaluzit taneleri birbirlerine göre rastgele yönelime sahip olduğunun görünümü. 148
Şekil 4.125. Andaluzit kümeleşmesinin sadece muskovit içine gömülü olduğu, optik olarak sürekli andaluzit tanelerinin çift nikol görünümü. 149

Şekil 4.126. Felsik magmatik kayaçlardaki andaluzitlerin dokusal sınıflandırılması. 149
Şekil 4.127. a) Numune no: I-110. Tek andaluzit mineralnin (S1), tek nikol görüntüsü. b) Numune no: I-114-6. Tek andaluzit mineralinin tek nikol görüntüsü. 150
Şekil 4.128. Numune no: N48. Tek andaluzit minerali (S1) a) tek nikol, b) çift nikol görüntüsü (And-Andaluzit). 150
Şekil 4.129. Numune no: N48-1. Tek andaluzit mineralinin (S1), tek nikol görüntüsü ve sillimanit (Si) beraberliği. 151
Şekil 4.130. a) Numune no: D76. Tek andaluzit minerali, tek muskovit minerali (S2) çift nikol görüntüsü. b) Numune no: DT31. Tek andaluzit minerali, tek muskovit minerali (S2) çift nikol görüntüsü. c) Numune no: I-114-4. Tek andaluzit minerali, tek muskovit minerali (S2) çift nikol görüntüsü. d) Numune no: I-114-3. Tek andaluzit minerali, tek muskovit minerali (S2) çift nikol görüntüsü. 152
Şekil 4.131. Numune no: I-114-2. Tek andaluzit minerali, tek muskovit minerali (S2) a) tek nikol, b) çift nikol görüntüsü. 152
Şekil 4.132. a) Numune no: DT31. Tek andaluzit minerali, polikristalin muskovit minerali (S3) çift nikol görüntüsü. b) Numune no: DT115. Tek andaluzit minerali, polikristalin muskovit minerali (S3) çift nikol görüntüsü. c) Numune no: DT146. Tek andaluzit minerali, polikristalin muskovit minerali (S3) çift nikol görüntüsü. d) Numune no: I101-1. Tek andaluzit minerali, polikristalin muskovit minerali (S3) çift nikol görüntüsü. 153
Şekil 4.133. D76-1 numaralı numunedeki küme andaluzit minerali, tek muskovit minerali (C2) çift nikol görüntüsü. 154
Şekil 4.134. DT2 numaralı numunedeki küme andaluzit minerali, polikristalin muskovit minerali (C3) çift nikol görüntüsü. 154
Şekil 4.135. Andaluzit ve muskovit arasındaki muhtemel dokusal ilişkilerin gelişimi (oklar, andaluzitin kristalografik c-eksenini temsil eder). Farklı süreçler benzer son noktalara sahip olabilir. a) Tek magmatik muskovit tanesi tek bir magmatik andaluzit tanesi üzerinde büyür. Subsolidus muskovit, andaluzitin tamamen tüketilmesine kadar büyümeye devam eder. Son durumda andaluzitin eski varlığına dair hiçbir dokusal kanıt kalmaz. b) Polikristalin muskovit psödomorfu üretmek için andaluzit tanesinin subsolidus yerdeğişimi. c) Magmatik muskovit tarafından büyütülen ve sonuçta görünen bir kümelenme gösteren, optik devamlılığı olan quench iskeletsel andaluzit taneleri. d) magmatik muskovit tarafından büyütülen, optik devamlılığı olmayan andaluzit kümelenmesi. 155
Şekil 4.136. A/CNK çizimi ve aplogranitik ve peralümin eriyiklerinin yüzde kristalleşmesi. Çift başlı oklar, temel sistem değişkenlerini gösterir: $(A/CNK)_i$ eriyik ve $(A/CNK)_f$ bölümleme fazları; $(A/CNK)_c$, alüminosilikat içinde eriyiğin doyurulması için gereken A/CNK'nın kritik değeri ve $a_{H2O} = 1$, eriyiğin suda doymuş hale geldiği kristalleşme tarihindeki nokta. 157
Şekil 4.137. İ104 numaralı, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki kuvars mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 159

Şekil 4.138. D41-1 numaralı, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki andaluzit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 160
Şekil 4.139. D76-1 numaralı, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki andaluzit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 160
Şekil 4.140. İ114-1 numaralı, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki andaluzit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 160
Şekil 4.141. DT-146 numaralu, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 161
Şekil 4.142. İ-109 numaralı, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi. 161
Şekil 4.143. Namlıkışla Andaluzit Graniti toplam alkali silika (TAS) diyagramı a) Na_2O+K_2O/SiO_2(Cox vd., 1979; Irvıne ve Baragar, 1971). b) Na_2O+K_2O/SiO_2 (Middlemost, 1985). 168
Şekil 4.144. Örneklerin AFM (Na_2O+K_2O, FeO(t), MgO) diyagramı (Irvine ve Baragar,1971). 168
Şekil 4.145. A/CNK‟ya karşı A/NK diyagramı (Al/Ca+Na+K-Al/Na+K) (Shand, 1943) sınıflandırması. Farklı tipler (I-tipi ve S-tipi) için ayrım sınırı (Maniar and Piccoli, 1989). 169
Şekil 4.146. Örneklerin SiO_2'ye karşı ana oksit element değişim diyagramı. 170
Şekil 4.147. Örneklerin SiO_2‘ ye karşı iz element değişim diyagramı. 171
Şekil 4.148. Örneklerin üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş uyumsuz element diyagramı (Taylor ve McLennan, 1985). 172
Şekil 4.149. Örneklerin okyanus sırtı granitlerine normalize edilmiş (Pearce vd., 1984) uyumsuz element diyagramı. 173
Şekil 4.150. Örneklerin kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramı (Boynton, 1984). 174
Şekil 4.151. Namlıkışla Andaluzit Granitinin tektonik ortam diyagramı (Pearce vd., 1984 ve Pearce, 1996). 175
Şekil 4.152. Namlıkışla Andaluzit Granitinin, R_1-R_2 tektonik ortam ayırım diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985). 175
Şekil 4.153. Gabronun genel arazi görünümü. 177
Şekil 4.154. Gabro içerisinde Namlıkışla Andaluzit Granitine ait ksenolitler yer alır. 177
Şekil 4.155. a-d) Felsik ve mafik magma karışımı ve anklavların görünümü. b-c) Felsik magma ve sill konumlu mafik magmanın görünümü. 178
Şekil 4.156. a-b) Felsik magmatik kaya içerisindeki metamorfik kaya ksenolitlerinin görünümü. c) Felsik magmatik kaya içerisindeki gabro bloğunun görünümü. 179
Şekil 4.157. a) Pınardağı Tepedeki granit ile Eriklitepe Metamorfitleri dokanağının görünümü. b) İri taneli granit ileri derecede ayrışmıştır. 180
Şekil 4.158. a-b) Graniti kesen kuvars damarlarının görünümü. 180
Şekil 4.159. a-b) Granodiyorit porfirin arazi görünümü. 181
Şekil 4.160. a-b) Granodiyorit porfir içindeki gabro ksenolitlerinin görünümü. 181
Şekil 4.161. a) Meryem Pınarı Granitinin arazideki görünümü. b) Meryem Pınarı Granitinin açık pembe renkli görünümü. 182
Şekil 4.162. a-b) Meryem Pınarı Graniti (MPG), Ağaçören İntrüzif Takımına ait gabroları keser konumludur. 182
Şekil 4.163. a-b-c-d) Meryem Pınarı Graniti (MPG), Ağaçören İntrüzif Takımına ait granit, granodiyorit kayalarını keser konumludur. 183

Şekil 4.164. a-b) Meryem Pınarı Graniti (MPG), Ağaçören İntrüzif Takımına ait granit, granodiyorit kayalarını keser konumludur. 183
Şekil 4.165. a-b) Meryem Pınarı Graniti (MPG), kuvars damarları tarafından kesilmektedir. 184
Şekil 4.166. a-b) Meryem pınarı granitinin çift nikol holokristalin dokulu görünümü. 185
Şekil 4.167. a) Klinopiroksen mineralinin tek nikol görünümü.(Kprx=Klinopiroksen) b) Klinopiroksen mineralinin çift nikol görünümü. c-) Klinopiroksen mineralinin çift nikol görünümü. d) Klinopiroksen mineralinin tek nikol görünümü. 185
Şekil 4.168. a) Klinopiroksenin (Kprx), uralitleşmesiyle amfibole dönüşümünün çift nikol görünümü. b) Klinopiroksenin (Kprx), uralitleşmesiyle amfibole dönüşümünün tek nikol görünümü. c-d) Klinopiroksende uralitleşmenin tek nikol görünümü. e-f) Uralitleşmiş klinopiroksenin (Kprx) tek nikol görünümü. 186
Şekil 4.169. Meryem Pınarı Graniti içerisindeki; a) Titanit (Ti) mineralinin tek nikol görünümü. b) Titanit mineralinin çift nikol görünümü. 187
Şekil 4.170. Meryem Pınarı Graniti içindeki muskovit ve biyotit minerali görünümü a) Tek nikol görünümü. b-c-d) Çift nikol görünümü (Bi=Biyotit, Mus=Muskovit). 187
Şekil 4.171. a) Meryem Pınarı Graniti içindeki muskovit mineralinin çift nikol görünümü. b) Mikroklin mineralinin çift nikol görünümü (Mus=Muskovit, Mik=Mikroklin) c-d) Kuvarzolitlerdeki grafik doku görünümü. 188
Şekil 4.172. Meryem Pınarı Graniti içindeki a) granat ve b) turmalin mineralinin tek nikol görünümü (Gr=Granat, Tur=Turmalin). 188
Şekil 4.173. Meryem Pınarı Granitindeki karışım dokuları a) Zonlu plajiyoklas dokusu. b) Antirapakivi dokusu. c) Süngerimsi hücremsi plajiyoklas dokusu. d) Biyotit-feldispat osellar dokusu. 189
Şekil 4.174. Meryem Pınarı Granitinin toplam alkali silika (TAS) diyagramı a)Na2O+K2O/SiO2(Cox vd., 1979; Irvıne ve Baragar, 1971) b) Na2O+K2O/SiO2 (Middlemost, 1985). 198
Şekil 4.175. Örneklerin AFM (Na_2O+K_2O, $FeO_{(t)}$, MgO) diyagramı (Irvine ve Baragar,1971). 199
Şekil 4.176. A/CNK'ya karşı A/NK diyagramı (Al/Ca+Na+K-Al/Na+K) (Shand, 1943) sınıflandırması. Farklı tipler (I-tipi ve S-tipi) için ayrım sınırı (Maniar and Piccoli, 1989). 199
Şekil 4.177. Örneklerin SiO_2'ye karşı ana oksit element değişim diyagramı. 201
Şekil 4.178. Örneklerin SiO_2'ye karşı iz element değişim diyagramı. 202
Şekil 4.179. Örneklerin üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş uyumsuz element diyagramı (Taylor ve McLennan, 1985). 203
Şekil 4.180. Örneklerin okyanus sırtı granitlerine (ORG) normalize edilmiş uyumsuz element diyagramı (Pearce vd., 1984). 203
Şekil 4.181. Örneklerin kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramı (Boynton, 1984). 204
Şekil 4.182. Meryem Pınarı Granitinin tektonik ortam diyagramı (Pearce vd., 1984 ve Pearce, 1996). 205
Şekil 4.183. Meryem Pınarı Granitinin R_1-R_2 tektonik ortam ayırım diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985). 205

Şekil 4.184. a-b-c-d-e-f) Hocabeyli formasyonun genel arazi görünümü. 207
Şekil 4.185. Kordiyerit (Krd) ve sillimanit (Si) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü. 209
Şekil 4.186. Granat (Gr) ve sillimanit (Si) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü. 209
Şekil 4.187. Granat (Gr), sillmimanit (Si) ve kordiyerit (Krd) mineral birlikteliğinin a) tek ve b) çift nikol görünümü. 210
Şekil 4.188. Yeşilşist fasiyesini karakterize eden a) biyotit (Bi), b) granat (Gr) minerallerinin çift nikol görünümü. 214
Şekil 4.189. Amfibolit fasiyesini karakterize eden a) kordiyerit (Krd), b) sillimanit (Si) minerallerinin çift nikol görünümü. 214
Şekil 4.190. Üst amfibolit (üst sillimanit zonu) fasiyesini karakterize eden sillimanit (Si) ortoklas (Ort) birlikteliğinin a) tek ve b) çift nikol görünümü. 215
Şekil 4.191. Granat kalksilikat gnays kayasındaki granat (Gr) ve diyopsit (Di) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü. 217
Şekil 4.192. Kalksilikat gnayslarda diyopsit (Di) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü 217
Şekil 4.193. Mermerlerde granat (Gr) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü. 218
Şekil 4.194. Kalksilikat gnayslardaki, a-b) Diyopsit (Di) ve Plajiyoklaz (Plj) arasındaki grafik dokunun çift nikol görünümü. 218
Şekil 4.195. Granülit fasiyesinin başlangıcını karakterize eden mineral topluluğunun a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü. 219
Şekil 4.196. a-b) Kordiyerit (Krd) minerallerindeki simplektit dokularının çift nikol görünümü. 219
Şekil 4.197. Yeşilşist fasiyesini karakterize eden a) biyotit (Bi) mineralinin çift nikol ve b) granat (Gr) mineralinin tek nikol görünümü. 220
Şekil 4.198. Yeşilşist fasiyesinden, amfibolit fasiyesine geçişi karakterize eden sillmanit (Si) ve granat (Gr) mineralinin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü. 221
Şekil 4.199. Düşük basıncın göstergesi olan andaluzit mineralinin a) tek nikol ve b) çift nikol görününmü. 221
Şekil 4.200. Kalksilikat gnaystaki amfibolit fasiyesini karakterize granat ve diyopsit mineralleri birlikteliğinin a) tek nikol ve b) çift nikol görününmü. 222
Şekil 4.201. Mermerlerdeki a) yeşilşist fasiyesini karakterize eden (Biyotit- Bi) ve b) amfibolit fasiyesini (Diyopsit-Di) karakterize eden mineral birlikteliğinin görünümü. 222
Şekil 4.202. Metabazit seviylerdeki a) yeşilşist fasiyesi (Tremolit-Tre) ve b) amfibolit fasiyesini (Horblend-Hrb) karakterize eden mineral birlikteliklerinin görünümü. 223
Şekil 4.203. DT-47 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki ölçüm noktaları. . 226
Şekil 4.204. DT-47 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralindeki eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı. 227
Şekil 4.205. D14-3 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin tek-çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki sıcaklık ölçüm noktaları. 228

Şekil 4.206. D14-3 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı. 229
Şekil 4.207. D32 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki sıcaklık ölçüm noktaları. 230
Şekil 4.208. D32 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı. 231
Şekil 4.209. D57 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki sıcaklık ölçüm noktaları. 232
Şekil 4.210. D57 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı. 233
Şekil 4.211. D14-1 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki ölçüm noktaları. .. 234
Şekil 4.212. D14-1 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı. 235
Şekil 4.213. DT106 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki ölçüm noktaları. .. 236
Şekil 4.214. DT106 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı. 237
Şekil 4.215. D11 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki ölçüm noktaları. .. 238
Şekil 4.216. D11 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı. 239
Şekil 4.217. a) Katı maddenin ergime eğrisi b) Suyun ergime eğrisi. 243
Şekil 4.218. Perchuck, (1985), yöntemiyle elde edilen doğru ısı, basınçla doğru orantılı olarak artmaktadır. 244
Şekil 4.219. Wells, (1979) yöntemine göre düşük açılı eğime sahip azalan yönelim sunar. 244
Şekil 4.220. Çalışmacıların yöntemlerine göre, grafikte ergime eğrisinin düşük eğime sahip olduğu görülmektedir. 246
Şekil 4.221. Difüzyon mekanizmaları. 249
Şekil 4.222. Konsantrasyon profilinin mesafeye beğlı değişimi. 250
Şekil 4.223. Difüzyon akısının gösterimi ve denklemi. 251
Şekil 4.224. Gümüş ve Altın atomlarının simetrik konsantrasyon grafiği. 252
Şekil 4.225. Granat mineralindeki Al^{VI}-Fe^{+2} element çiftinde difüzyon ve buna bağlı olarak gelişen simetrik konsantrasyon profilinin grafiği. 254
Şekil 4.226. Kordiyerit mineralinin artan sıcaklığa bağlı olarak Fe^{+2}- Mg element çiftinde gelişen difüzyon ve kimyasal bileşim değişim olaylarının grafiği. 255
Şekil 4.227. Elementlerin sıcaklığa bağlı konsantrasyon profili grafiği. 256
Şekil 4.228. Elementlerin metamorfik fasiyeslerdeki sıcaklığa bağlı konsantrasyon profili grafiği. 257
Şekil 4.229. Granat örneğinde Si, Al^{VI}, Mg ve Fe^{+2} elementlerinin konsantrasyon profilleri grafiği. 258
Şekil 4.230. Al^{VI}-Fe^{+2} element çiftinin simetrik konsantrasyon profili grafiği. 258
Şekil 4.231. Fe^{+2}-Mg element çiftinin simetrik konsantrasyon profili grafiği. 259
Şekil 4.232. a) Ca-Mn, b) TAl-Mn ve c) Ca-TAl element çiftinin simetrik konsantrasyon profili grafiği. 260

Şekil 4.233. Amfibolit ve granülit fasiyesi şartlarında Fe^{+2}- Al^{VI} element çifti ile Fe^{+2}-Mg çifti arasındaki konsantrasyon profilleri grafiği. 261
Şekil 4.234. Si-Fe^{+2} element çifti konsantrasyon profillerinde difüzyon-kimyasal bileşim değişim grafiği. 263
Şekil 4.235. Ca-Mn element çifti konsantrasyon profillerinde difüzyon-kimyasal bileşim değişim grafiği. 263
Şekil 4.236. Mn-TAl çifti konsantrasyon profillerinde difüzyon-kimyasal bileşim değişim grafiği. 264
Şekil 4.237. Ca-TAl çifti konsantrasyon profillerinde difüzyon-kimyasal bileşim değişim grafiği. 264
Şekil 4.238. Elementlerin sıcaklığa bağlı konsantrasyon profili grafiği. 266
Şekil 4.239. Konsantrasyonu az olan elementlerin profil grafiği. 266
Şekil 4.240. Fe^{+2}-Mg element çifti konsantrasyon profillerinden, difüzyon ve kimyasal bileşim değişim olayları grafiği. 268
Şekil 4.241. Mn-Ca element çifti konsantrasyon profilleri grafiği. 268
Şekil 4.242. Metamorfizmaya ait sıcaklık-basınç diyagramı. 269
Şekil 4.243. Sıcaklık-basınç diyagramındaki keskin basınç piklerinin grafiği. 271
Şekil 4.244. a) Ca-Mn ve b) TAl-Mn çiftindeki kimyasal bileşim değişimi noktalarındaki sıcaklıkları ile keskin basınç piklerindeki sıcaklıkların uyumu. 272
Şekil 4.245. Ca-TAl ve Si-Fe^{+2} çiftindeki kimyasal bileşim değişimi noktalarındaki sıcaklıkları ile keskin basınç piklerindeki sıcaklıkların uyumu. 273
Şekil 4.246. 1150 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritaları. 275
Şekil 4.247. a) 1100 My b) 1050 My c) 1000 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritaları. 276
Şekil 4.248. 950 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritası. 277
Şekil 4.249. a) 850 My b) 800 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritaları. 278
Şekil 4.250. a) 750 My b) 700My c) 650 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritaları. 279
Şekil 4.251. a) 600 My b) 570My c) 540 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritaları. 281
Şekil 4.252. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının Kretase dönemindeki tektonik modeli (Kadıoğlu vd., 2006'dan alınmıştır.). Subduction modifiye mantosu (SM-M). AFC-asimilasyon fraksiyonel kristallenme; CACC LM—Orta Anadolu Kristalen Kompleksi litosferik mantosu; GSS-granit supersuiti; IAESZ- İzmir-Ankara-Erzincan sütur zonu; IT-İç Toros Okyanusu; MSS-monzonit süper suiti; SMM-subduction modifiye manto; SSS-siyenit süpersuiti; SSZ-suprasubduction zonu; TGB-Tuzgolü baseni; TLM-Torid litosferik mantosu; TO-Torid ofiyolitleri. 285
Şekil 4.253. Geç Kretase Döneminde OAKK'nin Tektonik evrim için önerilen modelin şematik gösterimi (Köksal vd., 2012'den alınmıştır). 288
Şekil 4.254. Anadolunun jeolojik evriminde etkili olan okyanusal alanlar ve mikrokıtaların konumu (1- Kuzey Tetis okyanusal alanı ile ilgili naplar, 2- kuzey Tetis okyanusal alanı ile ilgili Üst Eosen yaşlı naplar,

3- Güney Torid okyanusal alanı ile ilgili Üst Kretase yaşlı naplar, 4- Güney Torid okyanusal alanı ile ilgili Paleosen-Alt Eosen yaşlı naplar) (Poisson, 1996'dan alınmıştır.). 289
Şekil 4.255. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının (Ortaköy yöresi) Jeodinamik Evrimi. 292
Şekil 4.256. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının (Ortaköy yöresi) Jeodinamik Evrimi. 293

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 4.1. Topaktaş Metamorfiti ile Saytepe Metamorfiti arasındaki farklılıklar.. 88
Çizelge 4.2. Çatalçeşme Granodiyoritinin tüm kaya jeokimya verileri. 124
Çizelge 4.3. Çatalçeşme Granodiyoritinin iz ve nte analiz jeokimya verileri. 127
Çizelge 4.4. Namlıkışla Andaluzit Granitinin tüm kaya jeokimya verileri. 163
Çizelge 4.5. Namlıkışla Andaluzit Granitinin iz ve nte analiz jeokimya verileri. ... 167
Çizelge 4.6. Meryem Pınarı Granitinin ana element oksit sonuçları. 191
Çizelge 4.7. Meryem Pınarı Granitinin iz element analiz sonuçları. 194
Çizelge 4.8. Meryem Pınarı Granitinin iz ve nte analiz sonuçları. 197
Çizelge 4.9. DT47 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları. 226
Çizelge 4.10. D14-3 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları.. 228
Çizelge 4.11. D32 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları. 230
Çizelge 4.12. D57 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları. 232
Çizelge 4.13. D14-1 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları.. 234
Çizelge 4.14. DT106 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları. 236
Çizelge 4.15. D11 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları. 238
Çizelge 4.16. DT47 nolu örneğin termobarometre sonuçları. 240
Çizelge 4.17. D14-3 nolu örneğin termobarometre sonuçları..... 241
Çizelge 4.18. D32 nolu örneğin termobarometre sonuçları. 241
Çizelge 4.19. D57 nolu örneğin termobarometre sonuçları. 241
Çizelge 4.20. D14-1 nolu örneğin termobarometre sonuçları..... 242
Çizelge 4.21. DT106 nolu örneğin termobarometre sonuçları. 242
Çizelge 4.22. D11 nolu örneğin termobarometre sonuçları. 242
Çizelge 4.23. Sıcaklık-basınç grafiğinden elde edilen sıcaklık-basınç değerleri..... 246
Çizelge 4.24. Sıcaklık ve basınca karşı Fe/Mg oranları..... 270

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

AİT	Ağaçören İntrüzif Takımı
ÇGD	Çatalçeşme Granodiyoriti
EMB	Ekecik Magmatik Birliği
KRS	Konfokal Raman Spektropisi
MPG	Meryem Pınarı Graniti
NAG	Namlıkışla Andaluzit granit
NBG	Namlıkışla Biyotit Graniti
NUP	Nonuniform particle
OAG	Orta Anadolu Granitoyidi
OAKK	Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı
OAM	Orta Anadolu Metamorfitleri
SM	Saytepe Metamorfiti
SMG	Sinandı Mikrograniti
URS	Uniform Rigid Sphere
TM	Topaktaş Metamorfiti

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışma Aksaray Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Doktora Tezi olarak hazırlanmıştır. Bölge daha önce bazı araştırmacılar tarafından farklı amaçlar doğrultusunda incelenmiştir. Bu doktora tezinde Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının batı kesiminde Aksaray-Ortaköy ilçesi ve Harundağ bölgesindeki metamorfik ve magmatik kayaların;

- ✓ Birbirleri ile olan kökensel ilişkileri gözetilerek detaylı haritalama çalışmaları yapılması,
- ✓ Metamorfik ve magmatik kayaların stratigrafik konumları, Paleotektonik ve Neotektonik dönemde gelişen yapısal özelliklerinin belirlenmesi,
- ✓ Bölgedeki granitoidlerin migmatitik kayaların tamamen ergimesiyle oluşan kabuk katkısı baskın granitik kayalar olup olmadıkları araştırılması,
- ✓ Metamorfik ve magmatik kayalarda gerçekleştirilecek ayrıntılı ana element, iz element ve nadir toprak element jeokimyası şeklinde yürütülecek olan jeokimyasal çalışmalarla, bölgedeki temel kayaların kökenine yönelik yaklaşımlarda bulunulması,
- ✓ Elde edilecek sonuçlar itibariyle de Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının Üst Kretase tektono-magmatik evrimine ışık tutacak verilerin üretilmesi amaçlanmıştır.
- ✓ Ayrıca ekonomik yönden önemli olabilecek bölgelerde ayrıntılı olarak 1/5000' lik detay jeolojik harita alımı gerçekleştirilmiştir. Kaya birimlerinden elde edilen numunelerin petrografik ve jeokimyasal incelenmesi yapılmıştır.

1.2. Çalışma Alanı

Çalışma alanı, KB-GD uzanımlı Tuzgölü Baseninin doğusunda, Ortaköy (Aksaray) ilçesi, Hacıibrahim uşağı, Seksen uşağı, Namlıkışla, Akpınar, Çiftevi köylerini kapsayan alanda yer almaktadır (Şekil 1.1). Ortaköy ilçesi, Harundağı ve yakın çevresinde 1/25 000 ölçekli Aksaray K31-b3, K31-c2, K32-a4, K32-d1 paftalarında olup yaklaşık 182 km^2 lik bir alanı kapsamaktadır.

Şekil 1.1. Çalışma alanı yer bulduru haritası.

1.3. Coğrafik Konum ve Morfolojik Özellikler

1.3.1. Coğrafik konum

İncelenen alan Ortaköy ilçe sınırları içerisinde yer alır. İlçe, İç Anadolu Bölgesinin Orta Kızılırmak kesiminde yer alır. Ortaköy bağlı olduğu il olan Aksaray iline 55 km uzaklıkta olup, doğusunda Gülşehir (Nevşehir) ilçesi, batısında Ağaçören (Aksaray) ilçesi, güneyinde Aksaray ili, kuzeyinde ise Kırşehir ili sınırları ile çevrilidir. Denizden yüksekliği 1140 metredir. Arazisi oldukça engebelidir. İlçede karasal iklim hâkim olup, kışları oldukça sert geçer. İlçe sınırları içinde nehir ve doğal göl bulunmamaktadır. Ancak küçük dereler ve bu derelerin beslediği sulama amaçlı 7 adet gölet bulunmaktadır. Ortaköy'ün yüz ölçümü 75.023 hektar olup, bu alanın 53.882 hektarı tarım arazisi, 21.141 hektarı çayır-mera, orman ve tarım dışı arazilerdir.

1.3.2. Morfoloji

İç Anadolu Bölgesi içerisindeki Aksaray ili sınırlarında yer alan Ortaköy, arazi yapısı itibariyle çok engebeli bir karaktere sahiptir. En yüksek dağı Pınar Dağı 1590 m yüksekliğindedir. İnceleme alanının büyük bir kısmı tarla ve bozkır ile örtülüdür.

İnceleme alanında pek çok kuru dere, yüksek tepe, sırt ve birkaç düzlük alan bulunmaktadır. Bölgede çok sayıda yüksek tepe, sırt ve dağın olmasına karşın araştırmalar başarıyla gerçekleştirilmiştir.

Yöredeki yükseklikler: Navruz Tepe (1554.9 m), Pınar Dağı (1590 m), Mermerlik Tepe (1481 m), Erikli Tepe (1480 m), Armutlu Tepe (1447 m), Say Tepe (1345 m), Osmanağa Tepe (1400 m), Sırayalar Dağı (1394 m), Taşlı Tepe (1472 m), Göbek Tepe (1537 m), Çal Dağı (1494.9 m), Cafer Tepe (1469.9 m), Dede Tepe (1531 m), Say Tepe (1452 m), Akçaağıl Tepe (1379 m), Orta Tepe (1392 m), Harun Dağı (Körkale Tepe (1487 m), Dede Tepe (1506 m)) olup bunlar önemli yükseklikleri oluşturmaktadır.

1.3.3. Hidrografi

Bölgede yer alan dereler genellikle mevsimlere bağlı olarak büyük değişiklikler göstermektedir. İlkbahar ve sonbaharda canlanan dereler, yazın kururlar. Ayrıca bölgede tamamen kurumuş derelerde bulunmaktadır. Bölgede çok sayıda pınar, kaynak ve çeşme bulunmaktadır. Bunların debileri ölçülememiş olup mevsimlere göre bu pınarlardan su gelimi azalıp artmaktadır. Yalnız yaz mevsiminde bile birçok pınarda su gelimi fazla olmasa bile suya rastlanılmıştır. Bölge pınar, kaynak ve çeşme bakımından zengindir.

Bölgedeki önemli dereler; Düğünyurdu Dere, Çallı Dere, Navruz Dere, Karaköy Dere, Koca Dere, Daloğlu Dere, Arpa Dere, Gök Dere, Göylaş Dere, Körosman Dere, Bağ Dere, Suluca Dere, Kocaöz Dere, Karasakal Dere, Halilölen Dere, Höşür Dere, Böğelek Dere, Yavşınlı Dere, Ahmetcakılı Dere, Kayalık Dere, Kuluyuzu Dere, Taşlıpınar Dere, Gözek Dere, Çukurarkaç Dere, Yağdonduran Dere, Akçaağıl Dere, Körkale Dere, Göy Dere, Ortasınır Dere ve Karlooyak Deredir.

Bölgedeki önemli pınarlar ve çeşmeler; Çoban Pınarı, Karaçubuk Pınarı, Dere Pınarları, Kaynar Pınarı, Kapaklı Pınarı, Bağban Pınarları, Keklik Çeşmesi, Deliismail Pınarları, Koca Pınar, Bahadır Pınarları, Meryem Pınarı, Söğütlü Pınar, Hayat Pınarı, Yaylak Pınarı, Körsüleyman Pınarı, Suluca Pınarı, Gönüs Pınarı, Muzluk Pınarı ve Hayrat Pınarıdır.

1.3.4. İklim ve bitki örtüsü

İnceleme alanının iklimi, rakım ve deniz esintilerine kapalı olmasından dolayı kısmen karasal iklim özellikleri taşır. Yazları daha serin, kışları ise daha sert geçer. Kış ve bahar aylarında bol miktarda yağış alır.

Bölgede bitki örtüsünü, engebeli ve yüksek kesimlerde, makilik saha oluşturur. Çalışma alanında yeni çalışmaların yapıldığı ağaçlandırma bölgeleri de mevcuttur.

İlçede en çok arpa, buğday nohut, mısır, kuru fasülye, fiğ, pancar, patates ve tahıl çeşitleri yetiştirilmektedir. Ayrıca yüksek kesimlerdeki yaylalardaki geniş düzlüklerde de küçük ve büyük baş hayvancılık büyük yer tutmaktadır.

1.3.5. Ulaşım ve yerleşim yerleri

Çalışma alanı ve yakın çevresindeki en yakın yerleşim merkezleri Ortaköy (Aksaray) ve Ağaçören (Aksaray) ilçeleridir. Ortaköy ilçesinin ulaşımı yaygın olarak Aksaray ili üzerinden sağlanmaktadır. Ortaköy ilçe merkezinin Aksaray'a uzaklığı 55 km. olup, bütün köy ve beldelere ulaşım yapılabilmektedir. Belde ve köylerin merkeze olan uzaklığı 3 ile 35 km arasında değişmektedir. İlçe, Ağaçören ilçesine 28 km, Sarıyahşi ilçesine 56 km, Gülağaç ilçesine 106 km, Güzelyurt ilçesine 95 km ve Eskil ilçesine 130 km uzaklıktadır. Ortaköy ilçesi ile köyler arasındaki yollar asfalttır. Her gün Aksaray-Ortaköy arasında yolcu taşımacılığı yapılmaktadır.

Çalışma alanına karayoluyla ulaşım sağlanmış ve arazi çalışmaları yaya olarak gerçekleştirilmiştir.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Orta Anadolu bölgesi farklı jeolojik araştırmalara konu olmuştur. Çalışmaların çoğu bölgedeki masifleri oluşturan metamorfik ve magmatik kayaların tanımlanması, petrojenezlerinin incelenmesi, yaş ilişkilerinin belirlenmesi ile bölgedeki havza birimleri ve ofiyolitli melanjın jeolojisine yöneliktir. Bu çalışmalar ve önemli sonuçları aşağıda verilmektedir.

Orta Anadolu bölgesinde ilk jeolojik çalışmalar 19. yy içinde W. Hamiltonla başlar. Daha sonraları Chaput (1936) Orta Anadolunun jeolojisi hakkında geniş bilgiler vermiştir. Arni (1938a, 1938b, 1938c) Kırşehir, Mucur ve Yozgat arasında kalan bölgedeki kristalin kayaçlar ile Neojen yaşlı birimlerin kabaca sınırlarını çizmiştir.

Stchepinsky (1942) Kırşehir- Boğazlıyan çayı bölgesinin, Baykal (1941) Kırıkkale-Kalecik-Keskin çevresinin jeolojisi üzerinde çalışmışlardır.

Lahn (1940), Özkan (1959), Barut (1957) ve Vache (1963) Akdağmadeni ve çevresinde; Ketin (1955) Yozgat ve çevresinde bölgenin jeolojisine ışık tutan çalışmalarda bulunmuşlardır. Egeran ve Lahn, (1951) Bailey ve McCallien, (1950), Orta Anadolu Masifinin genel jeolojisi üzerinde çalışmışlardır, Erguvanlı (1954) ve Buchardt (1954) tarafından Kırsehir Masifi ve çevresinde 1/100000 ölçekli ilk kez jeolojik harita alımını gerçekleştirmişlerdir. Ayrıca Ronner (1958) Keskin-Çelebi arasındaki bölgede, Ayan (1963) Kaman'ın doğusunda jeolojik çalışmalar yapmışlardır.

Stchepinsky (1942) Kırşehir ili çevresiyle Boğazlıyan Çayı arasındaki bölgedeki birimleri Paleozoyik ve Tersiyer olarak gruplamıştır. Paleozoyik arazilerin mermer, kuvarslı şist, kalkşist ve gnayslarla temsil edildiğini belirtmiştir. Bölgede gelişmiş egemen tektonik hatların GB-KD ya da GD-KB yönlü olduğunu belirtmiştir.

Bailey ve McCallien, (1950) araştırmacıların yaptığı çalışmaya göre Orta Anadolu'da büyük kıvrımlanma ve naplı yapının varlığına işaret etmişlerdir. Üst Kretase zamanında Pontidlere ait olan Kırşehir kristalen kayaları nap halinde (Anadolu napı) Toroslara ait olan Paleozoyik ve Mesozoyik birimleri üzerinde uzun mesafeler boyunca sürüklenmiştir. Aynı çalışmada şiddetli erozyonlar ile Anadolu

napı antiklinalli bölgelerden aşınıp yok olurken senklinalli bölgelerde ise klipler halinde kaldığı belirtmişlerdir.

Egeran ve Lahn, (1951) araştırmacılar yukarıdaki görüşün aksine Kırşehir masifi gibi büyük bir kütlenin nap halinde yüzlerce km taşınamayacağından bahsederler. Orta Anadolu kristalen masifinin tektonik konumunu "Ara Masif'' olarak tanımlayarak Kırşehir kristalen kayalarının Pontidlerde yer alan formasyonlar ile bir ilişkilerinin olamayacağını ifade ederler. Pontidlerin güney kenarında ve Toridlerin kuzeyinde bulunan radyolaritli ve serpantinli ofiyolit serileri, aynı jeolojik şartlar altında meydana gelmiş olmalarına rağmen ayrı ayrı tektonik ünitelere ait olmaları gerektiğini vurgular.

Erguvanlı (1954) ve Buchardt (1954) Kırşehir Masifi ve çevresini petrografik olarak gnays, mikaşist, klorit-serisitşist, amfibolit, kalkşist, ve fillit türü kayalar ile farklı derecede kristalleşmenin görüldüğü mermer ve kuvarsitler olarak tanımlamışlardır. Erguvanlı (1954)'de yaptığı çalışmada ayrıca Kırşehir' in güneydoğusunda metamorfik seriye ait mermerlerin güneye doğru Eosen tabakaları üzerine itilmeleri ile ortaya çıkan bir bindirme (şaryaj) hattından bahsetmiştir.

Ketin (1955) Kırşehir masifinin Tersiyer başından beri otokton bir kütle olup Anadolu kıtasının çekirdeklerinden birisini oluşturduğunu söyler. Çalışmacıya göre, genel bir stratigrafi sunan metamorfik kayalar asidik (granit ve granodiyorit) intrüzyonlarca kesilmekte ve bazik (gabro-diyorit) intrüzyonlar da bölgede bulunmaktadır. Bölgede ofiyolitik seri veya karışık seri olarak adlandırılan birimin (kalker, marn, radyolaritler, bazalt, diyabaz-spilit ve yastık lavlar, serpantin ve blok halinde yarı kristalin kalkerler) inceleme alanında karışık olmadığını volkanik malzeme ile düzenli stratigrafi gösteren ve deformasyona uğramış birim olarak tanımlar.

Ronner (1958) Keskin–Çelebi civarında yüzeylenen granit mermer kontaklarında ekzojen ve endojen metamorfizma arasındaki ilişkileri çalışmıştır.

Ayan (1963) Kaman çevresinde felsik ve mafik kayaları inceleyerek bölgedeki granodiyorit, kuvars siyenit, nefelin siyenit, aplit granit, foid ve gabro türü kayaları

ayırt etmiştir. Bölgeye önce mafik bileşimli kayalar ardından felsik bileşimli kayalar yerleşmiştir. Barana Dağ plütonundaki zirkon mineralinden Pb metodu elde ettiği radyometrik yaş monzonitik granitin 54 My olduğunu göstermektedir.

Ketin (1963) Orta Anadolu Masifinde yüzeylenen metamorfik serinin epizonal ve mezozonal metamorfizmanın etkilerini taşıdığını belirtmiştir. Metamorfik seri; ince pelitik magmatik kayaçlar ve/veya piroklastik kayaçlar ile silisce zengin seviyeler içeren, 2000-2500 m kalınlığa sahip, karbonat bakımından zengin bir istifin metamorfizmaya uğraması sonucu meydana gelmiştir.

İskit (1966) Kaman (Kırşehir) ilçesinin, Bayındır-Mollaosmanlar köyü arasında yüzeylenen florit damarları ve civar kayaçlarının petrografisi ve jenezi ile ilgili yaptığı çalışmada yörede yüzeylenen metamorfik seriye ait kuvarsitlerin, bölgede en eski kayaç topluluğu olduğunu, güney ve güneybatıda gözlendiğini belirtmiştir. Bunların en yüksek tepeleri oluşturduğuna dikkat çekmiştir.

Ketin (1966) Anadolu'nun tektonik birlikleri isimli bu çalışmada Orta Anadolu kesimini Anatolidler içerisinde yorumlamıştır. Bölgedeki Paleozoyik ve Alt Mesozoyik birimleri Üst Kretase öncesinde metamorfize olmuş devamlı serilerdir. Üst Kretase yaşlı kısmen ofiyolitik kısmen volkanik birimler, metamorfik birimleri uyumlu, Alt Eosen yaşlı birimler ise bu birimleri uyumsuz olarak örter. Çalışmacıya göre, bölgede Kaledoniyen ve Hersiniyen gibi Alpin öncesi orojenik hareketlerin izi bulunmamaktadır. Bölgede en şiddetli orojenezin Kretase sonunda Laramiyen safhası ile başladığını bunu zamanla Pireniyen ve Helvetik safhalarının takip ettiğini ve Miyosen'den itibaren ise kıvrımlanma olayları ve orojenik gelişmenin sona erdiğini ifade etmektedir.

Brinkmann (1971) ve Kaaden (1971) Orta Anadolu bölgesinde amfibolit fasiyesi koşullarında gelişen bir metamorfizmadan bahsetmişler, Bingöl (1974) bölgedeki metamorfitlerin orta basınç-yesilşist fasiyesinde metamorfize olduklarını ileri sürmüştür.

Brinkmann (1971, 1974) Ankara güneyinde Mesozoyik başlarında metamorfik bir bölgenin varlığını ve bu bölgenin Jura ve Kretase zamanında deniz tarafından

örtüldüğüne işaret etmiş ve metamorfizma yaşının Devoniyen hatta Ordovisyen öncesi olduğunu ileri sürmüştür.

Ataman (1972) Kırşehir Masifi içerisinde yüzlek veren Cefalıkdağ granodiyoriti örneklerindeki biyotit ve muskovit minerallerinden Rb/Sr metodu ile 71±1 My izokron yaşını elde etmiştir. Araştırmacı bu yaşı biyotitin soğuma yaşı olarak yorumlamaktadır. Plütonun arkoz-grovak türü bir kayadan türemiş olduğunu ve plütonun yerleşme yaşının 80 My. olduğundan bahsetmiştir.

Erkan (1975, 1976a, 1976b, 1977, 1978, 1980, 1981) Kırşehir yakın çevresinde yer alan metamorfik serilerde metamorfizmanın niteliğini ve hangi koşullar altında geliştiğini indeks mineral isogradlarına dayanarak açıklamıştır. Bölgede başlıca mermer, kalkşist, kalksilikatik gnays ve daha az ölçüde kuvarsit, mikaşist, gnays ve amfibolitlerle temsil edilen metamorfik birime ait örneklerde inceleme yapmıştır. İnceleme alanında ana kayaç türünü teşkil eden saf ve saf olmayan karbonatlı kayaçlarda metamorfizma mertebesine bağlı olarak bölgede üç metamorfizma zonu ayırt etmiş ve metamorfizma mertebesinin kuzey ve kuzeydoğuya doğru arttığını ortaya çıkarmıştır. Araştırıcı I. Metamorfizma Zonu'nun Yeşilşist fasiyesi koşullarına, II. ve III. Metamorfizma Zon'larının ise Amfibolit fasiyesi koşullarına tekabül ettiğini belirtmiştir. Yine araştırmacı, bu üç metamorfizma zonundan aldığı metapelit ve mika-kuvarsit örneklerinin incelenmesi ile granat minerallerinin % MnO içeriğinin kuzey ve kuzeydoğuya doğru azaldığını tespit etmiştir. Araştırmacı ayrıca bölgede bulunan metasedimanter birlikteliği oluşturan kayaç grupları arasında ince bant ve mercekler şeklinde bulunan Kırşehir bölgesi amfibolitlerinin, sedimanter kökene sahip olduğunu ileri sürmüştür. İnceleme alanında Tuz Gölü boyunca uzanan Akhisar-Koçhisar fayına paralel, KKB-GGD yönünde uzanan, bir fayın varlığından bahsetmiştir.

İlhan (1976) Kırşehir masifinin başlıca metamorfik ve daha genç plütoniklerden oluştuğunu, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı çökellerin bulunmadığını belirtmiştir.

Erkan ve Ataman, (1981) Orta Anadolu Masifi (Kırşehir yöresi) metamorfik kayalardaki (gnays, mikaşist, amfibolit) biyotit ve hornblend minerallerini K/Ar metodu ile analiz ederek biyotitlerden ortalama 69.7±1.7 My, hornblend

mineralinden ise 74.1±3.2 My yaşını elde etmiştir. Metamorfitlerin granitoid intrüzyonundan etkilendiklerini, intrüzif kayaların intrüzyon/soğuma yaşını 71 My olarak yorumlamaktadırlar.

Erkan (1981) Kırşehir masifi içerisindeki kayaçların mineralojik değişimlerine dayanarak üç metamorfizma zonunun varlığını tespit etmiştir. Araştırmacıya göre Kırşehir yöresinde bölgesel metamorfizma 5 kb basınç ve 500-700 ^{o}C sıcaklık koşullarında gelişmiştir. Ayrıca bu kayaların granitik intrüzyonlar ile kesildiğini belirtir. Araştırmacı, masif kayalarının Eosen yaşlı formasyonların tabanında gözlendiğini belirterek metamorfizmanın Eosen öncesinde tamamlanmış olduğu düşüncesindedir.

Seymen (1981a, 1981b) Kırşehir ve çevresinin Kaman grubu, Ankara Karışığı, Karakaya Ultramafiti, bunları açısal uyumsuzlukla örten Kartal ve Asmaboğazı Formasyonları, uyumsuz olarak örten yatay konumlu Kötüdağ Volkaniti, Baranadağ ve Buzlukdağ Plütonları ile Alt Tersiyer-Neojen yaşlı tortul örtü olarak ayırımını yapmıştır. "Kaman Grubu" adı altında incelediği Kırşehir masifinin metamorfiklerini üç ayrı birime ayırmıştır. Bunlar alttan üste doğru gnays, biyotitşist, piroksenşist, amfibolşist, kalksilikatik şistler, kuvarsit ve kuvarsşist karmaşığı (Kalkanlıdağ Formasyonu), mermer-şist ve gnays ardalanması (Tamadağ Formasyonu) ve çeşitli özellikte mermer, metaçörtlü yarı mermer ve metaçört topluluğudur (Bozçaldağ Formasyonu). Kaman grubu, araştırmacıya göre önce ilerleyen sonra gerileyen bölgesel düşük basınç metamorfizmasına uğramış ve daha sonra yerel olarak Baranadağ plütonuna bağlı olarak kontak metamorfizmadan etkilendiğini belirtmiştir.

Göncüoğlu (1981a) Niğde Masifinde, Aşıgediği Formasyonunun üst kesimindeki mermerler içinde amfibolit, yeşilşist, metagabro, serpantinit ve piroksenitten oluşan bir karmaşık ile birlikte viridin-gnays bulunduğunu belirtir. Bir Mn-andaluzit türü olan viridinle birlikte piyemontit, alurgit gibi Mn-silikatları içeren kayanın bantlı yapılı ve ince taneli olup süreksiz bantlar ve mercekler halinde olduğunu söylemiştir. Bantlı dokusu, yüksek mangan kapsamı ve birlikte yer aldığı kayalar viridin gnaysın köken kayasının günümüz okyanus kırık zonlarının çevresinde gelişen çökel kayaçlar olabileceğini gösterdiğini dile getirmiştir. Araştırmacı, viridin gnaysın ve eşleniği

kayaçların Aşıgediği Formasyonunun çökeldiği ortama yabancı olduklarını ve sonradan katıldığını belirtmiştir.

Göncüoğlu (1981b) Niğde masifinin istiflenmesi, petrografisi ve deformasyonu ile metamorfizması arasındaki ilişkileri incelemiştir. Niğde grubu kayalarının Üçkapılı post-tektonik granodiyoriti tarafından kesildiğini ve bu granodiyoritlerde yapılan tüm kayaç Rb/Sr analizlerinin, bu kayaçların Alt Senomaniyen' de (95±11m.y.) kristalleşdiklerini ifade etmiştir. Orta Anadolu Masifinin güney ucu Niğde grubu kayaçlarında iki kıvrım fazına sahip, biri plastik diğeri katı iki deformasyon fazı ayırtlamıştır. Bu fazlardan ilki izoklinal kıvrımlardan ikincisi ise açık asimetrik kıvrımlardan oluştuğunu belirtmiş, makroskobik ve mikroskobik çalışmalar yardımıyla beş kristalleşme evresinin varlığını ayırt etmiştir.

Sanver ve Ponat, (1981) Kırşehir Masifinin kuzey kenarında yer alan Üst Kretase ve Eosen (Lütesyen) magmatiklerinden toplanan numuneleri kullanarak yaptıkları çalışmada Üst Kretase ile Lütesyen arasında kalan zaman süresi içinde numunelerin toplandığı arazinin saat ibresinin tersi yönünde 90^{o} kadar döndüğü saptanmıştır. Lütesyenden günümüze kadar olan süre içinde de aynı arazinin 10^{o}-15^{o} döndüğü anlaşılmıştır.

Şengör ve Yılmaz, (1981) yaptıkları çalışmaya göre Geç Paleosen(?)-Erken Eosen'de Anatolid-Torid platformu Pontidler ile çarpışmış ve çarpışmanın hemen ardından Anatolid-Torid platformunda iç deformasyonlar gelişmiştir. Geç Eosen-Erken Miyosen aralığında kuzey-güney yönelimli devam eden sıkışma Anatolidlerin yükselmesine ve örtü kayalarının aşınmasına sebebiyet vermiştir. Geç Eosen'de İç Toros okyanusu kapanmış ve Anatolidlerde yer yer bazı retroşaryajlar gelişmiştir.

Göncüoğlu (1982) Niğde Masifi paragnayslarından zenginleştirilen zirkon mineralinde yapılan jeokronolojik çalışmaya göre, çökelme yaşının ortalama 77 My., Alpin olayların yaşının ortalama 4 My.'a karşılık geldiğini belirtmiştir.

Şaroğlu vd., (1982) Orta Anadolunun Neotektoniği üzerine yaptığı çalışmasında Orta Anadolunun güneyi ve Orta Toroslarda, neotektoniğin Üst Miyosen'de başladığını söylemiştir. Orta-Üst Miyosen'de Orta Anadolu'da denizel çökellerin olmayışı, Orta

Toroslarda denizel çökellerin varlığı, Orta Anadolunun Toroslardan daha yüksek olduğunu gösterir. Orta Torosların Üst Miyosen'den sonra bir kıvrımlanma sonucu yükselmesi, Orta Anadolunun bu yükselme sonucu göreli alçalması ve Üst Miyosen'den sonra kapalı havza haline geldiğinden bahsetmiştir.

Seymen (1982) Kaman civarı Kırşehir masifi içerisinde yapmış olduğu gözlemlerde yapıları oluşturan hareketleri 4 aşamada sınıflandırır. Bunlardan ilk aşama Pre-Mesozoyik (Liyas Öncesi) olup Kaman grubunun yüksek dereceli düşük basınç metamorfizması ile ilişkili olan hareketlerdir. İkincisi Kampaniyen sonrası-Üst Maestrihtiyen öncesi Ankara Karışığı'nın oluşması, karışması ve Kaman grubunu üzerlemesi sırasında gelişmiş düşük dereceli yüksek basınç metamorfizmasına neden olan hareketlerdir. Üçüncü aşama en Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı Orta Anadolu'nun Tersiyer yaşlı Barana Dağ ve Buzluk Dağ plütonlarının yerleşmesine ilişkin hareketlerdir. Dördüncü aşama ise bölgede Neotektonik hareket olarak tanımladığı yörenin son kırıklanma evresi ile ilişkili hareketlerdir. Neotektonik hareketler içerisinde yer alan Eosen sonunda belki Oligosen'de veya daha sonra etkinlik kazanan genç kabuk hareketleri ile Savcılı bindirme zonunun gelişmiş olabileceğini ve bu hareketlerin Alt-Orta Pliyosen'e kadar etkinliğini sürdürmüş olabileceğini vurgular.

Oktay (1983) Orta Anadolu Masifi tortul örtüsünün Kaman Kırşehir yöresinde Üst Paleosen-Alt Eosen zaman aralığında temelden türemiş kırıntılı kayaların depolanması ile başlayıp İpresiyen'de bölgeyi basan deniz içi transgresif tortullar ile devam ettiğinden bahsetmiştir. Bölgenin güncel topografik şeklini kazanması Üst Eosen'den sonra başlayan BKB-DGD yönünde kuzeye doğru ilerleyen Kuvaterner'e kadar süren bir bindirme hareketi ile oluştuğunu savunmuştur.

Seymen (1983) Yüksek dereceli metamorfitlerden oluşan Kaman Grubunun dört plastik deformasyon (kıvrımlanma) evresi geçirdiğini, Mesozoyik'ten önce bir zaman yükselerek kırıldığı ve bugünkü içyapısını kazandığını; Ankara Karışığı'nın Kampaniyen'den sonra Maestrihtiyen'den önce Kaman Grubunu üzerlemesi sırasında okyanus kabuğu altındaki Üst Mantonun dilimlendiğini ve 55^{o} lik dönme geçirdiğini saptamıştır. Metamorfizma türü ve derecesi ile içyapısı bakımından Kaman Grubuna benzerlik göstermeyen Ankara Karışığı'nın tektonik özellikleri,

diskordan olarak örtüldüğü Geç Maestrihtiyen yaşlı Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarının tektonik gidişi ve sıcak dokanaklar yaparak kesildiği Paleosen yaşlı Baranadağ plütonunun tektonik öğeleri ile uyuşmaktadır. Bu nedenle Karışık ve Kartal ve Asmaboğazı Formasyonları ve Baranadağ plütonunun aynı tektonik rejim altında şimdiki yapılarını kazandıkları sonucuna varılmıştır.

Bayhan (1984, 1986) Kesikköprü (Bala) skarn kuşağının mineralojisi ve petrojenezi ile ilgili çalışmalar yapmıştır. İç Anadolu Granitoid Kuşağında yeralan Çelebi granitoidinin jeokimyasal ve petrojenetik incelemesi ile özelliklerini ortaya koymuştur.

Seymen (1984) ileri derecede metamorfize olmuş ve yeniden kristallenmeler ile ilksel yapılarını tamamen yitirmiş olan Kırşehir masifinin Mesozoyik öncesine ait jeolojik evriminin açıklanabileceğini belirtir. Kaman grubu metamorfik kayalarının stratigrafik özellikleri ve mineral topluluklarını yorumlayarak grubun Atlantik tipi bir kıta kenarında transgresif olarak geliştiğini ve daha sonraki dönemde de bir magmatik etkinlikle birlikte orojenik evreye girildiğini böylece ortamın Pasifik tipi bir kıta kenarına dönüştüğünü belirtir. Kırşehir ile Kaman arasında ilerleyen tarzdaki metamorfizmanın doğudan batıya doğru arttığı görüşündedir. Kökende psamitik, orto-kuvarsitik, pelitik, yarıpelitik, kumlu, killi ve çörtlü karbonat çökellerinden oluşan istifin, Kaman yakınında önce düşük basınç – yüksek sıcaklık koşullarında yüksek amfibolit - granülit fasiyesinde, sonra düşük amfibolit fasiyesinden yeşilsist fasiyesine gerileyen metamorfizma geçirdiğini belirtmiştir.

Göncüoğlu (1986) Niğde bölgesindeki yaptığı jeokronolojik çalışmalarda Üçkapılı Granitoidinin tüm kaya Rb/Sr analizinden Alt Senomaniyen (95±11 My) yaşı elde etmiştir.

Tolluoğlu (1986, 1987, 1988) ve Tolluoğlu ve Erkan, (1989) Orta Anadolu Masifi'nin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) yüzeyleyen metamorfik ve magmatik serilerde petrografi, petroloji, stratigrafi, metamorfizma ve yapısal jeolojiye ilişkin bir dizi çalısmalar yapmışlardır. Bölgede Tersiyer yaşlı seriler altında gözlenen Kırşehir Metamorfitlerini, alttan üste doğru Kalkanlıdağ Formasyonu, Kargasekmez Tepe Kuvarsit Üyesi, Naldökendağ Formasyonu, Bozçaldağ Formasyonu şeklinde

isimlendirmişlerdir. İstifin, bölgenin batı ve kuzeybatısında Baranadağ Granitoidi, kuzeydoğusunda Çayağzı Siyenitoidi tarafından sıcak dokanaklarla kesilmekte olduğunu ve kuzeyde ise Karakaya Ultramafiti tarafından tektonik dokanakla üzerlendiğini belirtmişlerdir. Tüm bu birimlerin Kızılırmak Formasyonu tarafından transgresif olarak örtüldüğünü ve bölgedeki ana kayaç türlerinin mermerler, kuvarsitler, şistler, gnayslar, amfibolitler ve felslerden oluştuğunu, bunların da kökensel olarak karbonatlı, yarı karbonatlı, psamitik, yarı pelitik, pelitik ve bazik litolojilerin metamorfik türevleri olduklarını ileri sürmüşlerdir.

Bayhan (1987) Cefalıkdağ ve Baranadağ plütonlarının mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerine göre bu granitoidleri subalkalen ve alkalen olarak ayırır. Buna göre monzonitik subalkalen kayalar I-tipi bileşim, siyenitik alkalen ise A-tipi bileşimli olarak sınıflar.

Bayhan (1988) Kırşehir masifi içindeki, Bayındır-Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaçların petrografik ve jeokimyasal özelliklerini belirlemeye yönelik yaptığı çalışmada ayrıca kayaların kökenlerini ortaya çıkarmıştır. Alkali kayaçların kuvars siyenit, feldispatoyidli siyenitler ve volkanitler şeklinde dizilim gösterdiğini tespit etmiş bu kaya gruplarının farklı seviyedeki kabuksal malzemenin ergimesiyle oluşan farklı magmalardan türediğini belirtmiştir.

Önen ve Unan, (1988) Kaman'ın kuzeydoğusunda bulunan gabroların, petrolojisi ve jeokimyasına yönelik çalışmalarda bulunmuşlardır. Gabroların, plajiyoklaz, hornblend, ojit ve çok nadir olivin içerdiğini; kimyasal olarak, subalkali-toleyitik magmadan türediklerini ve bunların ofiyolitik dizilimin bir üyesi olabileceğini ifade etmişlerdir.

Atabey (1989a, 1989b) Tuzgölü ile Kırşehir masifi arasında Aksaray H–17 paftasını ve Kırşehir masifinin güneyinde Aksaray H–18 paftasını hazırlamıştır. Bölgenin Pre-Mesozoyik-Kuvarterner yaş aralığındaki metamorfik, magmatik ve çökel kayaları içerdiğini vurgulamaktadır. Bölgenin temelini Pre-Mesozoyik yaşlı Kalkanlıdağ Formasyonunun oluşturduğunu ve bu temeli Kampaniyen öncesi yaşlı Ortaköy Granitoidinin kestiğini belirtmiştir. Ortaköy Granitoidinin genel olarak granit ve gabro bileşimli kayalardan oluştuğunu, gabro kayalarının granit ve granodiyoritler

tarafından kesilmiş olduğunu ifade eder. Üst Kretase-Lütesiyen döneminin ise denizel ve karasal çökeller ile temsil edildiğini belirtmiştir.

Baş ve Koçak, (1989) Ortaköy (Aksaray) bölgesinde yapmış oldukları çalışmada Paleozoyik ve Senozoyik birimlerin bulunduğunu ve Üst Kretase-Paleosen yaşlı Baranadağ Plütonu'nun granitoid, diyorit ve gabro-diyorit şeklinde üç üyeden oluştuklarını ortaya koymuşlardır.

Erler vd., (1989) Kırşehir (Kaman) ve Yozgat yörelerinde sokulum kayalarının petrografik, kimyasal özellikleri ve kökenine yönelik çalışmalarda bulunmuşlardır. Kaman yöresinde yüzeyleyen sokulum kayalarının (Fakılı Graniti, Bayındır Nefelin Siyeniti) ortak kökenli bir magmadan türediği tespit etmişlerdir. Kırşehir metamorfiklerinin altına dalan yitim zonu ürünü oldukları ve magmatik yayın plütonikleri (I tipi) özelliğinde olduğunu dile getirmişlerdir.

Bayhan (1990) Ortaköy Granitoidinin mineralojik petrografik ve jeokimyasal özelliklerini belirlemeye yönelik yaptığı çalışmasında granitoidi; biyotit granitoid, açık renkli granitoid ve koyu renkli granitoid olmak üzere üçe ayrılmıştır. Biyotit granitoidler, S tipinde, granodiyorit ve adamellit bileşiminde; peralümina karakterinde, alümina topluluklarına ait ve kabuksal malzemenin bölümsel ergimesiyle oluşan magmadan türemişlerdir. Açık renkli granitoidler I tipinde; granodiyorit, adamellit bileşiminde daha çok peralümina az metalümina karakterinde; alümina-kafemik toplulukların kalkalkali alt bölümüne ait ve kabuk+manto malzemesinin bölümsel ergimesi ile oluşan magmadan türemişlerdir. Koyu renkli granitoidlerde I tipinde; kuvars monzonit ve adamellit bileşiminde; daha çok metalümina, kısmen peralümina karakterinde, kafemik toplulukların açık renkli subalkali alt bölümüne ait ve manto+kabuk malzemesinin bölümsel ergimesiyle oluşan magmadan itibaren türemişlerdir. Ortaköy Granitoidi volkanik yay granitoidlerine benzerlik göstermektedir.

Tolluoğlu ve Erkan, (1990) Kırşehir'in kuzeybatısında Kırşehir metamorfitlerini oluşturan çalışma alanındaki litofasiyesleri alttan üste doğru bazik, pelitik, yarı pelitik, yarı karbonatlı, ve kuvarslı psamitik türevli Kalkanlıdağ Formasyonu ile başlamakta, kuvarsitik homojen litolojisi ile tipik olan Kargasekmez Tepe Kuvarsit

üyesi ile yarı karbonatlı, çört ara katkılı ve üste doğru saf karbonatlı birim olan Naldöken Formasyonuyla devam eden litofasiyeslerin en üst birimini tek düze, beyaz renkli metakarbonatlardan oluşan Bozçaldağ Formasyonunun bulunduğundan bahsetmişlerdir. Kırşehir metamorfitlerinde ayırtlanan ilk metamorfizma orojenik dönem içinde gelişen ilerleyen dinamotermal bölgesel metamorfizmadır. Yörede yeşilşist fasiyesinden yüksek amfibolit fasiyesine doğru ilerleyen tarzda değişen bölgesel metamorfizmanın (düşük basınç-yüksek sıcaklık) egemen olduğu, basınç koşullarının değişmediği ve sıcaklığın güneydoğudan kuzeybatıya artış gösterdiği anlaşılmaktadır. Orojenik dönem sonundaki bölgesel yükselim basınç ve sıcaklık azalması sonucu zaman içinde gelişen gerileyen bir metamorfizmaya neden olmuştur. Pelitik serilerde klorit + kuvars / granat + biyotit, muskovit + kuvars / sillimanit + ortoklaz ve karbonatlı birimlerde dolomit + kuvars / tremolit + kalsit, tremolit + kalsit + kuvars / diyopsit ve An_{30} + kalsit, kalsit + kuvars / vollastonit ve An_{50} + kalsit isogradları ilerleyen petrolojik değişimleri karakterize ettiğinden bahsetmişlerdir. Mesozoyik yaşlı Kırşehir metamorfitlerinde ilerleyen metamorfizmaya bağlı olarak gelişen çok evreli kıvrımlanma üç ayrı deformasyon fazına (F1, F2, F3) ayrılmıştır. İnceleme alanında metamorfik fasiyes sınırlarının litofasiyes sınırlarını yaklaşık enine kestiği (kuzeydoğu-güneybatı) erken evre kıvrımlarına ait eksen düzlemlerine paralel konumda bulundukları belirtmişlerdir. Dolayısıyla isogradların konumu ile erken evre kıvrımlarına ait eksen düzlemlerinin paralel konumda bulunduklarını söylemişlerdir. İsogradların konumu ile erken evre kıvrımlarına ait deformasyon geometrisinin yaklaşık aynı doğrultulu olduğu ortaya konulmuştur. Geç evrede üstleyen kıvrımlar ile isogradların topografya ara kesitlerinin yay biçiminde bükülme sergilediği anlaşılmaktadır.

Erler vd., (1991) Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerindeki Kırşehir Masifi magmatik kayaçlarını; Fakılı Graniti, Cefalıkdağ, Baranadağ ve Fatma Kadıntepe Kuvars Monzonitleri, Hamitköy Kuvars Siyeniti, Bayındır Nefelin Siyeniti ve Yozgat Granitoidi olarak 7 gruba ayırmışlardır. Kaman yöresi kayaçları I tipi, Yozgat yöresi kayaçlarını S tipi olarak sınıflamışlardır. Kaman yöresi sokulum kayaçlarının, Kırşehir Metamorfiklerinin altına dalan bir yitim zonu ürünü, Yozgat yöresi kayaçlarını, Pontid ve Torid Kuşaklarının çarpışması sırasında metamorfiklerin kısmi ergimesi ile oluşmuş plütonikler olarak yorumlamışlardır.

Göncüoğlu vd., (1991); Göncüoğlu vd., (1992); Göncüoğlu vd., (1993); Göncüoğlu vd., (1994) Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin farklı çalışma bölgelerinde ayrıntılı çalışarak bölgede yer alan birimlerin stratigrafisini ortaya koymuşlardır. Metamorfik kayaları formasyon bazında ortak isimle değerlendirmiş, metamorfik kayaların yayılımı, türü ve yaş ilişkileri ortaya konulmuştur. Ofiyolitik kayalar ayrıntılı incelenmiş ve örtü birimlerin stratigrafisi oluşturulmaya çalışılmıştır.

Kadıoğlu (1991) Ağaçören (Aksaray) magmatik kayaçlarının ana element ve Rb/Sr analizlerine göre Çokumkaya Gabrosunun manto kökenli olduğunu belirlemiştir. Ağaçören Granitoidi'nin kabuk kökenli bir magmanın ayrımlaşma ürünlerini temsil ettiğinden bahsetmiştir.

Koçyiğit (1991) Anadolu bloğunun kuzey kesiminde Geç Miyosen'den beri devam etmekte olan Neotektonik dönemin üç ana unsurla temsil edildiğini belirtir. Birincisinin fay denetimli karasal sedimantasyon, ikincisinin sedimantasyonla ilişkili kalkalkalen-alkalen volkanizma ve sonuncusunun jeolojik yapılar olduğunu belirtmiştir. Jeolojik yapıları Geç Pliyosen öncesi (Eosen-Ponsiyen) yaşlı yapılar ve Geç Pliyosen-Kuvarterner yaşlı yapılar olarak iki şekilde incelemiş. Geç Pliyosen öncesinde yaklaşık KB-GD doğrultulu olan sıkışmanın bulunduğunu, Geç Pliyosen-Kuvarterner de ise bu sıkışmanın K-G doğrultusunda değiştiğini belirtmiştir.

Geven (1992) Orta Anadolu Kristalen Kütlesinin batısında sokulum yapan Cefalıkdağ plütonik kayaçlarının petrografik ve jeokimyasına yönelik çalışmasında granitoidi kökensel olarak ilişkili üç alt birime ayırmıştır.

Kadıoğlu ve Güleç, (1992) Ağaçören (Aksaray) magmatik kayaçlarını inceledikleri çalışmalarında kayaçları Çokumkaya Gabrosu, Ağaçören Granitoidi ve Kurtkaya Bazaltı olarak üç ana kayaç birimi olarak ayırtlamışlardır.

Tokel ve Ercan, (1992) Anadoluda Neojen çarpışma-sonu tektonizmasına eşlik eden volkanizmanın jeokimyasını inceledikleri çalışmada; örnekler plaka ortası ile kalkalkalen-toleyitik alanların birleştikleri kesimlerde kümelendiğinden bahsetmişlerdir. Ti, Nb, Ta ve Hf gibi elementlerin zenginleşmiştiğini, bunun jenetik açıdan kaynak kayanın kalk-alkalen bazaltları oluşturabilecek kaynaktan kesinlikle

farklı olduğunu gösterdiğini dile getirmişlerdir. Literatürde Kalk-alkalen magmanın Ti, N, Ta gibi elementlerce fakirleşme nedenini, yiten blok-manto etkileşimi süresince, eklojitten çözülen uyumsuz elementlerce zengin eriyiklerin üstteki peridotiti beslerken, Ti, Nb, Ta gibi elementlerin ise refrakter malzemede uyumlu kalmasıyla açıklamışlardır. Daha derindeki yitimde kalan parçanın alt kısmından türeyen Ti, Nb, Ta gibi elementlerin üzerindeki peridotite transfer olduğunu söylemişlerdir. Bu zenginleşmiş peridotit, ilerde çarpışmadan sonra oluşacak magmatizmanın kaynağını teşkil edeceğini vurgulamışlardır.

Göncüoğlu ve Türeli, (1993) Ekecik Dağ'da ofiyolitik birimlerdeki plajiogranitlerin petrolojisini belirlemeye yönelik çalışmalarında ofiyolitlerin, granitoidler içerisinde asılı konumda bulunduğunu ve ofiyolitlerin okyanus içi kökene ait olduklarını belirtirler.

Kadıoğlu ve Güleç, (1993) Granitoidler içindeki anklavların; şekil, dokusal özellik ve mineralojik bileşimleri gibi özelliklerini incelemişlerdir. Kökensel olarak; Ksenolit, magma segregasyonu, magma karışımı ürünleri ve restitler olarak 4 gruba ayırmışlardır.

Tolluoğlu (1993) Kırşehir Masifini kesen felsik intrüzif kayaçları Kötüdağ Volkanitleri ve Buzlukdağ Siyenitoidleri adı altında toplamıştır. Bu kayaçların dış zonda kalkalkali, iç zonda masif içinde alkali karakterli bir zonlanma gösterdiğini vurgulamıştır.

Tolluoğlu ve Erkan, (1993) killi, yarı killi, kumlu, karbonatlı, yarı karbonatlı, kuvarsitik ve bazik litolojilerin metamorfik türevlerinden oluşan Kırşehir Meta sedimanter Grubunun petrolojik bulgulara göre yeşilşist fasiyesinden, yüksek amfibolit (orta basınç) fasiyesine değişen progresif metamorfizmaya işaret ettiğinden bahsetmişlerdir. Metamorfizma basınç koşullarının sabit (3-4 kbar) kaldığı, sıcaklığın güneyden kuzeye artış gösterdiğini (500-700 ^{o}C) dile getirmişlerdir. Pelitik serilerde klorit + kuvars / granat + biyotit; kloritoyid + klorit; kordiyerit + granat; muskovit + kuvars / sillimanit + ortoklaz; sillimanit + granat ve karbonatlı litolojilerde dolomit + kuvars / tremolit + kalsit; diyopsit + kalsit; skapolit; kalsit + kuvars / vollastonit parajenezlerinin progresif değişimleri karakterize ettiğinden söz

etmişlerdir. İnceleme alanında üç ayrı metamorfik zon tanımlanmış ve metamorfik fasiyes sınırlarını karakterize eden izogradların formasyon sınırlarını enine kestiği gibi izogradların harita konumunun erken evre kıvrımlarının eksen düzlemlerine az çok paralel konumda olduğu sonucuna varmışlardır. Bu durumun da progresif üsteleyen kıvrımlanmayı desteklediğini söylemişlerdir.

Türeli vd., (1993) Orta Anadolu Ofiyolitlerinin farklı iki kayaç grubundan meydana geldiğini ifade etmişlerdir. İlk grubun Orta Anadolu Metamorfitleriyle benzer deformasyon ve metamorfizma özellikleri gösteren Meta-Ofiyolitlerden, ikinci grubun ise kümülatlar, izotropik gabrolar, plajiyo-granitler, levha dayk karmaşığına ait diyabazlar, bazaltik yastık lavlar ve epi-ofiyolitik örtüden meydana geldiğini ifade etmişlerdir.

Güleç (1994) bölgede geniş yüzeylemesi bulunan Ağaçören Granitoidinden elde ettiği 110±14 My. Rb/Sr izokron yaşına dayanarak Neo-Tetis okyanusunun Senomaniyen öncesinde kapandığı yorumunu yapmıştır.

Yılmaz ve Boztuğ, (1994) Granitoyid petrojenezinde magma mixing/mingling kavramlarının önemli yer tuttuğundan bahsederek bu kavramların ayırımındaki karakteristik dokusal özelliklerinden bahsetmişlerdir.

Boztuğ vd., (1994) İç-doğu Anadoludaki alkali derinlik kayacı olan Karaçayır, Kösedağ, Dumluca, Murmana, Karakeban, ve Hasançelebi plütonlarının siyenitik monzonitik bileşimde felsik kayaçlar olduğunu, Dumluca, Murmana, ve Karakeban Plütonlarında aynı zamanda mafik kayaçlarda bulunduğundan bahsetmişlerdir. Mikrogranüler dokulu mafik magmatik anklavlardaki antirapakivi dokusu, poikilitik K-feldispat, bıçağımsı biyotit, iğnemsi apatit, iri plajiyoklaz içerisinde lata biçimli plajiyoklaz, prizmatik hücremsi plajiyoklaz, ve süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumunun magmaların, homojen karışım (magma mixing) ve heterojen karışım (magma mingling) şeklinde hibridleştiklerini gösterdiğini söylemişlerdir. Felsik bileşimli kayaların silisce aşırı doygun alkalin ve mafik bileşimli kayaların silisce doygun alkalin plütonlar olduğunu vurgulamışlardır. Bu plütonların çarpışma sonrası bir ortamda meydana gelebilecek gerilme rejimine bağlı kısmi erime ile başlıca üst

mantodan beslenen ve bu arada alt kıtasal kabuktan da malzeme alarak kirlenen bir petrojenez mekanizmasına sahip olabileceklerini belirtmişlerdir.

Akgün vd., (1995) Orta Anadolu Kristalen Kompleksi üzerinde yer alan Miyosen yaşlı birimlerin kaya türleri, stratigrafileri, çökelme ortamları, paleoiklim ve paleocoğrafya koşullarını inceledikleri çalışmada, bağımsız çanakcıklar şeklinde gelişmiş olduklarını ortaya koymuşlardır. Birimlerin oluşumu sırasında iklim koşullarının nemli ılıman ve nemli nispeten serin olduğundan bahsetmişlerdir. Ayrıca tortullaşma yaşının önceki çalışmalarda bahsedildiği gibi Oligo-Miyosen değil Orta Miyosen olduğunu palinolojik verilerden elde etmişlerdir.

Erler ve Bayhan, (1995) Orta Anadolu Granitoidlerinin yüzeylenmelerini batı kenar, doğu kenar ve kuzey kenardaki granitoidler olmak üzere ayırmışlardır. Genellikle monzogranit, kuvars monzonit ve granodiyorit bileşimli ve kalkalkali, hem I ve hem S tipi granitlere ait özellik sergileyen ve H tipi olarak sınıflanan, granitoidlerin iz element ayrımına göre ada yayı, levha içi ve çarpışma granitoidleri alanlarında yer aldığını vurgulamışlardır. Granitoidlerin oluşum yaşı ve oluşum ortamlarının araştırılması gerektiğini ve sorunların çözümü için yapılacak gerekli çalışmalardan bahsetmişlerdir.

Kadıoğlu ve Güleç, (1995) Ağaçören (Aksaray) İntrüzif Takımının petrolojisini inceleyerek Ağaçören Granitoidinin üst kabuk kökenli olduğunu, bileşimine alt kabuk ve manto kökenli malzemelerin sokulum yaptığını ve gabro kütlesinin ilksel bileşiminin mantodan türediği açıklamışlardır.

Dirik ve Göncüoğlu, (1996) Orta Anadolu bölgesindeki neotektonik aktivitenin üç ana fay zonu/sistemi (Tuzgölü fay zonu, Ecemiş fay zonu, Yozgat - Akdağmadeni-Boğazlıyan fay sistemi) içinde geliştiğini söylemişlerdir. Bu sistemlerin Pliyo-Kuvaterner çöküntü alanlarını, kalkalkalen-alkalen volkanik aktiviteyi, talus depolarını, alüvyal fan, traverten ve taraça depolanmalarını kontrol ettiklerini belirtmişlerdir. Buradaki fay sistemlerinin güncel depremlerin kaynağını oluşturduğunu savunmuşlardır.

Aydın vd., (1998) Orta Anadolu Granitoidlerini (OAG) C-tipi (kabuksal) lökogranitler ve H-tipi (hibrid) hornblend ± K-feldispat megakristalleri ± mafik granüler anklavlar içeren granitler biçiminde iki gruba ayırmışlardır. Granitoid magmatizmasının oluşumunda, siyenitoid magmatizma evresinin ilk fazı kuvars siyenitoidler olduğunu, ikinci fazın ise feldispatoyidli siyenitoidler olduğunu söylemişlerdir. C-tipi granitoidlerin OAKK'deki erken granitoid evresini simgelediğini ve çarpışma-sırası magmatizması ürünleri olduğunu tanımlamışlardır. Üst kabuğa ait kayaçlarda kabuksal kalınlaşma sonucu meydana gelen kısmi ergime ile oluşmuş olmasının olası olduğunu vurgulamışlardır. H-tipi granitoidler ve siyenitoid intrüzyonları ise çarpışma-sonrası magmatizmasının, granitoidler için ilerlemiş evre, siyenitoidler için ise son evrelerini temsil ettiğini söylemişlerdir. Litosferik sıyrılma (delaminasyon) sonucu olarak alt kabuğun mafik magma ile altlanması (underplating) şeklinde ifade edilebilen, manto kökenli mafik magma katkılarını gerektirdiğini; ayrıca silikaca doygun magmatizmadan silikaca doygun olmayan magmatizmaya geçişin nedeninin ergime zonundaki su miktarındaki değişmeler olduğunu söylemişlerdir.

Boztuğ (1998) Orta Anadoluda Üst Kretase-Paleosen yaşlı pek çok alkali plüton bulunduğunu vurgulamış ve buradaki metamorfitlere, Pre-Maestrihtiyen yerleşim yaşlı ofiyolitik melanja ve Kretase-Alt Tersiyer yaşlı çökel birimlere bunların sokulum yaptığını belirtmiştir. Alkali plütonları ana ve eser element jeokimya verilerine göre geç orojenik, levha içi ve çarpışma sonrası olarak yorumlamaktadır. Plütonların oluşumunun Neo-Tetis'in kuzey kolunun, kuzeye doğru dalması olduğunu sonucuna varmıştır.

Görür (1998) Kırşehir Masifinin, Triyas ile ilgili herhangi bir verisi olmamasını yüksek dereceli metamorfizmasından dolayı olduğunu ancak stratigrafik gelişimin genel hatlarıyla Menderes masifi ile Menderes-Toros platformundaki bazı otokton zonlarının stratigrafisine büyük benzerlik gösterdiğini söylemiştir. Bu benzerliğe istinaden Kırşehir Masifi, Kaman grubu mermerlerinin bir kısmının Üst Triyas yaşlı olabileceğini söylemiştir. Kırşehir Masifinin, fasiyes ve stratigrafi özellikleri bakımından Erken Kretase'ye kadar Menderes Masifine benzediği kanısındadır. Araştırmacıya göre Apsiyen-Albiyen sırasında Kırşehir Masifinin kristalen temeli

tektonik olarak ofiyolitik melanj napları ile üzerlenir. Geç Eosen'de Kırşehir-Kaman havzası, gerçek bir havzadan çok Kırşehir bloğunun çökel örtüsünü temsil etmektedir.

Görür vd., (1998) Orta Anadolu havzalarını iki grupa ayırmışlardır. Bunlardan ilkinin Geç Kretase'de gelişmeye başlayan yay-ilişkili (yayönü ve yayiçi) havzalar, diğerinin ise Eosen'de başlayan çarpışma-ilişkili (periferal) havzalar olduğunu söylemişlerdir. Bu havzaların Oligosen'e kadar türbidit, üzerleyen şelf sedimanları ve denizel olmayan birimler ile karakterize olduğunu, Oligosen döneminde ise geniş epi-Anatolid molas havzalar (yaygın jips ve klastik depolanmalar, volkanik oluşumlar) ile, Oligosen sonrasında ise önceki havza özellikleri ile ilişkili olmayan lokal kraton-içi (intra-cratonic) havzalar olarak geliştiğini dile getirmişlerdir.

Koçyiğit ve Beyhan, (1998) Orta Anadolu'nun doğu kesimini denetleyen kıta içi sol yanal doğrultu atımlı KD-GB uzanımlı fayı Orta Anadolu Fay Zonu (OAFZ) olarak tanımlanmışlardır. Uzunluğu yaklaşık 730 km, genişliği 2 ile 80 km arasında değişen KD uzanımlı fay zonunun, kuzeydoğuda Düzyayla, güneybatıda ise Anamur'a oradan da deniz altında Adana ve Antalya denizel havzalarının sınırını oluşturarak Kıbrıs'ın batısına kadar uzandığını ve Anadolu levhasını kat ederken 24 segmentten oluştuğunu belirtmişlerdir. Anadolu plakasının içinde ve plakanın sınırında gelişen fayları (Örn. Orta Anadolu fay zonu, Tuzgölü fayı, Salanda fayı), KB-GD yönlü kısalma, KD-GB yönlü genişlemenin bölgesel yamulma (strain) dokusunun Geç-Erken Pliyosen'den beri Arap plakasının kuzeye doğru hareketiyle geliştiğini ifade etmişlerdir.

Seymen (1998) Kırşehir Masifinin güneybatı ucunda yüzeylenen metamorfik ve magmatik kayaçların yeniden tanımını yapmıştır. Masifi başlıca üç ana litodem birime ayırmıştır. Mesozoyik öncesi metamorfitlerin Kaman Karmaşığı, Jura-Kratese yaşlı okyanusal topluluğun Ankara Karışığı ve onun litosferik manto ürününün Yazıdüzü Ultramafiti, Paleosen asit ve ortaç derinlik kayaçlarının Baranadağ Granitoidi olduğunu söylemiştir. Kaman Karmaşığı Atlantik tipi kıta kenarında çökelmiş bir meta-tortul istifi karakterize ettiğinden bahsetmiştir. Karmaşığın alttan üste doğru Kalkanlıdağ Metamorfitleri (kırıntılı kıyı ortamında çökelmiş meta kırıntılılar), Kabaktepe Kuvarsiti (kıyı ve kıyı boyu seddelerine ilişkin metamorfik

kumul çökelleri), Tamadağ Metamorfitleri (bir karışık-kıyı çökel ortamını simgeliyen mermer, şist ve gnays ardalanması) ve Bozçaldağ Mermerleri (duraylı karbonat şelfini anımsatan başkalaşmış kireçtaşı istifi) şeklinde geliştiğini vurgulamıştır. Transgresif istif ve flişoyid sedimantasyon ile kalk-alkali volkanizma bunu izlediğini söylemiştir. Magmatik yay ile birlikte orojenik evreye girildiğini ve yörenin Pasifik tipi kıta kenarına dönüştüğünden bahsetmiştir. Kaman Karmaşıklığının kayalarının, yayın derinliklerinde ilerleyen ve gerileyen yüksek T/düşük P metmorfizması eşliğinde beş kez üstlenen deformasyon geçirdiğini belirlemiştir. Karmaşıktaki metatortulların bir termal domlaşma sonrası kazanılmış koşullar altında ilerleyen dört ayrı fazda kıvrımlaşmış-kıvrımlanma geçirdiğini kanıtlamıştır. Söz konusu termal domlaşmanın karmaşık içinde gözlenen migmatitler, kıvrımlı pegmatoidler, granitik-pegmatitik gnayslar ve Fakılı Metagranitinin intrüzyonu için gerekli anateksinin, 7 km den daha derin olmayan, dolayısıyla düşük basınç koşullarında sağlanabildiğini dile getirmiştir. Bu nedenle karmaşığın metamorfizması yüksek amfibolit-granülit fasiyesi geçişine kadar ilerleyebildiğini söylemiştir. Masifin jeotektonik evrimi, biri Geç Maestrihtiyen de, diğeri Eosende izlenen transgresyon sonrasındaki yukarıda değinilen Germanya tipi orojenik olaylar ile tamamlandığını vurgulamıştır.

Yalınız ve Göncüoğlu, (1998) Orta Anadolu Metamorfik kayaları üzerinde bulunan ofiyolitlerin parçalanmalarına rağmen ofiyolit istife ait özelliklerini koruduklarını ve bu istifin granitoidler tarafından kesildiğini belirtirler. Ofiyolitlerin Orta Turoniyen-Erken Santoniyen zamanında İzmir – Ankara Okyanusu içerisinde okyanus içi bir dalma batma sonucu yay önü basende geliştiklerini, Orta Anadolu Metamorfik kayaları üzerine ise Erken Santoniyen sonrası Maestrihtiyen öncesinde yerleşmiş olduklarını belirtirler.

Baş vd., (1999) Ulukışla (Niğde) yöresindeki Üst Senoniyen-Paleosen yaşlı volkaniklerin (Çiftehan Karmaşığı) mineralojik özelliklerini belirlemeye yönelik yaptıkları çalışmada volkaniklerdeki plajioklazların albitten bitovnite kadar değiştiğini, piroksenlerin başlıca diyopsit, az ojit ve enstatitten oluştuğunu, Amfibollerin teşermakit ve magnezyohornblend bileşiminde olduğunu, olivinlerinde Mg'ca oldukça zengin olup krizolit bileşiminde olduğundan bahsetmişlerdir.

Işık, (1999) Ekecekyeniköy-Mamasun (Aksaray), Yeşilhisar (Kayseri) bölgeleri arasında bulunan gabroyik ve granitoidik kayaçlar üzerinde yapmış oldukları petrografik ve jeokimyasal çalışma neticesinde bölgede bulunan gabro, diyorit, plajiyogranit ve dolerit dayklarının Orta Anadolu Ofiyolitlerinin üzerlemesinin kalıntıları olarak ifade etmiştir. Ayrıca Ekecekdağı granitoidinin hibrid bir magmadan meydana gelmiş olabileceğini ve çarpışma sonrası granit özelliğinde olduğunu ifade etmiştir.

Okay ve Tüysüz, (1999) Kırşehir Masifinin kuzeyde Pontidlerden İzmir-Ankara-Erzincan kenedi ile güneyde Anatolid-Torid bloğundan İç Torid kenedi ile ayrıldığını belirtmişlerdir. Kırşehir Masifinin, Kretase yaşlı metamorfik kayalar ve granitik kayalardan oluştuğunu dile getirmişlerdir.

Koçak (2000a) Horoz Granodiyoritinin jeokimyasına yönelik yaptığı çalışmasında, granodiyoritin plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, biyotit ve yeşil renkli hornblend minerallerinden oluştuğunu, I tipi, yüksek Na_2O/K_2O içeriğine sahip olduğunu tespit etmiştir. Horoz Granodiyoritini oluşturan magmanın kıta-kıta çarpışması ile ilişkili olmadığını vurgulamıştır. Buna karşılık Geç Kretase'de okyanusal bir kabuğun Bolkar kıtasının altına dalmasıyla gelişen magmatik yayda volkanik yay graniti (VAG) olarak oluştuğunu dile getirmiştir. Muhtemelen granodiyoritin, granat ve plajiyoklaz içeren bir hazne kayaçtan türediğini veya mafik magma ile fiziksel ve kimyasal etkileşime girmeden önce granat ve plajiyoklaz minerallerinin fraksiyonel kristalleşmeye uğradığından bahsetmiştir.

Koçak (2000b) Ortaköy (Aksaray) yöresindeki kırıntılı kayaçların bölgesel metamorfizmasına yönelik yaptığı çalışmasında, metamorfizmanın sillimanit, plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, biyotit ve granat parajenize neden olduğunu söylemiştir. Yaptığı granat-biyotit ve granat-alüminosilikat-kuvars-plajiyoklaz jeotermobarometreleri yardımı ile metamorfizma şartlarını 3.3±0,36 kb basınç ve ~600 ^oC olarak belirlemiştir. Granatın kenarına doğru azalan grossular içeriğinin olması, andaluzit, serisit ve kloritlerin oluşumunun bulunması, P-T şartlarının, P-T-t diyagramında saat yönünde yol izlediğini kanıtladığını vurgulamıştır.

Kadıoğlu ve Güleç, (2001a) Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içerisinde bulunan felsik intrüzyonların yapısı ve dağılımları ile ilgili yapmış oldukları arazi çalışmalarında, mineral bileşimi ve jeokimyasal özellikleri de dikkate alarak OAKK içerisindeki birçok felsik intrüzyonları, granitik, monzonitik ve siyenitik intrüzyonlar seklinde üç grupta incelemişlerdir.

Kadıoğlu ve Güleç, (2001b) Orta Anadolu Kristalen Kompleksindeki (OAKK) gabroların petrografik ve jeokimyasal çalışmalar ile iki tip olduğunu açıklamışlardır. Birinci tip gabroların granitoidlerle sinüsoidal dokanaklı ve geçişli, ikinci tip gabroların ise granitik intrüzyonların yükselttiği gabrolar olduğunu belirtmişlerdir. Aynı zamanda, birinci gruptaki gabroların sub-ofitik dokulu ve kayaç içerisinde ana mafik mineraller amfibollerden oluştuğunu, ikinci gruptaki gabroların ise holokristalin granüler dokulu ve ana mafik minerallerinin piroksenlerden meydana geldiğini açıklamışlardır.

Kadıoğlu vd., (2002) Orta Anadolu'da Ağaçören İntrüzif Takımı içerisinde bulunan granitoidlerden ve gabrolardan $^{40}Ar/^{39}Ar$ metodu uygulanarak yapılan yaş analizleri sonucunda; gabroların 78±0.3 - 78±1.0 My, granitoidlerin ise 77.6±0.3 My yaşlı olduklarını ve Ağaçören İntrüzif Takımı'nın (AİT) havadan yapılmış manyetik anomalilerinin sonucuna göre AİT'nin içerisinde apofizler şeklinde bulunan gabroyik kayaların yüzeyden 1.55 km derinlikte biraraya geldiklerini belirtmişlerdir.

Whitney ve Dilek, (2001) Kırşehir Masifinin bir parçası olarak belirttikleri Hırka Dağ bloğunu güneybatıdan ve kuzeydoğudan çevreleyen normal fayların metamorfik kayaları ve granitik sokulumları kesmekte olduğunu belirtmişlerdir. Bu fayların Kırşehir Masifi'nin Geç Eosen'deki erozyonal yükselimi ile gelişen ve masifin güney kesiminin yükselimine neden olan Geç Tersiyer yaşlı gerilmeli tektonizma ürünü olduğu görüşündedirler.

Whitney vd., (2001) Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin farklı sıcaklık-basınç-zaman koşullarına göre en az dört tektonik bloğa (Kırşehir, Akdağ, Niğde ve Aksaray masifleri) ayrılabileceği yorumunu yapmışlardır. Bu blokları Kırşehir, Akdağ, Niğde ve Aksaray Masifi olarak adlandırmaktadırlar. Kuzeydeki çarpışmaya

bağlı masiflerin bindirmeli ve kıvrımlı özellik kazandığını erozyon ile yavaşça yüzeylendikleri yönünde görüş sunarlar.

Koçak (2002) Ortaköy (Aksaray) yöresindeki yer alan amfibolit ve tremolit gnaysların mineralojisi ve petrografisi üzerine yaptığı çalışmada başlıca magnezyo-hornblend, magnezyo-hastingsit, plajiyoklaz, sfen, diyopsit kuvars, biyotit ve tremolit, aktinolit, aktinolitik hornblend ve ilmenitten oluştuğunu belirtmiştir. İlk kez amfibolitlerde sub-volkanik kökeni gösteren korunmuş akma dokusunu ortaya çıkarmıştır. Amfibollerdeki çizgisel bileşimsel değişimlerin varlığının, metasomatik ve hidrotermal alterasyonun yaygın olmayışının ve migmatitleşmenin sadece metapelitlerde gelişmiş olmasının, andezinin anortit'ten önce oluştuğuna işaret ettiğini vurgulamıştır. Amfibolitlerin mafik, tremolit gnaysların ise ultramafik bir kayacı temsil edebileceğini ve yörede bölgesel ve kontakt metamorfizma öncesine ait ve sedimentler ile birlikte oluşmuş bazik bir magmatizmanın varlığından bahsetmiştir.

Coşkun (2003) Terziali-Çayağzı (Kırşehir) yöresinde, altın içeren silisli zonların oluşum ve kökenine dair çalışmasında altın içeren zonların, metamorfitler içinde bulunduğunu ayrıca çalışma sahasında metamorfitlerin diskordans düzlemlerine ve paleo-yüzeysel bozunma zonlarına bağlı olmak üzere iki tür altın cevherleşmesi gözlendiğini belirtmiştir.

Genç (2003) bugüne kadar Kırşehir, Akdağmadeni ve Niğde masiflerini oluşturan metamorfik kayaçlarda literatürde benzer litostratigrafik istiflerden (Seymen, (1982) ve Tolluoğlu, (1986)) farklı bir metamorfik dizilimin olduğundan söz etmiştir. Araştırmacıya göre metamorfitlerin tabanı, alttan üste doğru, amfibolit ve migmatitik gnayslar, şist-gnays ve mermer ardalanması ve mermerlerden oluşan bir istif şeklinde oluşmaktadır. Bu temel serisinin üzerinde açısal uyumsuzlukla metakuvarsit ve seyrek mermer arabantları içeren muskovit ve biyotitşistlerin hakim olarak yer aldığını ve bunların da mikaşist-amfibolit-kalksilikatik gnays ve kuvarsit ardalanması tarafından üzerlendiğini söylemiştir. Metamorfik istifin en üstününde mermer arabantlı mikaşist ve amfibolşistlerle sona erdiğini ileri sürmüştür.

Kadıoğlu vd., (2003) Ağaçören plütonunun gabrolarında 78 My ve granitoidin de 77 My Ar-Ar yaşı elde ederek bu plütonun And tipi magmatik yay oluşum ürünü olduğunu savunmuştur.

Koçyiğit (2003) Orta Anadolu bölgesini Konya-Eskişehir neotektonik bölgesi ve Kayseri-Sivas neotektonik bölgesi olarak ikiye ayırmıştır. Kesikköprü Fayı ve Tuzgölü Fay Zonu iki neotektonik bölge arasındaki bir geçiş zonunu oluşturduğundan söz etmiştir. Konya-Eskişehir neotektonik bölgesinin, genişlemeli bir neotektonik rejim ve verev atımlı normal faylanma ile karakterize edildiğinden bahsetmiştir. Diğer neotektonik bölge olan Kayseri-Sivas neotektonik bölgesi, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu doğrultu atımlı fay sistemlerinin bir devamı olduğunu, sıkışma-genişleme türü bir neotektonik rejim ile egemen olarakta doğrultu atımlı faylarla karakterize edildiğinden söz etmiştir. Çek-ayır havzalarını ikinci neotektonik bölgeyi karakterize eden yapılar olarak yorumlamıştır. Orta Anadolu'yu karakterize eden neotektonik rejimlerin başlangıç yaşının Erken Pliyosen ve sonrası olduğundan bahsetmiştir.

Yeşilören (2003) Kırşehir-Kaman bölgesi metamorfik serilerinde oluşan vollastoniti incelemiştir. Bölgede, bölgesel dinamotermal metamorfizmanın etkili olduğunu, plütonik kayaçların yerleşmesi esnasında, bölgesel metamorfizmada etkili olan sıcaklık ve basınç koşullarından daha düşük koşullar altında bir kontakt metamorfizmanın geliştiğini öne sürmüştür. Kontak metamorfizmada sıcaklığın yaklaşık 500- 600 ^{o}C, basıncın ise 2 kbar dolayında olduğunu vurgulamıştır.

Göncüoğlu vd., (2004) Orta Anadolu Masifinde bulunan H-tipi Baranadağ kuvars monzonit (BR) ve A-tipi Çamsarı kuvars-siyenit (CS) ve granodiyoritlerinde titanit mineralini kullanarak U-Pb yöntemiyle yaş tayini çalışması yapmışlardır. Baranadağ monzonitlerinin masif mikrogranüler anklavlar ile birlikte, yüksek-K, kalkalkali bileşimli intrüzif kayaçlar olduğunu belirlemişlerdir. Mineralojik ve jeokimyasal değerlendirmeler sonucunda BR ve CS granodiyoritlerinin aynı magma kaynağından gelmediğini belirterek, titanitlerde U-Pb yaş tayini metodunu kullanarak granodiyoritlerin yaşının 74±2.8 ve 74,1±0.7 My olduğunu ifade etmişlerdir.

Whitney ve Hamilton, (2004) Kırşehir Masifinde granat-sillimanit gnayslarda bulunan monazit minerali üzerinde yaptıkları yaş tayini sonucunda metamorfizma yaşının 84±08 My (Geç Kretase) olduğunu belirlemişlerdir.

Işık ve Koçak, (2005) Ekecik Granitoidinin petrografisi ve jeokimyasına yönelik yaptıkları çalışmada, K-feldispat mega kristalli ve mafik anklav içeren Borucu Granitoidi, granat ve muskovit içeren Kalebalta Lökograniti ile Sinandı Mikrogranitinden oluştuğundan söz etmişlerdir. Kalkalkalin ve düşük peralümina karakterli kayaların, aşırı miktarda SiO_2 içeriği, iri katyonlu element içeriği, hafif nadir toprak element içeriği, K_2O/Na_2O oranı, molar ($CaO/MgO+FeO_{tot}$) oranı ile düşük miktarda kalıcılığı yüksek elementler ve ağır nadir toprak elementleri ile karakterize olduğunu dile getirmişlerdir. Borucu Granitoidlerinin üst mantodan (metagabro), Sinandı ve Kalebalta örneklerinin ise üst kabuktan (muhtemelen metagrovaktan) türediğini öne sürmüşlerdir.

İlbeyli ve Uras, (2005) Baranadağ plütonunun subalkalen, metalümin karakterde olup, mafik magmatik anklav ve potasyumlu feldispat megakristalleri içerdiğinden bahsetmişlerdir. I tipi granitlere benzerlik gösteren plütonun toplam alkali ve Rb değerleri yüksek olduğunu söylemişlerdir. Bu kayaçların HFSE'e nazaran, LILE ve LREE bakımından zenginleştiğini vurgulamışlar, ayrıca intrüzif kayalar için kaynak bölgenin, çarpışma öncesi dalma-batma ile zenginleşmiş olan manto olduğunu tespit etmişlerdir.

Küçük (2005) Kargasekmeztepe Kuvarsit üyesine ait kuvarsit birimini bölgede etkin bölgesel dinamotermal metamorfizmanın etkisiyle farklı yapısal, dokusal özelliklerine göre 'bantlı kuvarsitler' ve 'kataklastik deformasyon etkileri taşıyan kuvarsitler' olmak üzere iki grup altında toplamıştır. Bölgede ilerleyen metamorfizmaya bağlı olarak gelişen sürekli deformasyonların, üsteleyen kıvrımlar oluşturduğunu tespit etmiş, kıvrımlanma sürecinin sonunda Kırsehir Masifinin K11B doğrultulu ve 7° KB'ya dalımlı bir antiform yapısına sahip olduğundan bahsetmiştir.

Tenekecioğlu (2005) Kalkanlıdağ Formasyonu metapelitlerinde daha önceden belirlenmiş granat-biyotit mineral birlikteliği içeren zonlarda Fe-Mg element değişimine dayanarak yaptığı jeotermometre hesaplamaları sonucu I. Zon'da 318-

446 ^{o}C (Yeşilşist fasiyesi), II. Zon'da 547 ^{o}C (Amfibolit fasiyesi) ve III. Zon'da 728 ^{o}C (Üst Amfibolit fasiyesi) olarak bulmuştur. Granat minerallerinin Mn içerigi I. Metamorfizma Zonu'nda % 21.27-22.43, II. Metamorfizma Zonu'nda % 20.00 ve III. Metamorfizma Zonu'nda % 2.24 olarak bulmuş ve metamorfizma derecesi ile Mn içeriği arasında ters ilişkinin varlığını inceleme alanında belirlemiştir.

Akçe ve Kadıoğlu, (2006) Yozgat Batoliti kuzeyindeki Sarıhacılı Lökograniti üzerinde yaptıkları çalışmada graniti, iri taneli biyotit muskovit granit olarak tanımlamış ve subalkalin, çarpışmayla eş yaşlı, LIL elementlerce zengin, HFS elementlerce fakirleşme sunduğundan bahsetmişlerdir. Sarıhacılı Lökograniti içindeki granatların iri taneli, düzensiz şekilli ve alt kabuk kökenli metamorfik kayaçların kısmı ergimesiyle oluştuklarını tespit etmişlerdir.

Kadıoğlu vd., (2006) Üst Kretase-Paleosen yaşlı kalkalkalenden alkalen bileşime kadar özellik gösteren felsik intrüziflerin, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içerisinde metamorfik ve ofiyolitik birimlere sokulum yaptığını ve bölgenin en önemli magmatik birimlerini oluşturduğunu belirtmişlerdir. Birimleri mineralojik ve kimyasal bileşimlerine göre, Granit, Monzonit ve Siyenit şeklinde üst takımlara ayırmışlardır. Granit üst takımının Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin en dış kısmını oluşturan granit ve granodiyoritlerden meydana geldiğini belirtmişlerdir. Ağaçören İntrüzif Takımı, Çelebi Takımı, Behrekdağ Takımı, Sulakyurt Takımı, Hacılı Takımı, Kerkenez Takımı, Akdağmadeni Takımı ve Karakeban Takımlarının Granit üst takımının bireylerini meydana getirdiğini belirtmişlerdir. Monzonit üst takımının, Granit üst takımı ile dereceli dokanak gösterdiğini ve Monzonit-Kuvars bileşiminde olup, Terlemez Takımı, Saraycık Takımı, Cefalık Takımı, Baranadağ Takımı, Akçekent Takımı, Cankılı Takımı ve Murmano Takımlarını içerdiğini açıklamışlardır. Siyenit üst takımının ise OAKK içerisinde en iç bölümde ve Granit ile Monzonit üst takımlardan bağımsız kütleler şeklinde bulunduğunu ifade etmişlerdir. Bu üst takımın, kuvars siyenit, siyenit, foid siyenit ve psöudo-lösit içeren alkali bileşimdeki kayaçlardan meydana geldiğini belirtmişlerdir. Başlıca, İdişdağı Takımı, Devedamı Takımı, Hayriye Takımı, Bayındır Takımı, Buzlukdağ Takımı, Akçekent Takımı ve Ömerli Takımlarından meydana geldiğini ifade etmişlerdir. Granit üst takımının yüksek-K içerikli kalkalkalin, Monzonit üst takımının şoşonitik

ve Siyenit üst takımının ise alkali bileşiminde olduğunu açıklamışlardır. Granit ve Monzonit üst takımlarının LILE bakımından zenginleşme ve HFSE bakımından fakirleşme, Siyenit üst takımının ise Granit ve Monzonit üst takımlarına göre daha fazla LILE ve HFSE bakımından zenginleşme olduğunu açıklamışlardır. Granit ve Monzonit üst takımlarının jeokimyasal bileşimlerinin Adakit bileşiminde, dalma batma ürünleri olduğunu ve manto metasomatizmasından meydana gelen bir ürünü simgelediklerini, Siyenit üst takımının ise manto kökenli alkali kaynaklı ürünlerden meydana geldiğini ifade etmişlerdir. $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş analiz sonuçlarına göre Granit üst takımının 77.7±0.3 My, Monzonit üst takımının 70.0±1.0 My ve Siyenit üst takımının ise 69.8±0.3 My yaşında olduğunu belirtmişlerdir. Tüm bu gelişmelerin her üst takımda belirli zaman aralığında İç-Toros Okyanusunun dalarak önce Adakit magmasının oluşmasına sonra dalan dilimin astenosferde koparak alkali magmatizmanın meydana gelmesine neden olduğunu ifade etmişlerdir.

Koçak (2006) Doğu Toros kuşağındaki Kretase yaşlı kalkalkalin Karamadızı Granitoidinin, koyu renkli mikrotaneli anklav (KMA) içeren kuvars diyoritler ile açık renkli granitlerden oluştuğundan bahsetmiştir. KMA ve kuvars diyoritler, melezleşmeye işaret eden dengesizlik yapıları bulundurduğundan söz etmiştir. Plajiyoklazların ters, normal ve salınımlı zonlanma gösterdiğini vurgulamıştır. Kuvars oçelli dokusunun varlığınında dengesizlik için bir delil olduğunu öne sürmüştür. Kuvars diyoritlerin derinlerde tamamen karışan kabuk ve manto kökenli eriyiklerin yaygın etkileşimi ile oluştuğunu ileri sürmüştür. KMA'nın üstteki hareketli daha soğuk kristalli kuvars diyorit magması içeren, magma odasına ard arda bazik magmanın sokulumu ile oluştuğunu ileri sürmüştür.

Kıral ve Önenç, (2006) Kırşehir-Savcılı mevkiisindeki Kırşehir Masifi metamorfitlerinin en alt litolojisini Kalkanlıdağ Formasyonunun oluşturduğunu, bu formasyonun vollastonit-vollastonitşist, granat ile kuvarsit ve mermer içeren Tamadağ Formasyonu tarafından üzerlendiğini dile getirmişlerdir. Tamadağ Formasyonunda ekonomik boyutta vollastonit ve granat bulunmaktadır. Tamadağ Formasyonu üzerinde mermer, metaçörtlü yarı mermer ve metaçört topluluğunda oluşan Bozçaldağ Formasyonunun bulunduğundan bahsetmişlerdir. Bu formasyonun mercek şeklinde değişik uzunluk ve kalınlıkta vollastonit-vollastonitşist mercekleri

içerdiğinden bahsetmişlerdir. Bu bölgedeki vollastonitlerin Türkiye'de bugüne kadar belirlenen bölgesel metamorfizma ile oluşmuş ilk yatak olduğunu belirtmişlerdir. Vollastonitlerin yapılan zenginleştirme çalışmaları ile seramik sanayinde kullanılabilir olduğunu saptamışlardır. Aynı şekilde granatlarda (grassular-andradit) yaptıkları zenginleştirme çalışmalarında iyi bir ayrıma ulaşılamamıştır.

Köksal vd., (2007) Aksaray (Türkiye) bölgesindeki S-tipi, Sinandı Mikrograniti (SMG) ve Namlıkışla Biyotit Granitin'e (NBG) yönelik yaptıkları çalışmada bunların kalkalkalin, peralüminalı karakterde, LILE ve LREE'de zenginleşme gösteren, düşük Ce, Zr, Hf, Sm içeriği ve belirgin Eu anomalisine (sırasıyla 0.63 ve 0.59) sahip, yüksek ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranı (0.712827 ve 0.715168, sırasıyla) ve düşük εNd değerleri ile (-9.1 ve -9.7, sırasıyla) kıtasal görünüm sunduklarından bahsetmişlerdir. SMG ve NBG'de çoğunlukla halkalı, yuvarlaklaşmış kalıntı çekirdekle kaplanmış iç içe zonlanmış görüntüde aralıklı erime yüzeyleri ve ikinci yapısal özellik olarak yeniden kristallenme ve akış alanları içeren zirkon tiplerinden söz etmişlerdir. SMG zirkonlarının kenar ve dış zonlarından yapılan yaş analizine göre $^{206}Pb/^{238}U$ yaşı olarak 81.5±0.85 My (2σ) verirken, NBG de ise 83.8±0.95 My (2σ) yaşı vermiştir. Kalıntı zirkon çekirdeklerinde yaşlar SMG'de 526 My ile 1566 My aralığında ve NBG'de ise 144 My ile 2304 My yaş aralığında olduğundan söz etmişlerdir. Neotetis okyanusunun kuzey kolunun kapanması esnasında Alpin çarpışma magmatizması ile şekillenen SMG ve NBG'nin geniş yaş aralıkları vermesinin gizli volkanik olayların kaydedilmiş olmasından ve ksenokristal kalıntı zirkon çekirdeklerinin Proterozoyik kabuk içeriğini gösterdiğini vurgulamışlardır.

Koçak ve Kansun, (2008) Ortaköy (Kırşehir Masifi) ve Alanya (Alanya Masifi) yöresindeki metamorfik ve magmatik granatların genellikle almandince zengin bileşimde geliştiğinden bahsetmişlerdir. Granatlarda iki tip zonlanma belirlenmiştir. Alanya örneklerinde çekirdek Mn ve kenarlar Mg ve Fe'ce zenginleşmesinin, ilerleyen büyüme nedeniyle geliştiğinden söz etmişlerdir. Ortaköy restitlerinde ise merkez Mg ve kenarların Mn, Ca ve Fe^{+2}'ce zenginleşmesinin ise homojenleşme ve gerileyen zonlanma ile ifade edilebileceğinden bahsetmişlerdir. Bu durumun kristal hacim ve difüzyonu, heterojen değişim, kafes transfer reaksiyonları ve sıvı akışı ile açıklanabileceğini belirtmişlerdir. Ortaköy gnayslarında ve magmatik granatlardaki

muhtemelen önceden var olan büyüme zonlarının ise difüzyon süreçleri ile silindiğini ve çok az zonlanma geliştiğini vurgulamışlardır.

Akçe ve Kadıoğlu, (2009) Granatın, raman spektrometri çalışmalarında silikat yapısının belirgin ve iyi titreşimsel özelliklerinden dolayı kayaçların oluşumu sırasında magmatik kristalleşme ve metamorfik süreçlerin tayin edilmesinde mükemmel sonuç verdiğinden bahsetmişlerdir. Yozgat İntrüzif Kompleksinden ve Orta Anadolu Metamorfik temelinden topladıkları granat örneklerinin karşılaştırıldığı çalışmada; Yozgat İntrüzifindeki granatların farklı bileşimsel spektra ile farklı titreşimsel modlarından dolayı farklı kaynak ve koşulların varlığı ile oluştuğunu savunmuşlardır.

Işık (2009) Orta Anadolu'da Ağaçören Granitoidi içinde belirlediği Emizözü makaslama zonunun sünümlü karakterde ve gerilmeli rejimde geliştiğini ifade eder.

Lefebvre vd., (2009) OAKK'daki metamorfik kayalarının yüzeylenmesini sağlayan mekanizmanın tartışmalı olduğunu dile getirmişlerdir. Komşu havzalardaki stratigrafik verilerin, Orta Anadolu Metamorfitlerinde Paleosen'den bu yana devam eden, tortullaşmayla eş yaşlı bir yüzeylemeyi işaret ettiklerini söylemişlerdir. Fakat apatit fizyon izi verilerinin, güney (Niğde: 8-10 ^{o}C/My, 9-12 My'a kadar) ve kuzey (Kırşehir-Akdağ: 3 ^{o}C/My, 37-42 My'a kadar) masifler arasında belirgin bir mekanizma farklılığın mevcut olduğunu gösterdiğinden bahsetmişlerdir. Bu durumu yüzeylemenin Niğde Masifinde sıyrılma fayları boyunca tektonik taşınma, Kırşehir-Akdağ Masifinde ise erozyonla gerçekleştiği şeklinde yorumlanmışlardır. Masifteki uzama lineasyonlarına dayalı olarak çekirdek ve kenar arasında, Masifin çekirdeğinde güneye doğru bir hareket gözlenirken, batıda bu hareket BKB yönünde olduğunu söylemişlerdir. Kırşehir bloğuna ait baskın olarak mermerlerden yapılı üst amfibolit fasiyesindeki metasedimentler ana bir fay zonu ile Ankara Melanjına ait ofiyolitik kayalardan ayrılırlar. Milonitik kayalardaki hareket verileri, üzerleyen kırılgan yapılar ve dokanak boyunca üst kesimlere doğru metamorfizma koşullarındaki belirgin düşüş Kaman fay zonunun genleşmeli bir sıyrılmayı tanımladığını vurgulamışlardır.

Toksoy-Köksal (2016) Ekecikdağ Magmatik Birliği granitoidlerinin petrojenezi ve mineral kimyasına yönelik yaptığı çalışmada; Ekecikdağ Magmatik Birliğinin, Orta Anadolu Kristalen Kompleksindeki çarpışma-çarpışma sonrası granitoidler olduğunu belirtmiştir. Ana granitik fazın mafik mikrogranüler anklavlı, iri K-feldispat kristalli bol biyotit ve amfibol içeren, fanaritik porfirik dokulu granodiyorit olduğunu ifade etmiştir. Ana granitik fazın dışında koyu gri mikrogranüler mikrogranit ve orta taneli mafik mineral içeriği düşük, pembemsi lökogranit ve iki mikalı granitoidlerin varlığını ortaya koymuştur. Tüm kayaç element verilerinin, granitoidlerin kalkalkalen, yüksek potasik, S- ve I- tipi karakterde olduğunu ifade ettiğinden bahsetmiştir. Mineral kimyası verilerine göre granodiyorit ve lökogranit kalkalkalen, mikrogranitin peralüminalı karakterde ve granodiyoritin hibrit kökeni ortaya koyduğundan bahsetmiştir. Ayrıca kayaların farklı kökenlere sahip olup, farklı oranlarda manto katkılı ve metasedimanter kabuk kaynaklardan türediklerini işaret ettiğini vurgulamıştır.

3. MATERYAL ve YÖNTEM

Çalışma yöntemi kaya birimlerinin litolojik özelliklerine göre stratigrafik kaya ayrımı yöntemi ile jeolojik harita alımı esasına dayanmaktadır. Bu çalışmada 1/5000 ölçekli topografik haritalar kullanılarak jeolojik harita alımı gerçekleştirilmiştir. Yapılan çalışmada, litostratigrafik ve petrografik birim ayrımına dayalı çalışılmış olup tektonostratigrafik dikme kesitleriyle de desteklenmiştir. Hazırlanan bu çalışmada, değişik araştırmacıların yaptıkları çalışmalardan da yararlanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında jeolojik öğelerin işlendiği topografik haritalar kullanılmıştır. Sahada yer bulma ve çeşitli jeolojik özellikleri ifade etmek için brunton tipi jeolog pusulasından faydalanılmıştır. Kaya birimlerinin taze yüzeylerini gözlemek ve numune alımı için jeolog çekici kullanılmıştır. Yer bulmak için GPS, 1/5000 ölçekli topografik harita üzerinde birimlerin sınırlarını belirlemek için renkli kalemler ve araziyi tanıtmak, belirli yapıları gösterebilmek için dijital fotoğraf makinesi ile büro çalışmalarında laboratuvarda bulunan teknik aletlerden faydalanılmıştır.

Bu çalışma; saha, laboratuvuar ve büro çalışması şeklinde yapılmıştır. Saha çalışmalarında inceleme alanı ve civarında bugüne kadar yapılan tüm çalışmalar ışığında jeolojik harita çalışmaları yapılmış, petrografik ve jeokimyasal çalışmalarda kullanılmak üzere sistematik örnekler alınmıştır.

Bu çalışmada petrografik incelemeler için alınan örneklerden 303 adet ince kesit Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında ve 572 adet ince kesit Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında olmak üzere toplam 875 adet ince kesit yaptırılmıştır. İnce kesitler üzerinde mineralojik-petrografik çalışmalar Aksaray Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümüne ait polarizan mikroskopta gerçekleştirilmiştir.

Konfokal Raman Spektroskobisi (KRS) çalışmaları Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Merkezi (YEBİM) laboratuvarında yapılmıştır. Konfokal raman spektroskobisinin (KRS) teorik olarak çalışma prensiplerini Zoroğlu (2009) ve Deniz (2010) çalışmalarında ayrıntılı bir şekilde açıklamışlardır. Jeolojideki uygulamalarına bakıldığında Raman Spektroskopi yönteminin oldukça yeni olduğu görülmektedir. Özellikle minerallerin adlandırılması ve minerallerin bağ yapılarının ortaya

konulmasında sıklıkla kullanılan yöntem, moleküllerden saçılan enerjinin ölçümüne dayanır. Tez çalışması kapsamında çalışma alanı içerisinde yer alan Namlıkışla Andaluzit Graniti, Çatalçeşme Granodiyoriti, Meryem Pınarı Graniti, Saytepe Metamorfiti, Topaktaş Metamorfiti ve Seksenuşağı Metamorfitine ait örnekler üzerinde KRS çalışmaları yapılmıştır. Bazı spesifik minerallerin tanımlanmasında KRS çalışmaları yapılmıştır. Plajiyoklaz, kuvars, andaluzit, kordiyerit, granat, muskovit ve turmalin mineralleri üzerinde çalışma gerçekleştirilmiştir.

Polarizan mikroskop incelemeleri sonucunda kimyasal analizlerde kullanılabilecek 152 adet örnek seçilerek Aksaray Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümü Jeokimyasal Analiz Laboratuvarında öğütücüde yaklaşık 200 meshe kadar öğütülerek toz örnek haline getirilmiştir. Bu işlemlerde kullanılan bütün aletler her kademe sonunda asetonla temizlenmiştir. Kaya örneklerinin ana oksit, iz element analizlerinin 39 adeti Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Merkezi (YEBİM) XRF laboratuvarında yaptırılmıştır. Geriye kalan 113 adet örneğin ana oksit ve iz element analizi ise Aksaray Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimyasal Analiz Laboratuvarında, dalga boyu dağılımlı X ışını Floresans Spektrometresi (WD-XRF) cihazı ile yapılmıştır. Bu 152 adet örnek içinden seçilen 13 adet örnek, nadir toprak element (NTE) analizleri için yurt dışına, ACME Analiz Laboratuvarına (Kanada) gönderilmiştir. Bu laboratuvarda nadir toprak elementleri, ICP-MS (Inductively coupled plasma-mass spectrometer = İndüktif birleşik plazma-kütle spektrometre) aleti kullanılarak yaptırılmıştır.

Noktasal ve çizgisel elektron mikroprob (EPMA) analizleri, parlatılmış ince kesitlerden, 5 WDS içeren JEOL marka JXA–8230 model cihazda Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'nde alınmıştır. Çalışma koşulları 20 kV hızlanma voltajı, 10 nA electron demeti ile alınmıştır. Kalibrasyon ve ölçümler için doğal oksit ve mineral referans materyalleri kullanılmıştır. Matriks etkileri JEOL tarafından sağlanan ZAF yazılımı kullanılarak düzeltilmiştir. Karbon kaplama YEBİM'deki Quorum Q150T ES makinesi kullanılarak yapılmıştır.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

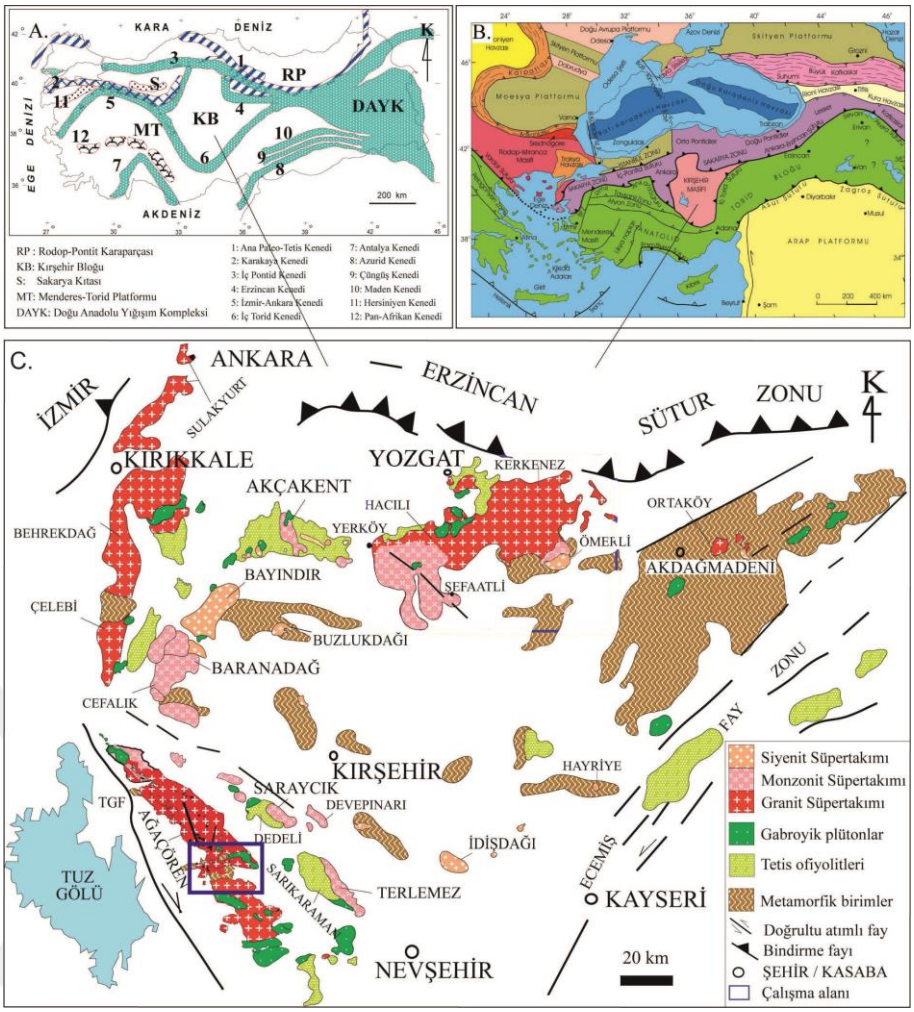
4.1. Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanını bölgesel jeoloji açısından ele aldığımızda Türkiye tektonik birliklerinden (Şengör, 1984) Kırşehir Bloğu içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.1A, B). Kırşehir bloğu, ülkemizde Alpin Orojenezi'nin doğal sonucu olarak gelişmiş ve tektonik hareketlerden dolayı yaklaşık üçgen şeklini almış önemli bir bölgedir. Tektonik açıdan bakıldığında; kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın ofiyolitleriyle, batıda Tuz gölü fayı, doğu ve güneydoğuda ise Ecemiş fay zonuyla sınırlanan, köşeleri Sulakyurt, Sivas ve Ulukışla'da olan kabaca üçgen biçimli bir alanda yayılım gösteren magmatik ve metamorfik kayaçlar topluluğudur (Erler ve Bayhan, 1995; Kadıoğlu, 2001)

Bölgenin temelini metamorfik birimler, ofiyolitler, mafik ve felsik intrüzif kütleler oluşturmakta ve bu temeli genç çökel ve volkanik birimler örtmektedir. Metamorfik birimler, daha çok bölgenin kuzeyinde gözlenirken güneye doğru ise daha az yüzlek vermektedirler. Metamorfik birimler, tabanda amfibolit fasiyesi ile başlayıp yeşilşist fasiyesi ile devam etmekte ve mermerlerle örtülmektedirler.

Mafik kütleler (gabro ve Mesozoyik ofiyolitik seri), daha çok kuzeyde başlayıp, batı ve güneydoğuya doğru bükülerek bir yay seklinde devam eden gabro, diyabaz ve bazalt bileşiminde kayaçlardan oluşmaktadır.

Felsik kütleler ise kendi içerisinde yaşlıdan gence doğru granitik, monzonitik ve siyenitik bileşimde olup, kalkalkaliden alkaliye doğru değişen bir magmatik karakter sergilemektedir. Bölgeyi örten sedimanter ve volkanik birimler, yer yer aşınmanın az olduğu bölgelerde düzensiz bir dağılım gösterecek şekilde yüzlek vermektedirler (Şekil 4.1C).



Şekil 4.1. A) Türkiye tektonik birlikleri ve süturları (Şengör 1984'den değiştirilerek alınmıştır.). B) Türkiye tektonik birlikleri ve süturları (Okay ve Tüysüz 1999). C) Çalışma alanının Türkiye tektonik birlikleri içerisindeki konumu (Kadıoğlu, vd., 2006).

4.1.1. Metamorfik kayalar

Kırşehir Masifi (Arni 1938, Seymen 1982), Çiçekdağ Masifi, Niğde Masifi, Akdağmadeni Masifi gibi yerel adlarla veya Kızılırmak Masifi ve Orta Anadolu Masifi gibi bölgesel adlarla anılan bu kayaçlar topluluğu, levha tektoniği terminolojisi açısından ise Kırşehir Masifi, Kırşehir Bloğu veya Kırşehir Mikrolevhası olarak adlandırılmaktadır (Erler vd., 1991). Kırşehir Masifi ya da diğer adıyla Orta Anadolu Masifi, kuzeybatıda ve kuzeyde Kretase yaşlı Ankara ve Çorum ofiyolitli melanjları, batıda ve güneybatıda Tersiyer yaşlı Tuzgölü havzası

çökelleri, güneyde ve güneydoğuda Tersiyer yaşlı volkanitler, doğuda ise Tersiyer yaşlı Sivas havzası çökelleriyle sınırlanmıştır.

Göncüoğlu vd., (1991, 1992), Masifte temeli oluşturan kayaçları topluca Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı şeklinde isimlendirmişlerdir. Bu karmaşık, metamorfik, ofiyolit ve magmatik olmak üzere üç kayaç türünden meydana gelmiştir. Düzenli bir metamorfik istif sunan kayaları, Orta Anadolu Metamorfikleri şeklinde isimlendirmişlerdir (Şekil 4.2).

Çalışma alanınında içinde yer aldığı Kızılırmak yayı içerisinde bulunan "Kırşehir Masifi" Türkiye'nin en büyük masiflerinden birisidir. Kırşehir yöresinde değişik boyutlarda ve değişik adlandırmalarla tanımlanmış metamorfik ve magmatik kayaç toplulukları bulunmaktadır. Bu kayaç topluluklarından yüzeylenen metamorfik seriler için ‘Masif’ terimi kullanılmaktadır. Kırşehir çevresinde yüzeylenen bu kayaç toplulukları için Kırşehir Masifi adlandırılması yapılmıştır. Böylece ‘Kırşehir Masifi’ adı altında ‘Kırşehir Metamorfitleri’ belirtilmektedir (Tolluoğlu, 1986).

Kırşehir Metamorfitleri’nin yüzeylendiği bölgelerde, farklı kayaç birimlerinin masifi oluşturdukları gözlenmiştir. Bu kayaç birimleri, mineral birliktelikleri bakımından birbirinden farklılıklar göstermektedir. Kırşehir Masifi üzerinde çalışan araştırıcılar çalısmalarında birbirinden kısmen farklı stratigrafik istifler belirlemişler ve bu istif içinde yer alan bu kayaç birimlerini farklı isimlerle adlandırmışlardır.

Kırşehir yöresinde, Seymen (1982) tarafından ‘Kaman Grubu’, Tolluoğlu (1986) tarafından ‘Kırşehir Metamorfitleri’, Kara ve Dönmez (1990) tarafından ‘Kırşehir Masifi’ olarak tanımlanan metamorfik kayaç topluluklarının bu bölgede bulunan en yaşlı kayaç toplulukları olduğu kabul edilmektedir. Bu genel görüşe ek olarak metapelitler, metakarbonatlar ve amfibolitlerden oluşan Kalkanlıdağ Formasyonunun bölgenin en yaşlı formasyonu olduğu da ortak bir görüştür (Seymen 1982, Tolluoğlu 1986, Kara ve Dönmez 1990). Farklı yörelerdeki farklı istiflerde, metamorfitler içinde tanımlanmış olan Kargasekmez Tepe veya Kargasekmezdağ Kuvarsit Üyesi ve Kabaktepe Metakuvarsit Üyesi birbirleriyle eşdeğerdir. Diğer taraftan, Naldökendağ Formasyonu, Tamadağ Formasyonu ve Kervansaray Formasyonu olarak tanımlanan ve başlıca metakarbonatlı kayaçların oluşturduğu birimler

birbirleriyle aynı özelliklere sahiptirler. Ancak Kara ve Dönmez tarafından Kervansaray Formasyonu içinde Çatalçövtepe Üyesi olarak tanımlanan, farklı bir birim yer almaktadır. Paleozoyik yaşlı istif, tümüyle mermerlerin oluşturduğu Bozçaldağ Formasyonu ile devam etmektedir.

Bunun aksine Genç (2003), Kırşehir Masifi metamorfitleri için, bilinen metamorfik istiflerden (Seymen 1982, Tolluoğlu 1986, Kara ve Dönmez 1990) farklı bir litostratigrafik dizilimin varlığından bahsetmektedir. Çalışmacıya göre metamorfitlerin tabanı alttan üste doğru metapelitler ve metabazitlerden oluşan Yağmurlubüyükoba Formasyonu; metapelit ve metakarbonat ardalanmasından oluşan Güllüce Formasyonu ve metakarbonatlardan oluşan Bozçaldağ Formasyonundan meydana gelen bir istifle temsil edilmektedir. Çalışmacıya göre, bu temel serinin üzerine metakuvarsit ve metakarbonat arakatkılı metapelitlerin oluşturduğu Kalkanlıdağ Formasyonu gelmekte ve bu birim ile Bozçaldağ Formasyonu arasında metajasperoidlerin varlığından bahsedilmektedir. Metamorfik istifin, metapelitik kayaçlardan oluşan Güllütarla Formasyonu ile sona ermekte olduğunu ifade etmektedir.

4.1.2. Ultramafik kayalar

Paleozoyik veya Mesozoyik öncesi yaşlı metamorfik kayaç birimlerinin oluşturduğu istifin üzerine, Seymen (1982) tarafından, tektonik ilişkili, okyanusal kabuğun ve üzerindeki tortulların karışması ile oluştuğu belirtilen ve Jura-Kretase yaşlı ‘ Ankara Karışığı’ ile kabuk altındaki üst mantonun dilimlenmesi ile yerleşen Karakaya Ultramafitinin geldiğini ifade etmektedir. Tolluoğlu (1986) ve Seymen (1981a, 1982, 1983, 1984) tarafından yapılan adlandırmaya uygun olarak, Karakaya Ultramafitini dar bir alanda, metamorfik serileri tektonik dokanakla üzerleyen birim olarak tanımlamıştır. Ancak Kara ve Dönmez (1990) tarafından yapılan çalışmada bu birim Hacıselimli Formasyonu olarak isimlendirilmiş olup, Karakaya Ultramafiti gabrolarıyla eşdeğer tutulmuştur. Kara ve Dönmez (1990), bu formasyonu Kırşehir Metamorfitlerine dahil etmiş, dolayısıyla diğer araştırıcılardan farklı olarak, birime Paleozoyik yaşı vermiştir. Diğer taraftan Kara ve Dönmez (1990) tarafından tanımlanan ve Ankara Karışığına eşdeğer olan Çiçekdağ Formasyonu da, tektonik bir sınırla Paleozoyik istif üzerinde yer aldığı belirtilmektedir.

Göncüoğlu vd., (1991, 1992), metamorfikler üzerinde yer alan okyanusal kabuğa ait kayaçları Orta Anadolu Ofiyolitleri olarak, metamorfikleri ve ofiyolitleri sıcak dokanakla kesen değişik kayaç türleri içeren felsik ve intrüzif kayaçları ise Orta Anadolu Granitoidleri olarak isimlendirmiştir. Fakat Kadıoğlu ve Güleç, (1995), Kadıoğlu ve Özsan, (1998), Neo- Tetisin kalıntı ürünleri olduğunu birçok araştırmacı tarafından kabul edilen ofiyolitik kayaçlardan farklı ve masife sokulum yapan manto kökenli mafik kütlelerin olduğunu açıklamışlardır.

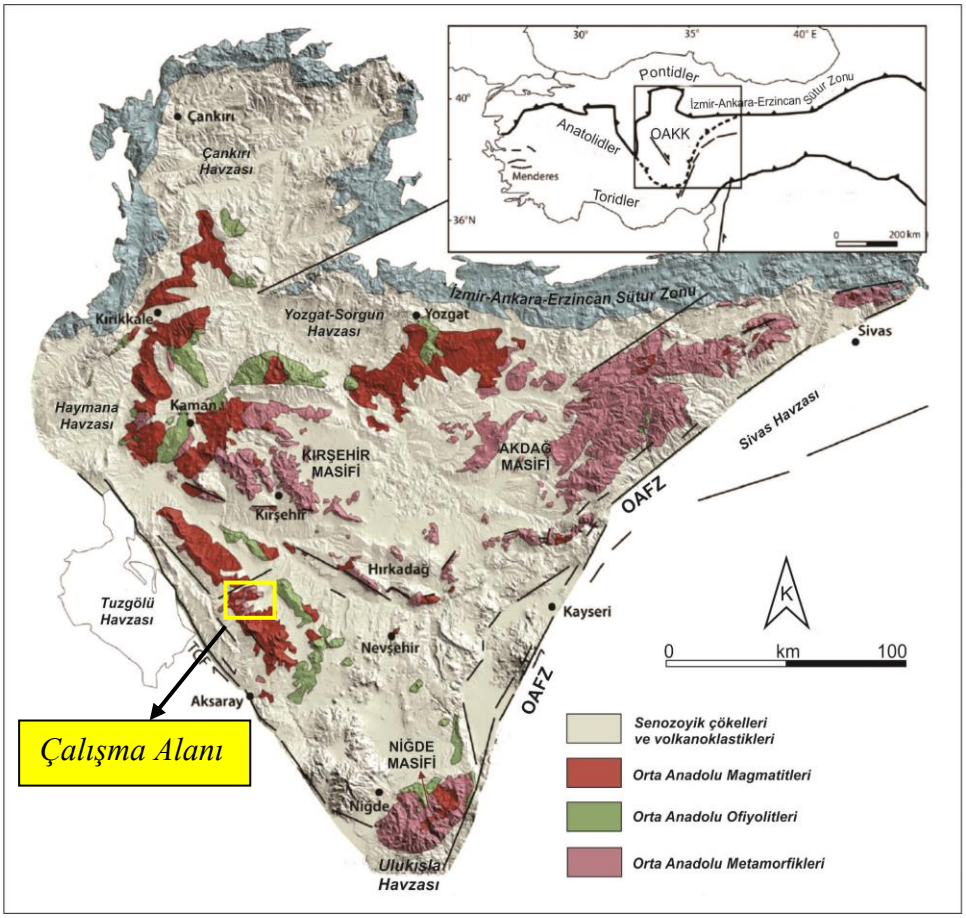
4.1.3. Magmatik kayalar

Şengör ve Yılmaz, (1981), Bozkır ofiyolitik napının yerleşimi ve Anadolu fazında Orta Anadolu Kristalen Masifinin iç dilimlenmeye uğramasının, masifte kısmi kabuksal ergimelere neden olduğunu ve bu kısmi ergimenin granitik plütonizmayı geliştirdiğini belirtmişlerdir.

Seymen (1982) ve Görür vd., (1984) ise, İç Toros Okyanusunun doğuya Orta Anadolu Masifinin altına dalması sonucu And tipi kıtasal yay magmatikleri ile temsil edilen bir granitoid kuşağı oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Erler vd., (1991) Yozgat granitoidinin, Göncüoğlu vd., (1991) de Niğde–Üçkapılı granitoidinin çarpışma sonucu oluştuğunu belirtmişlerdir.

Boztuğ (2000), Orta Anadolu'daki intrüzif birlikleri çarpışmayla eş zamanlı, çarpışma sonrası ve çarpışma sonrası ve levha-içi alkalin birlik şeklinde ayırt etmiştir. Bölge üzerine yapılmış bütün petrojenez çalışmaları, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın çarpışmanın doğrudan veya dolaylı ürünü olduğunu ortaya çıkarmıştır (Erler vd., 1991, Göncüoğlu vd., 1991, 1993, Akıman vd., 1993, Güleç 1994, Erler ve Bayhan 1995, Güleç vd., 1996, Güleç ve Kadıoğlu 1998, Boztuğ 1998 ve Yalınız vd., 1999, Boztuğ 2000). Bölgenin kuzeyinde Yozgat İntrüzif Kompleksi, Akdağmadeni Masifi, Akçakent kütlesi, Sulakyurt ve Behrekdağ plütonunun bir bölümü; batı ve güneybatısında ise yine Behrekdağ plütonunun bir bölümü, Çelebi, Ağaçören ve Ekecikdağ plütonları bulunmaktadır. Bölgenin iç kesimlerinde ise Bayındır, Baranadağ, Saraycık ve Terlemez felsik kütleleri ile Sarıkaman ve Dedeli Mesozoyik ofiyolitik serileri yer almaktadır (Kadıoğlu, 2001).

Seymen (1982) tarafından oluşturulan bölgesel istif, Maestrihtiyen yaşlı Kartal ve Asmaboğazı Formasyonu ile asidik karakterli Kötüdağ Volkaniti ve granitoid bileşimli Baranadağ Plütonu ve bu plütonu kestiği gözlenen siyenitik Buzlukdağ Plütonu ile devam etmektedir. Tolluoğlu (1986), metamorfik seriyi batı ve kuzeybatı sınırında Paleosen yaşlı Baranadağ Granitoidi ve kuzey sınırda Çayağzı Siyenitoidi olarak adlandırdığı genç intrüzif kayaçlarla devam ettiğini belirtmiş ve Çayağzı Siyenitoidinin, Seymen tarafından tanımlanmış Buzlukdağ Plütonu ile benzer özelliklerde olduğunu ifade etmiştir.



Şekil 4.2. Çalışma alanının Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içindeki konumu (Lefebvre, vd., 2011).

Kara ve Dönmez (1990), geniş bir alanda yüzeyleyen asidik, alkali-kalkalkali bileşimli olan ve Üst Kretase yaşı verdiği, Baranadağ Granitoidi ve Buzlukdağ Siyenitoidi olarak isimlendirdiği intrüzif kayaçlardan bahsetmiştir. Seymen (1982)'in Kötüdağ Volkaniti olarak tanımladığı birim 'Karahıdır Volkanit Üyesi' olarak,

Baranadağ Granitoidinin kenar zonlarında gelişen damar ve yüzey kayaçları olarak tanımlanmıştır. Değişik araştırıcılar tarafından, farklı bölgelerde tanımlanmış olan tüm bu metamorfik ve magmatik birimler sedimanter birimler ve alüvyonal çökeller ile diskordan olarak örtülmektedir.

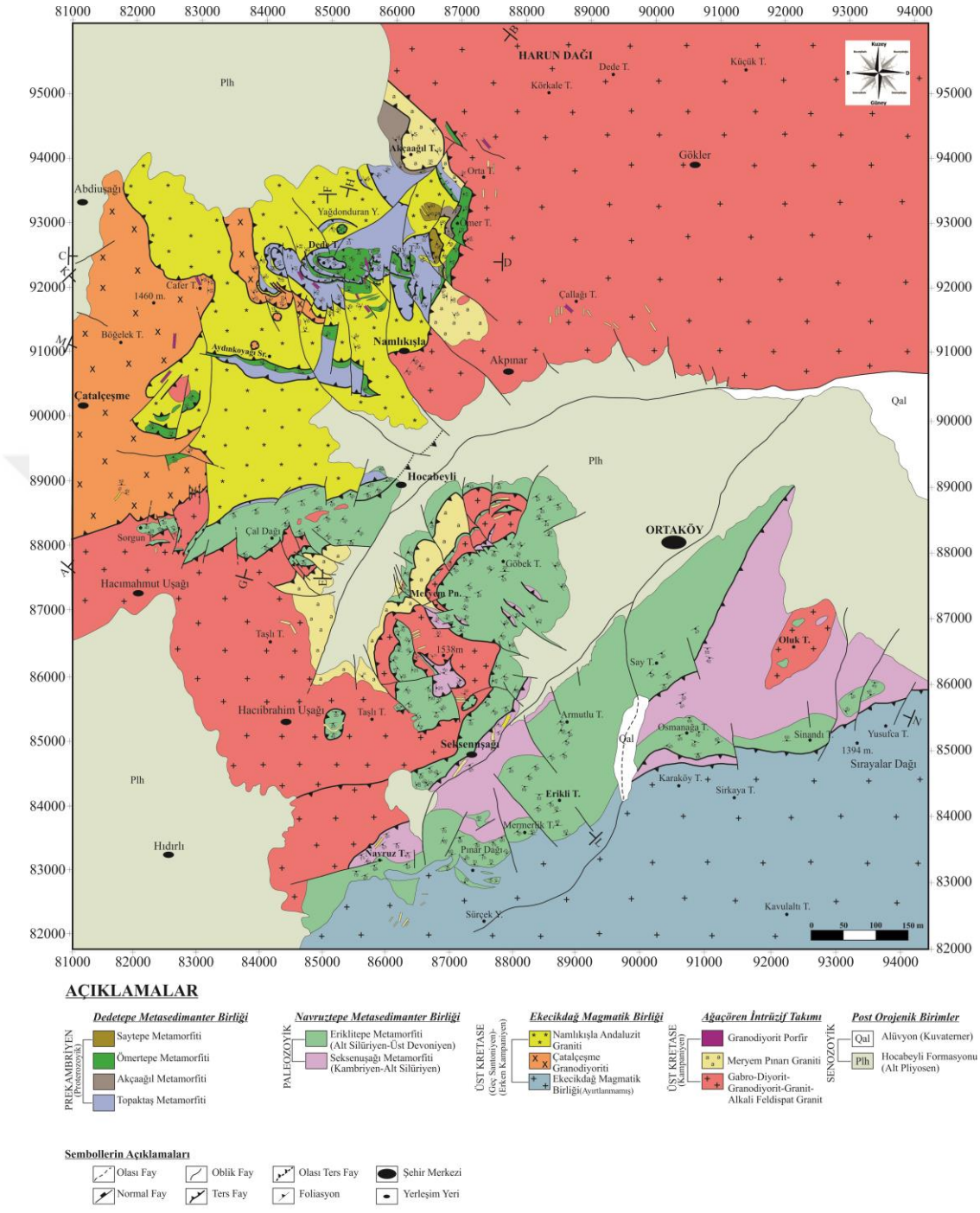
4.2. İnceleme Alanının Jeolojisi ve Stratigrafisi

İnceleme alanında metamorfik, magmatik ve sedimanter birimler yer alır. Metamorfitler; Dedetepe Metasedimanter Birliği, Navruztepe Metasedimanter Birliği olarak ikiye ayrılmıştır. Dedetepe Metasedimanter Birliği; Topaktaş Metamorfiti, Akçaağıl Metamorfiti, Ömertepe Metamorfiti ve Saytepe Metamorfiti birimlerinden oluşmaktadır. Prekambriyen yaşlı temel kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen Paleozoyik yaşlı Navruztepe Metasedimanter Birliği; Seksenuşağı Metamorfiti ve Eriklitepe Metamorfiti olarak ayrılmıştır. Üst Kretase yaşlı magmatitler tüm metamorfik birimlere sokulum yapar.

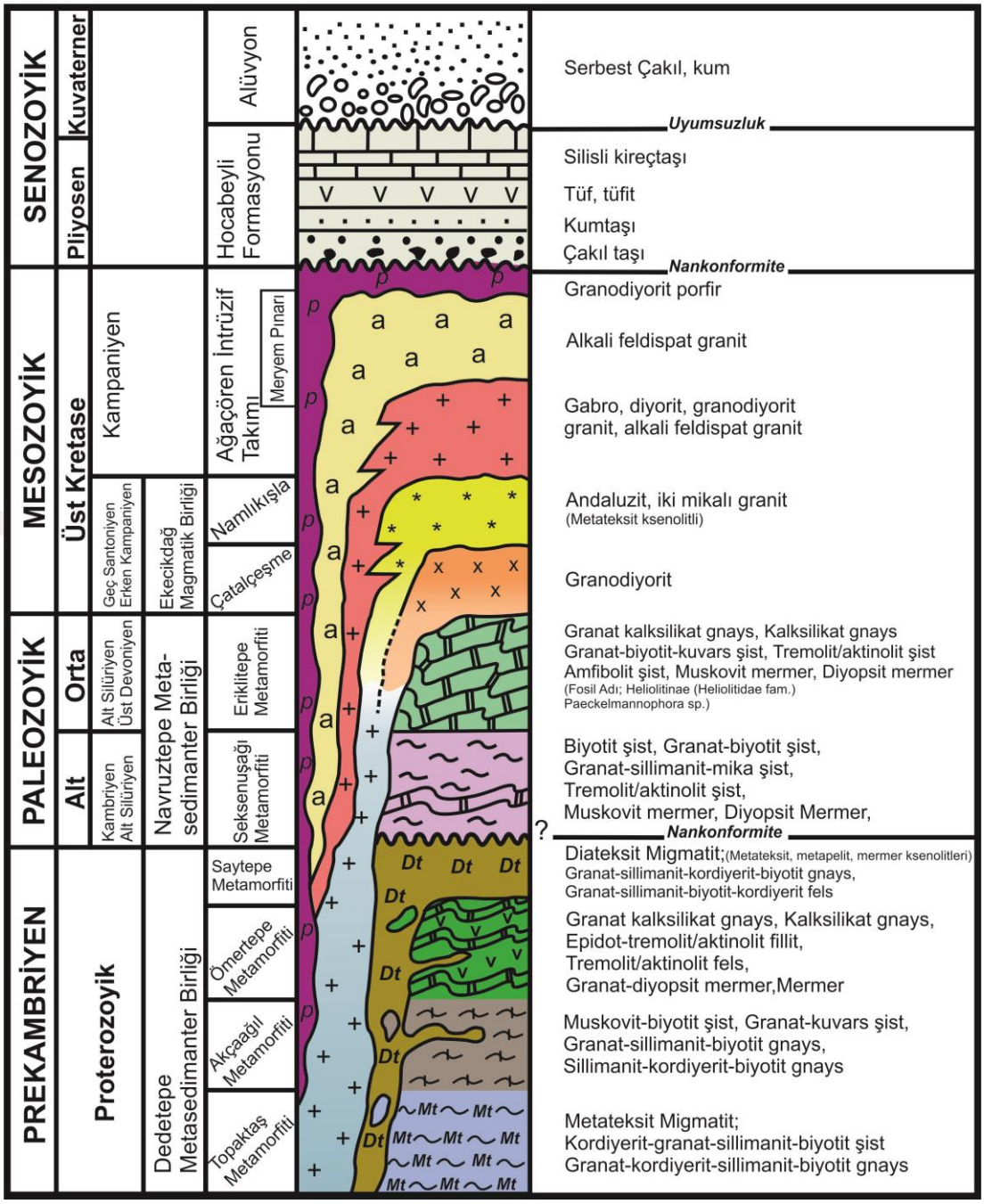
Magmatitler Orta Anadolu Granitoidlerinden batı kuşak (Erler vd., 1991) içerisinde veya Kadıoğlu (2006)'nun tanımladığı Granit Süper Takımı içerisinde yer alır. Üst Kretase yaşlı Magmatitler; Ekecikdağ Magmatik Birliği (Kabuk katkısı baskın, manto katkısı düşük, peralüminalı), ve Ağaçören İntrüzif Takımı (Manto katkısı baskın, kabuk katkısı düşük, metalüminalı) olarak iki ana başlık altında incelenmiştir.

Çatalçeşme Granodiyoriti ve Namlıkışla Andaluzit Graniti, Ekecikdağ Magmatik Birliğinin inceleme alanındaki türevlerini oluşturur. Ağaçören İntrüzif Takımı gabro, diyorit, granodiyorit, granit, alkali feldispat granit ve bunları keserek yerleşen damar konumlu diyorit/granodiyorit porfir bileşimli magmatik kaya türevlerinden oluşmaktadır.

Peralüminalı, felsik Namlıkışla Andaluzit Graniti tüm metamorfik birimleri ve Çatalçeşme Granodiyoritini keser. Ağaçören İntrüzif Takımı, Ekecikdağ Magmatik Birliğine sokulum yapmıştır. Metamorfik, magmatik temel kayaları üzerinde uyumsuz olarak yer alan Hocabeyli Formasyonu (Pliyosen), inceleme alanındaki sedimanter birimi temsil eder. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar serbet çakıl, kum ve silt boyu malzemelerle temsil edilir (Şekil 4.3 ve 4.4).

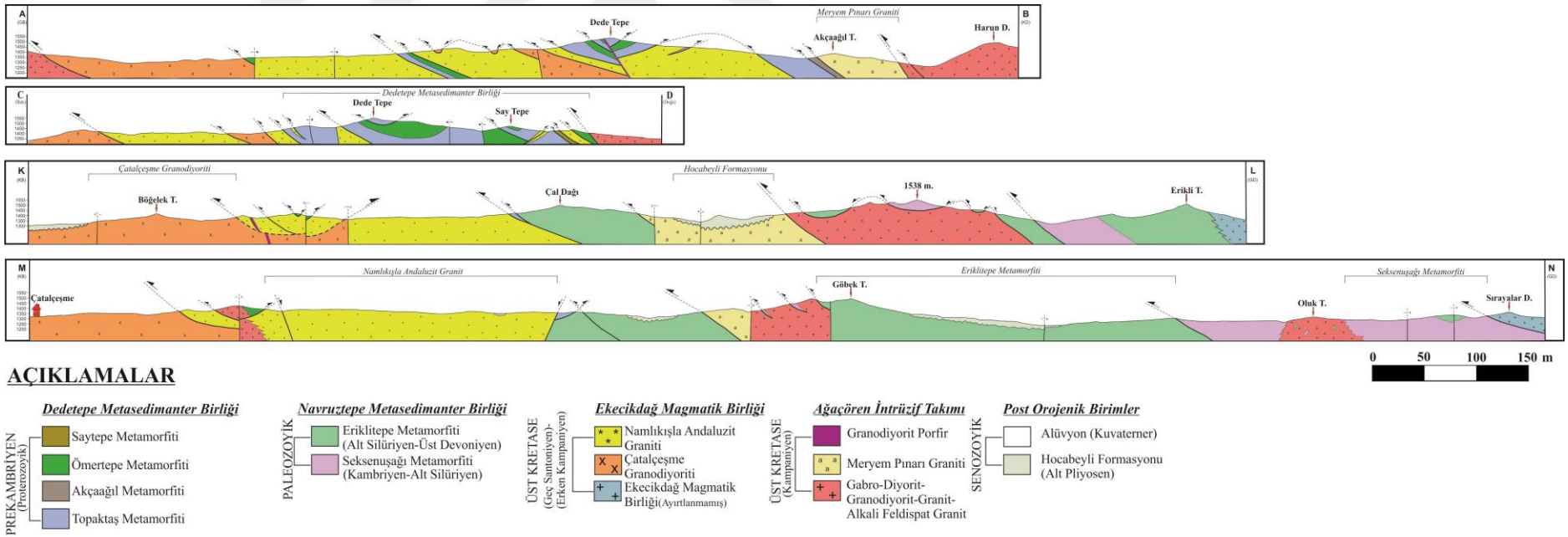


Şekil 4.3. Çalışma alanının jeoloji haritası (EK A).



Şekil 4.4. Çalışma alanının dikme kesiti.

İnceleme alanındaki metamorfik, magmatik ve sedimanter birimlerin dokanak ve yapısal ilişkileri farklı doğrultularda alınan jeolojik enine kesitlerle ortaya konmuştur (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. Çalışma alanının jeolojik enine kesitleri (EK B).

4.3. Metamorfitler

Metamorfitler; Dedetepe Metasedimanter Birliği ve Navruztepe Metasedimanter Birliği olarak ayrılmıştır.

4.3.1. Dedetepe metasedimanter birliği

Dedetepe Metasedimanter Birliği, Harundağı ve Namlıkışla bindirme düzlemleri arasında sıkışmış, Prekambriyen yaşlı metamorfik temel kaya kalıntısını temsil etmektedir. Dedetepe Metasedimanter Birliği migmatitik kayalaradan oluşmaktadır. Migmatitin tanımı ile ilgili literatür bilgisi aşağıda özetlenmiştir.

Migmatit nedir?

Migmatitlerin tanımlamasıyla ilgili literatür bilgileri Sawyer (2008) ve Pawley vd., (2013)'den özetlenerek alınmıştır.

Migmatitler, kısmi ergimeyle oluşan karmaşık, yüksek metamorfizma dereceli kayalardır. Bunlar jeolojik zamanların çoğunda tanımlanmış çeşitli tektonik ortamlarda gelişmiştir. Migmatitler karmaşıklıkları yüzünden arazide, jeoloğu karıştırabildiği ve sinirlendirebildiği durumlarla sıklıkla karşılaşılmaktadır.

Mehnert (1968), bir migmatiti "İki veya daha fazla petrografik açıdan farklı parçalardan oluşan megaskopik, kompozit bir kaya olarak tanımlamıştır.

Sawyer (2008), migmatiti, mikroskobik ve makroskobik ölçekte heterojen olabilen, orta ve yüksek dereceli metamorfik bölgelerde bulunan, birbirleriyle petrojenetik olarak ilişkili olan, iki veya daha fazla petrografik olarak farklı kısımlar içeren ve bunların protolitlerinden, katı fraksiyondan eriyiğin kısmi erimesi veya ayrılması yoluyla oluşan bir kaya olarak tanımlamıştır.

Migmatit: Orta ve yüksek dereceli metamorfik bölgelerde bulunan, mikroskobik ölçekten makroskopik ölçeğe kadar heterojen olabilen ve birbirleriyle petrojenetik olarak ilişkili olan iki veya daha fazla petrografik olarak farklı kısımlardan oluşan bir kayadır. Bu iki parça, erime tepkimesinin sırasıyla sıvı ve katı ürünlerini temsil eder.

Bu parçalardan biri, kısmi erimiş protolitler veya katı fraksiyondan eriyiğin ayrılması sonucu, kısmi erime ile oluşmuş ve birbiri ile petrojenetik ilişkili (neozom olarak adlandırılırlar) kayaları içermelidir.

Kısmi erimiş kısım genellikle, kuvarzo-feldispatik veya feldispatik bileşimli açık renkli bölüm ile ferromagnezyum minerallerce zenginleştirilmiş koyu renkli bölüm içerir. Bununla birlikte, kısmen erimiş kısım, açık ve koyu renkli kısımlara ayrılmadan mineralojiyi, mikro yapıyı ve tane büyüklüğünü değiştirmiş olabilir.

Bir migmatit için dört temel bölüm vardır. Bunlar;

1. Kısmi erimenin meydana geldiği bölümler

2. Eriyik fraksiyonunun çıkarıldığı bölümler

3. Eriyik fraksiyonunun toplandığı, biriktiği veya enjekte edildiği bölümler

4. Erimeden korunmuş hiç erimeyen bölümlerdir.

Bu bölümlerin her biri kendine özgü morfolojilerine (veya yapıya), mineral topluluğuna, yığın bileşimine ve mikro dokuya sahiptir, her birini tanımlamak için bir terminoloji vardır.

Migmatitik kayaların bölümleri

Aşağıdaki açıklamalar Sawyer'a (2008) dayanmaktadır.

Protolit: Kısmi ergime geçiren orijinal kayaya verilen addır. Bu terim anateksi öncesi litolojiye uygulanır. Çünkü ergime başladığında kaya neozom haline dönüştürülecektir. Örneğin, bir pelitin kısmen eritilmesi ile elde edilen bir migmatitin pelitik bir protolit olduğu düşünülmektedir.

Paleozom: Kısmi ergimeden etkilenmeyen ve kısmi ergime olayından daha yaşlı yapıları (örneğin yapraklanma, katlama ve katmanlama) koruyan bir migmatitik kaya parçasıdır. Kayanın mikro yapısı değişmemiş olabilir veya tanelerin boyut, biçim ve

yönünde küçük değişiklikler olabilir (yani, alt-solidus metamorfik süreçlerini yansıtan değişiklikler).

Rezister: Bunlar paleozom içinde kısmi ergime veya mikro yapı değişimine karşı özellikle dirençli kayalardır. Genellikle dayanımlı olup kuvarsitler, kalk-silikatlar ve metamafik kayaçları içerebilir.

Paleozom ve rezisterler orijinal katmanlanmayı (örneğin; tabakalanma) temsil edebildiğinden kılavuz seviyeleri oluşturmaları nedeniyle migmatitlerin çözülmesi için önemli olabilir. Dahası, katı ve dayanımlı oldukları için gerilme hakkında bilgi sağlayabilirler. Örneğin tabakalar boğumlanabilir (budinaj), kıvrımlanabilir veya bloklar milonitlerdeki porfiroklastlara genellikle benzeyen asimetrik özellikler oluşturmak üzere döndürülebilir. Örneğin S- ve D-porfiroklastları ve mika balığı (mikroskopik örnekler için; Passchier ve Trouw, 2005).

Neozom: Protolitin kısmi erimesi ile yeni oluşturulan veya kısmen eritilen migmatit parçalarını içerir. Neozom esas itibarıyla eriyiği üreten metamorfik reaksiyonun katı maddesi (örneğin kalıntı ve melanozom) ve sıvı (yani lökozom) bileşenlerini içerir. Neozomun parçaları eriyik ve katı fraksiyonlara ayrılabilir veya ayrılamaz. Neozom; kalıntı, melanozom ve lökozom olmak üzere birkaç bölüm içerir.

Kalıntı (Rezidü): Neozomun çoğunlukla eriyik fraksiyonunun kısmen veya tamamen özümlenmesinden sonra kalan katı fraksiyonun bir kısmını oluşturur. Mikroyapılar, kısmi erimenin meydana geldiğini gösterebilir.

Melanozom: Migmatitteki neozomun koyu renkli kısmı olup, biyotit, granat, kordiyerit, ortopiroksen, klinopiroksen, amfibol ve hatta olivin gibi koyu mineraller bakımından zengindir. Melanozom, erime fraksiyonunun bir kısmı veya tamamı ekstrakt edildikten sonra kalan katı, artık fraksiyon (yani artıktır) şeklindedir. Kısmi erimeyi gösteren mikroyapılar mevcut olabilir.

Kalıntı ve melanozom tanımları oldukça benzerdir ki bu biraz kafa karıştırıcı olabilir. Kalıntı ve melanozom eriyiğin katı ürünüdür. Kalıntı genel bir terimdir, melanozom ise özellikle koyu (ferromagnezyan) minerallerden oluşan kalıntıya atıf yapar.

Lökozom: Bir migmatitteki ağırlıklı olarak feldispat ve kuvarstan oluşan neozomun açık renkli kısmıdır. Lökozom, ayrılmış kısmi ergiyikten türetilir ve bir eriyik veya magmadan kristalleşmeyi belirten mikroyapıları içerebilir. Lökozom, anatektik bir eriyiğin kompozisyonuna sahip olmayabilir. Çünkü fraksiyonel kristalleşme ve fraksiyonlara ayrılmış eriyik ayrışması meydana gelmiş olabilir. Lökozomlar, yerinde olup olmamalarına, kaynaklarından ayrılıp göç ettiklerine bağlı olarak daha alt bölümlere ayrılabilir. Yerinde oluşum (in situ) lökozomlar, mafik mineraller ve erime reaksiyonunun katı ürünlerini temsil edecek granat veya kordiyerit gibi mineralleri içeren daha koyu bir kenarlığın (selvedge) varlığı ile ayırt edilebilir. Aksine, eriyiğin kaynağından uzaklaştığı, enjekte olmuş lökozomlarda bu özellikler olmayabilir.

Migmatitlerin farklı türleri

Migmatitler iki ana gruba ayrılabilir; Metateksitler ve Diateksitler. Metateksitler, paleozomda ve kalıntıda kısmi ergime öncesi yapılarını tutarlı şekilde koruyan migmatitlerken, diateksitler parçalanmış ve yapısal bütünlüğünü kaybetmiştir. Bu iki tip ve arasındaki farklar, farklı migmatit türlerine neden olacak süreçlerin kısa bir tartışmasının ardından aşağıda açıklanmaktadır. Bunlar nihai üyelerdir ve mostra türleri çeşitli özelliklere sahip olabilir.

Metateksit ve diateksitin tanımları

Aynı protolit bileşimi için metateksit migmatitler, genellikle diateksit migmatitlere kıyasla daha düşük sıcaklıklarda oluşur. Bu nedenle, metateksitten, diateksite geçiş sıcaklıkla kısmen erime noktalarının giderek artan bir derecesi olarak görülebilir, ancak bu eksik bir görünümdür.

Migmatitlerin arazi, petrolojik ve jeokimyasal sonuçları, erime ve tektonik deformasyonun senkronize olduğu migmatitlerde eriyik fraksiyonlarının artmasına neden olan eriyik akışının önemli bir mekanizma olduğunu göstermiştir.

Metateksit: Mostra ölçeğinde heterojen olan bir migmatitte, paleozomda (mikro yapının değişmediği yerde) ve muhtemelen erimenin fraksiyonunun düşük olduğu neozomun, melanozom (kalıntı) kısmında, kısmi erime öncesi yapılar yaygın olarak

korunmaktadır. Neozom kısmı genellikle lökozom ve melanozoma ayrılır. Ancak eriyik ve kalıntısı ayrılmayan neozom da ortaya çıkabilir.

Diateksit: Neozom'un baskın olduğu ve eriyiğin yaygın olarak görüldüğü bir migmatittir. Kısmi erime öncesi yapılar neozomdan yoksundur ve yaygın olarak sin-anatektik-akma yapıları (magmatik veya sub-magmatik foliyasyonlar) ile yer değiştirirler. Neozom, eriyik fraksiyonunda görünüş açısından değişken olup çoğunlukla lökokratikten, mezokrat (örn. Ayrılmamış eriyik ve kalıntı) ila ağırlıklı olarak melanokratik arasında değişebilir. Paleozom raft (sal) ya da schollen olarak görülür, ancak görülmeyedebilir.

Bir metateksit'ten diateksit'e geçiş, büyük oranda iki faktöre dayanır; Kayaç içindeki eriyiğin oranı ve kaya kütlesinin maruz kaldığı gerilme derecesidir.

Bir metateksitin, diateksit oluşturmak için parçalanacağı gerçek erime oranını belirlemek zordur. Bazı deneysel modeller katı kristalleri düzgün ve katı küreler olarak ele alır (Şekil 4.6a'daki URS Modeli) ve katı kristal şebekesinin parçalanmasının 0.26'lık bir eriyik fraksiyonunda oluşacağını önermektedir. Bu çok hassas, ancak gerçekçi olmayabilir. Çünkü kristaller muntazam küreler olma eğiliminde değildir. Kristalleri, boyut ve şekilleri düzgün olmayan katı parçacıklar (düzensiz parçacık modeli, Şekil 4.6a'daki NUP) olarak kabul eden daha gerçekçi modellerde, bir metateksitten, diateksite geçişin 0.16-0.6 erime fraksiyonu aralığında gerçekleşeceğini tespit etmiştir (Renner vd., 2000).

Metateksitten, diateksite geçiş bazı migmatit alanlarında ani ve diğerlerine geçişlidir. Migmatitlerin metateksite ve diateksite dönüştürülmesinin birinci mertebeden morfolojik bölünümü Şekil 4.6a 'da gösterilmiştir.

Şekil 4.6a'da eriyiğin fraksiyonu apsiste (yatay çizgi), katı parçacıkların özellikleri ordinatta (düşey çizgi) gösterilmiştir.

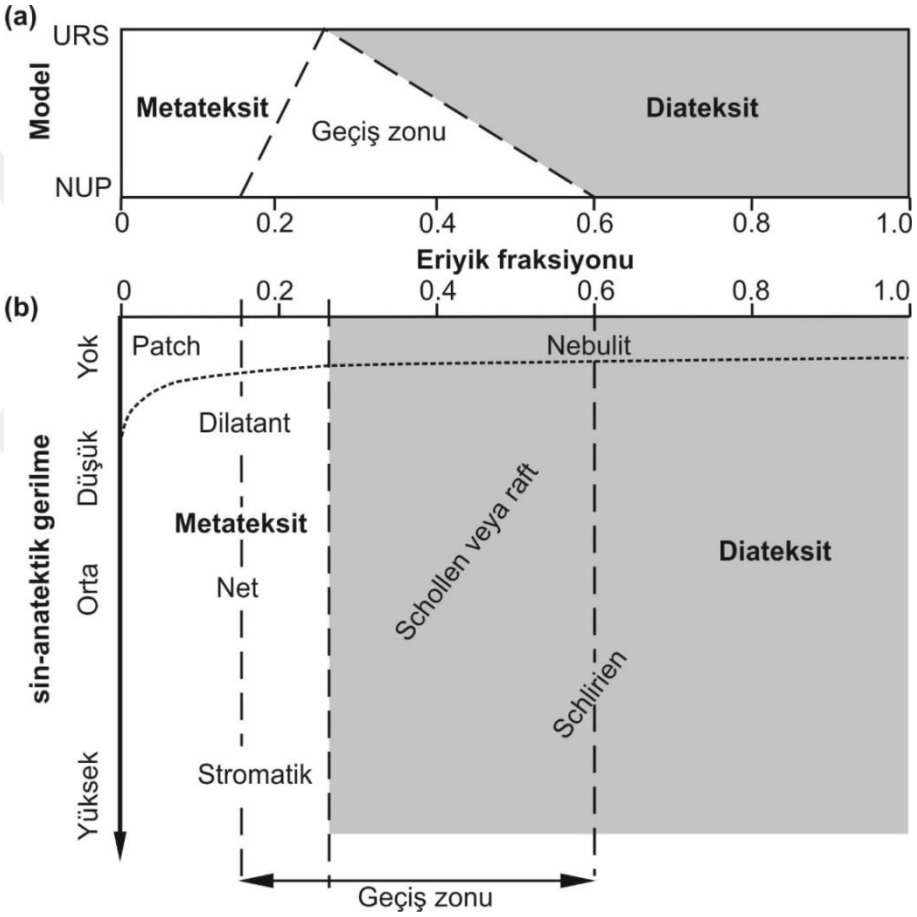
Diyagramın üst kısmı, 0.26 erimiş fraksiyonunda metateksitten, diateksite geçişi gösterir. Bu geçiş kısmi ergimeye tabi tutulan kayadaki katı parçacıkların, tek tip sert küreler (Uniform Rigid Sphere; URS) modeline dayanmaktadır. Kayalarda, kristaller büyüklük ve boy oranı bakımından aynı değildir. Lokal ölçekte taneler arasında katı-

katı kontak kayıpları nedeniyle, metateksit ve diateksit alanları arasında eriyik fraksiyonu bakımından geçiş bölgesi olacaktır. Tek tip olmayan parçacık modelinde (NonUniform Particle; NUP) Lejeune ve Richet (1995); ve Renner vd., (2000) tarafından önerildiği gibi bir geçiş bölgesi vardır. Metateksit ve diateksit arasındaki geçiş bölgesi erime fraksiyonu bakımından yaklaşık 0.16'dan 0.6'ya kadar uzanmaktadır. Bu nedenle, diyagramın alt kısmı, büyüklüğü ve şekli aynı olmayan bileşenler içeren, kısmi ergimeye uğramış kayanın genel durumu içindir. Buna tek tip olmayan parçacık modeli denmiştir (NonUniform Particle).

Şekil 4.6b, ikinci mertebeden morfolojilerin, migmatitin birinci mertebeden metateksit ve diateksit alt bölümü ile ve birbirine göre göreli sin-anatektik "gerilme" ile nasıl değiştiğini göstermektedir.

Gerilme kantitatif olarak kullanılmaz. Daha az deforme olmuş kayalardan, nispeten daha deforme olmuş kayaları ayırt etmek için kalitatif olarak kullanılır. Metateksit migmatitlerdeki morfolojik çeşitliliğin çoğu, mevcut olan eriyiğin sin-anatektik gerilme, ya da eriyik fraksiyonunun büyüklüğünden ziyade, paleozom'da (ve protolit) bulunan anizotropiden türemiştir. Yüksek gerilme genellikle daha basit morfolojilere yol açar, çünkü migmatitlerin tüm kısımları güçlü bir şekilde zayıflatılır veya translasyona uğrar ve paleozom, lökozom ve neozom paralel hale gelir ve genel morfoloji stromatik veya tabakalıdır. Bu nedenle, lökozomun yanal devamlılığı gibi tamamen gerilimle ilişkili kriterler, metateksit migmatitleri tanımlamak için, ya da metateksiti, diateksit migmatitlerden ayırmak için iyi bir veri sağlamamaktadır. Aksine, diateksit migmatitlerde meydana gelen morfolojik varyasyonlar neredeyse tamamen eriyik fraksiyonunun bir fonksiyonudur; daha fazla eriyik, daha az paleozom ve daha fazla neozom anlamına gelir. Sin-anatektik gerilmenin diateksit migmatitlerin morfolojisi üzerindeki etkisi zor algılanır. Erime oranı az olduğu için, nispeten düşük kayma gerilmelerinde akma yapıları ve yapraklanmalar başlatılır. Daha yüksek kayma gerilmesi, anklav ve mineraller için tercihli yönelimlere yol açmaktadır (Ildefonse vd., 1992, Arbaret vd., 1997), morfolojide önemli bir değişiklik geliştirmez. Migmatitleri adlandırırken; birinci mertebeden isimlendirmenin önüne ikinci mertebeden morfolojik terimler ön takı olarak getirilir. Örneğin: Stromatik metateksit migmatit veya schollen diateksit migmatit.

Şekil 4.6b, ikinci mertebeden morfolojilerin çoğu, nispeten düşük gerilimli kayaların karakteristik olduğunu gösterir. Bununla birlikte, deneysel modellerden elde edilen son sonuçlar, orojenlerin derin kısımlarına ait migmatit alanlarının, çok yüksek bir sin-anatektik gerilim altında kaldıklarını göstermektedir. Kabuk kayaların kısmen eridikçe maruz kaldıkları zayıflama, gerilmenin bölünmesine ve kabuğun orta ve alt kısmında bulunan farklı bölgeler veya kanallar boyunca malzemenin içinden geçmesine neden olur. Bu tür kabuk-ölçekli kanal akışının meydana geldiği bölgelerden gelen migmatitlerin güçlü bir şekilde tabakalı morfolojilere sahip olması muhtemeldir. Ancak diğer morfolojilerin tanınabileceği küçük alanlar da olabilir.



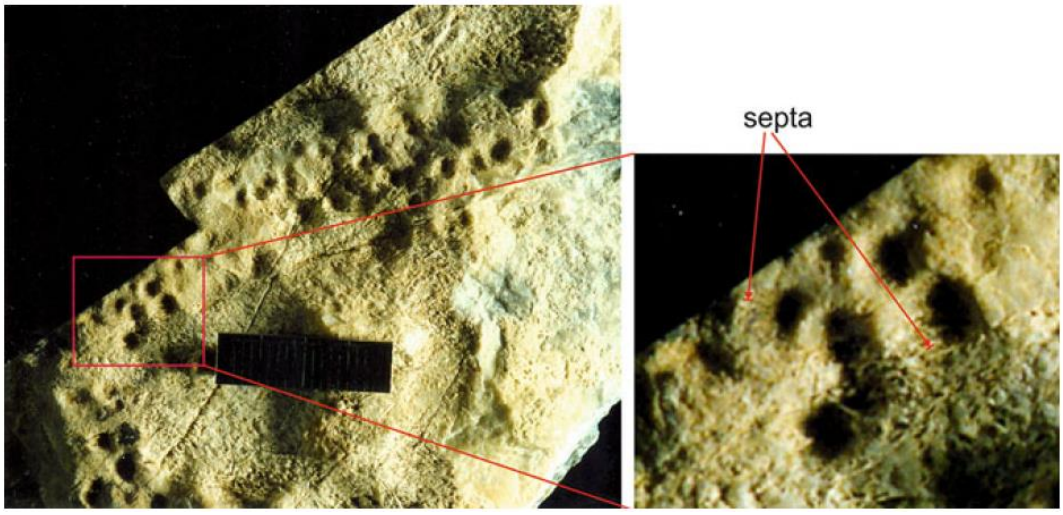
Şekil 4.6. Migmatitlerin sınıflandırılması. a) Migmatitlerin, metateksit ve diateksit migmatitlere birinci derece bölünmesi morfolojilerinin grafiği, b) Metateksit ve diateksit migmatitlerin ikinci dereceden morfolojilerinin grafiği.

Dedetepe metasedimanter birliğinin yaşı

Dedetepe Metasedimanter Birliğinin yaşı ile ilgili stratigrafik, radyometrik ve bölgesel stratigrafik korelasyonlar ile birimin yaşı tanımlanmıştır.

Stratigrafik veriler: Birimin yaşı ile ilgili doğrudan belirlenmiş fosil bulgusu yoktur. Koçak (1993)'de Tamadağ Formasyonundaki mermerlerde Kambriyen-Devoniyen yaş aralığını tanımlayan akritarklardan Leiosphaeridia ve Lophosphaeriduim sp. ve graptolidlerden muhtemelen Retiolites sp. parçaları bulmuştur. Yine Tamadağ Formasyonunun üst kesimlerinde Alt Silüriyen-Üst Devoniyen yaşını veren makro fosillerden mercanlara ait Heliolites paeckelmannophora sp. fosilleri ilk kez tanımlamıştır (Şekil 4.7). Tamadağ Formasyonu bizim çalışma alanımızda Eriklitepe Metamorfiti ile korele edilmiştir.

Göncüoğlu vd., (1991); Yalınız ve Göncüoğlu (1998) de yaptıkları çalışmada OAKK'nin çökel kökenli temel kayaç birimleri; altta Prekambriyen ve Erken Paleozoyik meta-kırıntılı ve meta-magmatik kayaçlar, üstte ise geç Paleozoyik ve Mesozoyik meta-kırıntılı kayaçlar, kalk-şist ve mermerlerden oluştuğunu belirtmişlerdir.



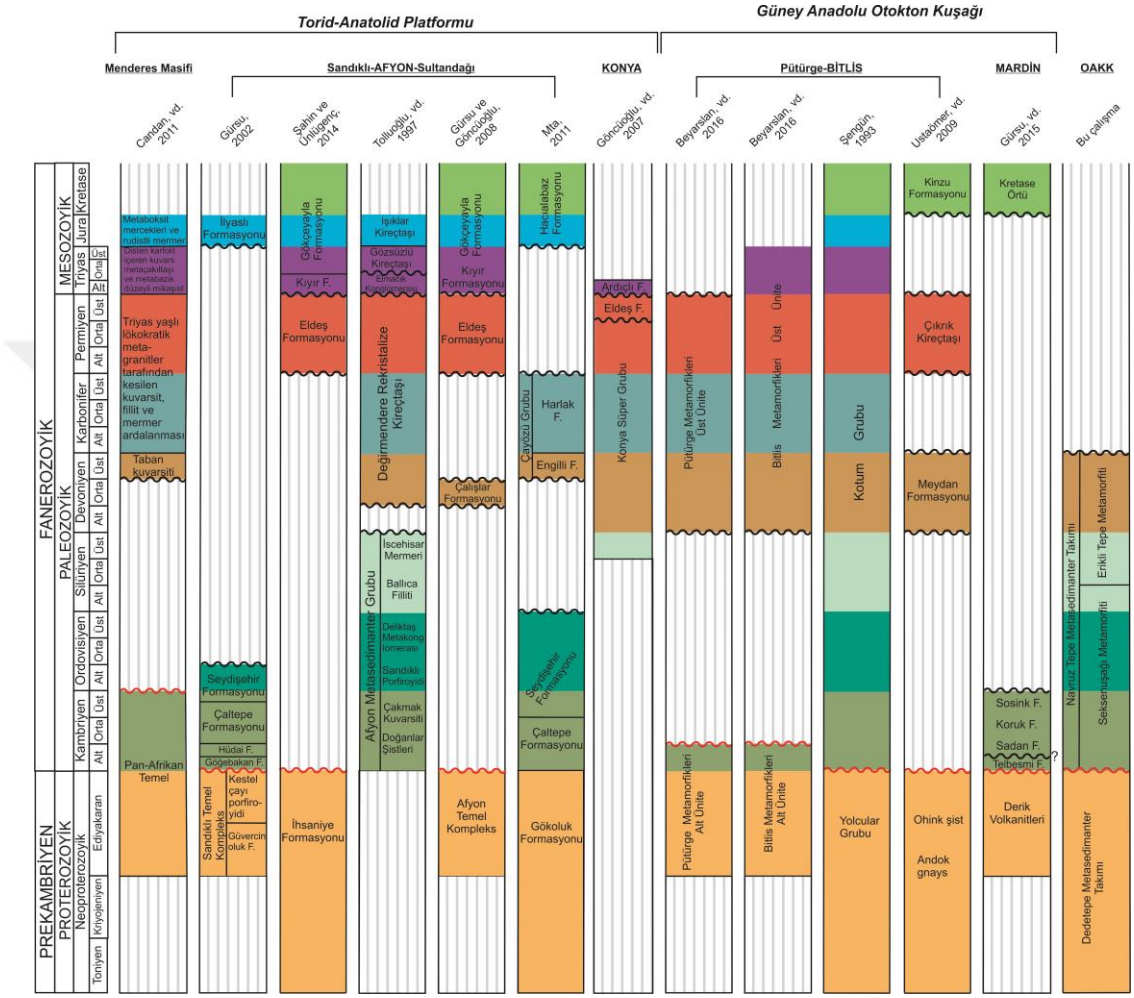
Şekil 4.7. Eriklitepe Metamorfitindeki (Tamadağ Formasyonu, Koçak, 2013'den alınmıştır.) mercanlara ait Heliolites paeckelmannophora sp. makro fosilinin görüntüsü.

Bu yaş bulguları Tamadağ Metamorfiti ve altındaki daha yaşlı birimlerin, Paleozoyik boyunca birimlerin çökelme yaşını işaret etmektedir.

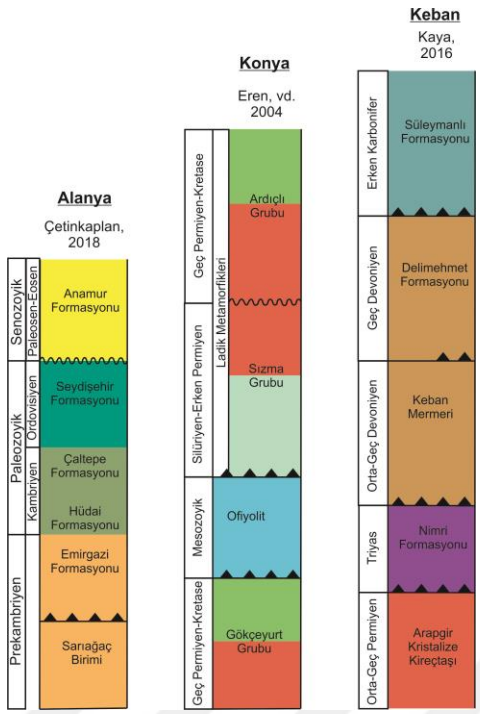
Radyometrik yaş bulguları: Köksal vd., (2007) Aksaray kuzeyi Sinandı Mikrograniti (SMG) ve Namlıkışla Biyotit Granitinden (NBG) U-Pb zirkon yaşlandırması yapmışlardır. Sinandı Mikrograniti zirkonlarının kenar zonlarından $^{206}Pb/^{238}U$, 81.5±0.84 My yaşı elde ederken; Namlıkışla Biyotit Granitinden $^{206}Pb/^{238}U$, 83.8±0.95 My yaş bulgusu elde etmişlerdir. Zirkonların çekirdeklerinden Sinandı Mikrogranitinde 526 My-1566 My, Namlıkışla Biyotit Granitinde ise zirkonun çekirdeklerinden 144 My-2304 My yaş bulgusu elde edilmiştir. SMG ve NBG nin zirkon kenarından elde edilen yaşların Neotetis Okyanusunun Geç Kretase'de kapanması sırasında oluşan Alpin evre çarpışma magmatizmasının yaşını ifade ettiğini belirtmişlerdir. Zirkon çekirdeklerinden elde edilen yaşların ise Proterozoyik kabuğa ait yaş oldukları belirtilmiştir. Sinandı Mikrogranitinin zirkon çekirdek yaşlarından elde edilen 526 My Alt Kambriyen'e, 1566 My yaşı Mezoproterozoyik karşılık gelmektedir. Namlıkışla Biyotit Granitinin zirkon çekirdeklerinden elde edilen 144 My Jura-Alt Kretase sınırına, 2304 My Erken Paleoproterozoyik yaşlara karşılık gelmektedir. SMG ve NBG zirkonlarının çekirdeklerinden elde edilen yaşlar, Protorezoyik-Erken Kambriyen aralığını vermektedir. Bu yaş aralığı Prekambriyen bir temelin varlığını göstermektedir. Göncüoğlu (1982), Gümüşler Formasyonu tabanındaki paragnaysların zirkonlarından U/Pb yöntemiyle 2509±77 My (Proterozoyik) yaşı elde etmiştir. Göncüoğlu (1986), Gümüşler Formasyonu gnayslarından 460±53 My (Orta Ordovisiyen) yaşı elde etmiştir.

Bölgesel stratigrafik korelasyonlar yapıldığında Prekambriyen temel ve üzerine gelen metamorfik olan veya olmayan Paleozoyik istif Menderes Masifinden, Bitlis Masifine kadar geniş bir alanda yüzeylenir (Şekil 4.8, 4.9). Dedetepe Metasedimanter Birliğinin, Torid-Anatolid platformu ve Güney Anadolu Otokton kuşağı Kambriyen öncesi yaşlı çekirdek kayalarının çökelme, metamorfizma yaşları ve metamorfik fasiyesleri yönünden karşılaştırıldığında benzerlikler sunduğu ifade edilebilir. Stratigrafik veriler, radyometrik veriler ve bölgesel korelasyonlar hep birlikte değerlendirildiğinde Paleozoyik çökelme yaşlı Seksenuşağı Metamorfiti

(Kalkanlıdağ Metamorfiti) ve Eriklitepe Metamorfitinin (Tamadağ Metamorfiti) Prekambriyen bir temel üzerine çökeldiğini işaret etmektedir. Bu veriler dikkate alındığında Dedetepe Metasedimanter Birliğinin yaşının, Prekambriyen olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.8. Prekambriyen temel ve üzerine gelen metamorfik olan veya olmayan Paleozoyik istifin, Menderes Masifinden, Bitlis Masifine kadar olan bölümdeki stratigrafik kolon kesitleri.



Şekil 4.9. Prekambriyen temel ve üzerine gelen metamorfik olan veya olmayan Paleozoyik istifin, Menderes Masifinden, Bitlis Masifine kadar olan bölümdeki tektonostratigrafik kolon kesitleri.

İnceleme alanında yer alan metamorfik kayaların en tabanında Dedetepe Metasedimanter Birliği kayaları yer alır. Prekambriyen yaşlı Dedetepe Metasedimanter Birliği; Topaktaş Metamorfiti, Akçaağıl Metamorfiti, Ömertepe Metamorfiti ve Saytepe Metamorfiti birimlerinden oluşmaktadır. Dedetepe Metasedimanter Birliği kayaları; alttan üste doğru sırasıyla tabanda metateksit migmatitlerle başlar mermerlerle devam eder. Üst seviyelerde metapelit, kalksilikatik şist/gnays ve mermer ara katkıları içerir. Üst seviyelerde diateksit migmatitlerle son bulur. Dedetepe Metamorfitleri, kabuk katkısı baskın peralümina karakterli Çatalçeşme Granodiyoriti tarafından kesilmektedir.

Dedetepe Metasedimenter Takımı, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığında Prekambriyen olarak tanımlanan migmatitik seviyeler ile deneştirilebilir. Diğer çalışmalarda Orta Anadolu Masifinde Prekambriyen yaşlı migmatitik seviyelerden bahsedilmesine rağmen haritalanabilen çalışma bulunmamaktadır. İlk kez bu çalışmada Orta Anadolunun temel kayalarını oluşturan Dedetepe Metasedimanter Birliği, adlandırılmış olup detaylı şekilde haritalanmıştır. Yukarıda verilen

stratigrafik ve radyometrik yaş verileri dikkate alındığında Prekambriyen yaşlı olduğu görüşü benimsenmiştir.

4.3.1.1. Topaktaş metamorfiti

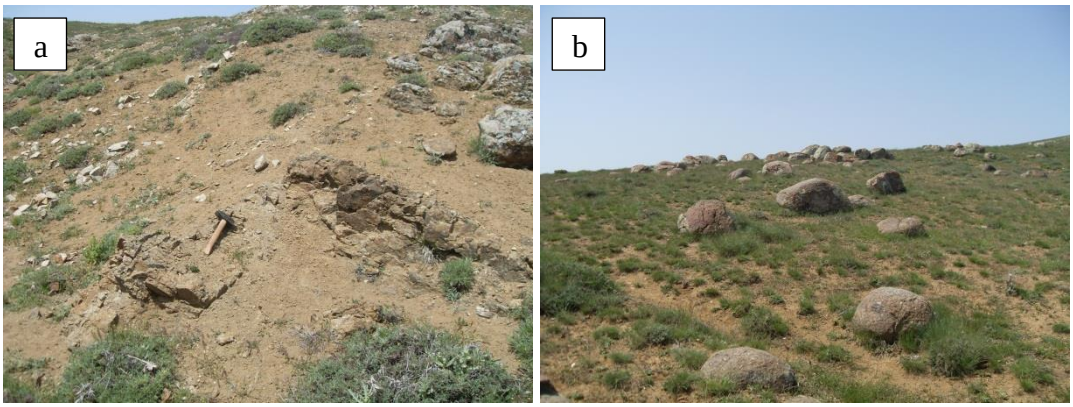
Birim bu çalışmada Topaktaş Metamorfiti olarak adlanmış ve tanımlanmıştır. Arazide tabakalı ve birbirinden bağımsız yuvarlaklaşmış bloklar şeklinde görülürler (Şekil 4.10a, b). Kahverengi, kızılımsı kahverengi ve koyu grimsi renklerdedir. Namlıkışla köyü kuzeyinde Topaktaş Tepe civarında birim tipik olarak yüzeylenmektedir. Ayrıca Dede Tepe civarında da yüzlek vermektedir.

Topaktaş Metamorfiti, paleozom içermeyen neozom karakterindedir. Neozom, açık ve koyu renkli bantların kıvrımlı, yarı düzenli veya düzensiz ardalanması şeklinde tabakalı bir görünüm sunar (Şekil 4.11a, b).

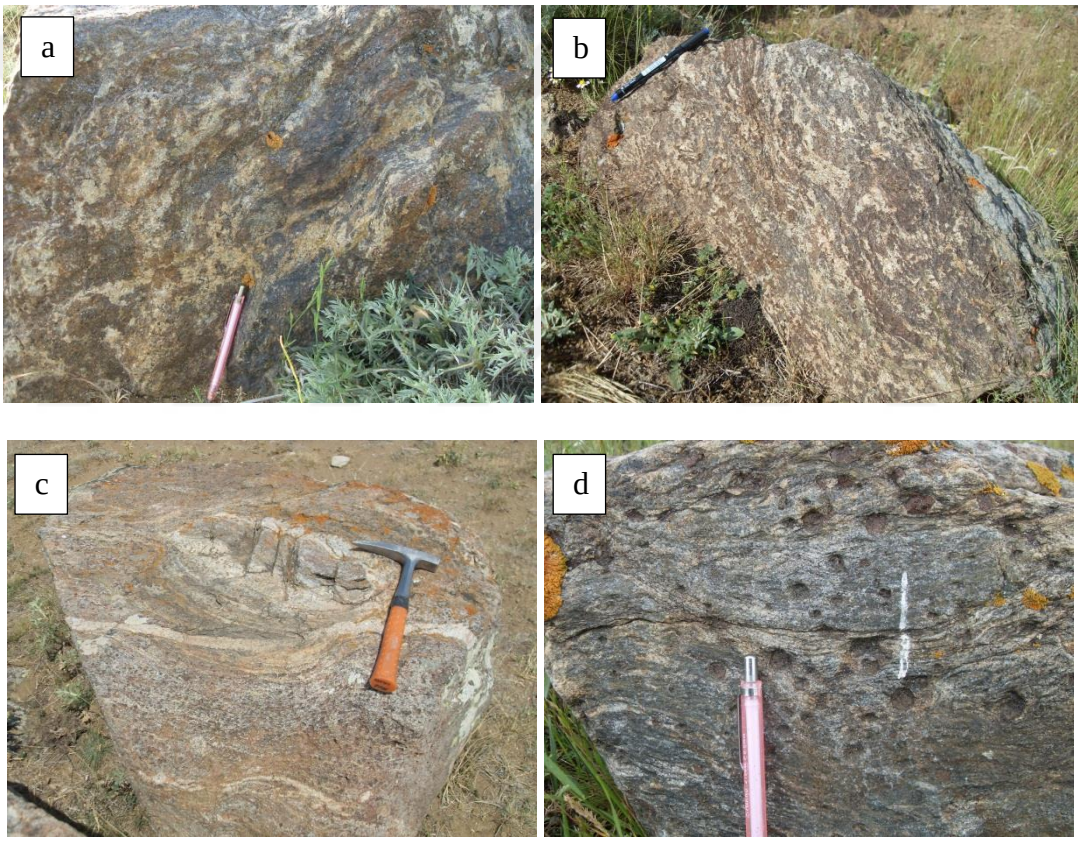
İkinci derece morfolojik sınıflandırmaya göre Topaktaş Metamorfiti, stromatik (tabakalı) metateksit migmatit olarak tanımlanabilir. Açık renkli kısımlar lökozom, koyu renkli kısımlarda melanozom olarak tanımlanmıştır. Açık renkli bantlar felsik, kuvars ve feldispat minerallerince zengin; koyu renkli bantlar mafik, biyotit, sillimanit, kordiyerit ve granat mineralleri ile temsil edilir (Şekil 4.11c, d). İçerisinde granat porfiroblastları yaygındır.

İnceleme alanında Topaktaş Metamorfitinin tabanı gözlenememektedir. Dede Tepe ve Say Tepede metateksit migmatitler Ömertepe Metamorfiti üzerinde tektonik dokanaklı olarak yer alır. Ayrıca Dede Tepe ve Say Tepenin güney yamaçlarında, Akçaağıl Tepe güneybatısında ve Aydınkoyağı Sırtının güneyinde metateksit migmatitler Namlıkışla Andaluzit Graniti üzerine itilmiştir.

Birimin yaşı üstündeki birimlerle olan ilişkisi dikkate alınarak Prekambriyen yaşlı olduğu görüşü benimsenmiştir.



Şekil 4.10. a-b) Topaktaş Metamorfitine ait metateksitik migmatitlerinin tabakalı ve bağımsız yuvarlak şekilli bloklar şeklindeki arazi görünümü.



Şekil 4.11. a-b) Neozomdaki açık ve koyu renkli bantların kıvrımlı, yarı düzenli veya düzensiz ardalanması. c-d) Stromatik tip metateksit migmatitin arazi görünümleri ve granat boşlukları.

Metateksitler, peralüminli felsik Namlıkışla Andaluzit Graniti tarafından kesilir (Şekil 4.12).

Şekil 4.12. Namlıkışla Andaluzit Graniti tarafından kesilen Topaktaş Metamorfiti.

Topaktaş metamorfitinin petrografisi

Yüksek metamorfizma derecesine sahip Topaktaş Metamorfitinin ana mineral parajenezi;

Kuvars +ortoklaz +plajiyoklaz +biyotit +sillimanit +granat +kordiyerit ±zirkon ±apatit ±rutil ±opak mineral'dir (Şekil 4.13a, b).

Topaktaş Metamorfiti yukarıdaki minerallerin bolluğuna bağlı olarak değişik mineral parajenezleri ve kayaç türleri ile tanımlanır. İncelenen kesitlerde baskın olarak kordiyerit-granat-sillimanit-biyotit şist, granat-kordiyerit-sillimanit-biyotit gnays gibi pelitik kaya türleri ayırt edilmiştir. Bu iki ana kaya grubu başlığı altında diğer mineral birliktelikleri de aşağıda verilmiştir. Yukarıdaki kaya gruplarının mineralojik-petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Kordiyerit granat sillimanit biyotit şist: İnce kesitlerin petrografik tanımlamalarına göre aşağıdaki mineral parajenezleri belirlenmiştir.

kordiyerit + granat + sillimanit + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

kordiyerit + sillimanit + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

granat + kordiyerit + sillimanit + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

granat + sillimanit + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

sillimanit + kordiyerit + granat + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

kordiyerit + granat + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

sillimanit + granat + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

granat + kordiyerit + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

sillimanit + kordiyerit + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

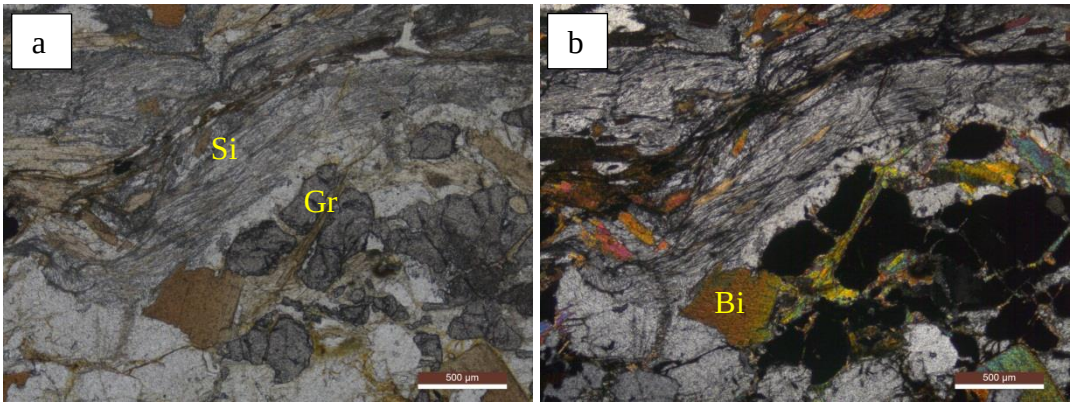
granat + kordiyerit + biyotit + sillimanit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

kordiyerit + biyotit + sillimanit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

kordiyerit + granat + biyotit + sillimanit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

granat + biyotit + sillimanit + plajiyoklaz + K-feldispat +kuvars

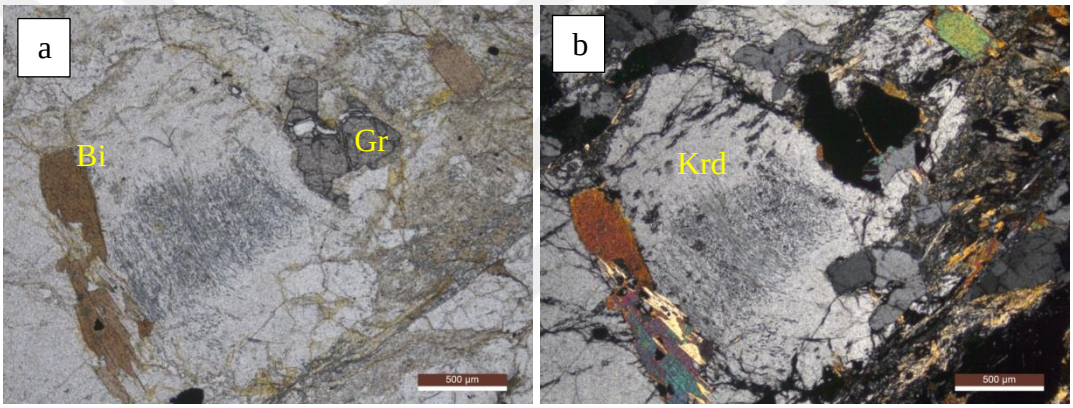
Kayanın dokusu grano-fibro-lepidoblastik doku yaygındır (Şekil 4.13b)



Şekil 4.13. a) Granat (Gr), sillimanit (Si) ve biyotit (Bi) mineral birlikteliği gösteren metateksit migmatitin tek nikol görünümü. b) Grano-fibro-lepidoblastik dokunun çift nikol görünümü.

Kordiyerit minerali, granatın bulunduğu yerlere yakın kısımlarda ince-orta tane boyutlu yarı özşekilli olarak bulunur. Kordiyeritler etrafından pinitleşmiş şekilde bulunur. Zayıf polisentetik ikizlenmeleri belirgindir. Granat özşekilsiz kısmen yarı

özşekilli yüksek rölyefe sahip bileşenler halindedir. Granatlar porfiroblastlar şeklinde kırık-çatlaklı şekilde bulunmaktadır. Granatın kırık çatlaklarında biyotit minerali yer almaktadır (Şekil 4.14a). Granat kenar kesimlerinde kordiyerit veya kuvars ile dokanak halindedir (Şekil 4.14b). Bunların etrafında biyotitler rotasyonlu ve biyotitlerin etrafındada sillimanitler iğnemsi, lifsi şekilde bulunmaktadır. Sillimanitler lifsi, iğnemsi şekilli olup kahverengi kümeler halinde gözlenirler. Foliasyon düzlemine paralel büyüyen sillimanitler yönlenme gösterirler. Biyotitler kızılımsı kahverenkli ve kahverenkli pleokroizma rengi ve levhamsı, yassı mineraller halinde gözlenmektedir. c eksenine dik olan kesitlerinde kızılımsı kahverenkli ve dilinimsizdir. c eksenine dik olmayan kesitlerinde kahverenkli, tek yönde dilinimli ve dilinim izine göre paralel sönme göstermektedir.



Şekil 4.14. a) Granat (Gr) ve biyotit (Bi) mineralinin tek nikol görünümü. b) Kordiyerit (Krd) mineralinin çift nikol görününmü.

Plajiyoklazlar yarı özşekilli prizmatik olup polisentetik ikizlenme göstermektedir. Plajiyoklazlarda bazı örneklerde serisitleşme gelişmiştir. Ortoklazlar düşük rölyefi birinci diziye ait gri girişim rengi ile karakteristiktir. Ortoklazlarda bazı örneklerde serisitleşme gelişmiştir. Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli, özşekilsiz ve dalgalı sönme gösteren bileşenler şeklindedir.

Aksesuar minerallerden zirkonlar biyotitlerin içinde orta yüksek rölyef ve pleokroik haleleri ile tanınır. Apatitler biyotit minerallerinin içinde özşekilli ve yarı özşekilli olarak bulunur. Bazı ince kesit örneklerinde iri tane boyutuna sahip olarakta yer almaktadır. Ayrıca biyotit içerisinde birbirini keser, engeller konumda dağınık,

düzensiz durumda rutil iğnecikleri yer almaktadır. Opak minerallerde tek ve çift nikolde siyah görünümleri ile ayırt edilmektedir.

Yukarıdaki mineral birlikteliklerine bağlı olarak kristal şekline göre; fibro-lepidoblastik, lepidoblastik, lepido-fibroblastik, grano-lepido-fibroblastik, lepido-grano-fibroblastik, grano-lepidoblastik doku türleri tespit edilmiştir.

Granat kordiyerit sillimanit biyotit gnays: İnce kesitlerin petrografik tanımlamalarına göre aşağıdaki mineral parajenezleri belirlenmiştir.

granat + kordiyerit + sillimanit + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

granat + sillimanit + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

kordiyerit + granat + sillimanit + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

kordiyerit + granat + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

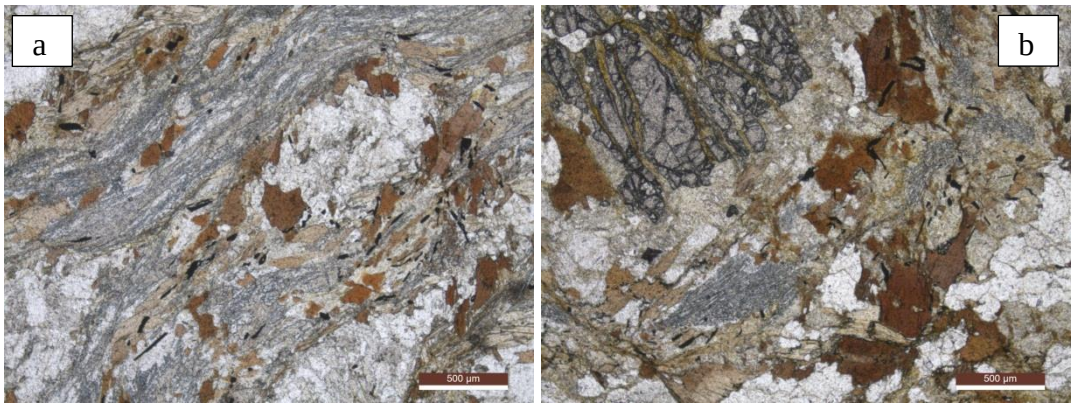
sillimanit + granat + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

sillimanit + kordiyerit + biyotit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

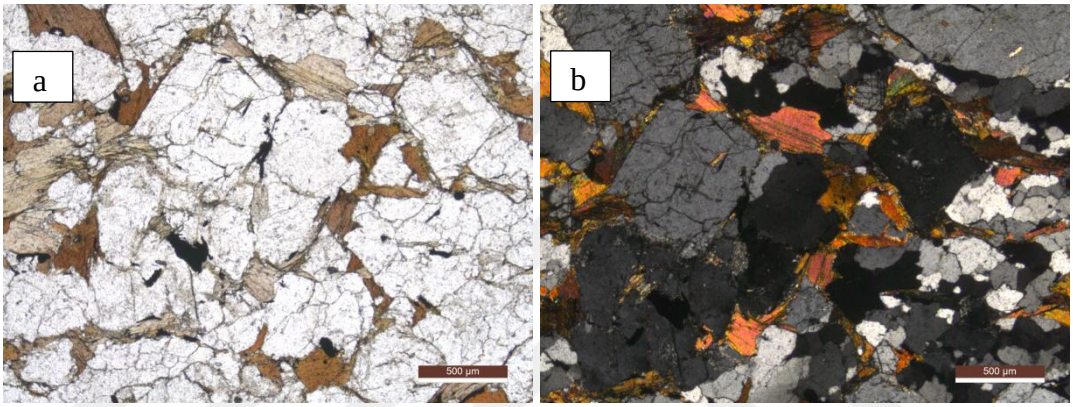
kordiyerit + granat + biyotit + sillimanit + plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

granat + biyotit + sillimanit + plajiyoklaz + K-feldispat +kuvars

Kayanın dokusu grano-lepido-fibroblastik ve grano-fibro-lepidoblastik doku yaygındır (Şekil 4.15a, b). Zayıf foliasyon gösteren kesitlerde tanesel doku da gözlenir (Şekil 4.16a, b).



Şekil 4.15. a) Grano-lepido-fibroblastik dokunun tek nikol görünümü. b) Grano-fibro-lepidoblastik dokunun tek nikol görünümü.



Şekil 4.16. Tanesel dokunun a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü.

Granat özşekilsiz kısmen yarı özşekilli yüksek rölyefe sahiptir. Granatlar porfiroblastlar şeklinde kırık-çatlaklı şekilde bulunmaktadır. Kordiyerit minerali küçük tane boyutlu yarı özşekilli olarak bulunur. Kordiyeritler kenarlarından pinitleşmiş şekilde bulunur. Sillimanitler iğnemsi, çubuksu şekilli olup kahverengi kümeler halinde ve yüksek rölyefi ile ayırtedilir. Foliasyon düzlemine paralel büyüyen sillimanitler yönlenme gösterirler. Levhaması, yassı şekilli biyotitler kızılımsı kahverenkli ve kahverenkli pleokroizma rengine sahiptir. c eksenine dik olan kesitlerinde kızılımsı kahverenkli ve dilinimsizdir. c eksenine dik olmayan kesitlerinde kahverenkli, tek yönde dilinimli ve dilinim izine göre paralel sönme göstermektedir. Plajiyoklazlar düşük rölyefli, yarı özşekilli prizmatik olup polisentetik ikizlenme göstermektedir. Plajiyoklazlarda bazı örneklerde serisitleşme gelişmiştir. Ortoklazlar düşük rölyefi birinci diziye ait gri girişim rengi ile karakteristiktir. Ortoklazlarda bazı örneklerde serisitleşme gelişmiştir. Kuvarslar

düzgün temiz yüzeyli, özşekilsiz ve dalgalı sönme göstermektedir. Zirkonlar biyotitlerin içinde pleokroik haleleri ile tanınır. Apatitler biyotit minerallerinin içinde özşekil ve yarı özşekilli olarak bulunur. Ayrıca biyotit içerisinde birbirini keser, engeller konumda dağınık, düzensiz durumda rutil iğnecikleri yer almaktadır. Opak minerallerde tek ve çift nikolde siyah görünümleri ile ayırt edilmektedir.

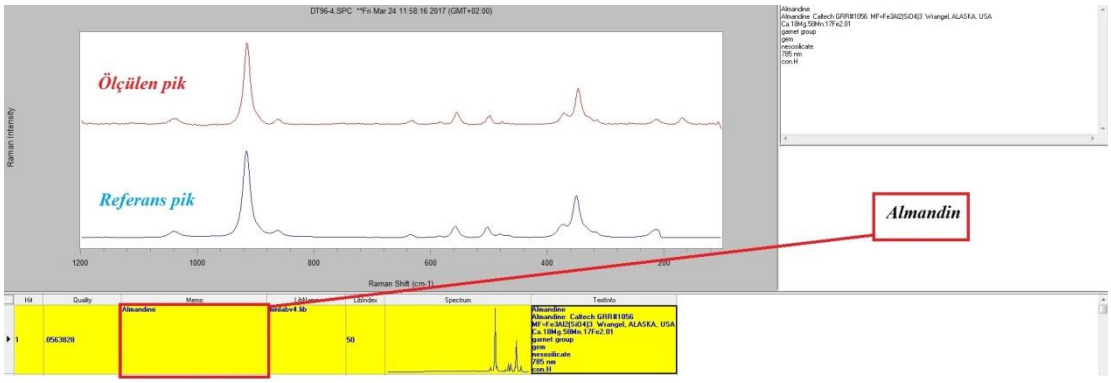
Yukarıdaki mineral birlikteliklerine bağlı olarak kristal şekline göre; fibro-lepido-granoblastik, lepido-granoblastik, lepido-fibro-granoblastik, grano-lepido-fibroblastik, lepido-grano-fibroblastik, grano-lepidoblastik doku türleri tespit edilmiştir.

Topaktaş metamorfitinde krs çalışmaları

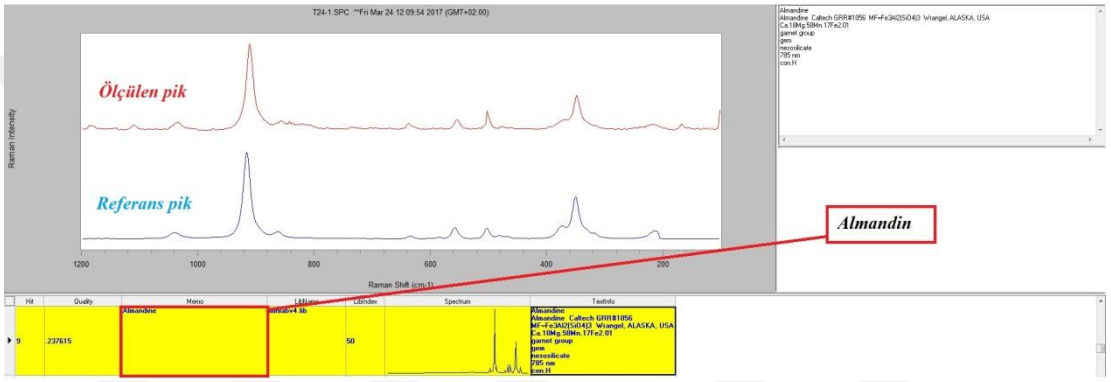
Topaktaş Metamorfiti, kahverengi, kızılımsı kahverengi ve koyu grimsi renklerdedir. Metateksit migmatitler, lökozom ve melanozom dan oluşan bantlı yapıya sahiptir. Stromatik migmatit olarak tanımlanmıştır. Sillimanit + granat + biyotit + plajiyoklaz + ortoklaz + kuvars + kordiyerit mineralojik bileşimine sahiptir.

Granat

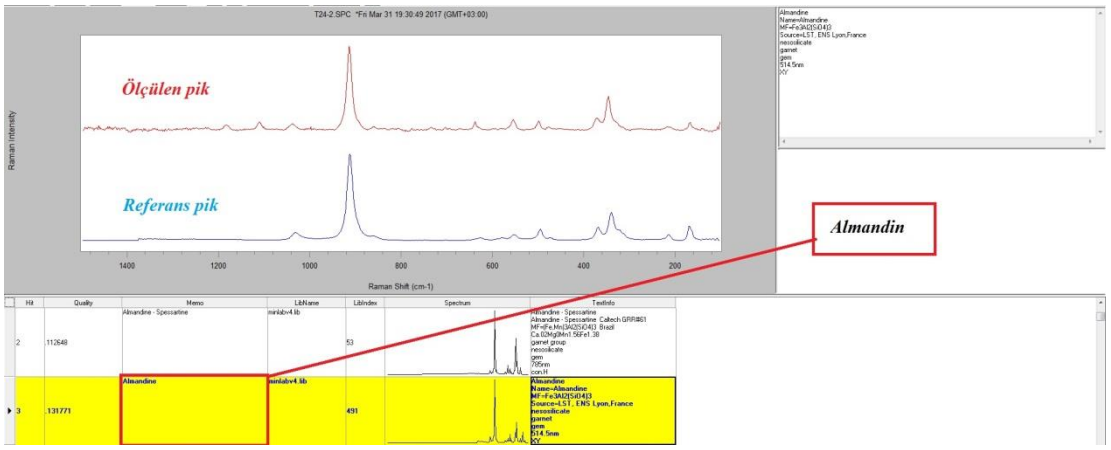
Topaktaş Metamorfitinin mineralojik bileşiminde yer alan granat mineralinin türüne yönelik yapılan çalışmada iki farklı örnekte de elde edilen Spectral ID sonucuna göre bu birimdeki granat minerallerinin Almandin türü olduğunu belirlenmiştir (Şekil 4.17, 18, 19).



Şekil 4.17. DT96-4 numaralı Topaktaş Metamorfiti içerisindeki granat mineralinin, raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



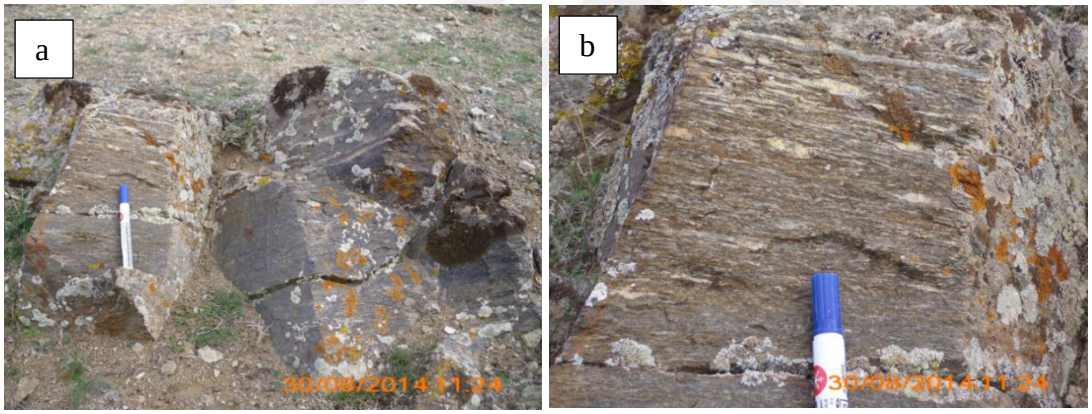
Şekil 4.18. T24-1 numaralı Topaktaş Metamorfiti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



Şekil 4.19. T24-2 numaralı Topaktaş Metamorfiti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.

4.3.1.2. Akçaağıl metamorfiti

Birim bu çalışmada Akçaağıl Metamorfiti olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Açık yeşil, yeşilimsi gri ve sarı renklidir. Akçaağıl tepe batısında birim tipik olarak yüzeylenmektedir (Şekil 4.20a, b). Ayrıca Ömer tepe batısı ve Say tepe doğusu dere içinde küçük yüzlekler halinde izlenir. Birim metapelitik bileşimli kaya türlerinden meydana gelmektedir. Metateksitler üzerinde görülen metapelit ara düzeyleri; migmatitik görünüşe sahiptirler. Foliasyon ince, açık ve koyu renkli bantların ardalanması şeklinde gelişmiştir. İçerisinde mercek elips şekilli açık renkli mineraller (kuvars gibi) gözlenir. Ömer tepe batı yamacında Ömertepe Metamorfiti, Akçaağıl Metamorfiti üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Akçaağıl Metamorfiti üzerine Meryem Pınarı Graniti tektonik olarak gelmektedir. Ömer tepe batı yamacında Akçaağıl Metamorfiti, Namlıkışla Andaluzit Graniti üzerine tektonik olarak itilmiştir. Dedetepe Metasedimanter Birliği içerisindeki Akçaağıl Metamorfitinin yaşının Prekambriyen olduğu düşünülmüştür.



Şekil 4.20. a-b) Akçaağıl Metamorfitinin arazi görünümü.

Akçaağıl metamorfiti petrografisi

İnceleme alanında çok geniş yüzlekler sunmayan kaya grubunun mineral toplulukları dikkate alınarak oluşturulan kaya gruplarının petrografik tanımlamaları aşağıda verilmiştir.

Muskovit biyotit şist: Ana mineral parajenezi; Kuvars +ortoklaz +plajiyoklaz +biyotit +muskovit ±zirkon'dur (Şekil 4.21).

Kaya genelde azdan çoğa doğru aşağıdaki mineral birlikteliklerine sahiptir.

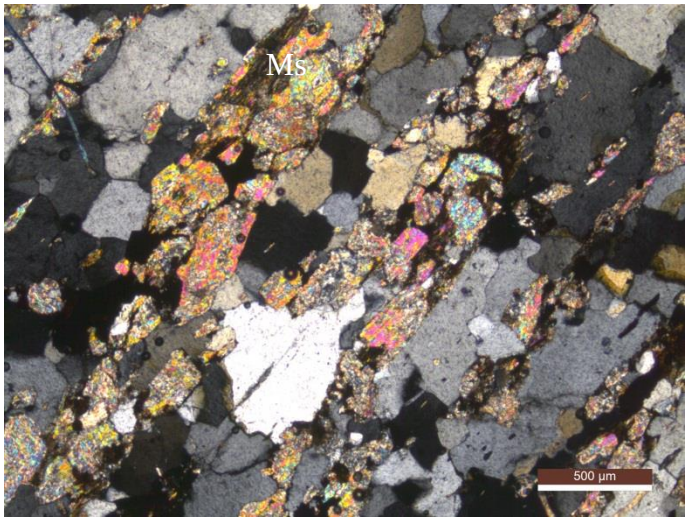
Muskovit +biyotit +plajiyoklaz +ortoklaz +kuvars

Biyotit +plajiyoklaz +ortoklaz +kuvars

Biyotit +muskovit +plajiyoklaz +ortoklaz +kuvars

Muskovit +plajiyoklaz +ortoklaz +kuvars

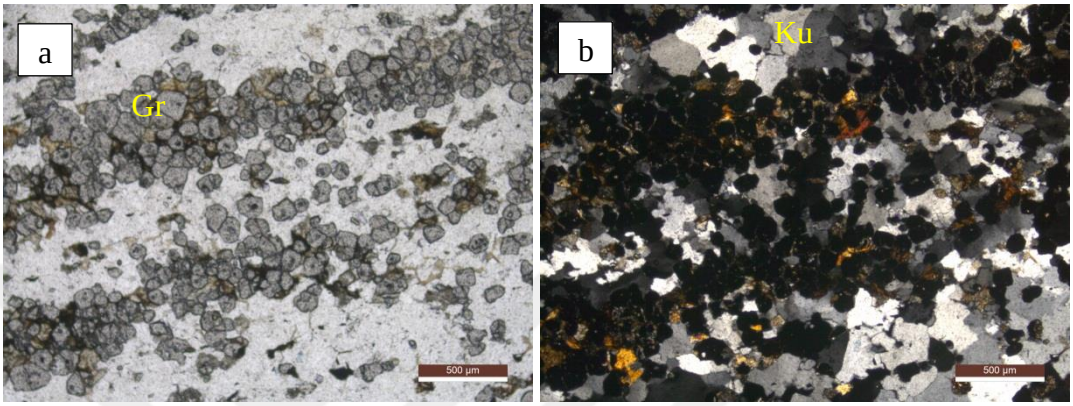
Muskovitler renksiz, canlı girişim rengine sahip ve tek yönde dilinim izi gösteren yassı levhamsı bileşenlerden oluşur. Tane boyu küçük ve paralel sönme gösterirler. Biyotitler kahverenkli, kuvvetli pleokroizmalı ve yassı bileşenler halindedir. Küçük-orta tane boyutunda ve paralel sönme gösterirler. Biyotitlerde kloritleşme türü alterasyon mevcuttur. Plajiyoklazlar yarı özşekilli prizmatik bileşenler halindedir. İri-orta taneli plajiyoklazlar, polisentetik ikizlenme göstermektedir. Plajiyoklazlarda serisitleşme türü alterasyon mevcuttur. Ortoklazlar düşük rölyefi, birinci diziye ait girişim rengi ile karakteristiktir. Ortoklazlarda serisitleşme türü alterasyon mevcuttur. Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli özşekilsiz veya tane sınırlarının üçlü kavşaklar oluşturduğu poligonal doku özelliği sergileyen bileşenler halinde gözlenir. Zirkon, biyotitlerin içinde yüksek rölyefi ve pleokroik haleleri ile ayırt edilir. Kaya lepidoblastik dokuludur.



Şekil 4.21. Muskovit biyotit şist kayasının mineral birlikteliğinin görünümü (Ms-Muskovit).

Granat kuvars şist: Ana mineral parajenezi; Kuvars + granat'tır (Şekil 4.22a, b).

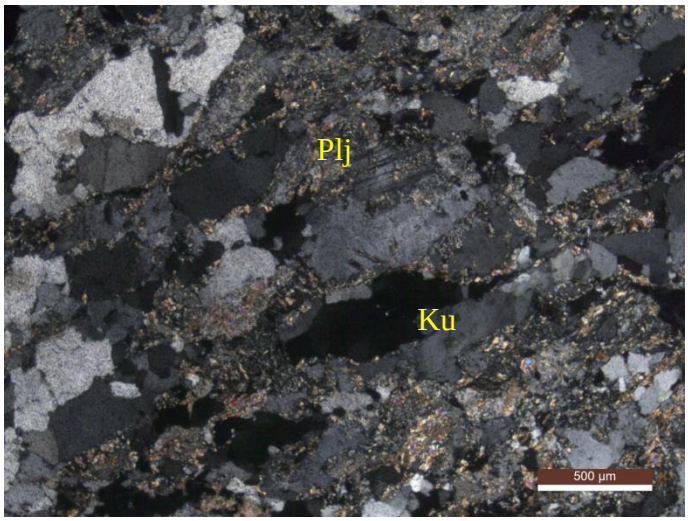
Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli, iri taneli, özşekilsiz ve dalgalı sönme gösteren bileşenler şeklindedir. Granatlar bol miktarda, öz şekilli, orta taneli, temiz yüzeyli ve yuvarlak şekillidir. Granatlar foliasyonu sağlamaktadır. Kaya granoblastik dokuludur.



Şekil 4.22. Granat ve kuvars mineral birlikteliğinin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Gr-Granat, Ku-Kuvars).

Plajiyoklaz kuvars şist: Ana mineral parajenezi; Kuvars +plajiyoklaz +klorit ±titanit'dir (Şekil 4.23). Kaya lepido-granoblastik dokuludur.

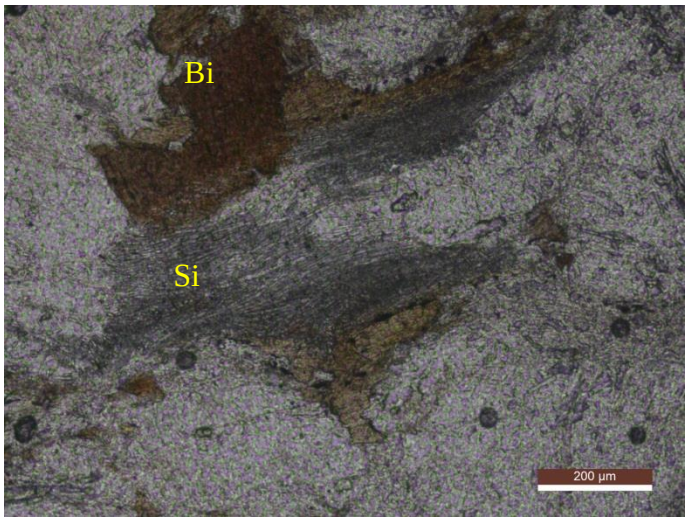
Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli, özşekilsiz ve dalgalı sönme gösteren bileşenler şeklindedir. Plajiyoklazlar yarı özşekilli prizmatik bileşenler halindedir. Küçük taneli plajiyoklazlar polisentetik ikizlenme göstermektedir. Plajiyoklazlarda serisitleşme türü alterasyon mevcuttur. Kloritler açık sarımsı yeşil renkte, zayıf pleokroizmalı, mavimsi canlı girişim rengine sahip ve tek yönde dilinim izi gösteren yassı levhamsı bileşenlerden oluşur. Tane boyu küçük ve paralel sönme gösterirler. Kloritler ikincil olarak biyotitin alterasyonu ile gelişmişlerdir. Titanitler yarı özşekilli ve yüksek rölyefi ile karakteristiktir.



Şekil 4.23. Plajiyoklaz kuvars şist kayasının mineralojik bileşiminin çift nikol görünümü (Plj-Plajiyoklaz, Ku-Kuvars).

Granat sillimanit biyotit gnays: Ana mineral parajenezi; Kuvars +ortoklaz +biyotit +sillimanit +granat +muskovit ±zirkon ±rutil ±opak mineral'dir.

Granat özşekilsiz kısmen yarı özşekilli yüksek rölyefe sahip bileşenler halindedir. Granatlar porfiroblastlar şeklinde yuvarlaklaşmış, kırık-çatlaklı şekilde bulunmaktadır. Sillimanitler lifsi, iğnemsi şekilli olup kahverengi kümeler halinde gözlenirler. Foliasyon düzlemine paralel büyüyen sillimanitler yönlenme gösterirler. Biyotitler kızılımsı kahverenkli ve kahverenkli pleokroizma rengi ve levhamsı, yassı mineraller halinde gözlenmektedir (Şekil 4.24). c eksenine dik olan kesitlerinde kızılımsı kahverenkli ve dilinimsizdir. c eksenine dik olmayan kesitlerinde kahverenkli, tek yönde dilinimli ve dilinim izine göre paralel sönme göstermektedir. Biyotitlerde kloritleşme türü alterasyon mevcuttur. Ortoklazlar düşük rölyefi birinci diziye ait gri girişim rengi ile karakteristiktir. Ortoklazların iri-orta tane boyutuna sahiptir. Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli, özşekilsiz ve dalgalı sönme gösteren bileşenler şeklindedir. Muskovitler renksiz, canlı girişim rengine sahip ve tane boyu küçük bileşenlerden oluşur. Zirkonlar biyotitlerin içinde orta yüksek rölyef ve pleokroik haleleri ile tanınır. Ayrıca biyotit içerisinde birbirini keser, engeller konumda dağınık, düzensiz durumda rutil iğnecikleri yer almaktadır. Opak minerallerde tek ve çift nikolde siyah görünümleri ile ayırt edilmektedir. Kaya grano-fibro-lepidoblastik dokuludur.

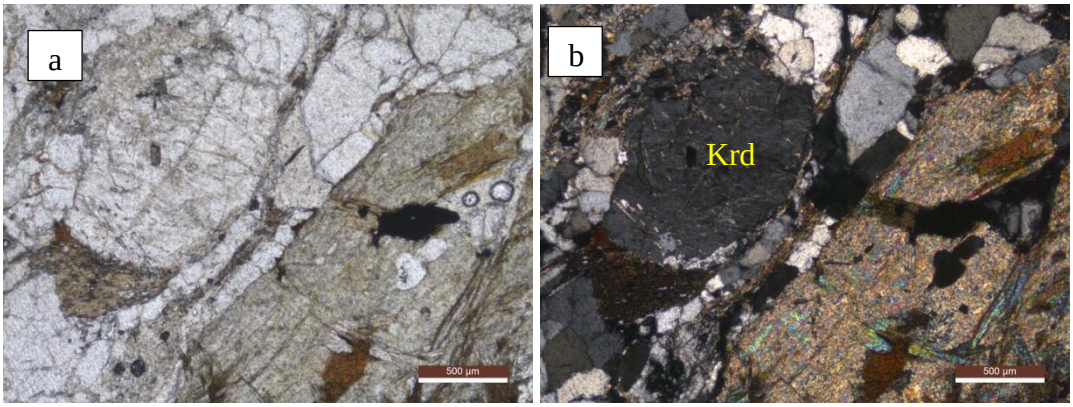


Şekil 4.24. Granat sillimanit biyotit gnays kayasındaki lifsi sillimanit (Si) ve kızılımsı biyotit (Bi) minerallerin tek nikol görünümü.

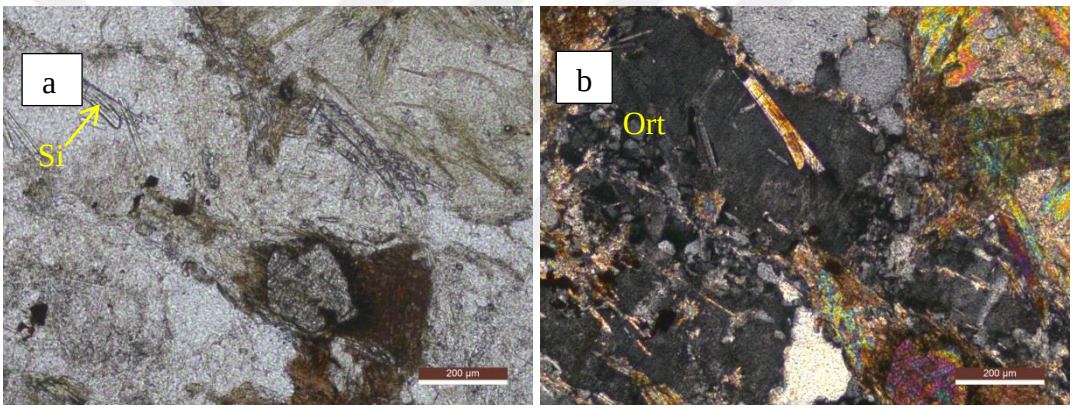
Sillimanit kordiyerit biyotit gnays: Ana mineral parajenezi; Kuvars +ortoklaz +biyotit +kordiyerit +sillimanit +muskovit ±zirkon ±rutil ±opak mineral'dir.

Kordiyeritler iri-orta tane boyutuna sahip, yuvarlaklaşmış porfiroblastik şekilde ve içerisinde çubuksu sillimanitler mevcuttur (Şekil 4.25a, b). Kenar kısımlarından pinitleşme göstermektedir. İri göz şeklindeki kordiyerit porfiroblastlarının etrafı biyotit ve sillimanit mineralleri tarafından çevrelenmiş durumdadır. Sillimanitler lifsi, iğnemsi şekilli olup kahverengi kümeler halinde gözlenirler. Foliasyon düzlemine paralel büyüyen sillimanitler yönlenme gösterirler. Biyotitler kızılımsı kahverenkli ve kahverenkli pleokroizma rengi ve levhamsı, yassı mineraller halinde gözlenmektedir. c eksenine dik olan kesitlerinde kızılımsı kahverenkli ve dilinimsizdir. c eksenine dik olmayan kesitlerinde kahverenkli, tek yönde dilinimli ve dilinim izine göre paralel sönme göstermektedir. Biyotitlerde kloritleşme türü alterasyon mevcuttur. Ortoklazlar düşük rölyefi birinci diziye ait gri girişim rengi ile karakteristiktir. Ortoklazların içerisinde sillimanit çubukları yer alır (Şekil. 4.26a, b). Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli, özşekilsiz ve dalgalı sönme gösteren bileşenler şeklindedir. Muskovitler renksiz, canlı girişim rengine sahip ve tane boyu küçük bileşenlerden oluşur. Zirkonlar biyotitlerin içinde orta yüksek rölyef ve pleokroik haleleri ile tanınır. Ayrıca biyotit içerisinde birbirini keser, engeller konumda dağınık, düzensiz durumda rutil iğnecikleri yer almaktadır. Opak minerallerde tek ve

çift nikolde siyah görünümleri ile ayırt edilmektedir. Kaya fibro-grano-lepidoblastik dokuludur.



Şekil 4.25. Sillimanit kordiyerit biyotit gnays kayasındaki kordiyerit (Krd) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü.

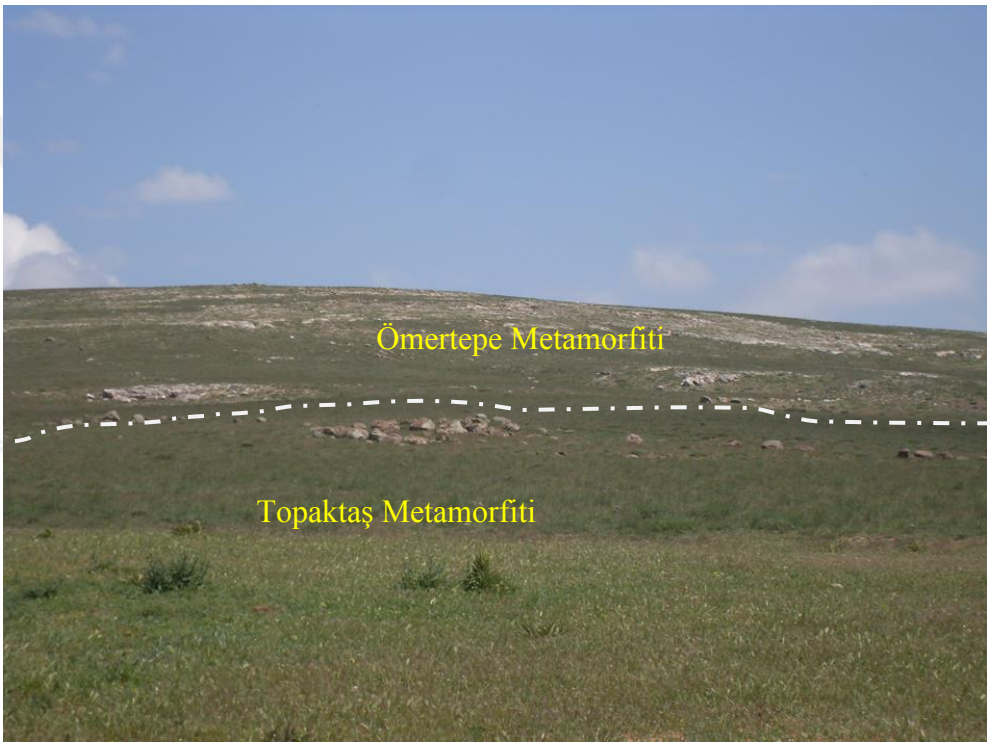


Şekil 4.26. Sillimanit kordiyerit biyotit gnays kayasındaki ortoklazların (Ort) içindeki sillimanit (Si) çubuklarının a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü.

4.3.1.3. Ömertepe metamorfiti

Birim, bu çalışmada Ömertepe Metamorfiti olarak adlanmış ve tanımlanmıştır. Ömer Tepe ve çevresinde birim tipik olarak yüzeylenmektedir. Ayrıca Namlıkışla köyü batısında yer alan Aydınkoyağı Sırtı ve yakın civarında, Dede Tepede ve Say Tepe doğusunda da yüzlekler vermektedir (Şekil 4.27). İnceleme alanında Ömertepe Metamorfiti tabanda Akçaağıl Metamorfiti ile uyumludur (Şekil 4.28a). Bu dokanak Ömer Tepede gözlenmektedir.

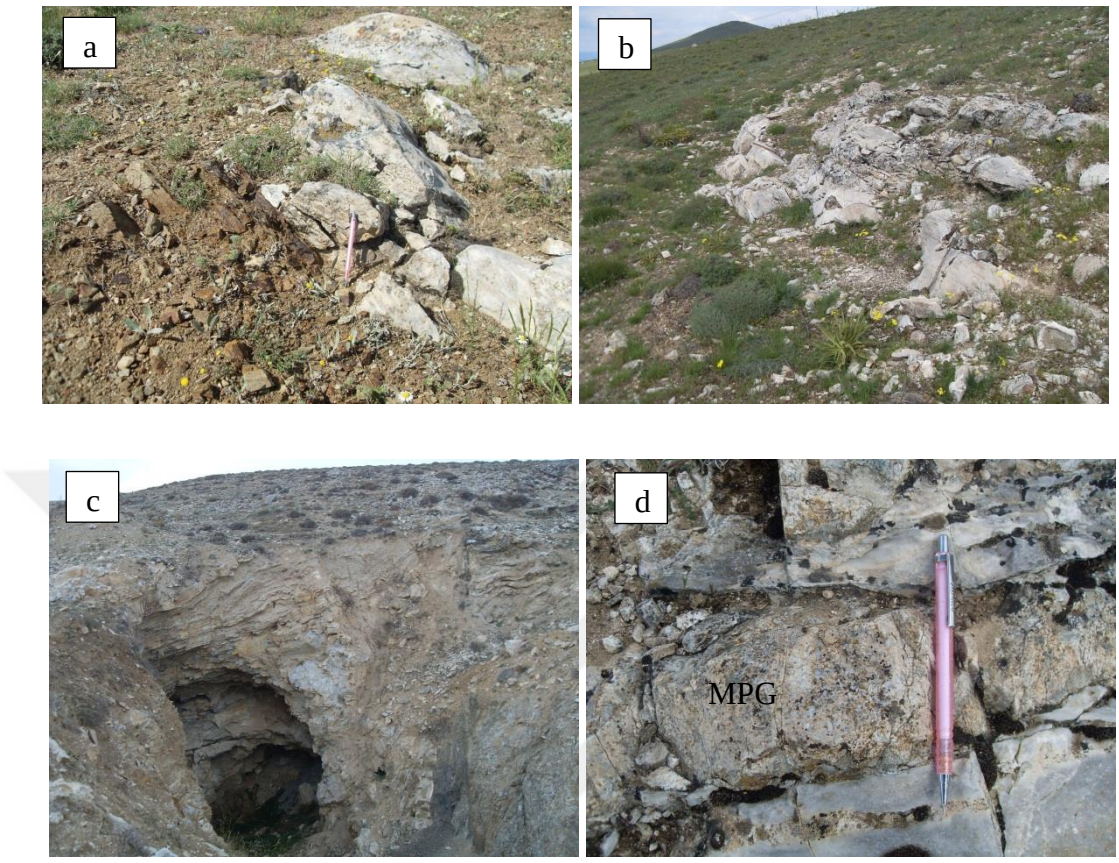
Birim granoblastik poligonal doku gösteren mermer ve yarı karbonatlı kaya türü ile metabazit ara katkılarından meydana gelmektedir. Mermerler açık beyazımsı gri ve koyu gri, beyaz renklerdedir (Şekil 4.28b). Yaklaşık iki cm ye varan iri kalsit kristalleri yaygındır. Yarı karbonatlı seviyeler, kalksilikat şist/gnays kaya türünden oluşur. Koyu ve açık sarımtırak yeşil renklerdedir (Şekil 4.28c). Ömer Tepe doğu yamacında Ağaçören İntrüzif Takımına ait granitoidler birim üzerine tektonik dokanak olarak itilmektedir. Ayrıca Meryem Pınarı Graniti, Ömertepe Metamorfiti birimlerine sokulum yapar ve Bozdağ Tepe Sırtı civarında Ömertepe Metamorfiti birimi üzerine itilmektedir (Şekil 4.28d).



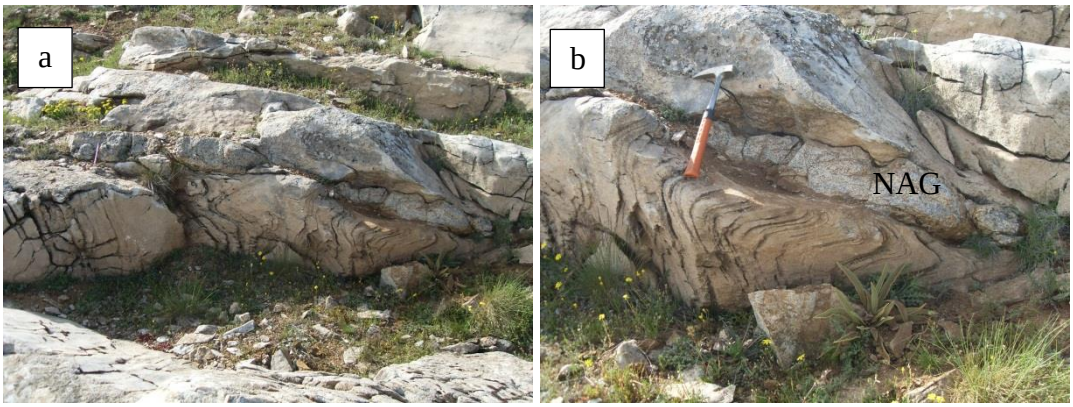
Şekil 4.27. Dede tepedeki metateksit migmatit ve mermerlerin görünümü.

Erken Miyosende gelişen ters faylarla birimler tektonik dokanaklı olarak birbiri üzerine itilmiştir. İnceleme alanında Dede Tepe ve Say Tepede Topaktaş Metateksit Migmatit ile olan dokanağı tektoniktir. Aydınkoyağı Sırtı ve Namlıkışla köyleri arasındaki alanda da Ömertepe Metamorfiti ile Namlıkışla Andaluzit Graniti tektonik dokanaklı olup, peralüminalı felsik Namlıkışla Andaluzit Graniti, mermerlerin üzerine itilmiştir ve mermerlerde kıvrımlı yapılar gelişmiştir (Şekil 4.29a, b). Birim üzerine Saytepe Metamorfiti diğer alttaki tüm birimleri keserek yerleşmektedir.

Birimin yaşı Dedetepe Metasedimanter Birliği içerisinde Prekambriyen olarak benimsenmiştir.



Şekil 4.28. a) Akçaağıl Metamorfitinin üzerine, Ömertepe Metamorfiti uyumlu olarak gelir. b) Ömertepe Metamorfiti mermerlerinin görünümü. c) Ömertepe Metamorfiti kalksilikat şist/gnays kayalarının görünümü. d) Meryem Pınarı Graniti (MPG), Ömertepe Metamorfiti mermerlerine sokulum yapar.



Şekil 4.29. Ömertepe Metamorfiti mermerlerinde a) kıvrımlı yapılar ve b) Namlıkışla Andaluzit Granitinin (NAG) görünümü.

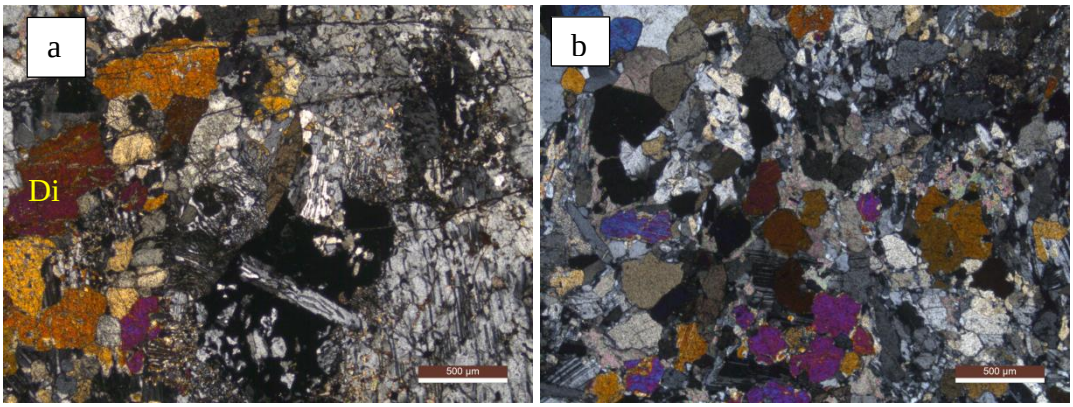
Ömertepe metamorfiti petrografisi

Ömertepe Metamorfiti, yarı karbonat, metabazik ara katkılar ve metakarbonat seviyeleri içermektedir. Yarı karbonatlı kayalarda, granat kalksilikatik gnays ve kalksilikat gnays olmak üzere iki kaya grubu tanımlanmıştır. Metabazit kökenli seviyeler epidot tremolit aktinolit fillit ve tremolit aktinolit fels, metakarbonatlı kayalarda granat diyopsit mermer ve mermer, olarak tanımlanmıştır. Bu kaya gruplarının petrografik tanımlamaları aşağıda özetlenmiştir.

Granat kalksilikat gnays: Kaya grubunun ana mineral parajenezi; Plajiyoklaz +diyopsit +granat +skapolit +kuvars +klinozoisit/zoisit ±kalsit ±titanit ±opak mineral'dir.

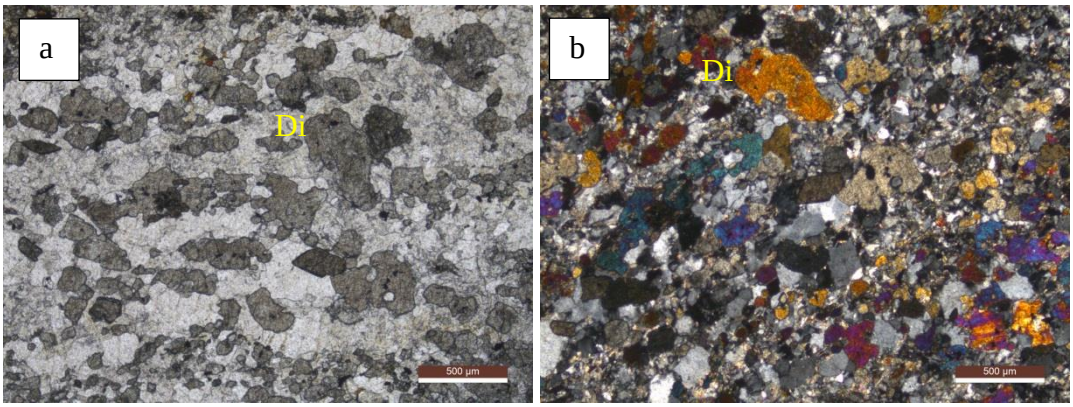
Plajiyoklazlar yarı öz şekilli, iri taneli, prizmatik bileşenler halindedir. Polisentetik ikizlenmeli olarak ince kesitlerde izlenir. Diyopsitler renksiz veya çok açık yeşil renkli olup çok zayıf pleokroizma göstermektedir. Yüksek rölyefi ve canlı girişim rengi ile karakteristiktir. Yarı özşekilli, prizmatik veya yuvarlağımsı şekillerde izlenmektedir. Tek yönde veya birbirine dike yakın iki yönlü dilinim izi göstermektedir. Granatlar yarı özşekilli, kırıklı çatlaklı bir yapıya sahiptir. Yüksek rölyefi ve izotrop olmasıyla kolayca tanınmaktadır. Skapolitler yuvarlağımsı şekilli, düşük röliyefi ve canlı girişim rengi ile kolayca tanınmaktadır. Kalsitler yarı özşekilli ve basınç ikizlenmesi gösterir. Kuvarslar dalgalı sönme gösteren öz şekilsiz bileşenler halindedir. Klinozoisit/zoisit mineralleri düşük rölyef ve mavimsi mor girişim rengi ile tespit edilmektedir. Titanitler özşekilli ve yarı özşekilli ve yüksek rölyefi ile tanınmaktadır. Kaya grano-nematoblastik doku göstermektedir.

Kalksilikat gnays: Kaya grubunun ana mineral parajenezi; Diyopsit +plajiyoklaz +skapolit +kuvars +kalsit +klinozoisit/zoisit +titanit ±epidot ±opak mineral bileşenlerinden oluşmaktadır (Şekil 4.30a). Kaya grano-nematoblastik doku gösterir (Şekil 4.30b).

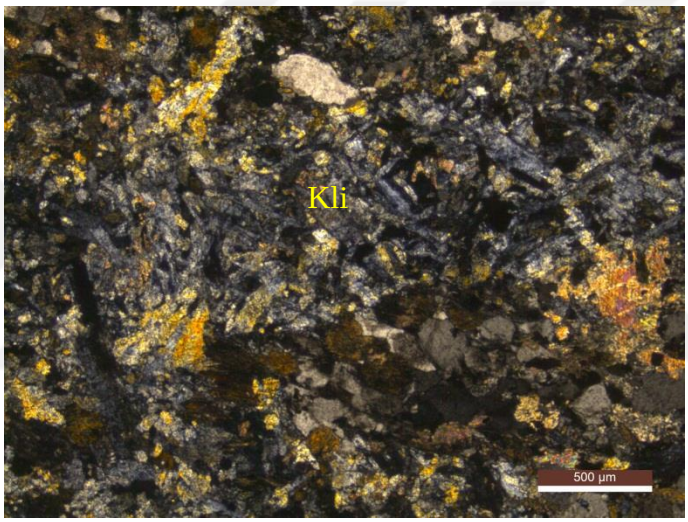


Şekil 4.30. a) Kalksilikat gnays kayasının mineral birlikteliğinin çift nikol görünümü (Di-diyopsit). b) Grano-nematoblastik dokunun çift nikol görünümü.

Diyopsitler yarı özşekilli, yuvarlağımsı, prizmatik şekillerde gözlenir. Renksiz veya açık yeşil pleokroizma rengine sahiptir (Şekil 4.31a) . Birbirine dik iki yönde ve tek yönde dilinim izi gösteren prizmatik kristaller halinde izlenir. Tek yönde dilim izi gösteren kesitlerinde dilinim izine göre 38-48^{o}'lik sönme açısına sahiptir. Girişim rengi birinci dizinin gri ve ikinci dizinin turuncu renklerini göstermektedir (Şekil 4.31b). Plajiyoklazlar yarı özşekilli, prizmatik şekilli, polisentetik ikizlenmeli bileşenler halindedir. Skapolitler yuvarlağımsı şekilli birbirine dik iki yönlü veya tek yönlü dilinim izine sahiptir. Paralel sönmesi ve canlı girişim rengi ile karakteristiktir. Kuvarslar özşekilsiz olup dalgalı sönme göstermektedir. Kalsitler yarı özşekilli bileşenler halinde ve yer yer poligonal kristal şekline sahiptir. Klinozoisit/zoisit mineralleri ince kesitte renksizdir. Çubuksal agregatlar veya öz şekilsiz taneler halinde bulunurlar (Şekil 4.32). Eğik sönme gösterenleri klinozoisit, paralel sönme gösterenleri zoisittir. Mavimsi-lacivert renk tonlarına sahip girişim rengi gösterirler. Titanitler özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde, renksiz ve yüksek rölyefleri ile kolayca tanınırlar. Eşkenardörtgen şekilli kesitleri simetrik sönme gösterir. Kaya karbonatlaşma türü alterasyon göstermektedir.

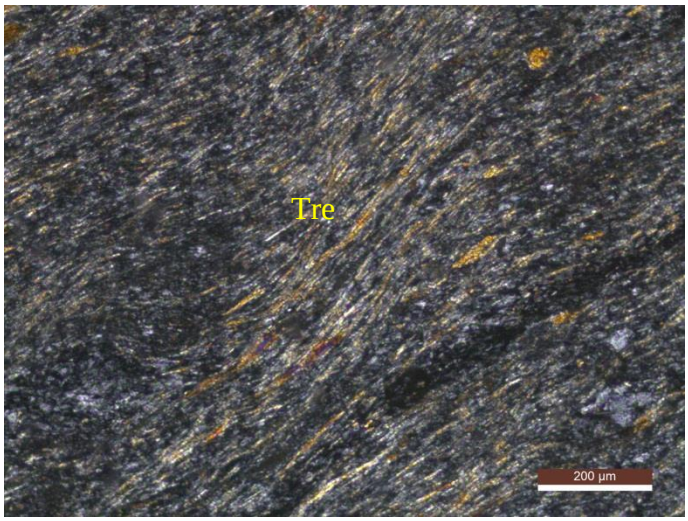


Şekil 4.31. a) Kalksilikat gnays kayasındaki yeşil pleokroizmaya sahip diyopsit (Di) mineralinin tek nikol görünümü. b) Kalksilikat gnays kayasındaki ikinci dizi turuncu girişim rengine sahip diyopsit mineralinin çift nikol görünümü.



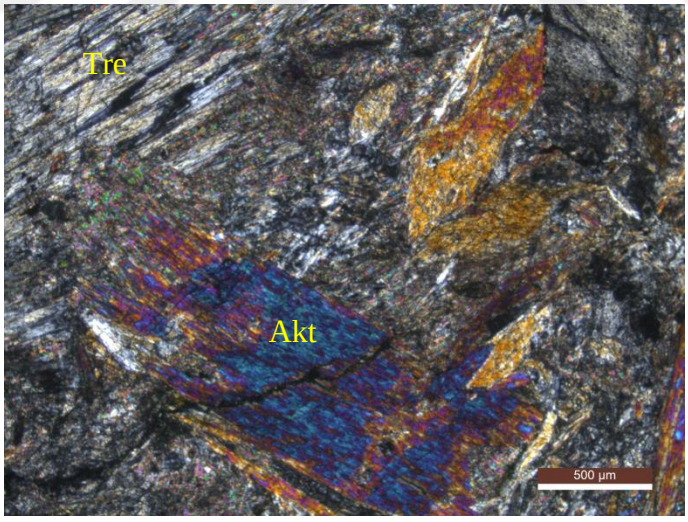
Şekil 4.32. Kalksilikat gnays kayasındaki klinozoisit/zoisit (Kli) mineralinin çubuksal agregatlar halinde çift nikol görünümü.

Epidot tremolit/aktinolit fillit: Kayanın ana mineral parajenezi; Tremolit/aktinolit +plajiyoklaz + kuvars +epidot ±opak mineral şeklindedir. Tremolit/aktinolit, ince taneli, renksiz veya soluk sarımsı yeşil renkli ve ince uzun prizmatik çubuksu mineraller halindedir (Şekil 4.33). Plajiyoklazlar çok ince taneli polisentetik ikizlenme göstermektedir. Kuvarslar ince taneli ve özşekilsizdir. Epidotlar, ince taneli, yarı özşekilli ve yuvarlağımsı şekillidir. Yüksek rölyefi saman sarısı pleokroizma rengi ve çok canlı girişim rengi ile ayırtedilmektedir. Kaya çok ince taneli ve buruşma klivajı göstermektedir. Kaya grano-nematoblastik dokuludur.



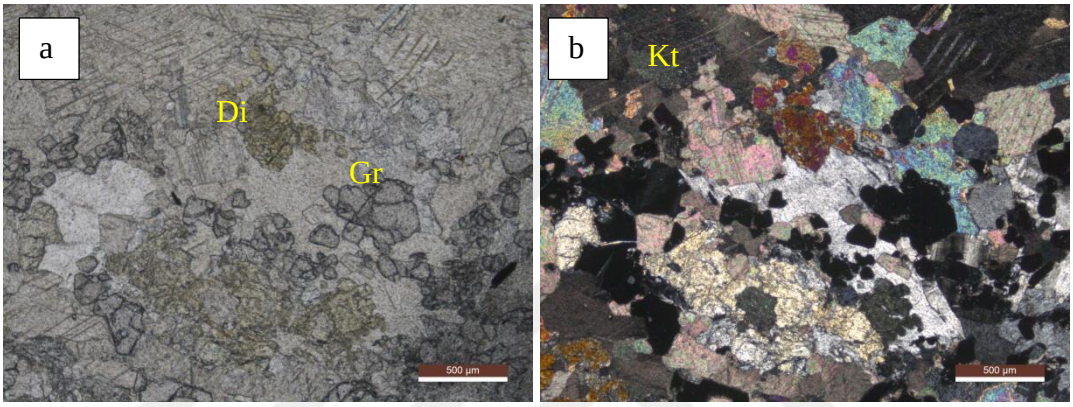
Şekil 4.33. Kayanın mineral birlikteliğinin çift nikol görünümü (Tre-Tremolit).

Tremolit aktinolitfels: Tremolit +aktinolit ±opak mineral topluluğundan oluşur (Şekil 4.34). Tremolitler prizmatik çubuksu iri taneli şekildedir. Optik engebesi yüksek pleokroizması yoktur. Aktinolitler soluk sarımsı yeşil renkli olup zayıf pleokroizma özelliği gösterir. Çubuksu agregatlarında tek yönlü dilinim izi belirgindir. Eğik sönme gösterirler. Kaya nematoblastik doku gösterir.



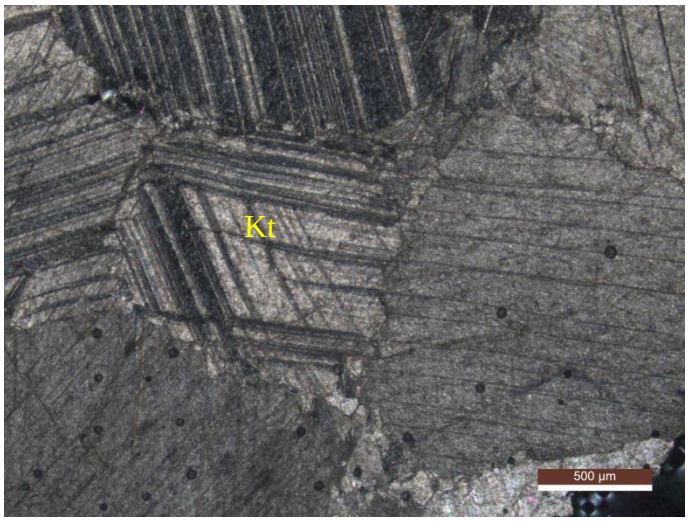
Şekil 4.34. Tremolit aktinolitfels kayasındaki tremolit (Tre) ve aktinolit (Akt) minerallerinin çift nikol görünümü.

Granat diyopsit mermer: Kaya grubunun ana mineral parajenezi; Granat +diyopsit +skapolit +kuvars +kalsit ±opak mineral bileşenlerinden oluşmaktadır (Şekil 4.35a, b). Granat özşekilli ve yarı özşekilli, yüksek rölyef ile ayırt edilmektedir. Diyopsitler yüksek rölyefi, uçuk yeşilimsi pleokroizma rengi ve canlı girişim rengi ile görülmektedir. Skapolitler yuvarlağımsı şekilli birbirine dik iki yönlü veya tek yönlü dilinim izine sahiptir. Paralel sönmesi ve canlı girişim rengi ile karakteristiktir. Kalsitler yaklaşık eş boyutlu basınç ikizlenmesi sergileyen ana bileşenler halindedir. Kaya nemato-granoblastik dokuludur.

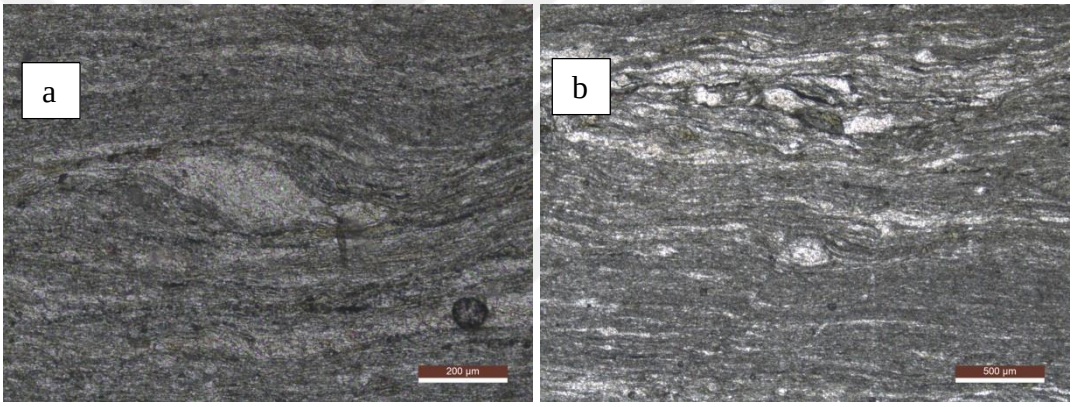


Şekil 4.35. Granat (Gr), diyopsit (Di) ve kalsit (Kt) mineralinin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü.

Mermer: Kayanın ana bileşenini kalsit oluşturmaktadır. İri-orta taneli, yaklaşık eş boyutlu, yarı özşekilli ve basınç ikizlenmesi gösteren bileşenler halindedir (Şekil 4.36). Granoblastik yer yer yeniden kristallenmeyi gösteren granoblastik poligonal doku sergilemektedir. Ömer Tepede dinamik metamorfizma etkisi ile kalsit minerallerinin kırılma, parçalanma ve ufalanması sonucu mermerler, milonit dokusu göstermektedir (Şekil 4.37a, b).



Şekil 4.36. Mermerlerdeki basınç ikizlenmesi gösteren kalsit (Kt) minerallerinin çift nikol görünümü.



Şekil 4.37. a-b) Mermerlerdeki milonit dokusunun görünümü.

4.3.1.4. Saytepe metamorfiti

Birim, bu çalışmada Saytepe Metamorfiti olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Genellikle arazide yanal yönde düzenli bir dağılım sunmaz. Birbirinden bağımsız yuvarlak elips şekilli bloklar halinde görülür.

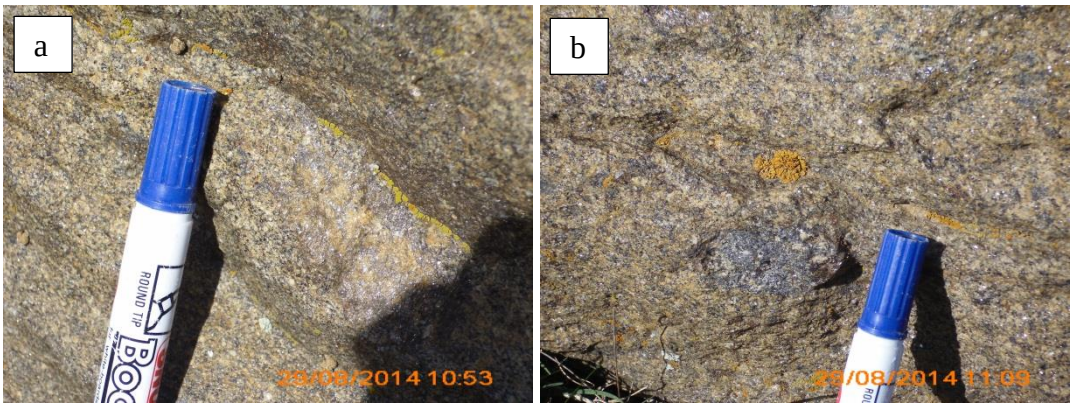
Kızıl, kızılımsı kahve ve sarımtırak yeşil renklerdedir. Say Tepenin doğusundaki düzlük kısımlarda birim tipik olarak yüzeylenmektedir. Ömer Tepenin batı kısmındaki topografyanın hafif eğimli olduğu düzlük alanlarda da yüzlek vermektedir (Şekil 4.38).

İkinci dizi morfolojik sınıflandırmaya göre Saytepe Metamorfiti, diateksit migmatit özelliğindedir. İkinci dizi morfolojik sınıflamada metateksit ile diateksit arasında geçiş zonunda yer alan schlirien, schollen veya raft, nebulit gibi dokusal özellikler göstermez. Saytepe Metamorfitinde neozom baskındır. Neozomda lökozom veya melanozom ayrımı yapılamamaktadır.

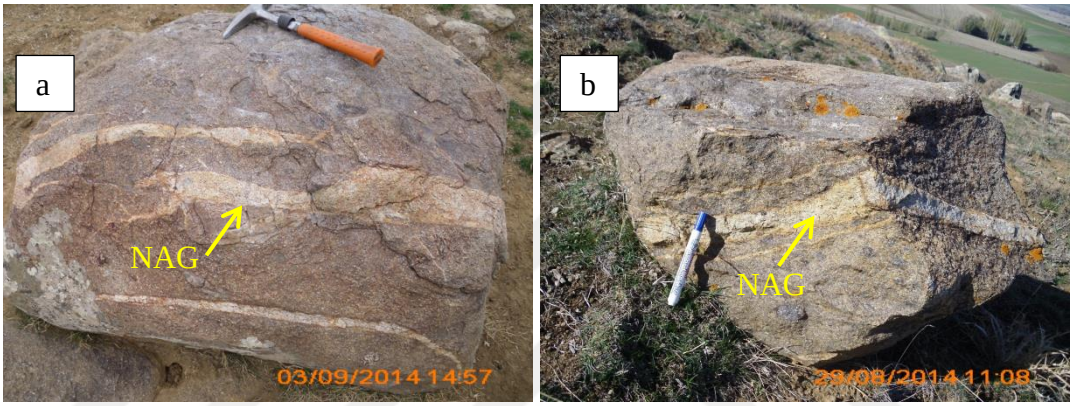
Diateksitler homojen dağılımlı, orta taneli, tanesel dokulu ve zayıf foliasyonludur (Şekil 4.39a, b). Melanozoma işaret eden zayıf, koyu renkli foliasyonlar vardır ve foliasyonlarda küçük kıvrımlar gelişmiştir.

Şekil 4.38. Diateksitik migmatitlerin arazideki genel görünümü.

İnceleme alanında Saytepe Metamorfitinin tabanında, Dedetepe Metasedimanter Birliğinin birimleri bulunmaktadır. Diateksit migmatit alttaki tüm birimleri keserek yerleşmiştir. Diateksitler, Namlıkışla Andaluzit Graniti tarafından kesilir (Şekil 4.40a, b). Diateksitler ve Namlıkışla Andaluzit Graniti genç faylar tarafından kesilmektedir.

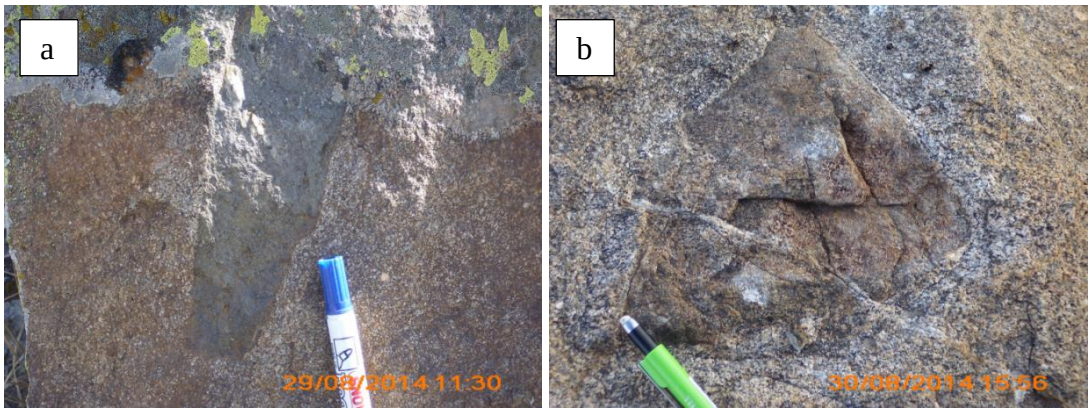


Şekil 4.39. a-b) Orta taneli, tanesel dokulu ve zayıf foliasyonlu diateksit migmatitin görünümü.

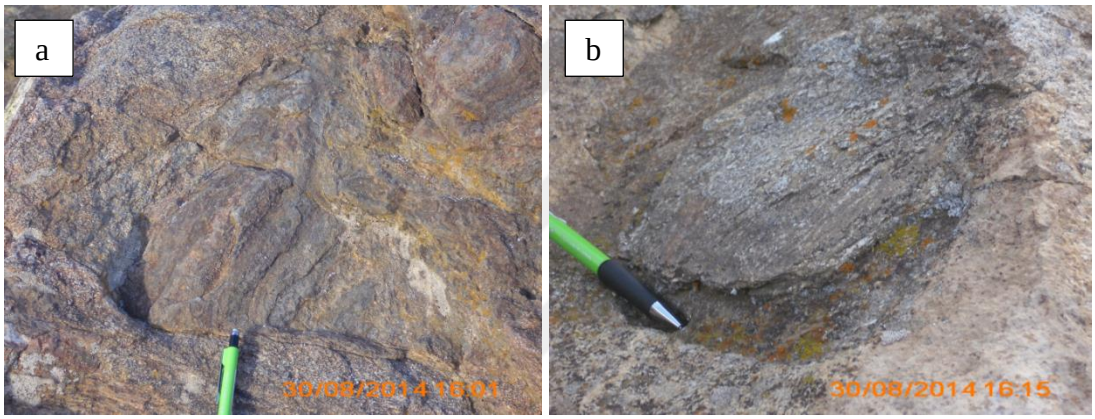


Şekil 4.40. a-b) Diateksit migmatitler ile Namlıkışla Andaluzit Graniti (NAG) arasındaki dokanak ilişkisinin görünümü.

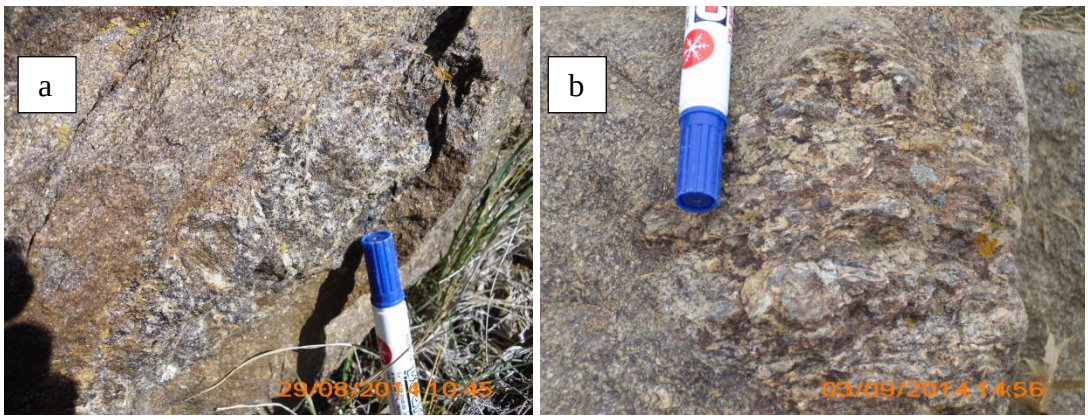
Diateksit migmatiti, içinde metateksit, magmatik, metapelit ve mermer kaya ksenolitlerinin yanı sıra büyüklüğü 2-5 cm varan kuvars minerali de yer alır (Şekil 4.41a, b, 42a, b, 43a, b). Say Tepenin doğusunda Namlıkışla Andaluzit Graniti, diateksit migmatitler üzerine itilmiş konumdadır. Aynı alanda diateksit migmatitler, Topaktaş Metateksit Migmatitleri üzerine tektonik olarak ters fay ile itilmektedir.



Şekil 4.41. a-b) Saytepe Metamorfiti içindeki magmatik kaya ksenolitlerinin görünümü.



Şekil 4.42. a-b) Saytepe Metamorfiti içindeki metapelit kaya ksenolitlerinin görünümü.



Şekil 4.43. a-b) Saytepe Metamorfiti içindeki metateksit migmatit kaya ksenolitlerinin görünümü.

Saytepe metamorfiti petrografisi

Saytepe Metamorfitinin ana mineral parajenezi;

Kuvars +ortoklaz +plajiyoklaz +biyotit +kordiyerit +sillimanit +granat ±metateksit migmatit ksenoliti ±muskovit ±zirkon ±apatit ±rutil ±opak mineral'dir.

Saytepe Metamorfitinin yukarıdaki minerallerin bolluğuna bağlı olarak değişik mineral parajenezleri ve kayaç türleri ile tanımlanır. İncelenen kesitlerde baskın olarak granat-sillimanit-kordiyerit-biyotit gnays ve granat-sillimanit-biyotit-kordiyerit fels gibi pelitik kaya türleri ayırt edilmiştir. Bu iki ana kaya grubu başlığı altında diğer mineral birliktelikleri de aşağıda verilmiştir. Yukarıdaki kaya gruplarının mineralojik-petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Granat-sillimanit-kordiyerit-biyotit gnays: Kaya zayıf gnaysik doku göstermektedir (Şekil 4.44a, b). Diateksit migmatit kaya içerisinde metateksit migmatit kayaya ait ksenolitler yer alır. Metateksit migmatit kaya ksenolitleri, granat porfiroblastları, granatın kırık çatlağındaki biyotit minerali ve etrafındaki lifsi, kahverengi küme halindeki sillimanit mineralleri ile kaya içerisinde ayırt edilmektedir. Metateksit migmatit kaya ksenolitinde şistozite belirgindir (Şekil 4.45a, b). Kaya aşağıdaki mineral birlikteliklerine sahiptir.

granat + sillimanit +kordiyerit +biyotit +plajiyoklaz + K-feldipat + kuvars

sillimanit + kordiyerit + biyotit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

sillimanit + granat + kordiyerit + biyotit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

granat + kordiyerit + biyotit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

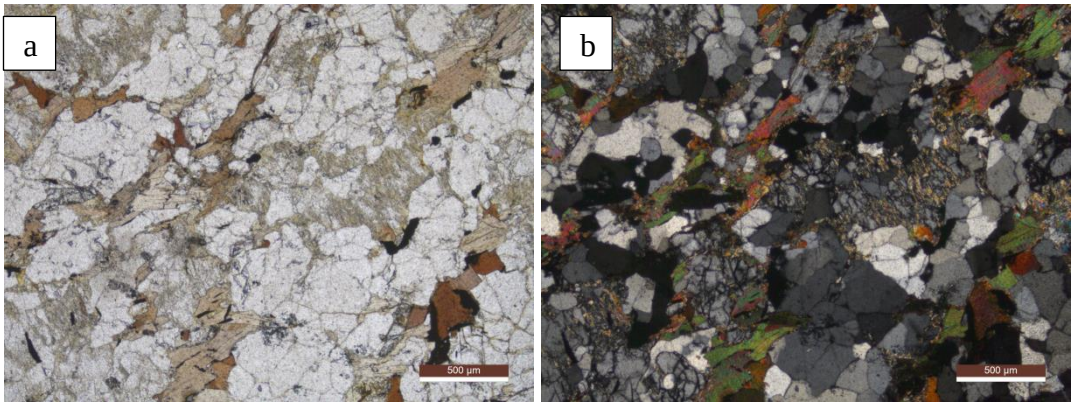
kordiyerit + biyotit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

granat + kordiyerit + sillimanit + biyotit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

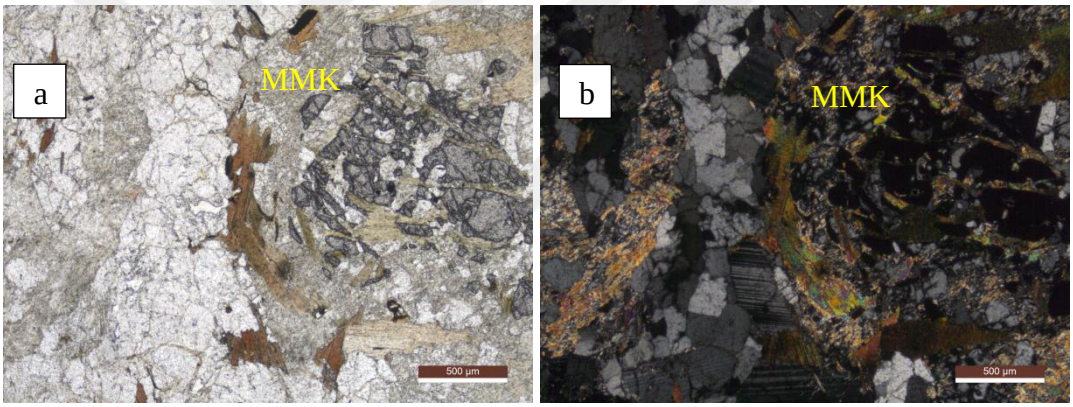
kordiyerit + granat + sillimanit + biyotit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

kordiyerit + sillimanit + granat + biyotit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

kordiyerit + granat + biyotit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

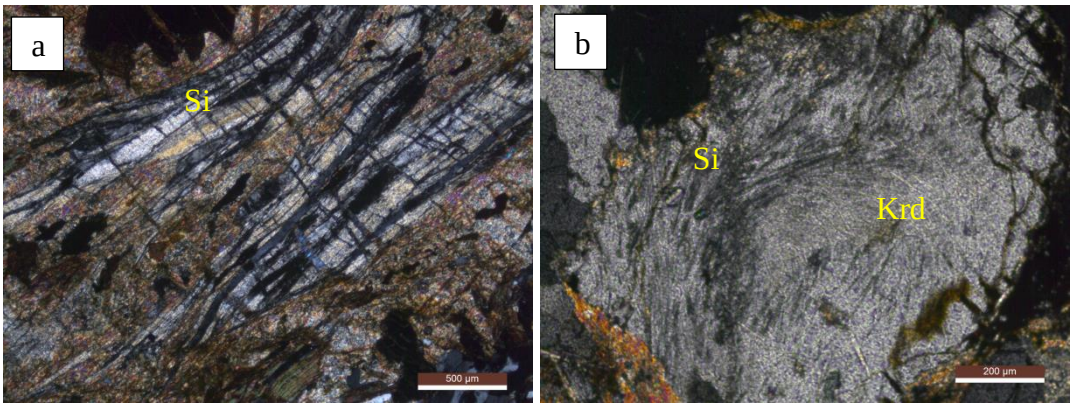


Şekil 4.44. Zayıf yönlenme gösteren granat-sillimanit-kordiyerit-biyotit gnays kayasının a) tek nikol b) çift nikol görünümü.



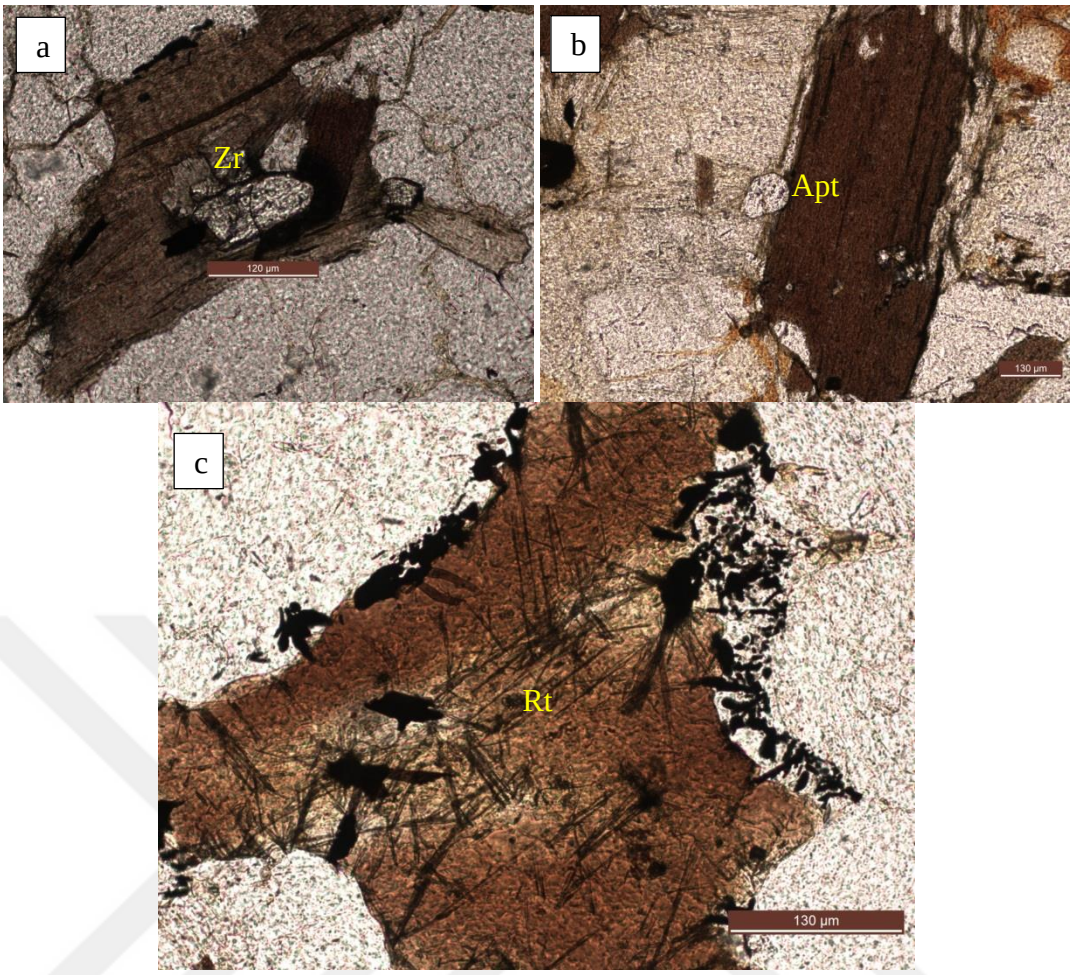
Şekil 4.45. Granat-sillimanit-kordiyerit-biyotit gnays kayası içerisindeki metateksit migmatit kaya (MMK) ksenolitinin a) tek nikol b) çift nikol görünümü.

Granatlar küçük ve öz şekilsiz şekilde, yüksek rölyefi ve izotrop özellik göstermesi ile bulunur. Tüm kesitlerde görülmez. Sillimanitler iğnemsi ve çubuksu kristaller halinde, kordiyerit mineralinin içinde rotasyonlu veya düzensiz şekilde bulunur. Granülit fasiyesine ait sillimanitler çubuksu prizmatik kristaller halinde gözlenir. Çubuksu kristallerde çubuk yönüne dik gelişen bölünmeleri görmek mümkündür (Şekil 4.46a). Kordiyeritler orta ve iri tane boyutlu, kenarlarından pinitleşme göstermektedir. Özşekilsiz ve yarı özşekilli şekilde izlenirler. Bazen artık halinde bazende pinitleşme tarafından ornatılmış olarak bulunurlar. İri taneli kordiyeritler içinde rotasyonlu sillimanit iğne çubukları bulunmaktadır (Şekil 4.46b).



Şekil 4.46. Granat-sillimanit-kordiyerit-biyotit gnays kayası içerisindeki; a) Sillimanit (Si) çubuklarının çift nikol görünümü. b) Kordiyerit (Krd) içerisindeki rotasyonlu silimanit çubuklarının çift nikol görünümü.

Biyotit, kuvars ve granat mineralleride kordiyerit içinde kapanım halindedir. Biyotitler kızılımsı kahverenkli ve kahverenkli pleokroizma rengi ve levhamsı, yassı mineraller halinde gözlenmektedir. c eksenine dik olan kesitlerinde kızılımsı kahverenkli ve dilinimsizdir. c eksenine dik olmayan kesitlerinde kahverenkli, tek yönde dilinimli ve dilinim izine göre paralel sönme göstermektedir. Biyotitlerde kloritleşme türü alterasyon görülür. Plajiyoklazlar polisentetik ikizlenmeli, metateksitlere göre daha çok miktarda ve orta tane boyutludurlar. Plajiyoklazlar, biyotit ve kuvars kapanımları içermektedir. Plajioklazlarda serisitleşmede görülür. Ortoklazlar, metateksit migmatittekilere göre iri tane boyutlu içerisinde biyotit, kuvars, plajiyoklaz, sillimanit, kordiyerit kapanımları içermektedir. Ortoklazlarda, serisitleşmeler görülmektedir. Kuvarslar temiz yüzeyli, özşekilsiz ve dalgalı sönme gösterir. Zirkonlar biyotitlerin içinde orta yüksek rölyef ve pleokroik haleleri ile tanınır (Şekil 4.47a). Apatitler biyotit minerallerinin içinde özşekil ve yarı özşekilli olarak bulunur (Şekil 4.47b). Biyotit içerisinde birbirini keser, engeller konumda dağınık, düzensiz durumda rutil iğnecikleri yer almaktadır (Şekil 4.47c). Opak minerallerde tek ve çift nikolde siyah görünümleri ile ayırt edilmektedir.



Şekil 4.47. Granat-sillimanit-kordiyerit-biyotit gnays kayası içerisindeki; a) Zirkon (Zr) mineralinin tek nikol görünümü. b) Apatit (Apt) mineralinin tek nikol görünümü. c) Rutil (Rt) mineralinin tek nikol görünümü.

Yukarıdaki mineral birlikteliklerine bağlı olarak kayanın kristal şekline göre; fibro-lepido-granoblastik, lepido-granoblastik, grano-lepidoblastik, fibro-lepidoblastik, lepidoblastik doku türleri tespit edilmiştir.

Granat-sillimanit-biyotit-kordiyerit fels: Kaya genelde azdan çoğa doğru aşağıdaki mineral birlikteliklerine sahiptir (Şekil 4.48a, b).

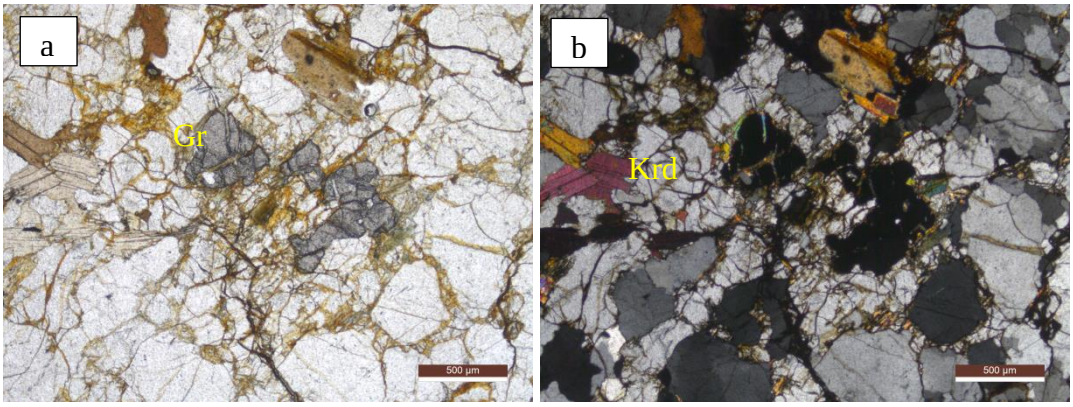
granat + sillimanit + biyotit + kordiyerit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

sillimanit + biyotit + kordiyerit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

sillimanit + granat + biyotit + kordiyerit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

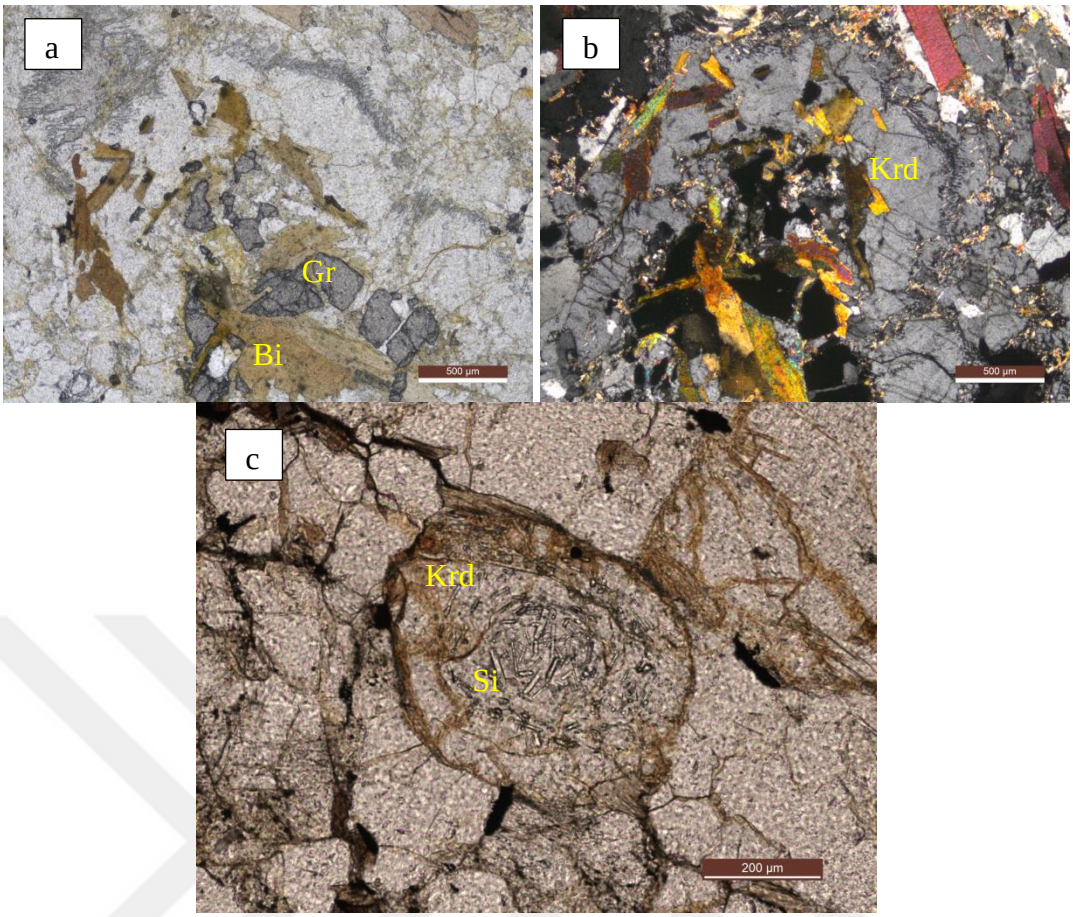
granat + biyotit + kordiyerit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars

biyotit + kordiyerit +plajiyoklaz + K-feldispat + kuvars



Şekil 4.48. Granat-sillimanit-biyotit-kordiyerit fels kayasının genel mineral birlikteliğinin, a) tek nikol ve b) çift nikol mikroskop görünümü (Gr-Granat, Krd-Kordiyerit).

Kordiyeritler kaya içerisinde bol miktarda, iri tane boyutlu, yuvarlaklaşmış şekilde, kenarlarından pinitleşme göstermektedir. Özşekilsiz ve yarı özşekilli şekilde izlenirler. Bazen artık halinde bazende pinitleşme tarafından ornatılmış olarakda bulunurlar. Biyotit, kuvars ve granat mineralleri kordiyerit içinde kapanım halindedir (Şekil 4.49a, b). Granatlar küçük ve öz şekilsiz şekilde, yüksek rölyefi ve izotrop özellik göstermesi ile bulunur. Kesitlerde yok denecek kadar azdır. Biyotitler kızılımsı kahverenkli ve kahverenkli pleokroizma rengi ve levhamsı, yassı mineraller halinde gözlenmektedir. c eksenine dik olan kesitlerinde kızılımsı kahverenkli ve dilinimsizdir. c eksenine dik olmayan kesitlerinde kahverenkli, tek yönde dilinimli ve dilinim izine göre paralel sönme göstermektedir. Biyotitlerde kloritleşme türü alterasyon görülür. Sillimanitler, kordiyerit mineralinin içinde iğnemsi ve çubuksu kristaller halinde rotasyonlu veya düzensiz şekilde bulunur (Şekil 4.49c). Çubuksu kristallerde çubuk yönüne dik gelişen bölünmeleri görmek mümkündür. Plajiyoklazlar temiz yüzeyli, polisentetik ikizlenmeli, metateksitlere göre daha çok miktarda ve orta-iri tane boyutludurlar. Plajiyoklazlar, biyotit ve kuvars kapanımları içermektedir. Plajiyoklazlarda serisitleşmede görülür. Ortoklazlar iri tane boyutlu içerisinde sillimanit kapanımları yoğun şekilde bulunmaktadır.



Şekil 4.49. Granat-sillimanit-biyotit-kordiyerit fels kayasında kordiyerit (Krd) içerisindeki granat (Gr) ve biyotit (Bi) minerallerinin a) tek nikol b) çift nikol görünümü. c) Kordiyerit içerisindeki sillimanit (Si) mineralinin tek nikol görünümü.

Ayrıca ortoklazlar; biyotit, kuvars, plajiyoklas, kordiyerit kapanımlarıda içermektedir. Ortoklazlarda, serisitleşmeler görülmektedir. Kuvarslar orta-iri tane boyutlu, temiz yüzeyli, özşekilsiz ve dalgalı sönme gösterir. Kuvarslar magmatik kaya dokusu görünümlü, yeniden kristallenme ve poligonal doku gösterir. Muskovitler renksiz, canlı girişim rengine sahip ve tek yönde dilinim izi gösteren yassı, levhamsı bileşenler halindedir. Zirkonlar biyotitlerin içinde orta yüksek rölyef ve pleokroik haleleri ile tanınır. Apatitler biyotit minerallerinin içinde iri taneli, özşekilli ve yarı özşekilli olarak bulunur. Biyotit içerisinde birbirini keser, engeller konumda dağınık, düzensiz durumda rutil iğnecikleri yer almaktadır. Opak minerallerde tek ve çift nikolde siyah görünümleri ile ayırt edilmektedir. Kayanın dokusu fels (yönlenmesiz) türü olarak tespit edilmiştir. Topaktaş Metamorfiti ile Saytepe Metamorfiti arasındaki farklılıklar Çizelge 4.1'de verilmiştir.

Çizelge 4.1. Topaktaş Metamorfiti ile Saytepe Metamorfiti arasındaki farklılıklar.

Ayırıcı Özellikler		Topaktaş Metamorfiti	Say Tepe Diateksit Migmatiti
Mineraller	Granat	-İri tane boyutlu, -Yuvarklaşmış porfiroblastlar şeklinde, -Kırıklı çatlaklı görünüm	-Küçük tane boyutlu, -Reaksiyondan arta kalan şeklinde, -Tüm kesitlerde görülmez,
	Sillimanit	-Lifsi, iğnemsi şekilde görünür -Kahverengi kümeler oluşturur -Foliasyon düzlemine paralel yönlenme gösterirler.	-İğnemsi, çubuksu şekilde görünüm -Kordiyeritlerin içinde rotasyonlu şekilde bulunur. -Ortoklasların içinde yer alırlar.
	Kordiyerit	-Küçük tane boyutlu, -Az miktarda, -Granata yakın kısımlarda bulunur. -Pinitleşmeden arta kalan kısımlarda yer alır. -Zayıf polisentetik ikizlenme görülür.	-Orta-iri tane boyutlu, -Bol miktarda, -Yuvarlaklaşmış şekilde, - Kenarlarından itibaren sarımtırak pinitleşme yaygındır. -Kordiyerit içerisinde rotasyonlu sillimanit kapanımları mevcuttur. -Kordiyerit içinde granat, kuvars, biyotit kapanımları da bulunur. -Polisentetik ikizlenme görülür.
	Plajiyoklaz	-Öz şekilsiz ve yarı özşekilli, -Küçük tane boyutlu, -Polisentetik ikizlenmeli, -Az miktarda bulunur.	-Yarı özşekilli ve çubuksu -Orta-iri tane boyutlu, -Zonlu doku ve polisentetik ikizlenmeli, Bol miktarda ve temiz yüzeyli

Çizelge 4.1. (devam). Topaktaş Metamorfiti ile Saytepe Metamorfiti arasındaki farklılıklar.

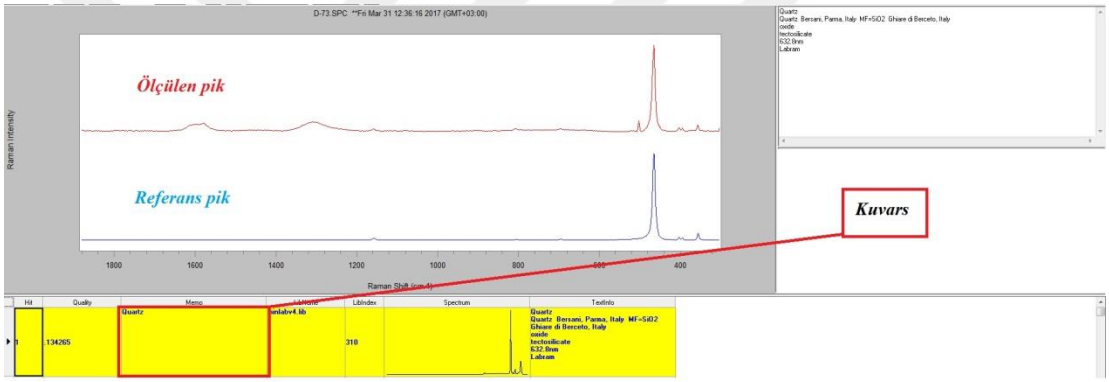
Ayırıcı Özellikler		Topaktaş Metamorfiti	Saytepe Metamorfiti
Minaraller	Ortoklaz	-Orta-küçük tane boyutlu -Özşekilsiz	-Orta-iri tane boyutlu, -Ortoklaz içinde sillimanit, biyotit, kuvars, granat, plajiyoklaz, kordiyerit kapanımları içerir.
	Kuvars	-Küçük tane boyutlu, -Kenarları düzensiz girintili, çıkıntılıdır.	-Orta-iri tane boyutlu -Kenarları düzgün yeniden kristallenme özelliği göstermekte, -Poligonal dokuludur.
	Zirkon	-Biyotit içerisinde küçük tane boyutludur.	-Biyotit içerisinde orta-iri tane boyutlu, -Bol miktarda, -Pleokroik haleleri daha belirgindir.
	Apatit	-Biyotit içerisinde az miktarda -küçük tane boyutlu	-Biyotit içerisinde bol miktarda -orta-iri tane boyutlu
Doku		-Şist ve gnays dokuları görülmektedir.	-Zayıf yönlenme ve fels dokuları - Poligonal, tanesel, holokristalin doku türleri görülmektedir.

Saytepe metamorfitinde krs çalışmaları

Saytepe Metamorfiti kayaları kızıl, kızılımsı kahve ve sarımtırak yeşil renklerde, ince orta taneli, tanesel dokulu ve zayıf foliasyonludur. Petrografik olarak kordiyerit +biyotit +sillimanit +plajioklaz +kuvars +ortoklaz +metateksit ksenoliti (granat+sillimanit) ±apatit ±zirkon ±rutil ±turmalin mineralojik bileşimine sahiptir. Petrografik olarak adlandırılan minerallerin KRS ile yapılan çalışmalar sonucu petrografi ile benzerlik gösterdiği ortaya konmuştur.

Kuvars

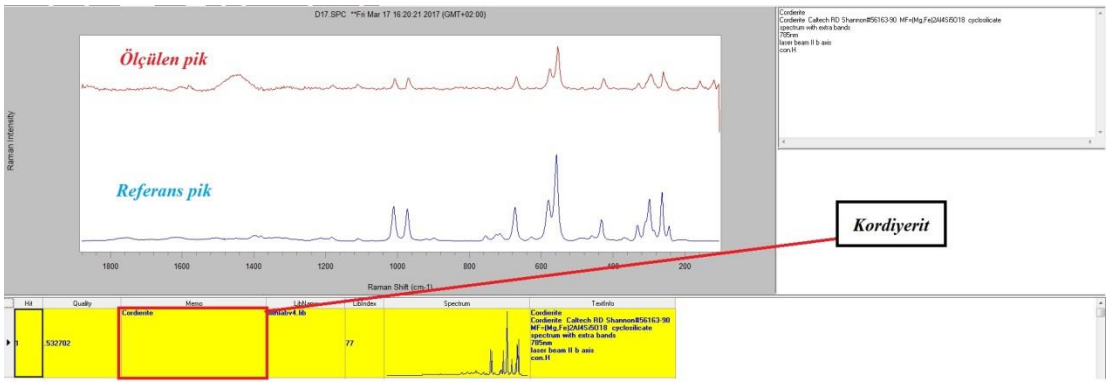
Kuvars minerali Spectral ID si bu birim içindeki kuvars minerali varlığını ortaya koymuştur (Şekil 4.50).



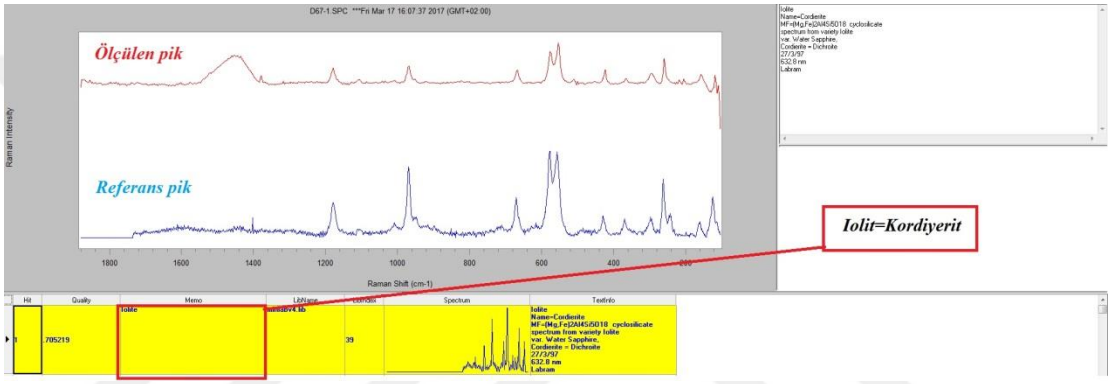
Şekil 4.50. D-73 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kuvars mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.

Kordiyerit

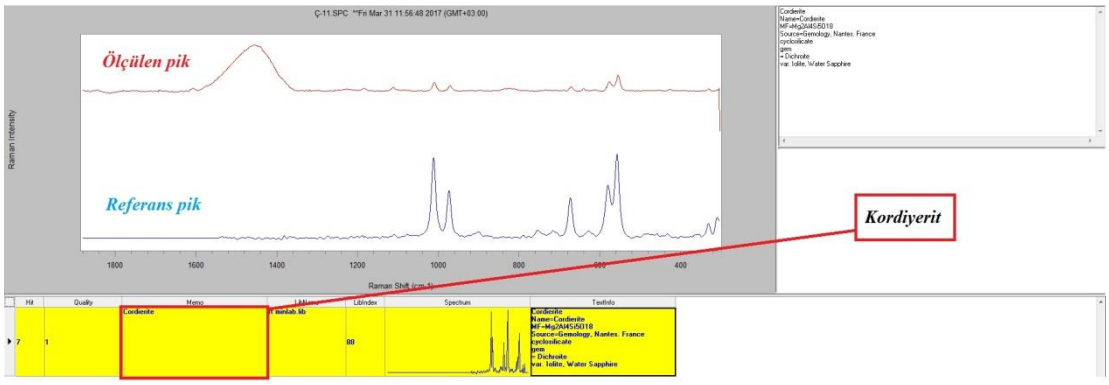
Kordiyerit minerali Spectral ID si bu birim içindeki kordiyerit minerali varlığını ortaya koymuştur (Şekil 4.51, 52, 53, 54, 55).



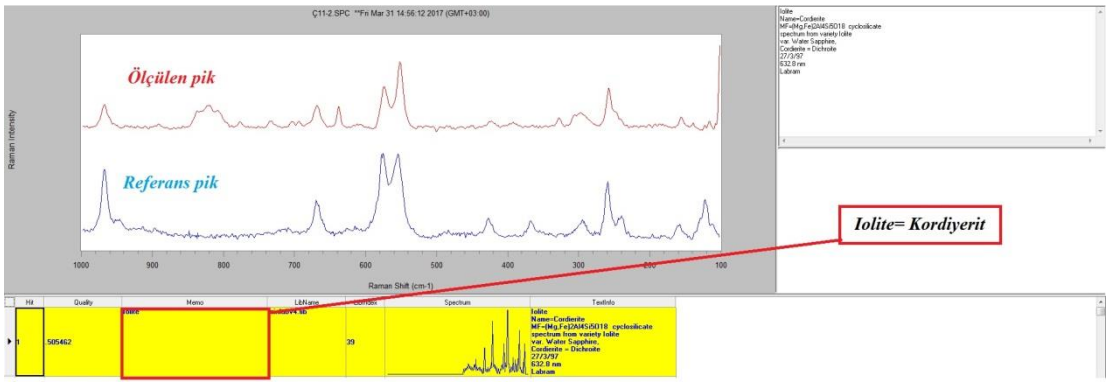
Şekil 4.51. D-17 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kordiyerit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



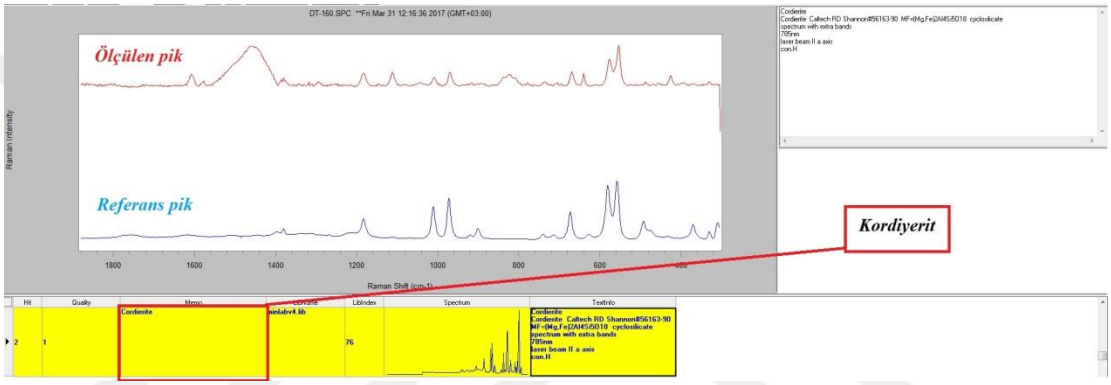
Şekil 4.52. D67 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kordiyerit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



Şekil 4.53. C-11 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kordiyerit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



Şekil 4.54. C-11-2 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kordiyerit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



Şekil 4.55. DT-160 numaralı Saytepe Metamorfiti içerisindeki kordiyerit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.

4.3.2. Navruztepe metasedimanter birliği

Prekambriyen yaşlı temel kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen Paleozoyik yaşlı Navruztepe Metasedimanter Birliği; Seksenuşağı Metamorfiti ve Eriklitepe Metamorfiti olarak ayrılmıştır. Pasif kıta kenarı üzerine çökelen Paleozoyik yaşlı istif ofiyolitlerin Üst Kretasede bu çökeller üzerine tektonik olarak üzerlemesiyle metamorfize olmuşlardır. Seksenuşağı Metamorfiti ve Eriklitepe metamorfiti birinci dokanağı en iyi Navruz Tepede gözlendiğinden birime bu isim verilmiştir.

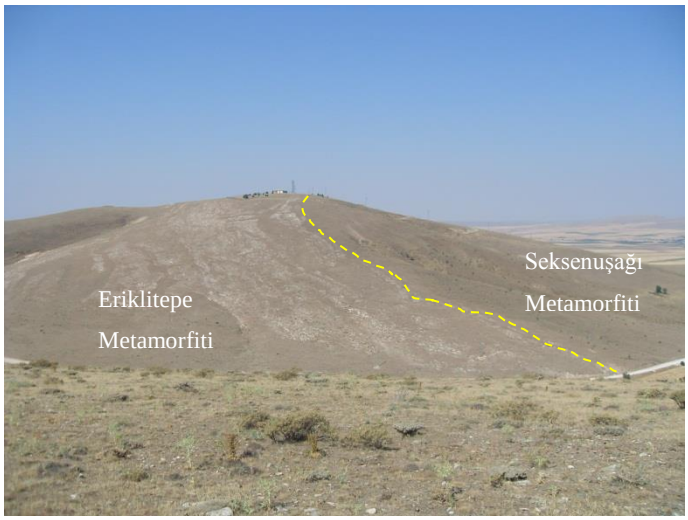
4.3.2.1. Seksenuşağı metamorfiti

Çalışma alanında Seksenuşağı köyü yol yarması, Göbektepe ve Osmanağa Tepe civarında dar bir alanda mostra vermektedir (Şekil 4.56). Dedetepe Metasedimanter

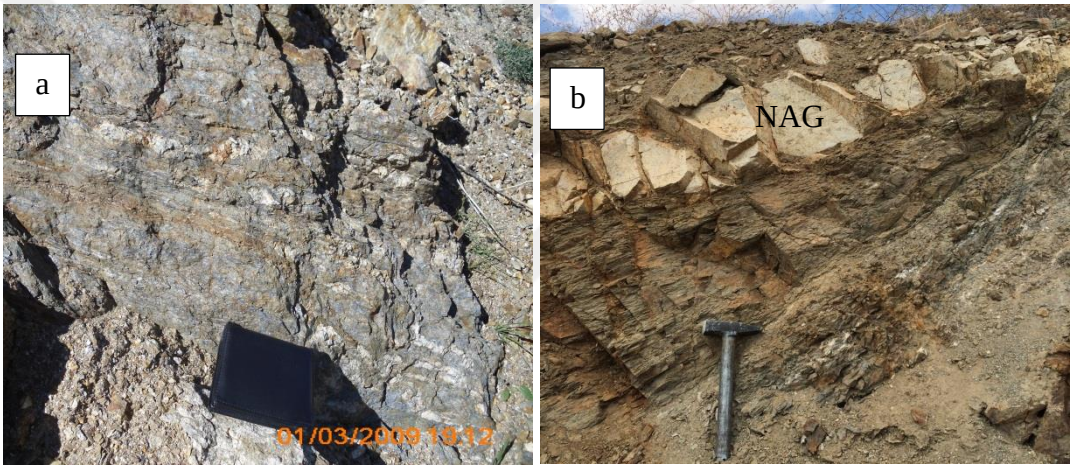
Birliği kayaları üzerinde uyumsuz (!) olarak Navruztepe Metasedimanter Birliğine ait Seksenuşağı Metamorfiti yer almaktadır. Arazide Dedetepe Metasedimanter Birliği ile Navruztepe Metasedimanter Birliğinin birincil (ilksel) dokanağı gözlenememiştir. Seksenuşağı Metamorfiti üzerine uyumlu olarak kalksilikat şist/gnays, mermer ve amfibolit ardalanmasından oluşan Eriklitepe Metamorfiti gelir.

Seksenuşağı Metamorfiti biyotit şist, granat biyotit şist, granat sillimanit mika şist/gnays ile mermer ve metabazit ara katkılarından oluşur (Şekil 4.57a, 58a, b). Seksenuşağı Metamorfiti, Namlıkışla Andaluzit Graniti tarafından kesilir (Şekil 4.57b).

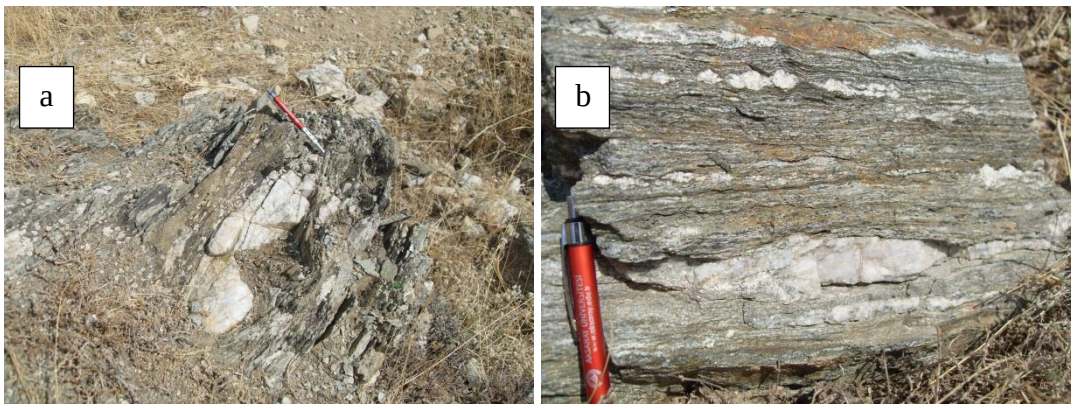
Çalışma alanında Dedetepe Metasedimanter kayaları üzerinde uyumsuz olarak Seksenuşağı Metamorfiti yer almaktadır. Birimin üzerinde uyumlu olarak Eriklitepe Metamorfiti bulunmaktadır. Birim Seymen (1981) tarafından adlandırılan Kalkanlıdağ Formasyonu ile deneştirilebilir. Seymen (1982) de birimin başlıca lökokrat, lökokrata oranla daha fazla miktarda mezokrat ve melanokrat gnays ve granulitler, amfibolitler ve amfibolşistlerden oluştuğundan bahsetmiştir. Tolluoğlu (1986), Kalkanlıdağ Formasyonunun bölgedeki diğer formasyonlara göre stratigrafik olarak en altta, metamorfizma mertebesinin yüksek olduğu ana yapının çekirdek bölgesinde yer aldığını, kökensel olarak pelitik, yarıpelitik, psammitik, yarı karbonatlı ve bazik litolojilerin metamorfizması sonucu oluştuğunu ve genellikle metasedimanter bir karakterde olduğunu ifade etmektedir. Kara ve Dönmez (1990) de, Kırşehir Masifinin alt düzeylerini oluşturan bu birimin, birbirleriyle değişik oranlarda ardışımlı pelitik, psammitik ve magmatik kökenli kayaçların metamorfizmasıyla oluştuğunu ifade etmektedir.



Şekil 4.56. Seksenuşağı Metamorfitinin (Navruz tepe) genel görünümü.



Şekil 4.57. a) Seksenuşağı Metamorfitindeki metapelit seviyelerin görünümü. b) Namlıkışla Andaluzit Graniti (NAG) tarafından metapelitli seviyeler kesilmektedir.



Şekil 4.58. a-b) Metapelitlerin arazi görünümleri.

Seksenuşağı metamorfiti petrografisi

Seksenuşağı Metamorfitine ait kaya türlerinin içerdiği mineral toplulukları dikkate alınarak; pelitik şistlerin baskın olduğu bu kaya grubunda metabazit ara katkılar ve metakarbonat bantları yer alır.

Pelitik şistler

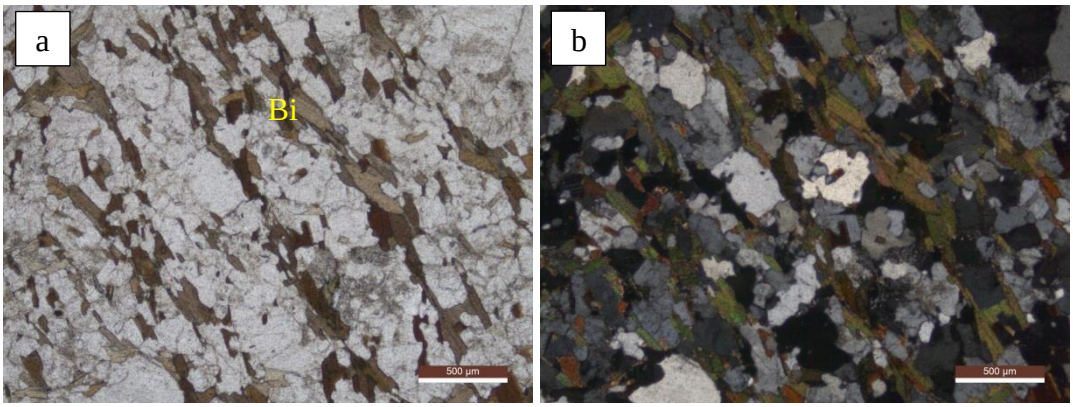
Pelitik şistlerin ana mineral parajenezi;

Granat +sillimanit +muskovit +biyotit +plajiyoklaz +ortoklaz +kuvars ±turmalin ±zirkon ±apatit ±andaluzit ±opak mineral'dir

Pelitik şistler yukarıdaki minerallerin bolluğuna bağlı olarak değişik mineral parajenezleri ve kayaç türleri ile tanımlanır. İncelenen kesitlerde baskın olarak Biyotit şist, granat-biyotit şist, granat-sillimanit-mika şist/gnays gibi pelitik kaya türleri ayırt edilmiştir. Yukarıdaki kaya gruplarının mineralojik-petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Biyotit şist: Biyotit +plajiyoklaz +kuvars ±turmalin ±zirkon ±apatit ±opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Kaya lepidoblastik doku göstermektedir (Şekil 4.59a, b).

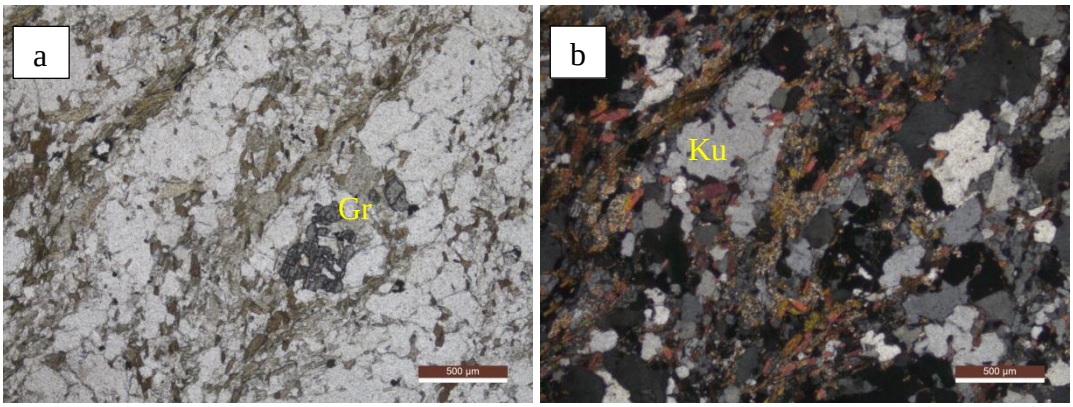
Biyotitler orta-küçük taneli, yassı levhamsı şekilli, açık-kırmızımsı kahverengi renkli ve kuvvetli pleokroik mineraller halinde izlenmektedir. Biyotitlerde alterasyon ile klorite dönüşmektedir. Plajiyoklazlar yarı özşekilli, prizmatik bileşenler halinde polisentetik ikizlenme göstermektedir. Plajiyoklazlarda serisitleşme türü alterasyonlarda mevcuttur. Kuvarslar dalgalı sönmeli, düzgün temiz yüzeyli özşekilsiz bileşenler halindedir. Yer yer yeniden kristallenmeyi gösteren üçlü kavşaklar mevcuttur. Turmalinler yuvarlağımsı şekilde ve sarımsı yeşil pleokroizma rengine sahiptir. Zirkonlar, biyotitlerin içerisinde pleokroik haleleri ile tanınmaktadır.



Şekil 4.59. Biyotit şist kayasının mineralojik birlikteliğinin görünmü a) tek nikol b) çift nikol (Bi-Biyotit).

Granat-biyotit şist: Granat +biyotit +plajiyoklaz +kuvars ±turmalin ±zirkon ±opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Kaya grano-lepidoblastik doku göstermektedir (Şekil 4.60a, b).

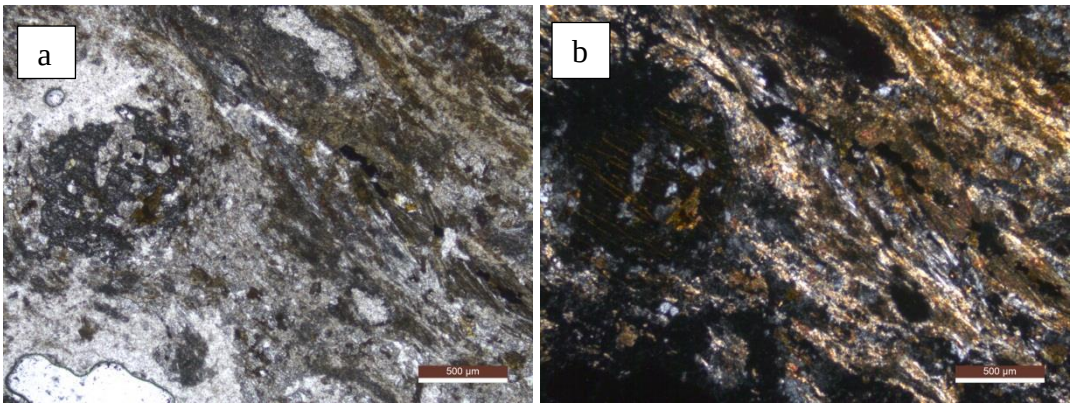
Granatlar küçük taneli kalıntı parça şeklindedir. Rölyefi yüksek ve izotrop olması ile tanınmaktadır. Biyotitler orta-küçük taneli, yassı levhamsı şekilli, açık-kırmızımsı kahverengi renkli ve kuvvetli pleokroik mineraller halinde izlenmektedir. Biyotitlerde alterasyon ile klorite dönüşmektedir. Plajiyoklazlar yarı özşekilli, prizmatik bileşenler halinde polisentetik ikizlenme göstermektedir. Plajiyoklazlarda serisitleşme türü alterasyonlar mevcuttur. Kuvarslar dalgalı sönmeli, düzgün temiz yüzeyli özşekilsiz bileşenler halindedir. Yer yer yeniden kristallenmeyi gösteren üçlü kavşaklar mevcuttur. Turmalinler yuvarlağımsı şekilde ve sarımsı yeşil pleokroizma rengine sahiptir. Zirkonlar, biyotitlerin içerisinde pleokroik haleleri ile tanınmaktadır.



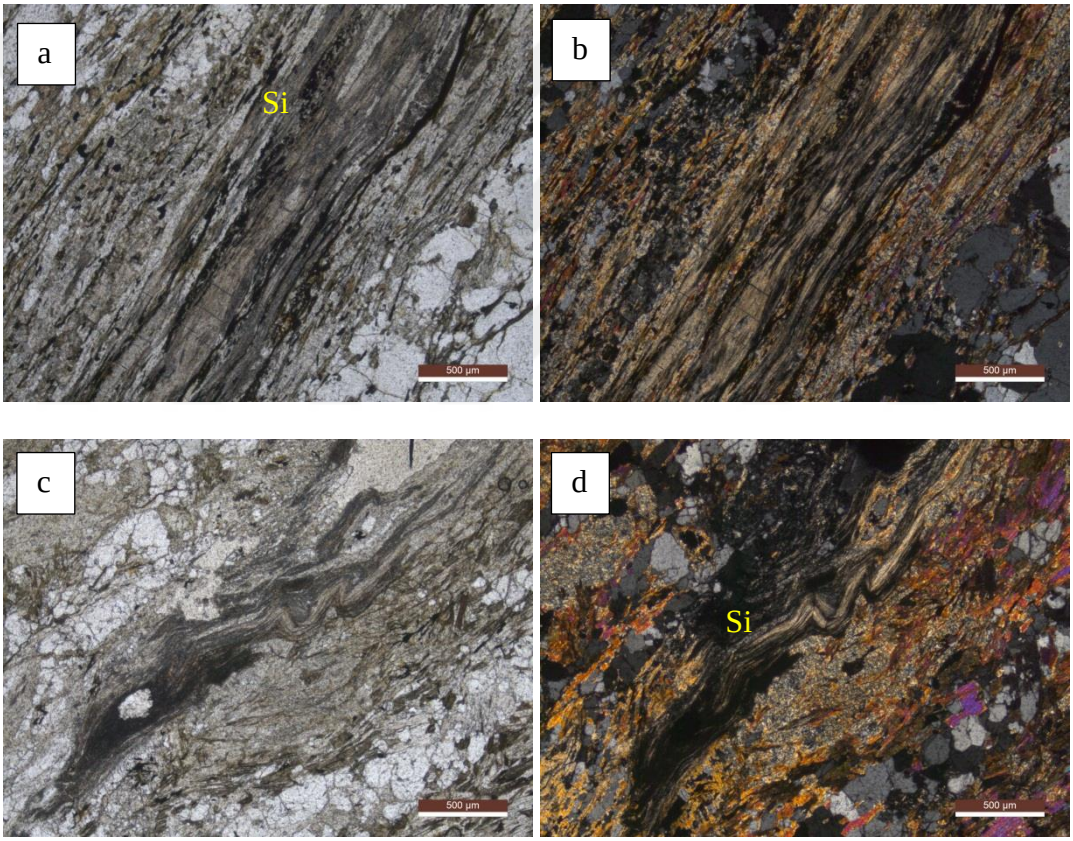
Şekil 4.60. Granat biyotit şist kayasının grano-lepidoblastik dokunun a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Gr-Granat, Ku-Kuvars).

Granat-sillimanit-mika şist/gnays: Granat +sillimanit +muskovit +biyotit +plajiyoklaz +ortoklaz +kuvars ±turmalin ±andaluzit ±zirkon ±apatit ±opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Kaya grano-fibro-lepidoblastik doku göstermektedir (Şekil 4.61a, b).

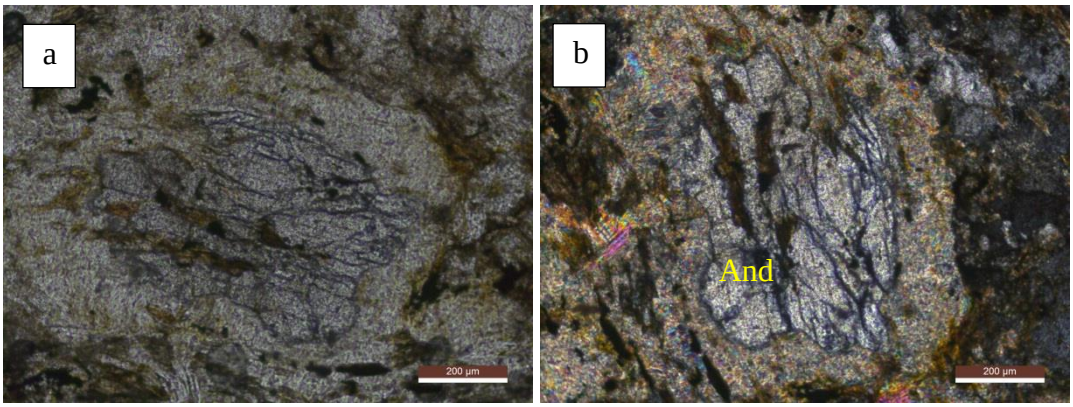
Granatlar küçük-orta taneli yuvarlağımsı şekilli veya kalıntı parça şeklindedir. Sillimanitler kahverenkli kümeler halinde iğnemsi, lifsi şekillerde gözlenir (Şekil 4.62a,b). Sillimanitler deformasyon sonucu kıvrımlanmışlardır (Şekil 4.62c, d). Muskovitler renksiz, yassı şekilli olup tek yönde dilinim izi gösteren mineraller halinde gözlenmektedir. Biyotitler yassı levhamsı şekilli olup yeşil, kahverengimsi yeşil renkli ve kuvvetli pleokroik mineraller halinde izlenmektedir. Biyotitlerde kloritleşme türü alterasyonlar mevcuttur. Plajiyoklazlar yarı özşekilli, prizmatik bileşenler halinde zonlu ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Plajiyoklazlarda serisitleşme türü alterasyonlarda mevcuttur. Ortoklazlar düşük rölyefi birinci diziye ait girişim rengi ile karakteristiktir. Yer yer pertitleşmeler belirgin olarak gözlenmektedir. Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli özşekilsiz veya üçlü kavşaklar şeklinde granoblastik poligonal doku özelliği gösteren bileşenler halindedir. Turmalinler yuvarlağımsı şekilde ve sarımsı yeşil pleokroizma rengine sahiptir. Andaluzitler çok küçük kristaller halinde yavruağzı pleokroizma ve paralel sönme ile karakteristiktir (Şekil 4.63a, b). Zirkonlar, biyotitlerin içerisinde pleokroik haleleri ile tanınmaktadır. Apatitler biyotit minerallerinin içinde özşekil ve yarı özşekilli olarak bulunur.



Şekil 4.61. Granat-sillimanit-mika şist/gnays kayasındaki grano-fibro-lepidoblastik dokunun, a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü.



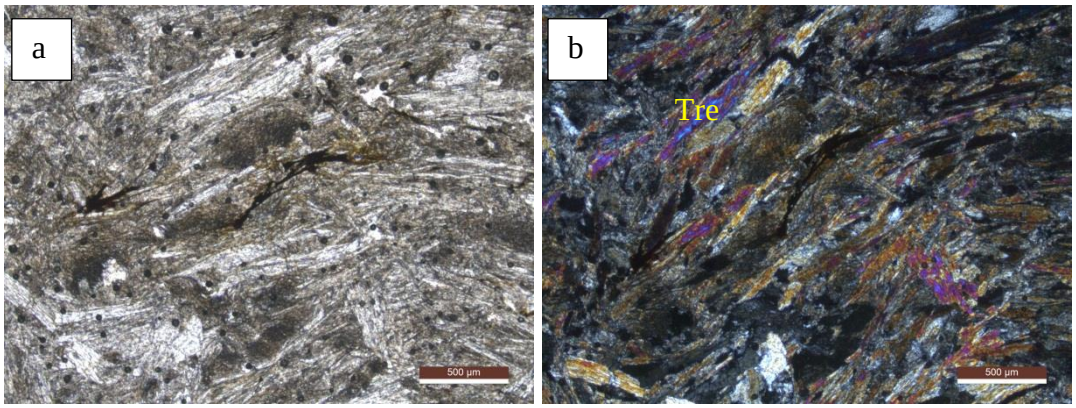
Şekil 4.62. Granat-sillimanit-mika şist/gnays kayasındaki, a-b) Kahverengi kümeler oluşturan lifsi sillimanit (Si) mineralleri görünümü. c-d) Sillimanit mineralindeki kıvrımların görünümü.



Şekil 4.63. Granat-sillimanit-mika şist/gnays kayasındaki andaluzit (And) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü.

Metabazit kayalar:

Tremolit-aktinolit şist: Ana mineral parajenezi: tremolit +aktinolit +plajiyoklaz ±kuvars mineral topluluğundan oluşur (Şekil 4.64a, b). Tremolitler renksiz, prizmatik-çubuksu tane şeklindedir. Aktinolitler çubuksu-prizmatik şekilli, soluk sarımsı yeşil renkli olup zayıf pleokroizma özelliği gösterir. c eksenine dik kesitlerinde birbirine dik olmayan iki yönlü dilinim izleri vardır. Plajiyoklazlar ince uzun şekilli olup polisentetik ikizlenme gözlenmektedir. Kuvarslar renksiz ve temiz yüzeylidir.

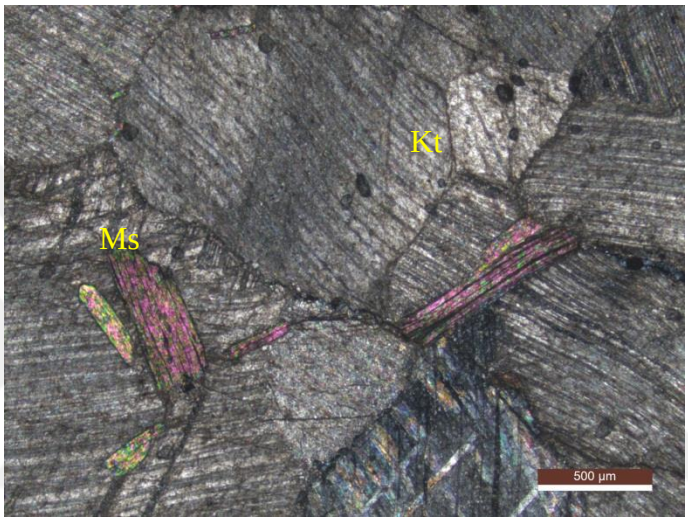


Şekil 4.64. Tremolit-aktinolit şist kayasının mineral birlikteliğinin a) tek ve b) çift nikol görünümü (Tre-Tremolit).

Metakarbonatlar

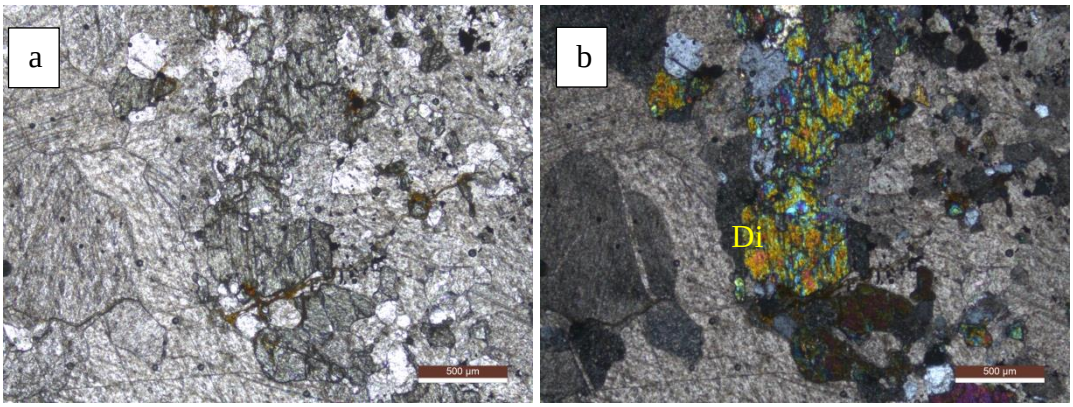
Birim içerdiği minerallere göre muskovit mermer ve diyopsit mermer gibi kaya türleri tanımlanmıştır.

Muskovit mermer: Muskovit +kalsit mineral parajenezine sahiptir (Şekil 4.65). Muskovitler renksiz, düşük rölyefi ve paralel sönmesi ile belirgindir. Canlı girişim renkleri karakteristiktir. Kalsitler iri-orta tane boyutuna sahip basınç ikizlenmesi gösteren kristaller halindedir. Kaya granoblastik, yer yer poligonal doku gösterir.



Şekil 4.65. Mermerlerdeki muskovit (Ms) ve kalsit (Kt) mineralinin çift nikol görünümü.

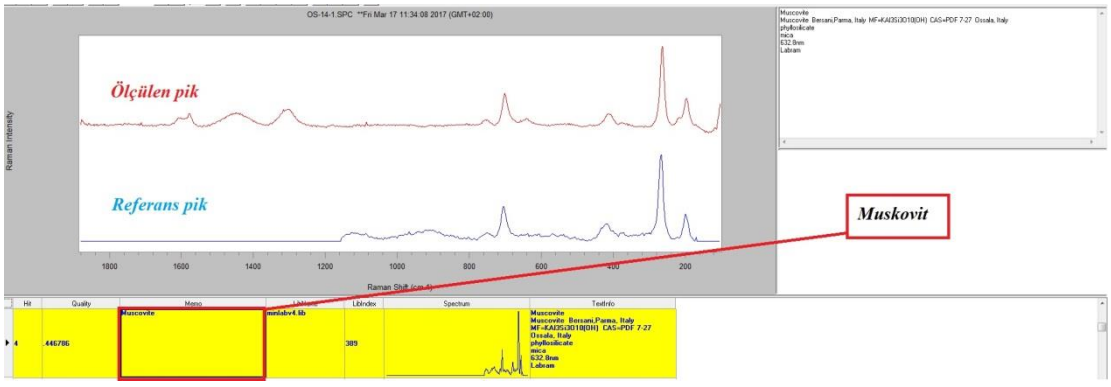
Diyopsit mermer: Diyopsit +kalsit mineral parajenezine sahiptir (Şekil 4.66a, b). Diyopsitler yuvarlak elips ve prizmatik şekillidir. Soluk sarımsı yeşil renkli olup zayıf pleokroizma göstermektedir. Kalsitler orta-iri kristalli ve yuvarlağımsı şekillerdedir. Basınç ikizleri gelişmiştir. Kaya granoblastik doku gösterir.



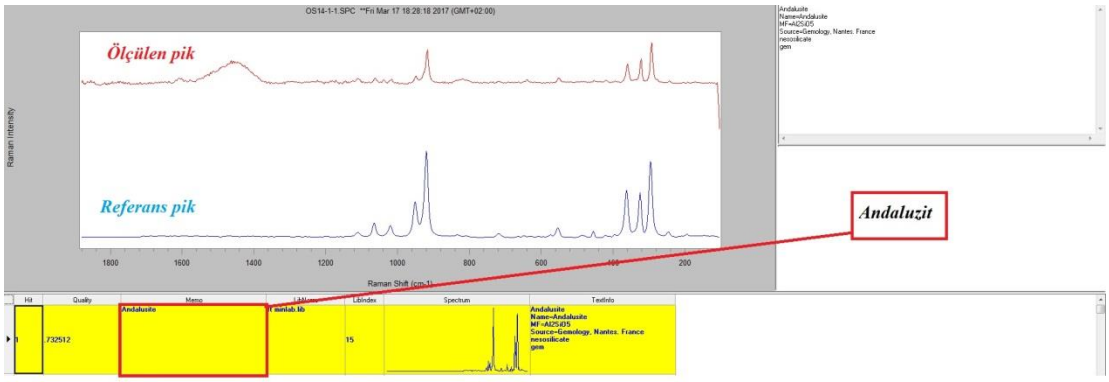
Şekil 4.66. Mermerlerdeki diyopsit (Di) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü.

Seksenuşağı metamorfitinde krs çalışmaları

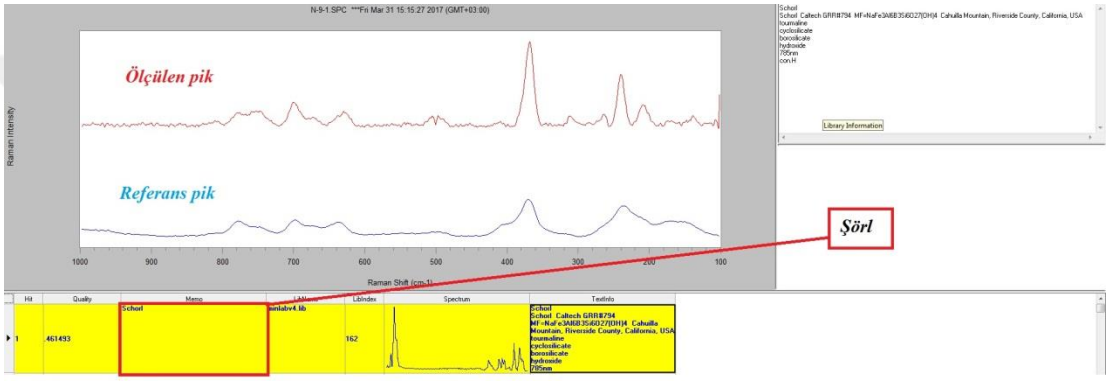
Seksenuşağı Metamorfiti makroskobik olarak gri-kahverengi, yeşilimsi gri, grimsi renklerde şist ve gnays dokulu kayaçlardan oluşmaktadır. Mineralojik bileşimi sillimanit +biyotit +muskovit +kuvars +plajiyoklaz +granat ±andaluzit ±opak mineral ± zirkon ±turmalin minerallerinden oluşmaktadır. KRS ile yapılan çalışmalar sonucu petrografide tanımlanan muskovit, andaluzit, plajiyoklaz ve turmalin minerallerinin raman pikleri ve turmalin mineralinin türünün şörl olduğu ortaya konmuştur (Şekil 4.67, 68, 69).



Şekil 4.67. OS14-1 numaralı Seksenuşağı Metamorfiti içerisindeki muskovit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



Şekil 4.68. OS14-1-1 numaralı Seksenuşağı Metamorfiti içerisindeki andaluzit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.

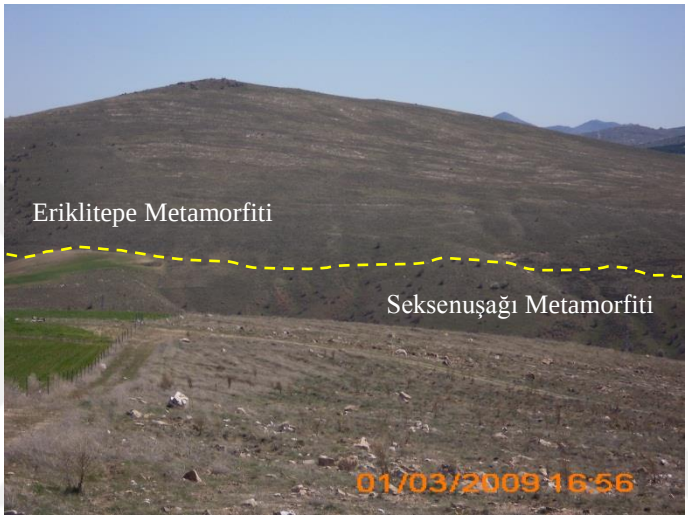


Şekil 4.69. N-9-1 numaralı Seksenuşağı Metamorfiti içerisindeki turmalin mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.

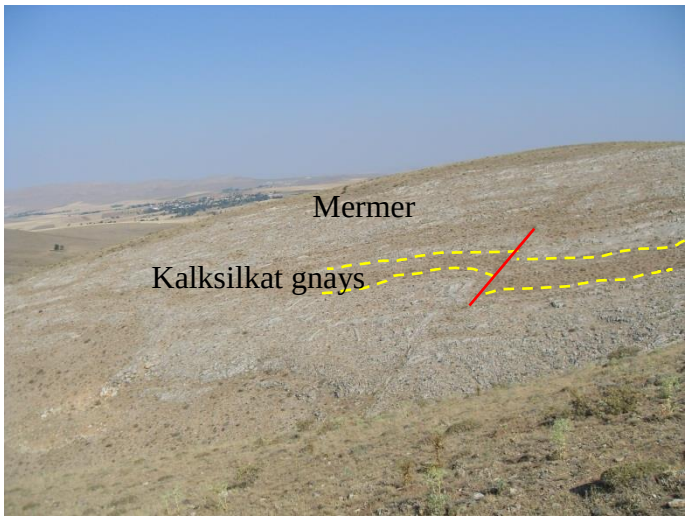
4.3.2.2. Eriklitepe metamorfiti

İnceleme alanının güney ve orta kesimlerinde genelde Navruz tepe, Pınardağı, Mermerlik tepe, Erikli Tepe, Armutlu Tepe, Sırayalar dağı, Göbek tepe ve Çal dağı tepede geniş mostralar sunmaktadır (Şekil 4.70). Metamorfit baslıca kalksilikat şist/gnays, mermer ve mercek şekilli amfibolit, yarı pelitik ara katkı ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 4.71) . Kalksilikatik şist/gnayslar grimsi-kahverengi, yeşilimsi-gri renklerde gözlenirken. Kalksilikatik şist/gnays ve mermerlerde kıvrımlı kırıklı yapılar mevcuttur (Şekil 4.72a, b, c, d). Amfibolitler koyu yeşil, yeşilimsi-siyah renklerdedir (Şekil 4.73a, b). Mermerler açık gri, gri ve beyaz renklerde masif görünümlü olarak görülmektedir (Şekil 4.74). Seksenuşağı Metamorfiti üzerine uyumlu olarak örter biçimde Eriklitepe Metamorfiti gelmektedir. Metamorfit, Seymen (1981) tarafından Tamadağ Formasyonu olarak adlandırılan ve Tolluoğlu

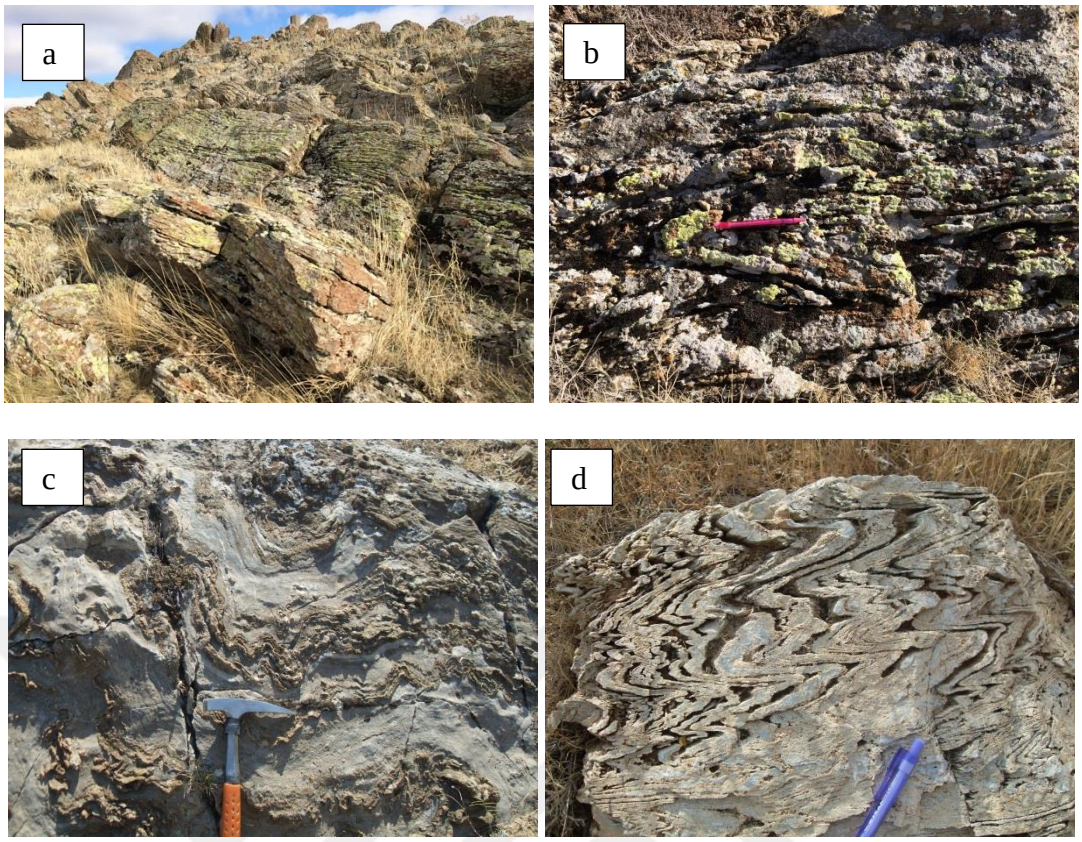
(1986) tarafından Naldökendağ Formasyonu olarak adlandırılan birimler ile deneştirilebilir. Koçak (1993) Tamadağ Formasyonundaki mermerlerin asetik asit ile işlem görmesiyle elde edilen kalıntıda akritarklardan Leiosphaeridia ve Lophosphaeriduim sp ve graptolidlerden muhtemelen Retiolites sp. parçaları bulmuştur. Tamadağ Formasyonunun üst kesimlerdeki mermerlerde ise bilinen ilk makro fosil olan mercanlardan Heliolites paeckelmannophora sp. bulmuştur. Mercan Alt Silüriyen-Üst Devoniyen yaşını verirken akritarklar Kambriyen-Devoniyen aralığını vermektedir.



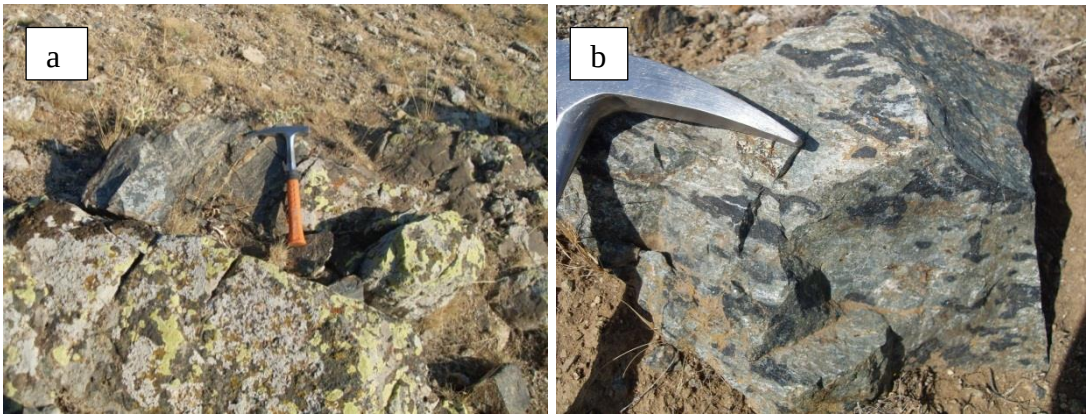
Şekil 4.70. Eriklitepe Metamorfitinin genel görünümü.



Şekil 4.71. Eriklitepe Metamorfiti mermer ve kalksilikatik şist/gnays görünümü.



Şekil 4.72. Eriklitepe Metamorfitindeki**,** a-b-c-d-) Kalksilikatik şist/gnayslardaki kıvrımlı yapıların görünümü.



Şekil 4.73. Eriklitepe Metamorfitindeki, a-b) Yanal devamlılığı olmayan amfibolit merceklerinin görünümü.

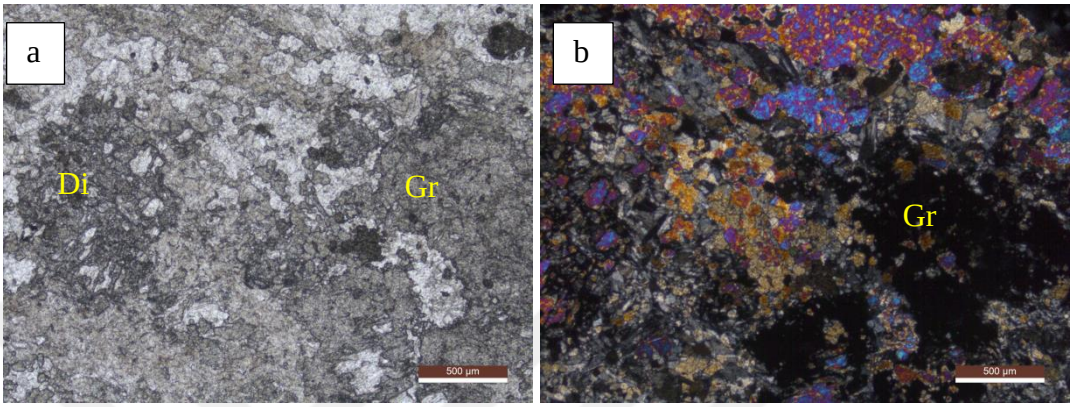
Şekil 4.74. Eriklitepe metamorfiti mermerlerinin arazi görünümü.

Eriklitepe Metamorfiti petrografisi

Eriklitepe Metamorfiti kayalarında yarı karbonat ve metakarbonatlar baskın olup, yarı pelitik ve metabazik ara katkılar içermektedir. Yarı karbonatlı kayalar, granat kalksilikatik gnays ve kalksilikatik gnays olmak üzere iki kaya grubu tanımlanmıştır. Yarı pelitik seviyeler granat-biyotit- kuvars şist, metabazik kökenli seviyelerde tremolit aktinolit şist ve amfibolşist, metakarbonat seviyeleri muskovit mermer, biyotit mermer ve diyopsit mermer olarak tanımlanmıştır. Bu kaya gruplarının petrografik özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

Granat kalksilikat gnays: Kaya grubunun ana mineral parajenezi; Plajiyoklaz +diyopsit +granat +skapolit +kuvars +klinozoisit/zoisit ±kalsit ±titanit ±opak mineral'dir. Kaya grano-nematoblastik doku göstermektedir (Şekil 4.75a, b). Plajiyoklazlar yarı öz şekilli, iri taneli, prizmatik bileşenler halindedir. Polisentetik ikizlenmeli olarak ince kesitlerde izlenir. Diyopsitler renksiz veya çok açık yeşil renkli olup çok zayıf pleokroizma göstermektedir. Yüksek rölyefi ve canlı girişim rengi ile karakteristiktir. Yarı özşekilli, prizmatik veya yuvarlağımsı şekillerde izlenmektedir. Tek yönde veya birbirine dike yakın iki yönlü dilinim izi göstermektedir. Granatlar yarı özşekilli, kırıklı çatlaklı bir yapıya sahiptir. Yüksek rölyefi ve izotrop olmasıyla kolayca tanınmaktadır. Skapolitler yuvarlağımsı şekilli,

düşük röliyefi ve canlı girişim rengi ile kolayca tanınmaktadır. Kalsitler yarı özşekilli ve basınç ikizlenmesi gösterir. Kuvarslar dalgalı sönme gösteren öz şekilsiz bileşenler halindedir. Klinozoisit/zoisit mineralleri düşük rölyef ve mavimsi mor girişim rengi ile tespit edilmektedir. Titanitler özşekilli ve yarı özşekilli ve yüksek rölyefi ile tanınmaktadır.

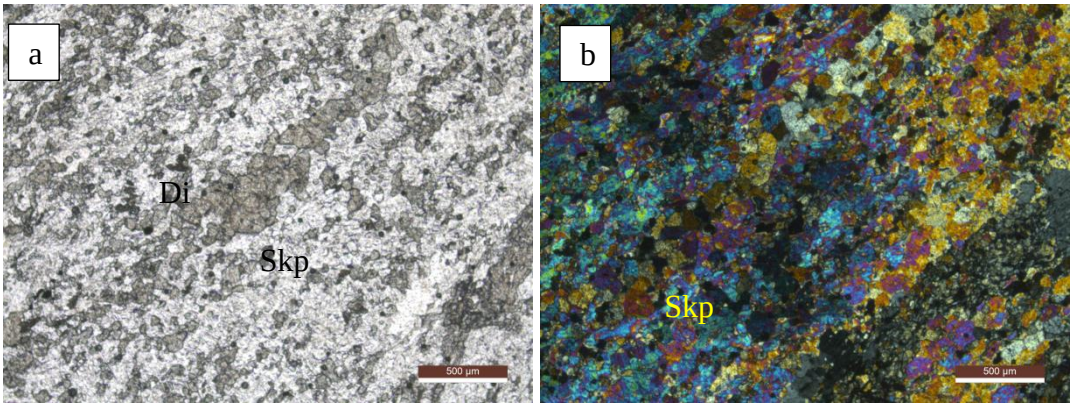


Şekil 4.75. Granat kalksilikat gnays kayasının ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Di-Diyopsit, Gr-Granat).

Kalksilikat gnays: Kaya grubunun ana mineral parajenezi; Diyopsit +plajiyoklaz +skapolit + kuvars +kalsit +klinozoisit/zoisit +titanit ±opak mineral bileşenlerinden oluşmaktadır (Şekil 4.76a, b).

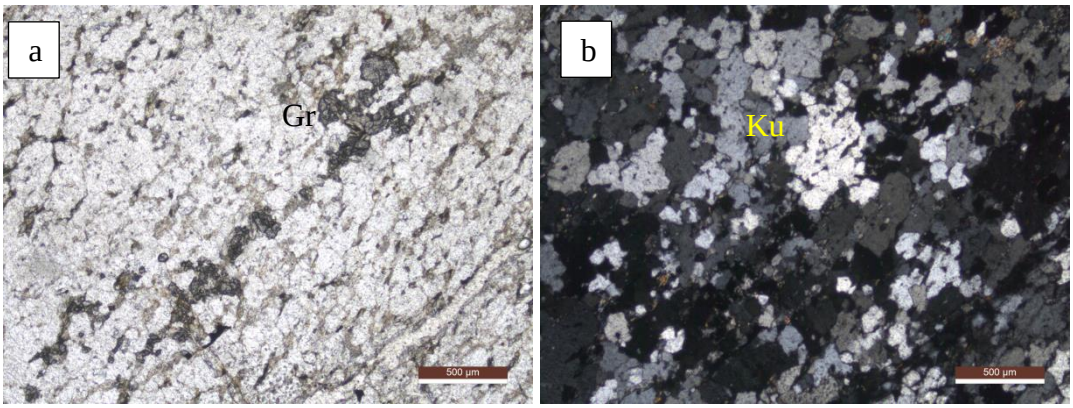
Diyopsitler yarı özşekilli, yuvarlağımsı, prizmatik şekillerde gözlenir. Renksiz veya açık yeşil pleokroizma rengine sahiptir. Birbirine dik iki yönde ve tek yönde dilinim izi gösteren prizmatik kristaller halinde izlenir. Tek yönde dilim izi gösteren kesitlerinde dilinim izine göre 38-48$^{o'}$lik sönme açısına sahiptir. Girişim rengi birinci dizinin gri ve ikinci dizinin turuncu renklerini göstermektedir. Plajiyoklazlar yarı özşekilli, prizmatik şekilli, polisentetik ikizlenmeli bileşenler halindedir. Skapolitler yuvarlağımsı şekilli birbirine dik iki yönlü veya tek yönlü dilinim izine sahiptir. Paralel sönmesi ve canlı girişim rengi ile karakteristiktir. Kuvarslar özşekilsiz olup dalgalı sönme göstermektedir. Kalsitler yarı özşekilli bileşenler halinde ve yer yer poligonal kristal şekline sahiptir. Klinozoisit/zoisit mineralleri ince kesitte renksizdir. Çubuksal agregatlar veya öz şekilsiz taneler halinde bulunurlar. Eğik sönme gösterenleri klinozoisit, paralel sönme gösterenleri zoisittir. Mavimsi renk tonlarına sahip girişim rengi gösterirler. Titanitler özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde,

renksiz ve yüksek rölyefleri ile kolayca tanınırlar. Eşkenardörtgen şekilli kesitleri simetrik sönme gösterir. Kaya grano-nematoblastik doku gösterir.



Şekil 4.76. Kalksilikat gnays kayasının ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Di-Diyopsit, Skp-Skapolit).

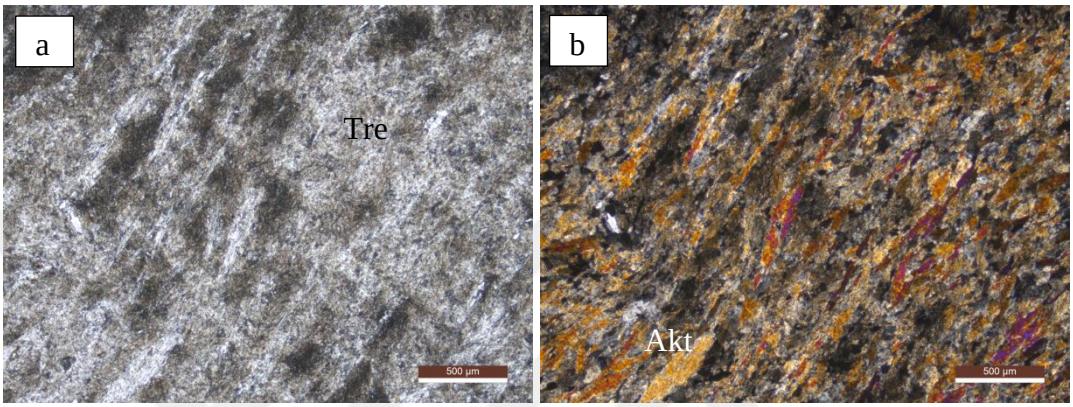
Yarı Pelitik kayalar: Granat +biyotit +kuvars +plajiyoklaz ±opak mineral birlikteliğinden oluşur (Şekil 4.77a, b). Kaya lepido-granoblastik doku göstermektedir. Granatlar foliasyon düzlemlerine uyumludur. Küçük tane boyutuna sahip olup, yüksek rölyefi ile ayırt edilmektedir. Biyotitler kahverenkli, tek yönde dilinime sahiptir. Paralel sönme göstermektedirler. Kuvarslar orta tane boyutuna sahip, temiz yüzeylidirler. Plajiyoklazlar yarı özşekilli ve ikizlenme göstermemektedir.



Şekil 4.77. Yarı pelitik kaya grubunun ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Gr-Granat, Ku-Kuvars).

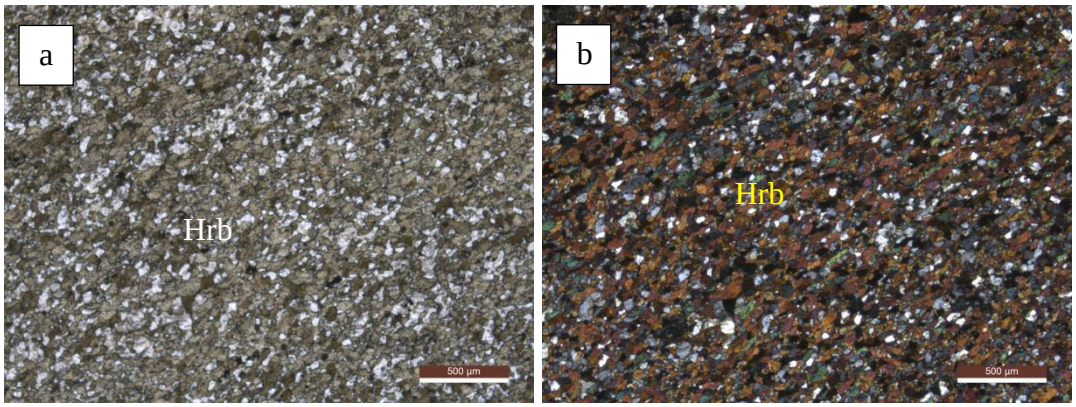
Metabazit kayalar:

Tremolit aktinolit şist: Tremolit +aktinolit ± opak mineral topluluğundan oluşur (Şekil 4.78a, b). Tremolitler prizmatik çubuksu iri taneli şekildedir. Optik engebesi yüksek pleokroizması yoktur. Aktinolitler soluk sarımsı yeşil renkli olup zayıf pleokroizma özelliği gösterir. Çubuksu agregatlarında tek yönlü dilinim izi belirgindir. Eğik sönme gösterirler. Kaya nematoblastik doku gösterir.

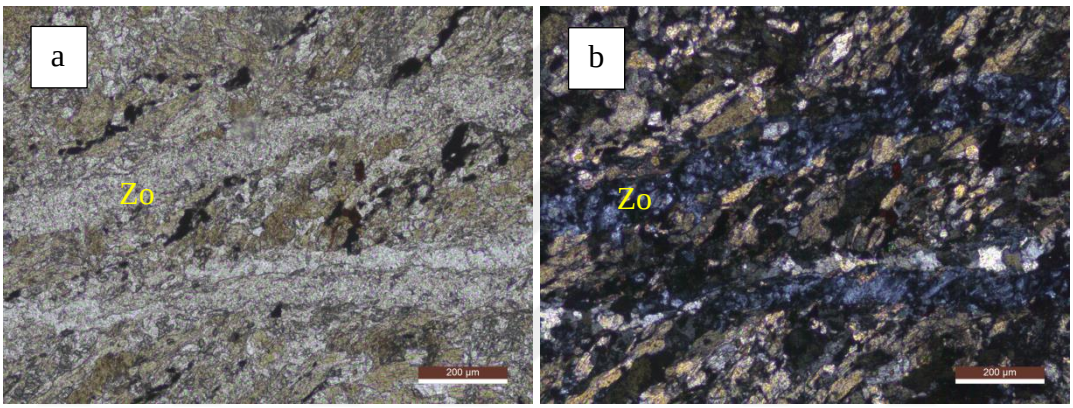


Şekil 4.78. Tremolit aktinolit şist kayasının ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Tre-Tremolit, Akt-Aktinolit).

Amfibolit şist: Hornblend (Hastingsit) +plajiyoklaz +kuvars ±zoisit/klinozoisit ±opak mineral topluluğundan oluşur (Şekil 4.79a, b). Kaya nemato-granoblastik dokuludur. Hornblend ve plajiyoklazlar ana bileşenleri oluştururken zoisit/klinozoisit ikincil mineralleri oluşturur. Horblendler orta-yüksek rölyefi, haki yeşil rengi ile karakteristiktir. Plajiyoklazlar temiz yüzeyli ve gri girişim rengi ile ayırt edilmektedir. Plajiyoklazlarda ikizlenme zayıftır. Kuvarslar temiz yüzeylidir. Zoisit/klinozoisit mineralleri mavi-lacivert girişim rengi, paralel ya da eğik sönmesi ile karakteristiktir (Şekil 4.80a, b).



Şekil 4.79. Amfibolit şist kayasının ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Hrb-Horblend).

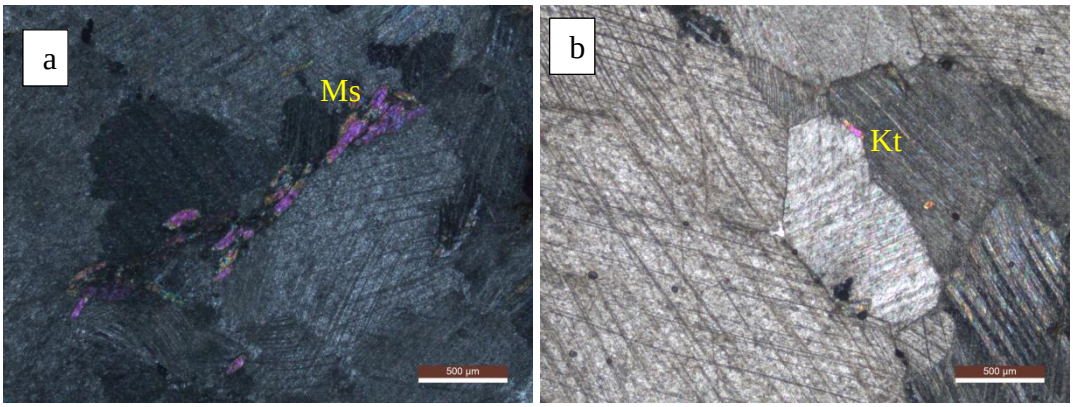


Şekil 4.80. Zoisit/klinozoisit (Zo-Zoisit) mineralleri mavi-lacivert girişim rengi, a) tek nikol b) çift nikol görünümü.

Metakarbonatlar:

Muskovit mermer

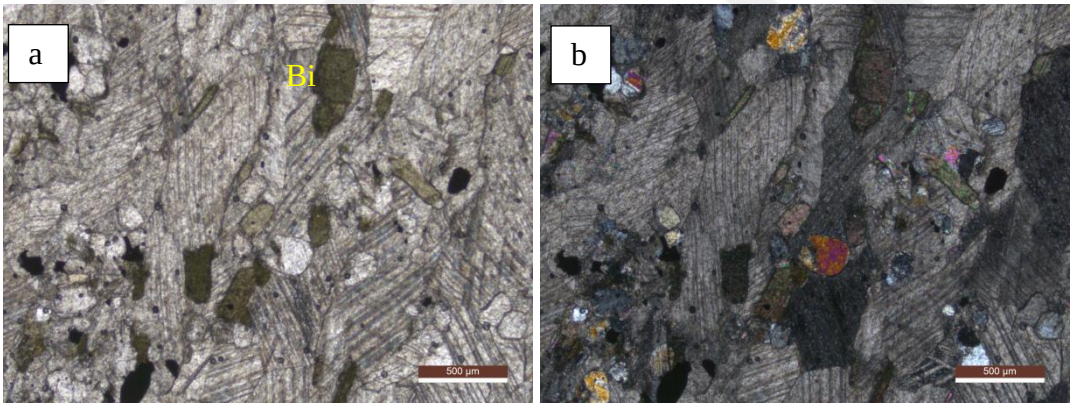
Birimin ana bileşenini kalsit oluşturmaktadır. İri-orta taneli, yaklaşık eş boyutlu, yarı özşekilli ve basınç ikizlenmesi gösteren bileşenler halindedir. Muskovitler düşük-orta rölyefli, renksiz, pleokroizmasız ve çift nikolde paralel sönmesi ve canlı girişim rengi ile tanınır (Şekil 4.81a). Granoblastik yer yer yeniden kristallenmeyi gösteren granoblastik poligonal doku sergilemektedir (Şekil 4.81b).



Şekil 4.81. a) Muskovit mermer kaya grubundaki muskovit mineralinin çift nikol görünümü. b) Kaya grubundaki granoblastik, poligonal dokunun görünümü (Ms- Muskovit, Kt-Kalsit).

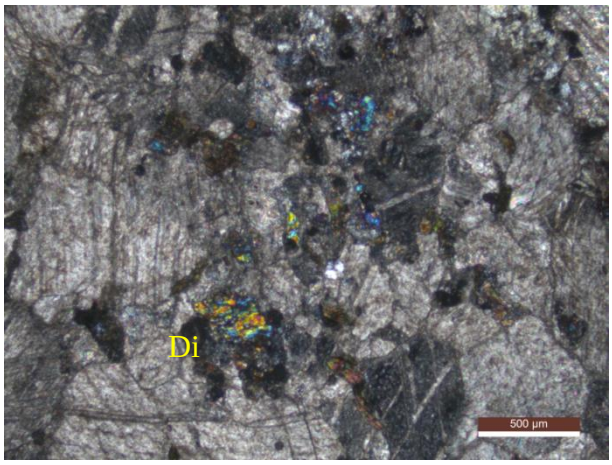
Biyotit mermer

Birimin ana bileşenini kalsit oluşturmaktadır. İri-orta taneli, yaklaşık eş boyutlu, yarı özşekilli ve basınç ikizlenmesi gösteren bileşenler halindedir. Biyotitler tek nikolde yeşil pleokroizması ile karakteristiktir (Şekil 4.82a, b). Orta rölyefli ve paralel sönmesi ile tanınır. Kaya granoblastik doku göstermektedir.



Şekil 4.82. Biyotit mermer kayasının ana mineralojik bileşiminin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü (Bi-Biyotit).

Diyopsit Mermer: Kaya grubunun ana mineral parajenezi; Diyopsit +kalsit ±opak mineral bileşenlerinden oluşmaktadır (Şekil 4.83). Kaya granoblastik dokuludur. Diyopsitler yüksek rölyefi, uçuk yeşilimsi pleokroizma rengi ve canlı girişim rengi ile görülmektedir. Kalsitler yaklaşık eş boyutlu basınç ikizlenmesi sergileyen ana bileşenler halindedir.



Şekil 4.83. Diyopsit mermer kayasının mineralojik bileşiminin çift nikol görünümü (Di-Diyopsit).

4.4. Magmatitler

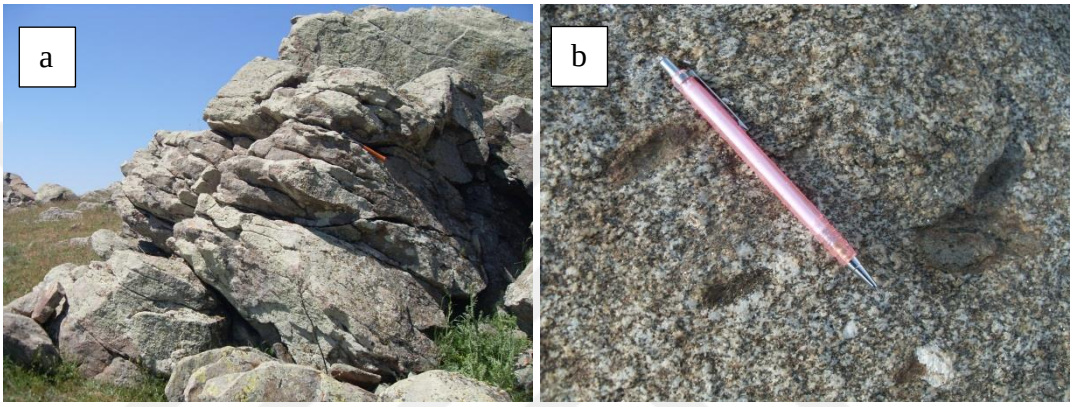
Magmatitler; Ekecikdağı Magmatik Birliği (Toksoy-Köksal, 2016) ve Ağaçören İntrüzif Takımı (Kadıoğlu, 1996) olarak iki ana başlık halinde incelenmiştir. Magmatitler, Dedetepe Metasedimanter Birliği ve Navruztepe Metasedimanter Birliğine sokulum yapar.

Ekecikdağı Magmatik Birliği, kabuk katkısı baskın, manto katkısı düşük, peralüminalı, magmatik kayaları temsil eder. Ağaçören İntrüzif Takımı ise manto katkısı baskın kabuk katkısı düşük, metalüminalı karakter sergileyen magmatik kayalardan oluşur. Kabuk katkısı baskın magmatitler Çatalçeşme Granodiyoriti ve Namlıkışla Andaluzit Graniti olarak iki birime ayrılmıştır. Manto katkısı baskın, Ağaçören İntrüzif Takımı gabro, diyorit/granodiyorit, granit, alkali feldispat granit ve granodiyorit porfir bileşimli magmatik kaya türevlerinden oluşmaktadır. Kabuk katkısı baskın, peralüminalı, felsik, Meryem Pınarı Graniti, hibrit karakterli Ağaçören İntrüzif Takımını keser. Kabuk katkısı baskın Ekecikdağı Magmatik Birliği, manto katkısı baskın Ağaçören İntrüzif Takımı tarafından kesilir.

4.4.1. Ekecikdağı magmatik birliği

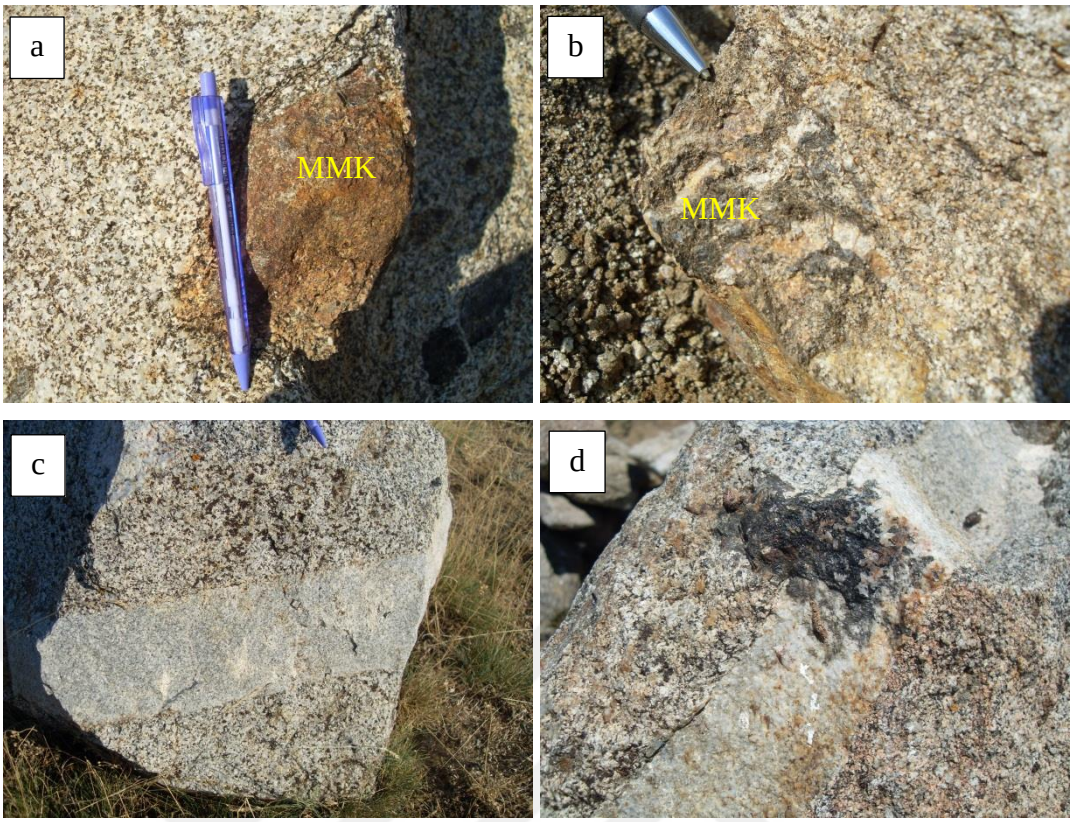
4.4.1.1. Çatalçeşme granodiyoriti

Çalışma alanının kuzeybatısında; Çatalçeşme köyü civarı ve Abdiuşağı köyü güneyinde, Cafer Tepe ve Böğelek Tepede geniş yayılım göstermektedir (Şekil 4.84a, b). Çatalçeşme Granodiyoriti makroskobik olarak koyu gri renkli, orta-iri taneli ve faneritik dokuludur. Ana bileşenleri olarak kuvars, K-feldispat, plajiyoklaz ve biyotit mineralleri oluşturur.



Şekil 4.84. a-b) Çatalçeşme Granodiyoritinin arazi görünümleri.

Dedetepe ve Navruztepe Metasedimanter Takımları, Çatalçeşme Granodiyoriti tarafından kesilmektedir. İçerisine metapelitlerin ve metateksitlerin ksenolitlerini almıştır (Şekil 4.85a, b). Namlıkışla Andaluzit Graniti tarafından kesilir (Şekil 4.85c, d). İçerisinde koyu renkli, yuvarlak-elips şekilli, ana kaya ile keskin dokanaklı magma segregasyonu yer alır. Çatalçeşme Granodiyoriti ve Namlıkışla Andaluzit Graniti, Ağaçören İntrüzif Takımına ait gabrolar tarafından kesilir. Genç tektonik etkilerle Namlıkışla Andaluzit Graniti, Çatalçeşme Granodiyoriti üzerine itilmiştir. Çatalçeşme Granodiyoriti de Ağaçören İntrüzif Takımına kuzeye eğimli ters faylar boyunca üzerler. Önceki çalışmalarda Namlıkışla Biyotit Graniti (Kadıoğlu, vd., 2003; Köksal vd., 2007) olarak adlandırılan birim, bu çalışmada Çatalçeşme Granodiyoriti olarak adlandırılmıştır. Köksal, vd., (2007) tarafından 'S' tipi granitoid olarak tanımlanmış ve zirkonlardan elde edilen U-Pb yaşlandırma yöntemiyle birimin yaşının 83.8±0.95 My olduğu belirtilmiştir.

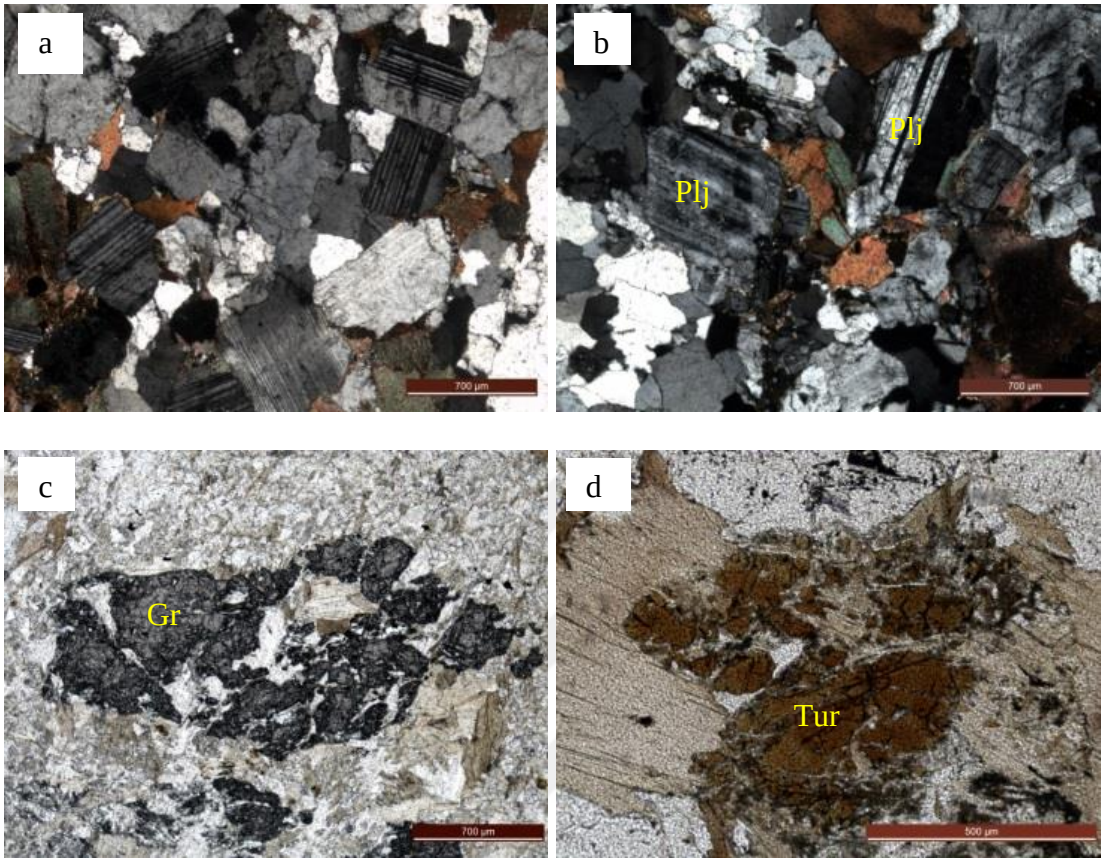


Şekil 4.85. a-b) Çatalçeşme Granodiyoriti içindeki metateksit migmatit kaya ksenolitinin (MMK) görünümü. c-d) Çatalçeşme Granodiyoritini kesen Namlıkışla Andaluzit Granitinin görünümü.

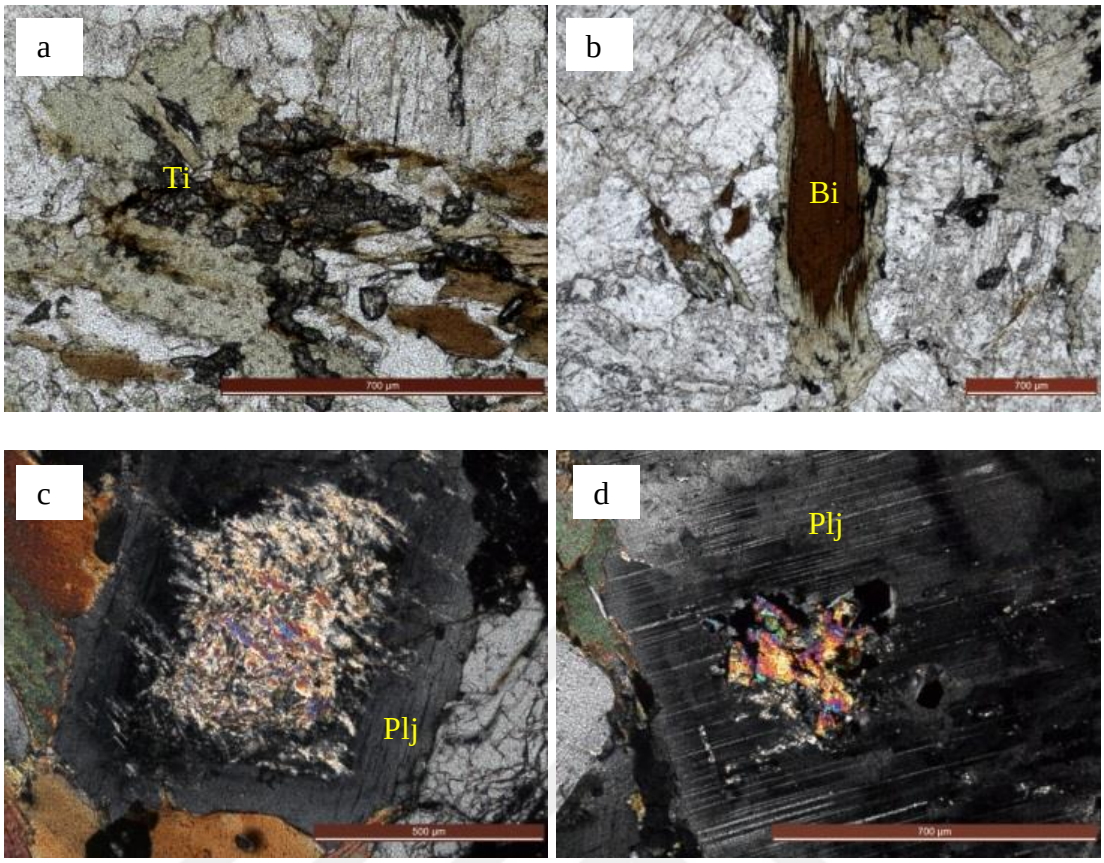
Çatalçeşme granodiyoriti petrografisi

Çalışma alanındaki Çatalçeşme Granodiyoritinin mineralojik ve petrografik özelliklerin belirlenmesi amacıyla 27 adet kaya örneği alınmıştır. Bu kaya örneklerinin tamamının ince kesitleri incelenmiştir. Çatalçeşme Granodiyoritinin mineralojik bileşimi; Biyotit +plajiyoklaz +ortoklaz +kuvars ±apatit ±granat ±zirkon ±turmalin ±titanit ±opak mineral bileşimine sahiptir ve holokristalin, hipidiyomorf, tanesel dokuludur (Şekil 4.86a). Biyotitler levhamsı şekli ve kahverengi pleokroizması ile tanınır. Plajiyoklazlar düşük rölyefli, prizmatik şekilli bileşenler halindedir. Polisentetik ikizlenme ve zonlu dokulu olarak gözlenir (Şekil 4.86b). Plajiyoklazların anortit içerikleri albit-andezin arasında değişmektedir. Ortoklazlarda pertitik doku yaygındır. Granatlar öz şekilsiz, ince, orta taneli, optik engebesi yüksek ve izotroptur (Şekil 4.86c). Turmalinler orta, yüksek optik engebelidir (Şekil 4.86d). Titanitler ince taneli optik engebesi yüksektir (Şekil 4.87a). Biyotitlerde kloritleşme

türü alterasyon gelişmiştir (Şekil 4,87b). Plajiyoklazlarda serisitleşme ve sossuritleşme türü alterasyon gelişmiştir (Şekil 4,87c, d).

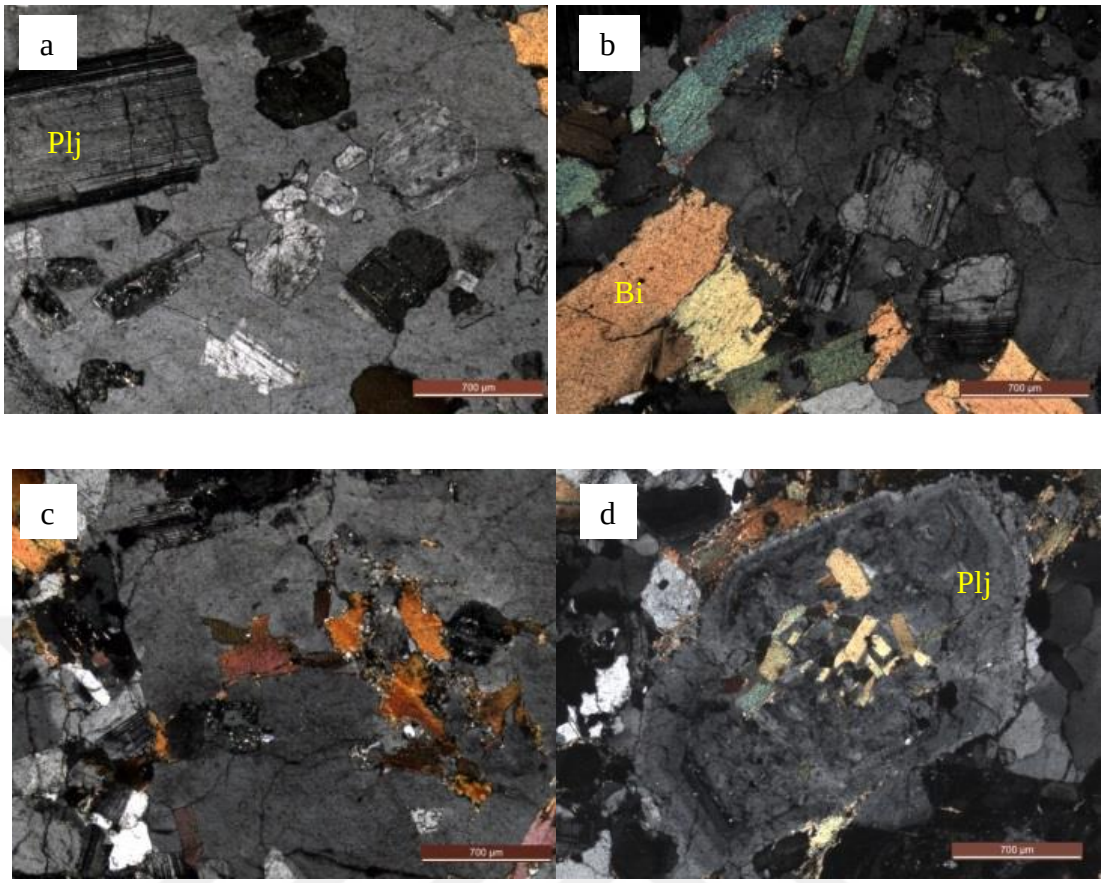


Şekil 4.86. Çatalçeşme Granodiyoritinin, a) Tanesel dokusunun görünümü. b) Kaya içerisindeki plajiyoklaz (Plj) mineralinin çift nikol, polisentetik ikizlenmeli ve zonlu görünümü. c) Kaya içerisindeki granat (Gr) mineralinin tek nikol görünümü. d) Kaya içerisindeki turmalin (Tur) mineralinin çift nikol görünümü.

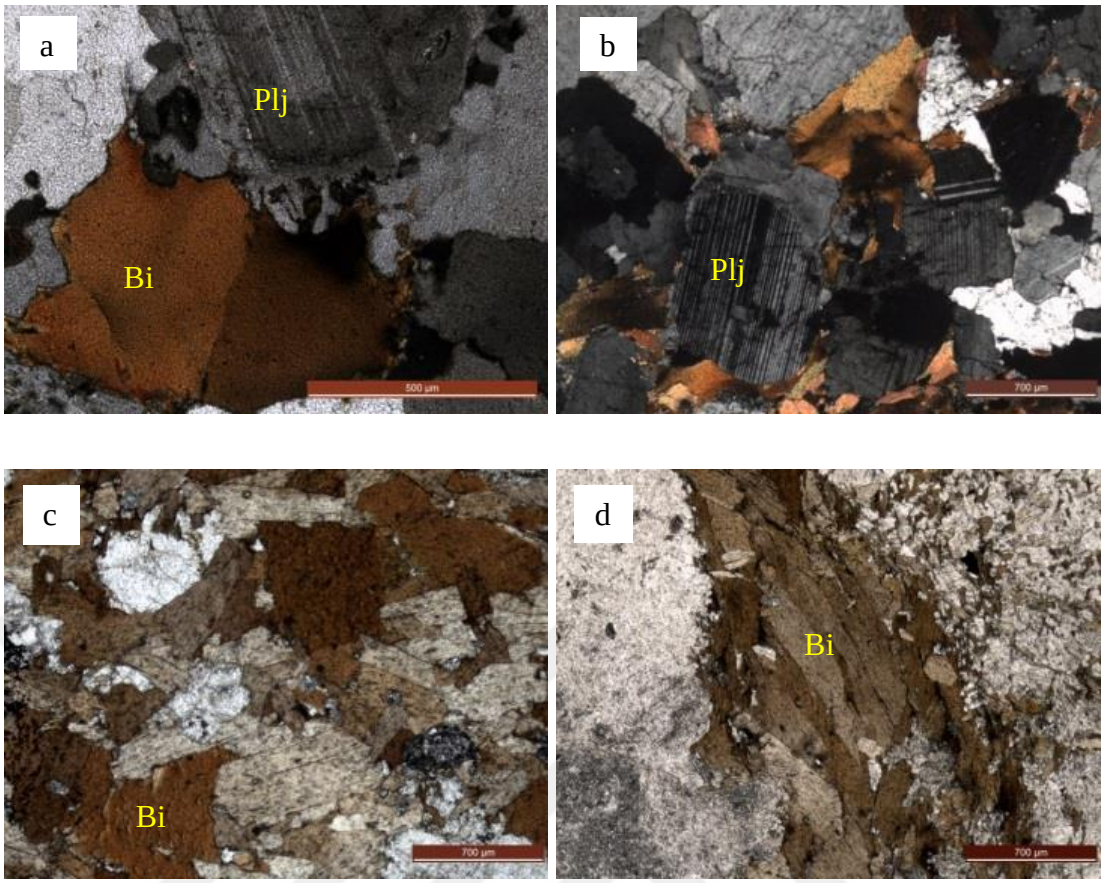


Şekil 4.87. Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki, a) Titanit (Ti) mineralinin tek nikol görünümü. b) Biyotit (Bi) mineralindeki kloritleşmenin tek nikol görünümü c) Plajiyoklas (Plj) mineralindeki serisitleşmenin çift nikol görünümü. d) Plajiyoklas (Plj) mineralindeki sossuritleşmenin çift nikol görünümü.

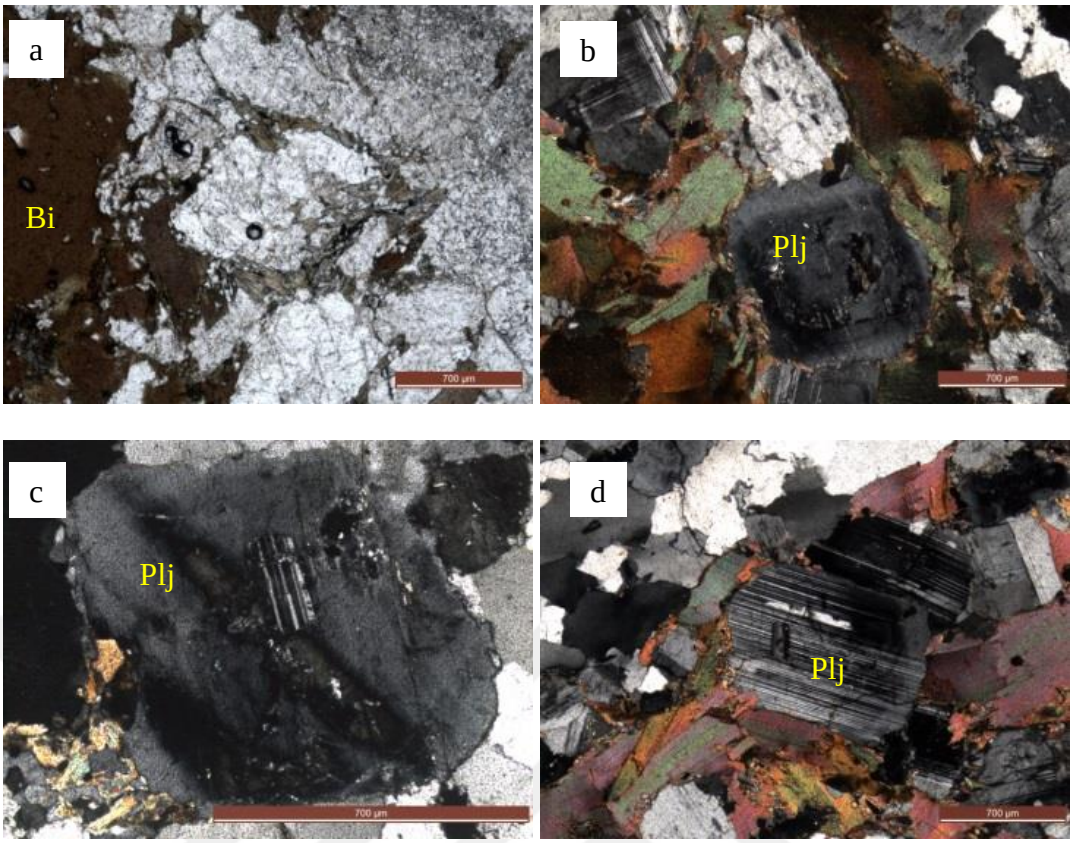
Magma karışım dokularından; zonlu plajiyoklas, plajiyoklas lataları, bıçağımsı biyotit, poikilitik doku, antirapakivi dokusu, kuvars-biyotit osellar, plajiyoklas-biyotit osellar ve glomero porfirik doku türleri gözlenmektedir (Şekil 4.88a, b, c, d, 89a, b, c, d, 90a, b, c, d, 91a, b, c, d).



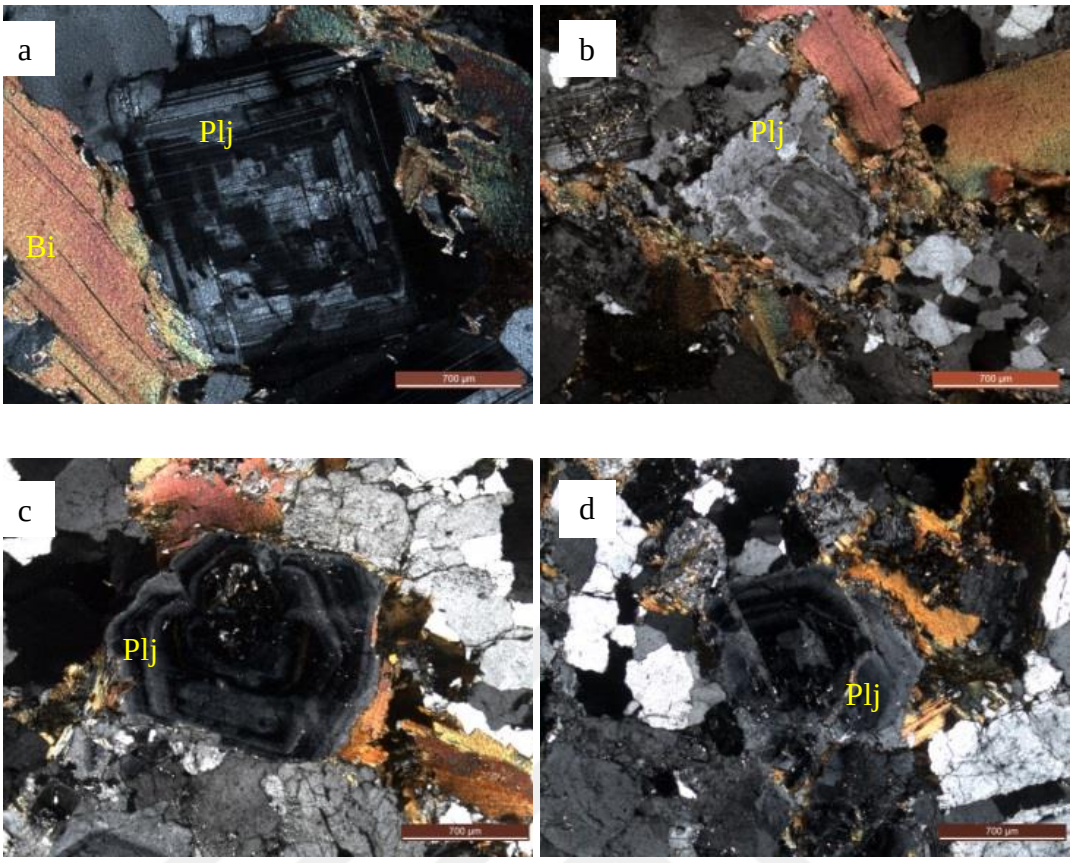
Şekil 4.88. Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki a-b) Antirapakivi dokunun, c-d) Poikilitik dokunun görünümü (Plajiyoklaz-Plj, Biyotit-Bi).



Şekil 4.89. Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki a-b) Bıçağımsı biyotit (Bi) dokusunun, c-d) Glomeroporfirik dokunun görünümü (Plajiyoklaz-Plj).



Şekil 4.90. Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki, a-b) Plajiyoklaz-biyotit(Bi) osellar dokusunun, c-d) Plajiyoklaz (Plj) içinde plajiyoklaz latalarının görünümü.



Şekil 4.91. Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki a-b) Süngerimsi, hücremsi plajiyoklaz (Plj) dokusunun, c-d) Zonlu plajiyoklaz dokusunun görünümü.

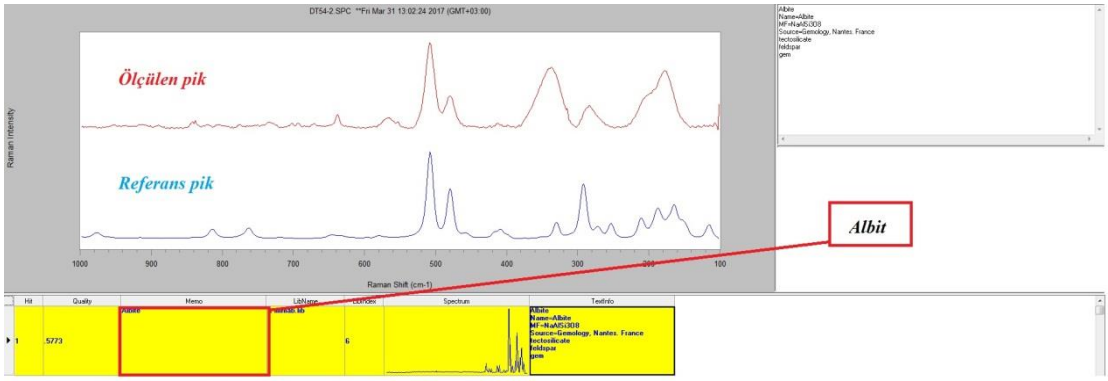
Çatalçeşme granodiyoritinde krs çalışmaları

Çatalçeşme Granodiyoriti (ÇGD), makroskobik olarak koyu gri renkli, orta-iri taneli ve faneritik dokuludur. İçerisinde koyu renkli, yuvarlak-elips şekilli, ana kaya ile keskin dokanaklı magma segregasyonu ve metamorfik kaya parçaları yer alır. Biyotit +plajiyoklaz +ortoklaz +kuvars ±apatit ±granat ±zirkon ±turmalin ±titanit ±opak mineral bileşimine sahiptir.

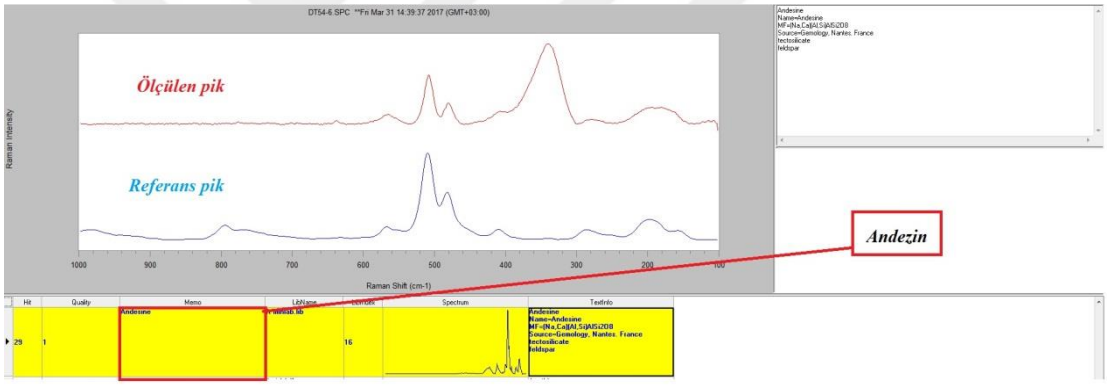
Plajiyoklaz

ÇGD de petrografik olarak tespit edilen plajiyoklaz mineralinin türüne yönelik dört farklı örnekte yapılan KRS çalışmasında plajiyoklaz minerallerinin Spectral ID tanımlamaları sonucu albit, andezin türü plajiyoklaz oldukları tespit edilmiştir (Şekil 4. 92, 93, 94, 95, 96, 97). Ayrıca aynı örnek içinde farklı plajiyoklaz minerallerinden

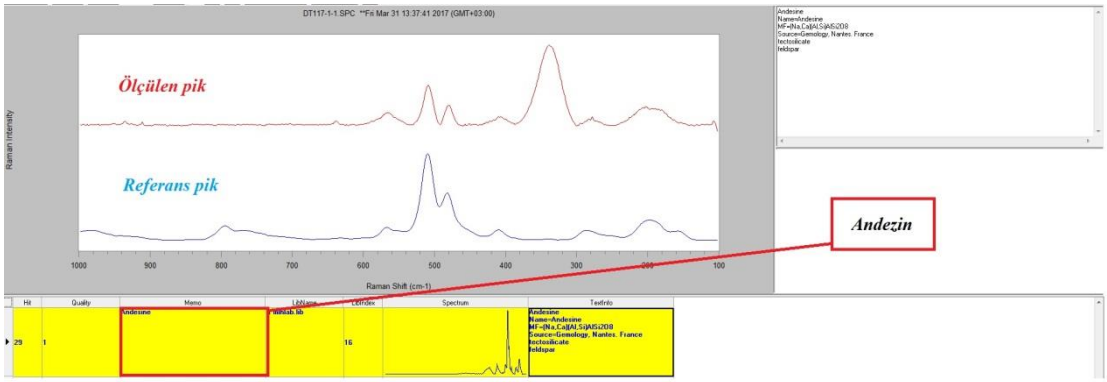
alınan ölçümlerde de albit ve andezin türü mineraller aynı örnek içinde beraber yer aldığı tespit edilmiştir.



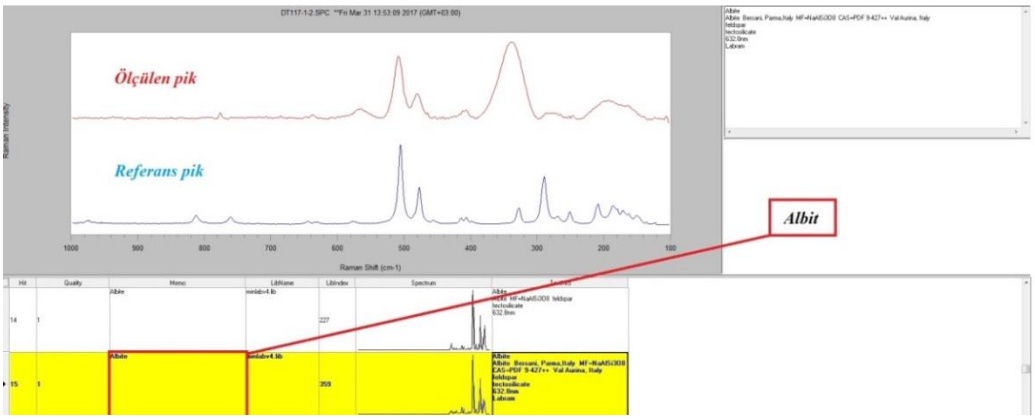
Şekil 4.92. DT54-2 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



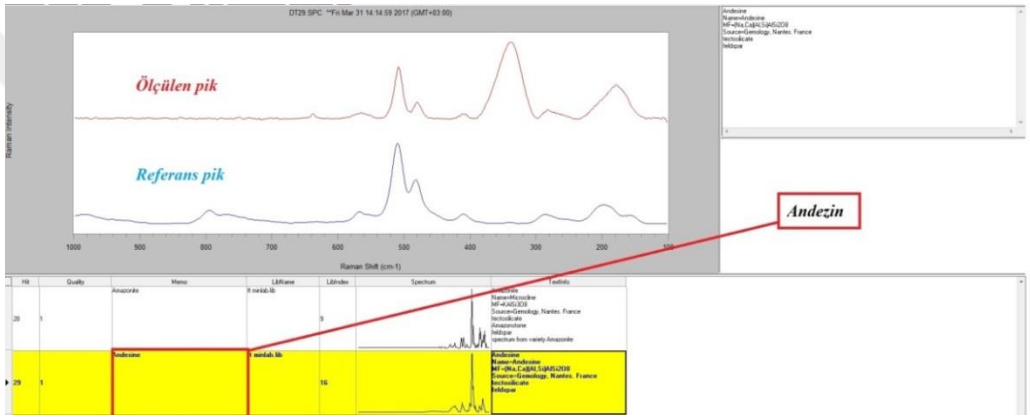
Şekil 4.93. DT54-6 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



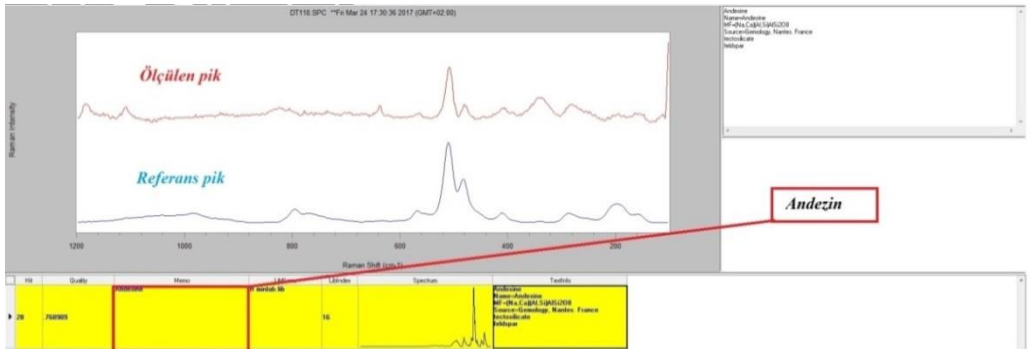
Şekil 4.94. DT117-1-1 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



Şekil 4.95. DT117-1-2 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



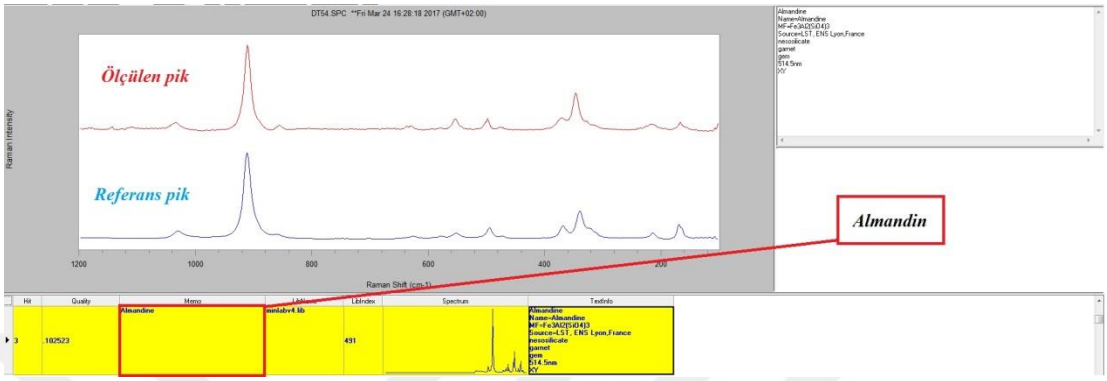
Şekil 4.96. DT29 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



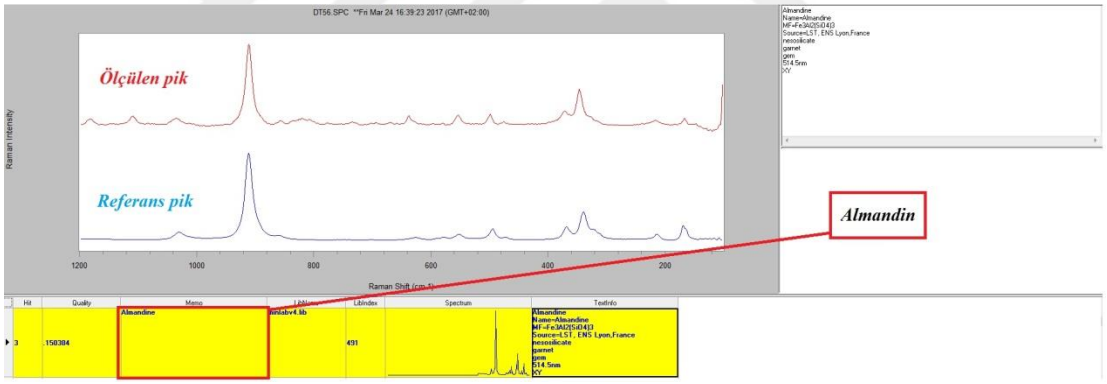
Şekil 4.97. DT 118 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki plajiyoklaz mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.

Granat

ÇGD'nin mineralojik bileşiminde yer alan granat mineralinin türüne yönelik yapılan çalışmada iki farklı örnekte de elde edilen Spectral ID sonucuna göre bu birimdeki granat minerallerinin Almandin türü olduğunu belirlenmiştir (Şekil 4.98, 99).



Şekil 4.98. DT-54 numaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



Şekil 4.99. DT-56 umaralı Çatalçeşme Granodiyoriti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.

Çatalçeşme granodiyoritinin jeokimyasal özellikleri

İnceleme alanından derlenen Çatalçeşme Granodiyoritine ait kaya örneklerinin ayrıntılı olarak mineralojik-petrografik incelemeleri sonucu 14 adet örneğin taze ve karakteristik olanlarından tüm kaya ana oksit ve iz element analizi yapılmıştır (Çizelge 4.2). Jeokimyasal analizi yapılan bu örneklerin 3 adetininde iz ve nadir toprak element analizleri Acme Analitik Laboratuvarında yaptırılmıştır (Çizelge 4.3). Bu sonuçlar jeokimyasal ve jeotektonik ile ilgili diyagramlara aktarılarak değerlendirilmiştir.

Çizelge 4.2. Çatalçeşme Granodiyoritinin tüm kaya jeokimya verileri.

Örnek Adı	%SiO_2	%TiO_2	%Al_2O_3	%Fe_2O_3	%MnO	%MgO	%CaO	%Na_2O	%K_2O	%P_2O_5	LOI*	TOTAL
DT-25	64.45	0.615	16.02	5.16	0.089	2.79	3.35	2.59	3.95	0.18	0.63	99.95
DT-26	65.84	0.546	15.1	4.8	0.089	2.58	2.76	1.99	4.52	0.16	1.4	99.83
DT-29	64.86	0.708	15.46	5.53	0.097	3.29	3.38	2.04	3.84	0.15	0.53	99.94
DT-30	64.6	0.697	15.29	5.22	0.107	3.57	3.33	2.05	4.21	0.18	0.65	99.95
DT-53	65.42	0.839	14.37	6.98	0.125	2.93	2.49	2.06	3.16	0.12	1.123	99.62
DT-56	59.89	0.993	16.77	6.28	0.094	2.62	2.72	2.58	5.71	0.34	1.089	99.09
DT-117	62.87	0.846	14.57	6.31	0.128	4.41	3.39	1.63	3.84	0.19	1.64	99.88
DT-118	62.57	0.769	15.31	6.27	0.152	4.23	3.15	1.78	4.11	0.16	1.67	100.3
DT-119	60.51	0.921	15.5	6.57	0.123	4.68	3.52	1.27	4.43	0.15	1.98	99.75
DT-120	61.59	0.708	16.2	5.8	0.103	3.99	3.43	1.71	4.03	0.18	1.83	99.75
DT-121	63.2	0.694	16.24	5.53	0.11	3.67	3.39	1.85	3.91	0.18	1.02	99.89
DT-125	65.17	0.669	15.1	5.62	0.113	3.25	3	2.1	3.72	0.16	0.96	99.9
DT-126	63.69	0.758	15.3	5.65	0.108	3.68	3.48	2.12	4.07	0.17	0.98	100
DT-127	61.03	0.878	15.19	6.58	0.126	4.04	3.15	1.57	5.14	0.14	1.77	99.66

*Ateşte kayıp

Çizelge 4.2 (devam). Çatalçeşme Granodiyoritinin tüm kaya jeokimya verileri.

ÖrnekAdı/ppm	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sb	Ba
DT-25	28.9	18.2	18.9	57.7	20.3	0.8	1.4	151	177.5	13.5	174	12.5	3.5	0.8	557
DT-26	35.6	15.3	7	60.5	18.5	0.8	0.8	166	166.7	11.7	165	11.7	3.5	0.9	625
DT-29	17.4	28.3	26.2	62.7	18.4	1.5	1.8	126	175.7	16.4	181	14.5	6.1	0.9	578
DT-30	32.3	30.8	25	63.1	20.4	0.9	7.6	143	176.4	17.7	149	11	3.8	0.8	651
DT-53	20.84	35.5	95.3	98.58	18.4	1.46	0	105	235.39	13.08	245	20.7	0	0.99	286
DT-56	19.55	8.42	5.55	68.31	20.1	1.05	17.4	148	359.56	18.09	164	22.1	0	0.46	885
DT-117	46.7	36.7	9	97.8	19.9	0.7	0.7	130	193.3	17.4	165	14	3	0.8	534
DT-118	24.2	32.8	10.4	134	21.4	1.1	0.8	134	204.5	16.3	176	7.7	3.2	0.9	840
DT-119	35	31.1	29	69.3	20.8	2.2	4	128	183.6	19.6	177	13.5	5.3	0.9	587
DT-120	19.1	31.5	24.2	61.9	18.9	0.5	0.6	126	203.5	18.2	162	9.3	2.9	0.9	624
DT-121	35.4	27.5	20.3	59.3	18.4	1.2	0.7	127	173	25.4	144	6.3	2.7	0.8	563
DT-125	30.9	27.9	19.6	60.5	18.5	1.1	0.7	124	179.5	23.2	166	13.3	4.6	0.8	609
DT-126	16.8	34	25	65.8	19.9	0.6	0.7	135	184.2	21.2	165	8.4	3.1	0.9	643
DT-127	26.3	28.1	25.6	66.9	19.1	1	0.8	134	180.8	18.5	176	11.8	2.8	0.8	752

Çizelge 4.2 (devam). Çatalçeşme Granodiyoritinin tüm kaya jeokimya verileri.

ÖrnekAdı/ppm	Hf	Pb	Th	U	Se	Br	Cd	In	Sn	Te	I	Cs	La	Ce	Ta	W	Hg	TI	Bi
DT-25	2.1	30.4	12.2	12.3	0.3	0.2	0.8	0.8	5.8	1.2	2.1	6.8	35	58.2	4	118	1.2	0.6	0.6
DT-26	2.8	33.9	16.3	17.2	0.4	0.2	1	0.8	3.9	1.2	2.1	3.7	24	79.5	2	151	1.3	1.1	0.5
DT-29	2.7	24.7	8.3	11.3	0.3	0.2	1.7	0.9	3.7	1.3	2.2	3.7	30	42.3	4	107	1.2	1.2	0.6
DT-30	2.7	30.8	9.4	8.3	0.4	0.4	0.8	0.8	5.5	1.2	2.1	7.1	31	59.9	3	200	1.5	1.5	1.1
DT-53	0.7	8.577	0	1.42	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DT-56	7.26	127.3	5.91	4.32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DT-117	2.2	29.1	9.3	7.4	0.3	0.4	0.8	0.8	5.8	1.2	2.1	5.9	34	68.6	3	61.6	1	0.9	0.6
DT-118	2.9	31.3	10.6	8.1	0.3	0.2	0.9	0.8	3.6	1.2	2.2	3.8	26	66.3	3	68.6	1.1	1.2	0.4
DT-119	3.7	25.8	8.5	7.3	0.3	0.2	0.8	0.9	4.1	1.2	2.1	3.7	26	50.7	3	40.3	1	1.1	1.1
DT-120	4.2	29.7	9	7.7	0.3	0.2	0.8	0.8	2.6	1.2	2.1	3.7	37	67.3	3	55.3	1	1.3	0.7
DT-121	3.2	29.8	8.6	7.6	0.3	0.2	0.8	0.8	3.6	1.2	2.1	3.7	28	51	3	53.1	1	1.5	0.5
DT-125	3.7	28.3	10.4	6.8	0.3	0.2	0.8	0.8	6.2	1.2	2.1	3.6	20	59.7	5	76.9	1	2.3	0.5
DT-126	2.6	26.2	8.9	7.4	0.3	0.2	0.9	0.8	3.4	1.2	2.1	6.4	23	58	3	92.5	1.1	0.8	0.5
DT-127	2.2	33.7	6.8	6.7	0.3	0.2	0.8	0.8	2.8	1.2	2.1	3.7	29	60	3	50.4	1	0.4	0.6

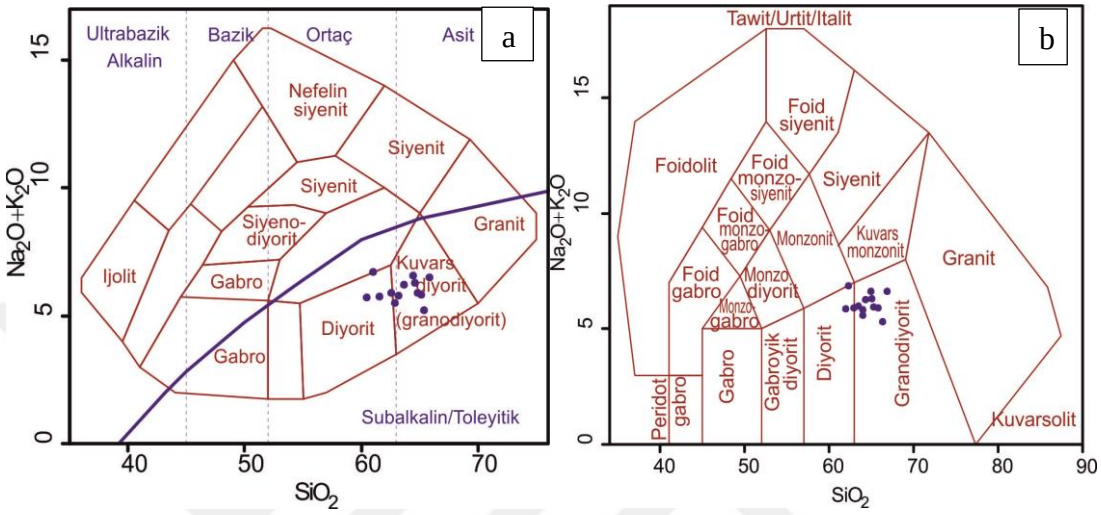
Çizelge 4.3. Çatalçeşme Granodiyoritinin iz ve nte analiz jeokimya verileri.

Örnek Adı/ppm	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y
DT-53	301	<1	16.9	3.2	14.1	8.8	18.2	105.1	2	219.3	0.8	2.8	0.9	96	61.6	344.0	22.0
DT-56	917	5	15.4	5.0	16.7	4.7	19.9	152.4	3	369.8	1.4	1.6	2.2	84	50.9	192.6	20.2
DT-125	610	2	14.3	6.4	16.9	4.6	9.7	137.3	5	197.4	0.8	12.9	2.5	91	29.4	170.5	25.4

Çizelge 4.3 (devam). Çatalçeşme granodiyoritinin iz ve nte analiz jeokimya verileri.

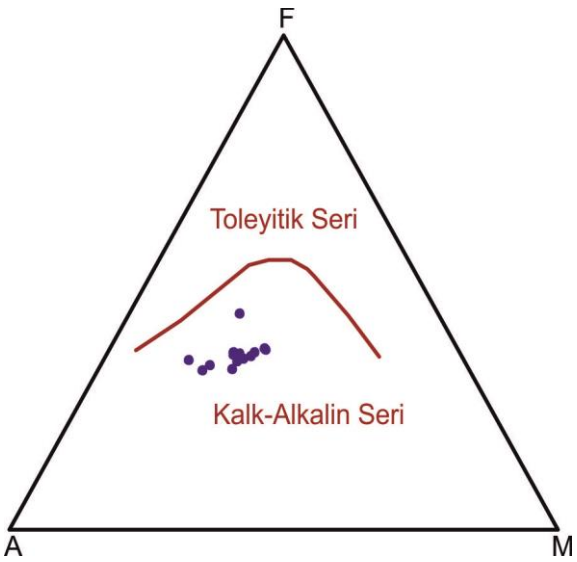
Örnek Adı/ppm	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
DT-53	19.7	35.3	3.64	13.8	2.45	1.07	3.21	0.61	3.85	0.77	2.11	0.29	1.73	0.27
DT-56	15.2	30.5	3.73	16.3	4.30	1.68	4.83	0.75	3.96	0.76	2.04	0.28	1.77	0.28
DT-125	31.8	65.8	7.31	27.9	5.40	0.99	4.88	0.75	4.54	0.89	2.66	0.40	2.43	0.38

Ana element oksit ve iz element jeokimyasal analiz sonuçlarına dayanılarak hazırlanan jeokimyasal adlama diyagramında (Cox vd., (1979) ve Middlemost (1985)) diyorit ve çoğunluğu granodiyorit alanında yer almaktadır (Şekil 4.100a, b) . Aynı diyagram üzerinde bu kayaçların örneklerin SiO_2'ye karşı Na_2O+K_2O diyagramındaki dağılımları (Irvıne ve Baragar (1971)) subalkali alana düşmektedir.



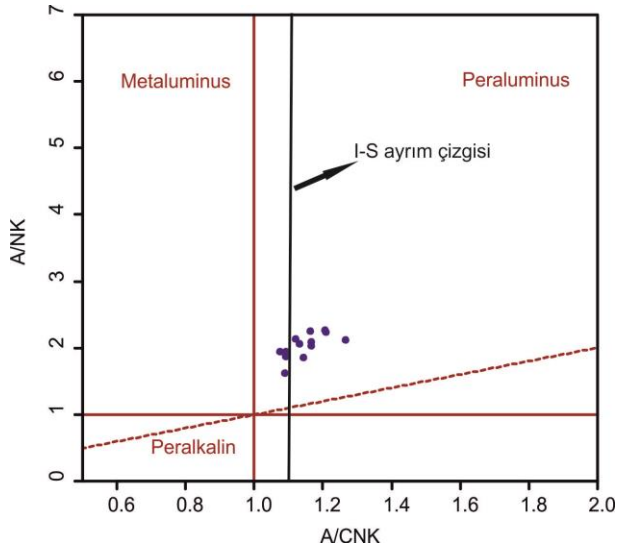
Şekil 4.100. Çatalçeşme Granodiyoritinin toplam alkali silika (TAS) diyagramı a) Na_2O+K_2O/SiO_2(Cox vd., 1979; Irvıne ve Baragar, 1971) b) Na_2O+K_2O/SiO_2 (Middlemost, 1985).

Subalkali karakterdeki örnekler AFM (Na_2O+K_2O, FeO(t), MgO) diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) kalkalkalin karaktere sahip oldukları görülmektedir (Şekil 4.101).



Şekil 4.101. Çatalçeşme Granodiyoritinin, AFM (Na_2O+K_2O, FeO(t), MgO) diyagramı (Irvine ve Baragar,1971).

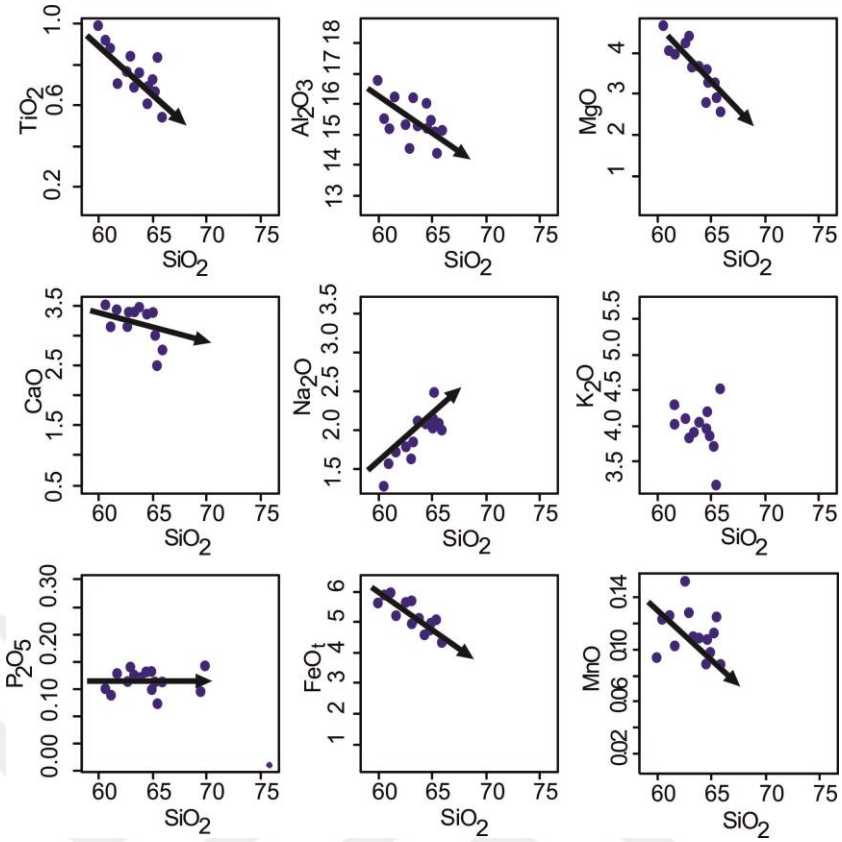
Shand (1943), A/CNK'ya karşı A/NK diyagramında granodiyoritlerin peralüminyumlu karakterli oldukları belirlenmiştir. Dört örnek zayıf peralüminalı geçiş bölgesinde, diğer örnekler ise 1.1 çizgisinin (Maniar ve Picolli, (1989)), sağında peralümina bölgesinde yer almaktadır (Şekil 4.102).



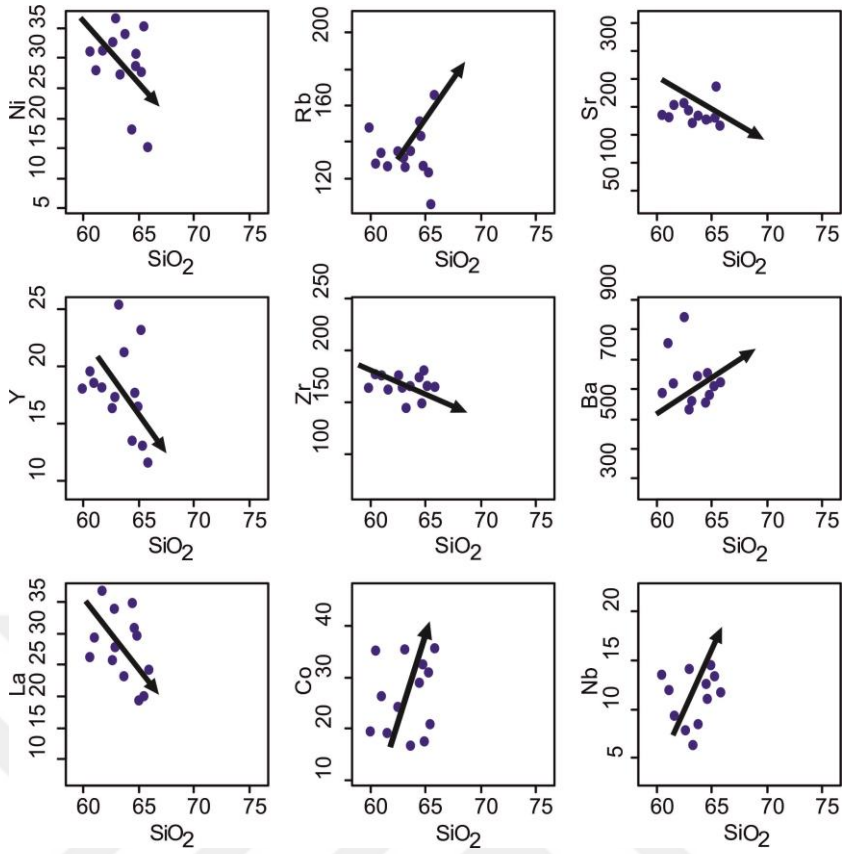
Şekil 4.102. A/CNK"ya karşı A/NK diyagramı (Al/Ca+Na+K-Al/Na+K) (Shand, 1943) sınıflandırması. Farklı tipler (I-tipi ve S-tipi) için ayrım sınırı (Maniar and Piccoli, 1989).

Çatalçeşme granodiyoritinin ana ve iz element jeokimyası

Çalışma alanına ait Çatalçeşme Granodiyoritinden alınan örneklerin ana ve iz elementlerinin SiO_2 ye karşı davranışlarını incelemek amacı ile çoklu element değişim diyagramları çizilmiştir. Örneklerin SiO_2 içeriği %59.89-65.84 arasında değişmektedir. Örneklerin Al_2O_3 içeriği %14.37-16.77, Fe_2O_3 içeriği %4.8-6.98, MgO içeriği %2.58-4.68, CaO içeriği %2.49-3.52, Na_2O içeriği %1.27-2.59, K_2O içeriği %3.16- 5.71, TiO_2 içeriği %0.54-0.99, P_2O_5 içeriği %0.12-0.34, MnO içeriği %0.08-0.15 arasında değişmektedir. Ana oksit değişim diyagramlarında, TiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, FeOt, MnO değerleri, artan SiO_2 değeri ile düzenli şekilde azalarak negatif korelasyon göstermektedir (Şekil 4.103). Na_2O değeride pozitif korelasyon göstermektedir. P_2O_5 değeri yatay bir trend sunmuştur. K_2O değerleri SiO_2 ile düzensiz bir dağılım sunar. Na_2O' nun SiO_2 ile olan pozitif ilişkisi uyumsuz bir element olduğunu göstermektedir. İz element oksitlerin SiO_2'ye karşı davranışlarına bakıldığında, Ni, Sr, Y, Zr ve La, artan SiO_2 değeri ile düzenli şekilde azaldığı, Rb, Ba, Co ve Nb değerinde ise artan bir dağılım gözeçarpmaktadır (Şekil 4.104).



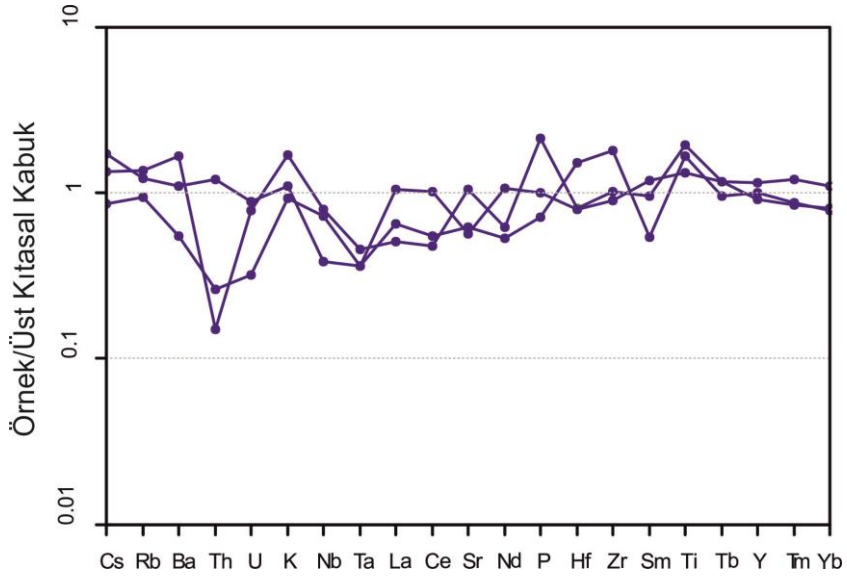
Şekil 4.103. Örneklerin SiO_2' ye karşı ana oksit element değişim diyagramı.



Şekil 4.104. Örneklerin SiO_2' ye karşı iz element değişim diyagramı.

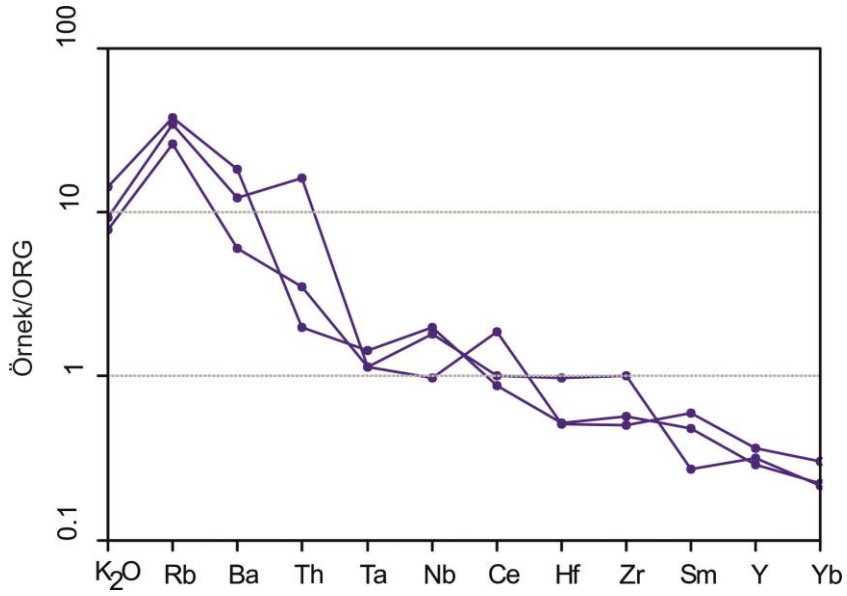
Çatalçeşme granodiyoritinin uyumsuz element diyagramı

Örneklerin üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş (Taylor ve McLennan (1995)) iz element dağılımları çizilerek ana magması belirlenmeye çalışılmıştır. Üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş uyumsuz element diyagramında göze çarpan ana özellikler; belirgin bir büyük iyon yarıçaplı litofil element (LILE), (K, Rb, Ba, Th, U, vd.) hafif zenginleşme ve kalıcılığı yüksek elementler (HFSE) (Nb, Ti) ile nadir toprak elementlerde (NTE) üst kıtasal kabuğu karakterize eden 0.1-10 aralığında görünüm sunmaktadır (Şekil 4.105).



Şekil 4.105. Örneklerin üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş uyumsuz element diyagramı (Taylor ve McLennan, 1995).

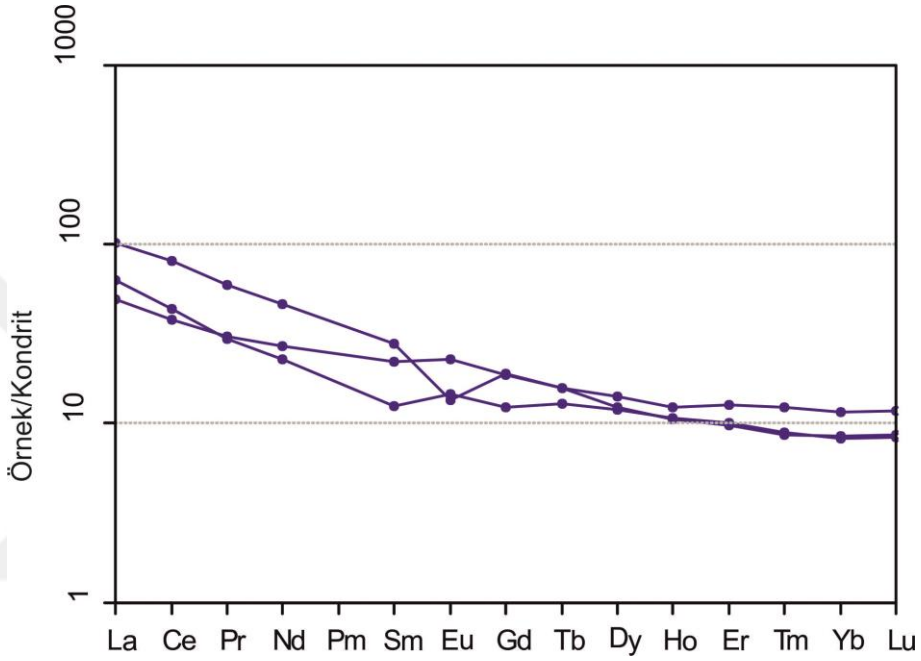
Örneklerin okyanus sırtı granitlerine normalize edilmiş (Pearce vd., (1984)) iz element dağılımları, çarpışma tipi granitoidlerin iz element dağılım desenlerine benzerlik sunmaktadır. Diyagramda göze çarpan ana özellikler; belirgin bir büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerde (LILE), (K_2O, Rb, Ba, Th) zenginleşme, kalıcılığı yüksek elementlerde ise (HFSE) (Nb, Hf, Zr) tüketilme gözlenmektedir (Şekil 4.106).



Şekil 4.106. Örneklerin okyanus sırtı granitlerine normalize edilmiş (Pearce vd., 1984) uyumsuz element diyagramı.

Çatalçeşme granodiyoritinin nadir toprak element diyagramı

Çatalçeşme Granodiyoritinin kondrite normalize edilmiş (Boynton (1984)) nadir toprak element (NTE) dağılımlarında hafif nadir toprak element (HNTE) (La, Ce, Pr, Nd) zenginleşmesinin orta (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho) ve ağır nadir toprak element (Er, Tm, Yb, Lu) zenginleşmesine göre daha fazla olduğu görülmektedir (Şekil 4.107).

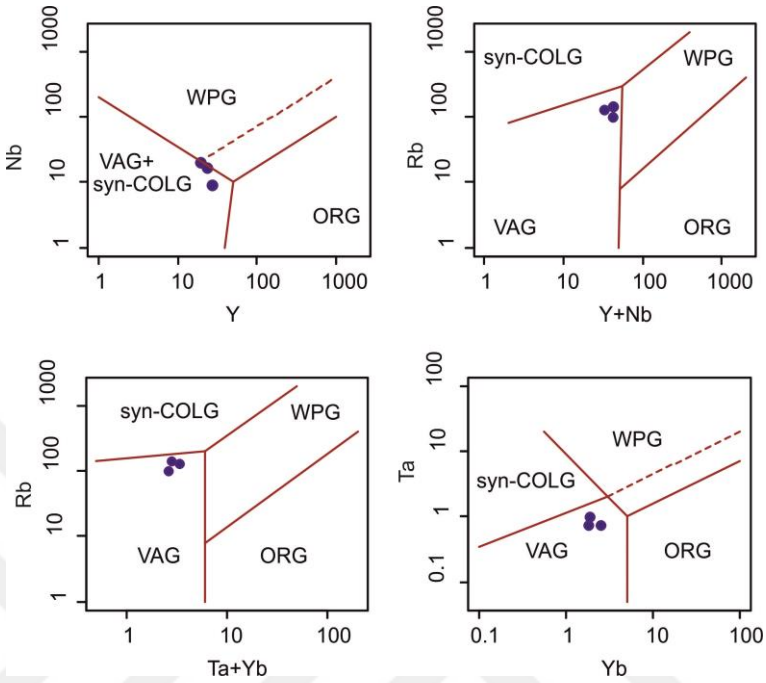


Şekil 4.107. Örneklerin kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramı (Boynton, 1984).

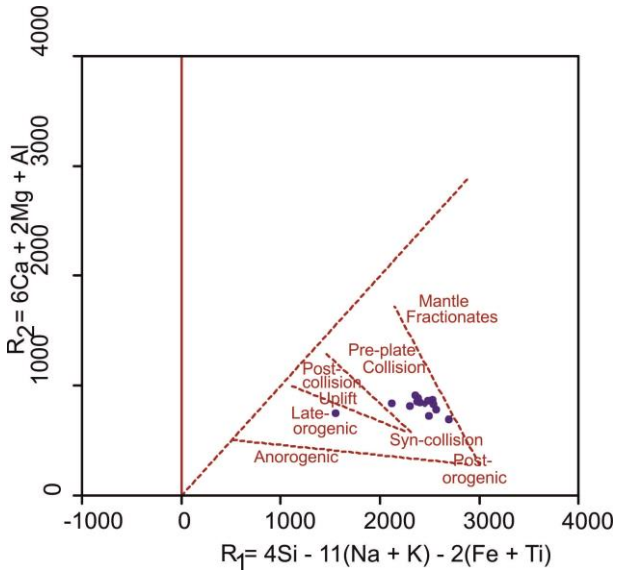
Çatalçeşme granodiyoritinin tektonik ortam yorumu

Pek çok araştırıcı tarafından iz elementler etkili bir şekilde farklı granitoid magmalarının tektonik ortamlarını yorumlamada kullanılmaktadır [(örneğin; volkanik-yay granitoidleri (VAG), çarpışma öncesi granitoidler (syn-COLG), levha içi granitoidler (WPG) ve okyanus ortası sırtı granitoidleri (ORG)]. Pearce vd. (1984) ve Pearce (1996) VAG, syn-COLG, WPG ve ORG arasındaki ayırımını yapan elementler için Rb-Y-Nb-Ta gibi iz elementleri kullanmışlardır. Pearce vd. (1984) ve Pearce (1996) tarafından granitik kayaçların tektonik ortamlarını ayırt etmek için önerilen Rb/(Y + Nb), Nb-Y, Rb-Ta+Yb ve Ta-Yb diyagramlarında çalışma

alanındaki kayaç örnekleri VAG (volkanik yay granitleri) alanına düşmektedir (Şekil 4.108). Batchelor ve Bowden (1985) tektonik ortam ayırım R1-R2 diyagramında da örnekler çarpışma öncesi granitoid alanına düşmektedir (Şekil 4.109).



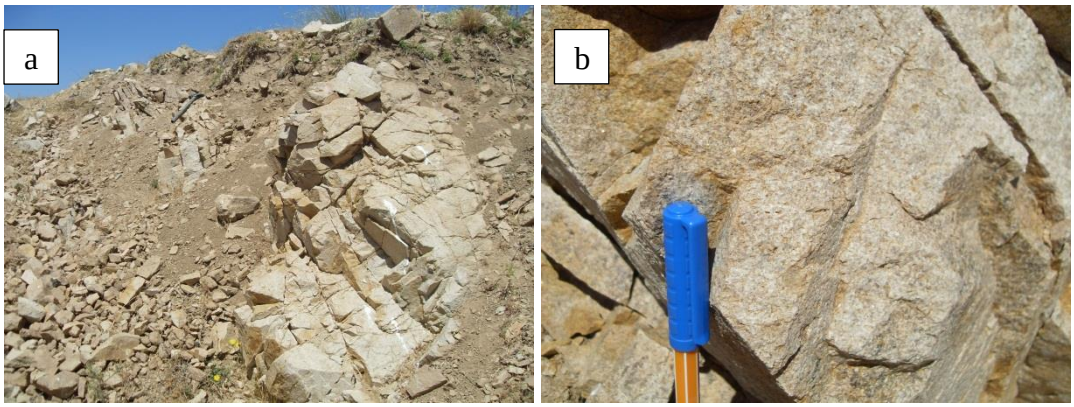
Şekil 4.108. Çatalçeşme Granodiyoritinin tektonik ortam diyagramı, (Pearce vd., (1984) ve Pearce (1996)).



Şekil 4.109. Çatalçeşme Granodiyoritinin R_1-R_2 tektonik ortam ayırım diyagramı (Batchelor ve Bowden, (1985)).

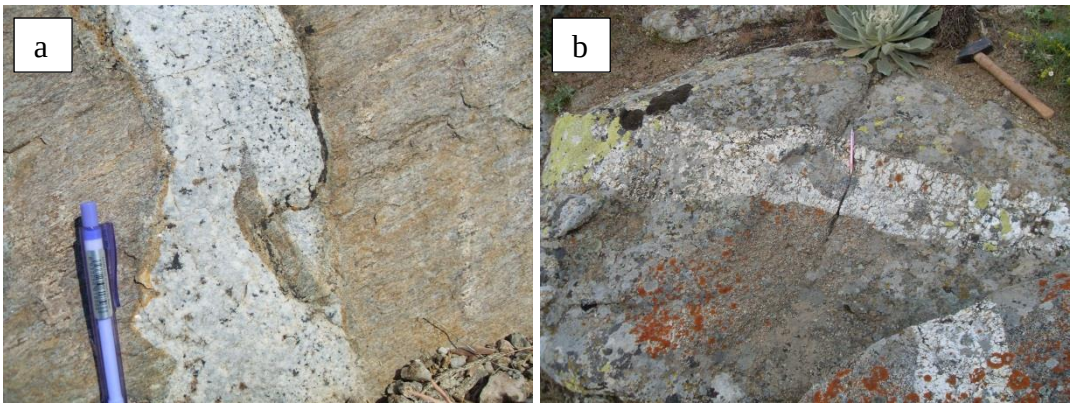
4.4.1.2. Namlıkışla andaluzit graniti

İnceleme alanının kuzeyinde Çatalçeşme köyü ile Namlıkışla köyleri arasında kalan alanda yüzeylenmekte olup Namlıkışla köyünden ismini alır. Dede Tepe'nin yamaçlarında, Cafer Tepe'nin doğu yamaçlarında ve Aydınkoyağı sırtı civarında geniş yüzlekler vermektedir. Namlıkışla Andaluzit Graniti makroskobik olarak ince orta taneli, açık pembemsi bej renklidir (Şekil 4.110a, b). Mafik mineral olarak az miktarda biyotit yer alır. Arazide Dedetepe Metasedimanter Birliğine ait metateksit migmatit kaya ksenolitleri Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.111a, b). Dedetepe Metasedimanter Birliğini, Navruztepe Metasedimanter Birliğini ve Çatalçeşme Granodiyoritini keser konumdadır (Şekil 4.112a, b). Ayrıca Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisinde Çatalçeşme Granodiyoritine ait ksenolitlerde tespit edilmiştir. Namlıkışla Andaluzit Graniti, Ağaçören İntrüzif Takımına ait gabro kayası ve granodiyorit porfir damar kayası tarafından kesilmektedir. Genç tektonik etkilerle Dedetepe Metasedimanter Birliğine ait kayalar Namlıkışla Andaluzit Granitini üzerlemekte ve Namlıkışla Andaluzit Granitide batıya eğimli ters faylar ile Çatalçeşme Granodiyoriti üzerine itilmiştir. Ağaçören İntrüzif Takımına ait kayalarda, Namlıkışla Andaluzit Granitini kuzeybatıya eğimli faylar ile üzerler. Yukarıdan da anlaşılacağı üzere çalışma alanında birimler genç tektonik etkisi ile birbirleri ile ekaylı bir iç yapı sunmaktadır. Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisinde aplit, pegmatit damar kayaları yer alır. Pegmatitler içerisinde turmalinler yaygın olarak gözlenir (Şekil 4.113a, b). Köksal, vd., (2007) tarafından Çatalçeşme Granodiyoritine eş değer kabul ettiğimiz Namlıkışla Biyotit Granitinden elde ettikleri U-Pb yaşını 83.8±0.95 My olarak belirlemişlerdir. Namlıkışla Andaluzit Graniti, Çatalçeşme Granodiyoritini keser durumda olduğundan Çatalçeşme Granodiyoritinden daha gençtir. Kadıoğlu vd., (2003) tarafından Ağaçören İntrüzif Takımında yapılan Ar-Ar yaşlandırmasından 78.8±1.0, 77.6±0.3 My yaş elde etmişlerdir. Namlıkışla Andaluzit Granitide, Ağaçören İntrüzif Takımına ait kayalar tarafından kesildiğinden dolayı Ağaçören İntrüzif Takımından daha yaşlıdır.

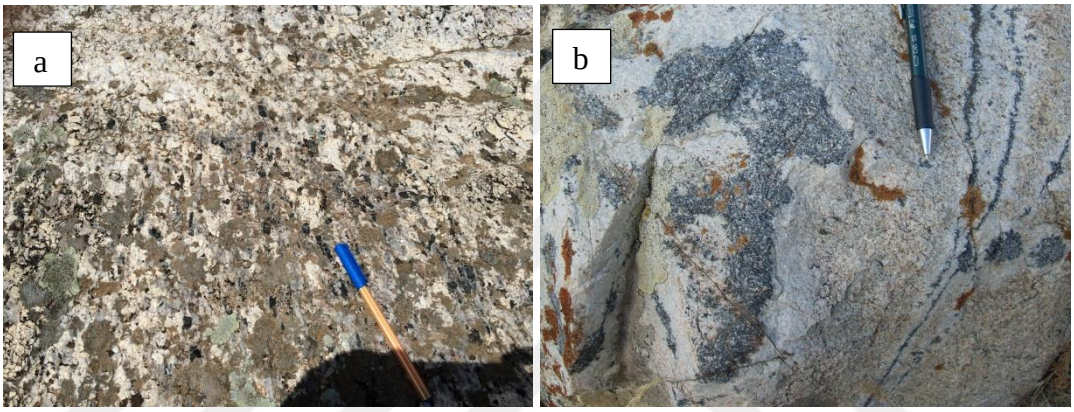


Şekil 4.110. a-b) Namlıkışla Andaluzit Granitinin arazi görünümü.

Şekil 4.111. a-b) Arazide, Dedetepe Metasedimanter Birliğine ait metateksit migmatit kaya ksenolitleri, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisinde yer almaktadır.



Şekil 4.112. Namlıkışla Andaluzit Graniti, a) Eriklitepe kalksilikat gnays, b) Çatalçeşme Granodiyoritini keser.

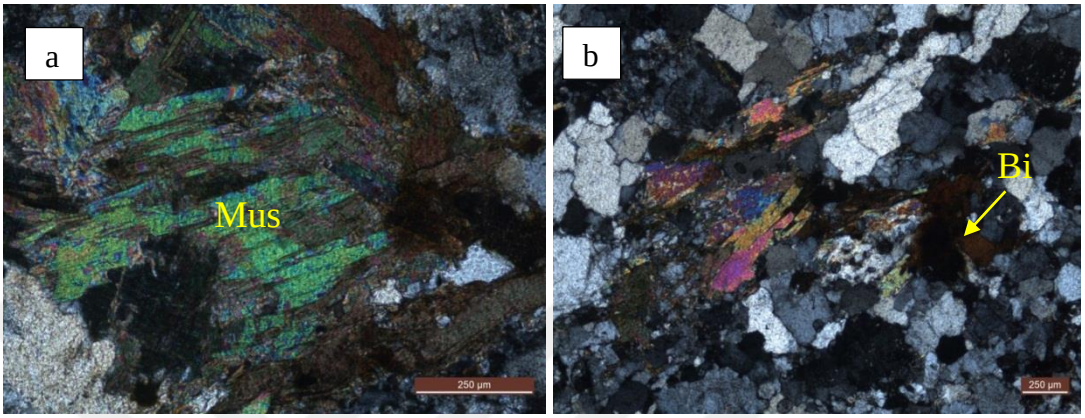


Şekil 4.113. a-b) Namlıkışla Andaluzit Granitinin turmalinli aplit pegmatit fazının görünümü.

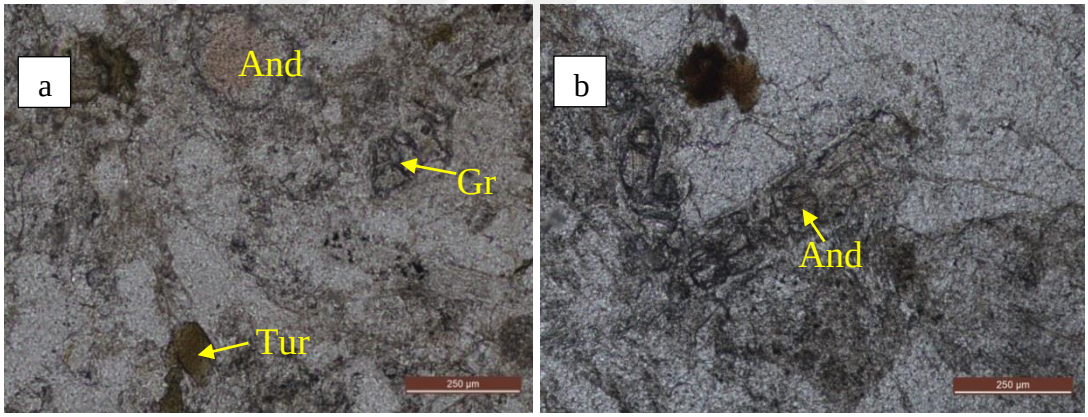
Namlıkışla andaluzit graniti petrografisi

Çalışma alanındaki Namlıkışla Andaluzit Granitinin mineralojik ve petrografik özelliklerin belirlenmesi amacıyla 70 adet kaya örneği alınmıştır. Bu kaya örneklerinin tamamının ince kesitleri incelenmiştir. Petrografik olarak birim andaluzit granit, olarak adlandırılmıştır. Namlıkışla Andaluzit Granitinin mineralojik bileşimi; Muskovit +biyotit +kuvars +ortoklaz +plajiyoklaz +andaluzit +mikroklin ±granat ±turmalin ±opak mineral bileşimine sahiptir. Holokristalin ve hipidiyomorf, tanesel dokuludur (Şekil 4.114a, b). Biyotitler levhamsı şekli ve kahverengi pleokroizması ile tanınır. Andaluzitler tek nikolde orta rölyefli, renksiz, pleokroizmasız, yuvarlak elips şekillidir (Şekil 4.115a, b). Çubuksu, prizmatik andaluzit minerallerinin birçoğu açık pembe renkli pleokroizma özelliği gösterir (Şekil 4.116a, b). Turmalinler orta, yüksek optik engebelidir (Şekil 4.117a, b).

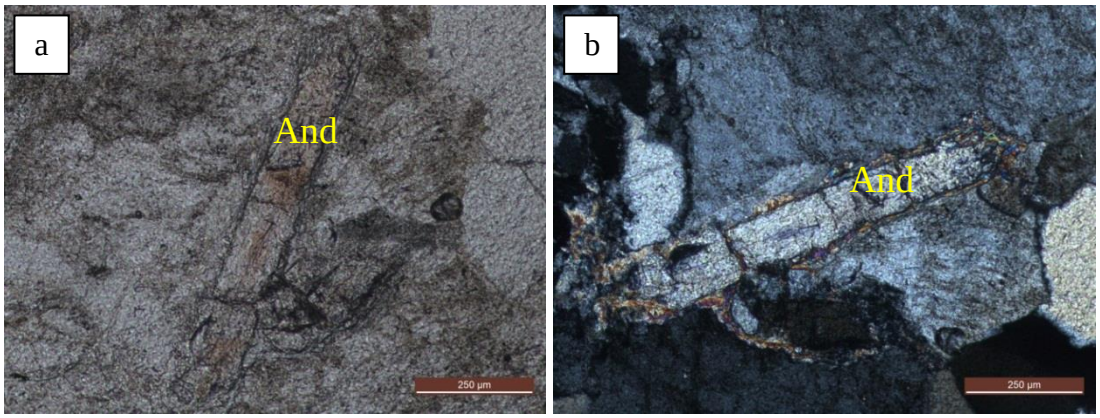
Yeşilimsi-mavi kuvvetli pleokroizma gösterir. Andaluzit minerallerinin alterasyonu sonucu iskelet yapısı korunacak şekilde muskovit minerali dönüşümleri mevcuttur (Şekil 4.118a, b). Granatlar ince, orta taneli, optik engebesi yüksek ve izotroptur (Şekil 4.119a). Muskovitler levhamsı, canlı girişim rengi ile karakteristiktir (Şekil 4.119b).



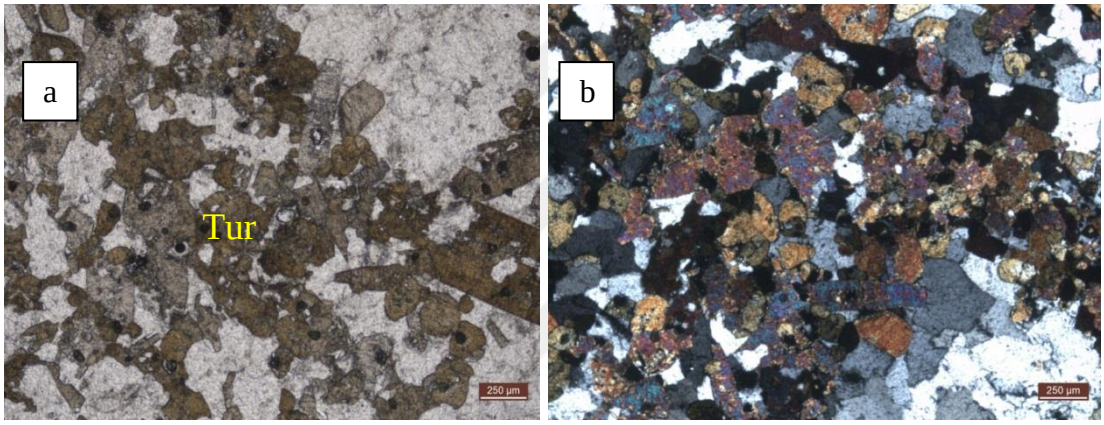
Şekil 4.114. a-b) Namlıkışla Andaluzit Granitinin holokristalin, iki mikalı granit görünümü (Mus-Muskovit, Bi-Biyotit).



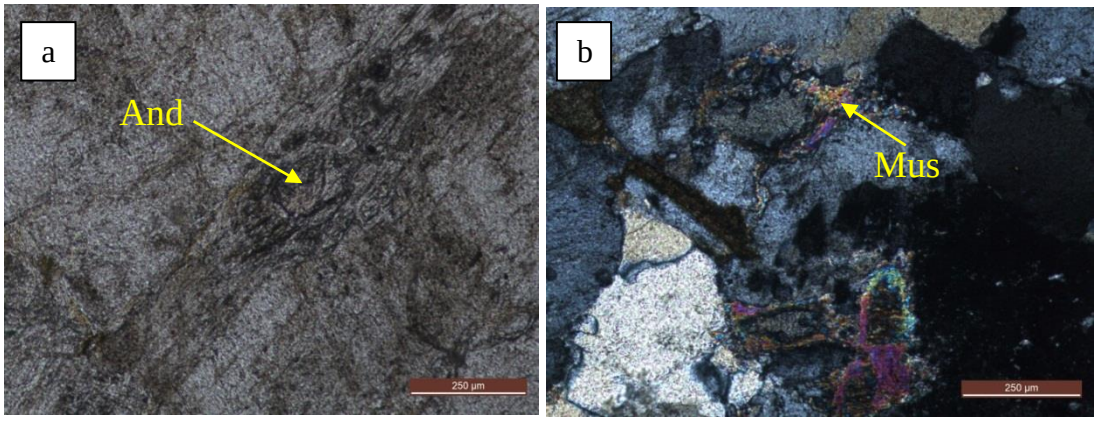
Şekil 4.115. a-b) Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki, andaluzit, granat, turmalin minerallerinin tek nikol görünümü (And-Andaluzit, Tur-Turmalin, Gr-Granat).



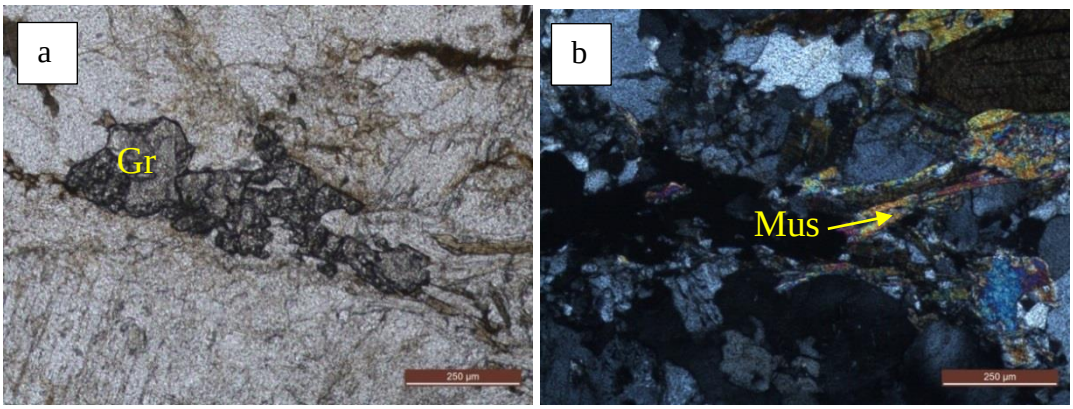
Şekil 4.116. Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki andaluzit mineralinin a) tek, b) çift nikol görünümü (And=Andaluzit).



Şekil 4.117. Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki turmalin mineralinin a) tek nikol, b) çift nikol görünümü (Tur-Turmalin).



Şekil 4.118. Andaluzit mineralinin muskovite dönüşümünün a) tek nikol, b) çift nikol görünümü (And-Andaluzit, Mus-Muskovit).



Şekil 4.119. Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki a) Granat (Gr) mineralinin tek nikol, b) Muskovit (Mus) mineralinin çift nikol görünümü.

Peralüminalı Felsik Magmatik Kayaçlardaki Andaluzit Oluşumu ve Kökeni

Granitik kayaçlarda izole edilmiş bileşenler halinde gözlenen andaluzit minerali, genellikle ksenokristal kökenli olarak kabul edilmiştir (Brammall ve Harwood, 1932; Rose, 1957). Ancak Clarke vd., (2005), dünya genelindeki andaluzit içeren felsik magmatik kayaçlarda yaptıkları çalışmalarda belirli dokusal ve kimyasal kriterler belirleyerek andaluzitin orijini hakkında yorum yapmışlardır.

Andaluzit; riyolitler, aplitler, granitler, pegmatitler ve anatektik migmatitler de dahil olmak üzere pek çok peralümina karakterli felsik magmatik kayalarda yardımcı bir mineral olarak bulunur. Felsik eriyiklerle dengede olan And = Sil denge eğrisi ve suya doygun granit solidus kararlılık eğrileri, andaluzit oluşumu için küçük bir stabilite alanı sağlar.

Andaluzit oluşumunda andaluzitin kökenini belirlemek için, T-P-X kontrollerini de içeren, sekiz dokusal ve kimyasal kriter kullanılmaktadır:

1- **Boyut**: Aynı kaya içerisinde bulunan diğer mağmatik minerallerin tane boyutları ile boyut uyumluluğu.
2- **Şekil**: Özşekilliden özşekilsize kadar değişen.
3- **Toplanma hali**: Tek tane veya tane kümeleri.
4- **Muskovit ile birliktelik:** Monokristalin veya polikristalin muskovit kuşakları olan veya olmayan.

5- **İnklüzyonlar:** Nadir mineral kapanımları ve eriyik kapanımları.
6- K**imyasal bileşim:** Andaluzit, demir içeriği (0.08-1.71 wt% FeO) haricinde, az miktarda kimyasal değişime sahiptir.
7- **Bileşimsel zonlanma:** Konsantrik, sektörel, yamalı veya salınımlı zonlanma, büyüme koşullarını yansıtır.
8- **Birlikte var olan fazların bileşimleri:** Yüksek siderofillite sahip biyotitler, eastonit içeriği (Al^{IV}≈2.68±0.07 formül birimi başına atom), 0.57-4.01 ağırlıkça % FeO ve 0.02-2.85 ağırlıkça % TiO_2 içeriğine sahip muskovitler ve 3.53±0.18 ağırlıkça % F içeriğine sahip apatit.

Felsik magmatik kayaçlardaki andaluzitin kökensel türleri

Felsik magmatik kayaçlardaki andaluzitin başlıca üç genetik türü tanımlanmıştır:

Tip 1 Metamorfik

1a. Prograd metamorfik (termal olarak metamorfize olmuş peralümin granitler),

1b. Retrograd metamorfik (belirtilmemiş orijinli sillimanitten türev),

1c. Ksenokristal (bölge yerel kayalarından türetme)

1d. Restitik (kaynak bölgelerden türetilme)

Tip 2 Magmatik

2a. Migmatitlerde lökosomlarla bağlantılı peritektik (suya doymamış, T ↑),

2b. Granat veya kordiyerit üzerinde reaksiyon kenarı olarak, peritektik (suya doymamış, T ↓),

2c. Silikat eriyikten direkt kotektik kristallenme (suya doymamış, T↓)

2d. Pegmatitik (suya doymuş, T ↓), aplit-pegmatit kontaktları ya da tek başına pegmatitik kısım ile ilişkilidir.

Tip 3 Metasomatik (suya doymuş, magma-yok) kayada yapısal süreksizliklerle mekânsal ilişkilidir, feldispat ve/veya biyotitin yerini alması, kuvars ile birleşmesi.

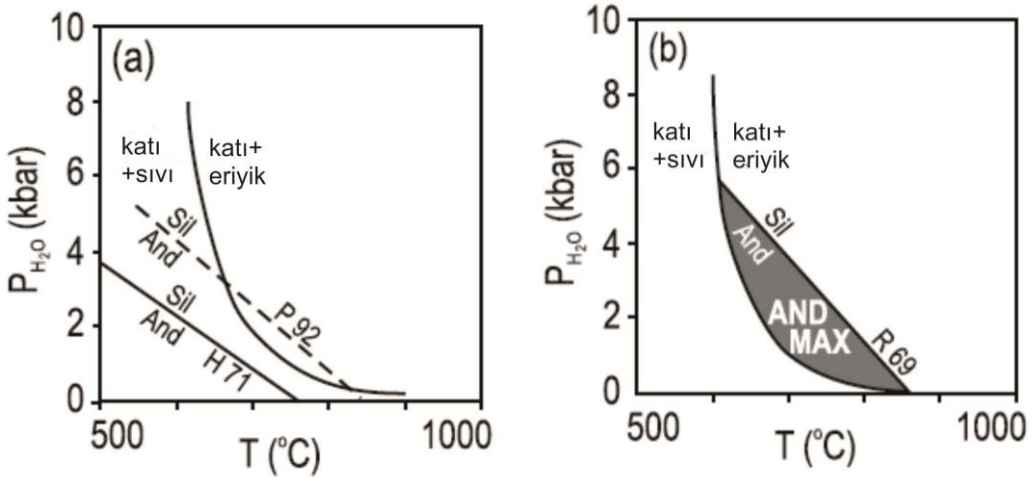
Andaluzit örneklerinin büyük bir çoğunluğu magmatik bir köken olduğunu düşündüren bir ya da birden fazla dokusal ya da kimyasal kriter göstermektedir. Andaluzit oluşumunda Al_2O_3 fazlalığı, su konsantrasyonu ve sıvı evrimi, yüksek Be-B-Li-P, yüksek F, yüksek Fe-Mn-Ti ve kinetik hususlar gibi birçok olası kontroller vardır. En önemli iki faktör Al_2O_3 fazlalığı ve su salıverme etkisidir (ya eriyikten alkaliyi çıkarmak ya da eriyik içindeki alümina çözünürlüğünü azaltmak).

Petrolojik çerçeve

T-P-X uzayında, suya doygun granit solidus alanı ve andaluzit-sillimanit stabilite alanı sınırları, felsik magmatik kayaçlardaki andaluzitin kökeni için kritiktir.

Şekil 4.120a, suya doygun aplogranit (Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O) solidusunu (Tuttle ve Bowen, 1958; Holland ve Powell, 2001) ve alüminosilikat stabilite alanlarını içeren basit bir sentetik sistemi göstermektedir. Bu sistemde silikat eriyik ile andaluzitin stabilite alanları arasında hiçbir örtüşme olmadığı ve andaluzitin birincil magmatik kökene sahip olmadığı önerilmektedir (Holdaway, 1971; Holdaway ve Mukhopadhyay, 1993). Buna göre, felsik magmatik kayaçlardaki andaluzit, ksenokristal, metasomatik veya aşırı derecede soğutulmuş bir eriyiğin büyüme ürünü olmalıdır.

Şekil 4.120b'de ise, suya doygun peralümin granit solidus (Abbott ve Clarke, 1979; Holtz vd., 1992; Joyce ve Voigt, 1994) ve alüminosilikat stabilite alanlarını içeren basit sentetik sistemler (Richardson vd., 1969) birbirleriyle esaslı örtüşme göstermekte ve bu şekilde andaluzit için birincil bir magmatik kaynak yapılmasına izin vermektedir.



Şekil 4.120. Granit solidus ile andaluzit-sillimanit stabilite alanı sınırı arasındaki ilişki. a) Aplogranit solidusunun (Tuttle ve Bowen, 1958) Holdaway (1971), (H71) And=Sil sınırının kombinasyonu, andaluzit ve silikat eriyiklerinin stabilite alanlarının örtüşmesine izin vermemekte ve birincil magmatik andaluzitin kararlı kristalleşmesini engellemektedir, oysa aplogranit solidus ile Pattison (1992), (P92) And=Sil sınırının birleşimi, birincil magmatik andaluzitin oluşmasına izin verir. b) Peralüminli granit solidus (Johannes ve Holtz, 1996) ve Richardson vd., (1969)'nin (R69) And=Sil sınırının kombinasyonu. R69, andaluzit silikat eriyik (gölgeli alan 'AND MAX') için stabilite alanını genişletir.

Namlıkışla andaluzit granitindeki andaluzit mineralinin kökeni

Bu bölümde Clarke vd., (2005)' nin, yaptığı çalışmada tanımladığı magmatik kökene ait sekiz kriterden boyut, şekil, toplanma hali ve muskovit ile birliktelik gibi petrografik veriler kullanılarak, Namlıkışla Andaluzit Graniti'ndeki (NAG), andaluzit mineralinin magmatik kökenli olduğunu yansıtan veriler sunulacaktır.

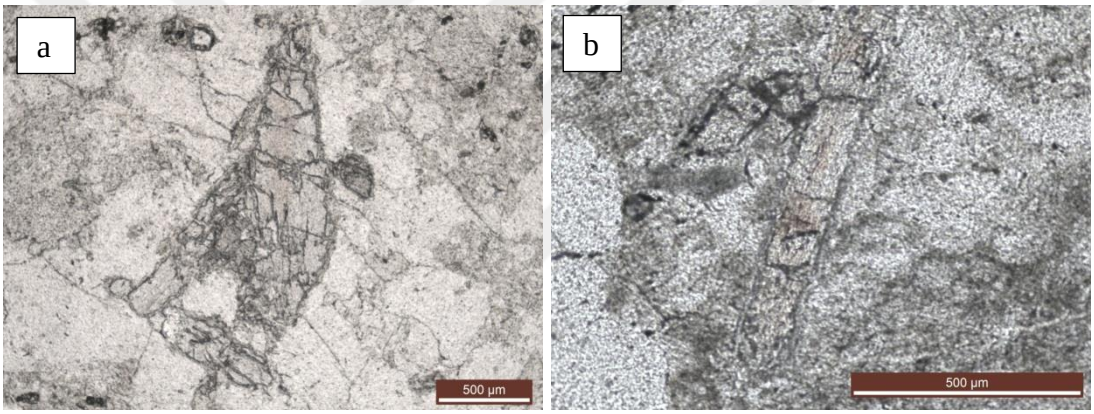
Petrografik gözlemler

Tane büyüklüğü

Clarke vd., (2005) yaptıkları çalışmada aynı örnekteki orijinal bir mineralin diğer magmatik kaya oluşturan minerallerle boyutsal uyumluluğu eş magmatik bir kökeni tartışmak için kullanılabileceğinden bahsetmişlerdir. Bununla birlikte, bir magmatik kayaçtaki birincil magmatik minerallerin tane boyutları büyüklük sıralarına göre değişebilir; Bu nedenle, herhangi bir tane boyu testinin özellikle ayırt edici kriter

olamayacağını da dile getirmişlerdir. Aksine, boyutsal uyuşmazlık önerilmekle birlikte, mutlaka farklı bir köken istemek zorunluluğu da yoktur. Ana kayayı oluşturan silikat minerallerinden önemli ölçüde daha küçük veya önemli ölçüde daha büyük olan herhangi bir andaluzit tanesinin potansiyel olarak magmatik olmayan bir mineral olacağından bahsetmişlerdir.

NAG içerisindeki andaluzit minerali, graniti oluşturan diğer mineraller ile tane boyu yönünden önemli ölçüde farklılık sunmamaktadır. Diğer bileşenlere göre çok büyük veya çok küçük olarak tanımlanabilecek boyutlara sahip değildir. Bir diğer ifadeyle porfirik dokusal özellik sunmamaktadır. Oval, yuvarlak, elips veya prizmatik şekilli andaluzit mineralleri tane büyüklüğü yönünden graniti oluşturan diğer minerallerle uyumluluk sergiler (Şekil 4.121a, b).



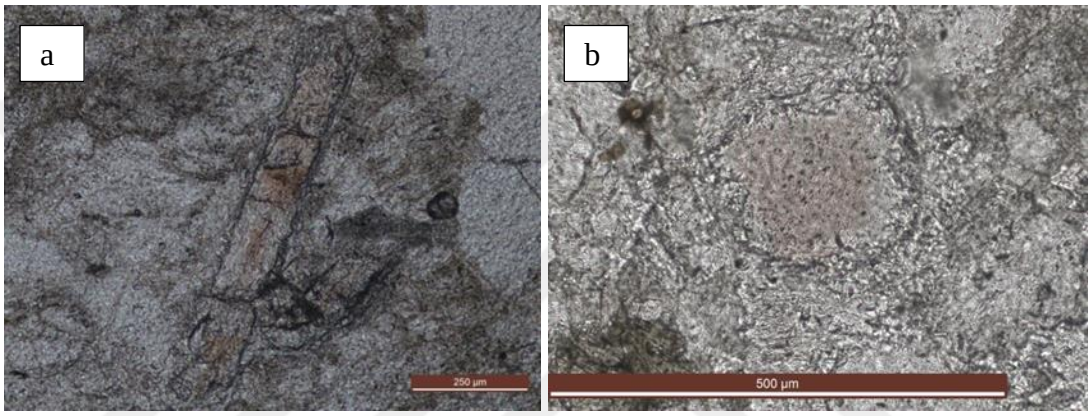
Şekil 4.121. a) Numune no: I-114-6. Andaluzit mineralinin tek nikol görüntüsü. Ana kayayı oluşturan silikat mineralleri ile yaklaşık eş boyutlu andaluzit tanesi. b) Numune no: D76-1. Tek andaluzit mineralinin tek nikol görüntüsü.

Tane şekli

Clarke vd., (2005) yaptıkları çalışmada felsik magmatik kayaçtaki özşekilli andaluzitin, silikat eriyik fazı ile eski bir kotektik veya peritektik ilişkiyi gösterebileceğini; Bununla birlikte, özşekilli andaluzitin, hem magmatik hem de metamorfik kayaçlarda bulunduğunu ve bu nedenle, sadece tane şekillerinin tanımsal olarak kullanılamayacağından bahsetmişlerdir. Buna karşılık çalışmacılar volkanik kayalardaki andaluzitlerin bazılarının veya aplitlerdeki andaluzitlerin tane şeklinin potansiyel olarak birincil magmatik fazları yansıttığını belirlemişlerdir. Felsik

magmatik kayaçlardaki birçok özşekilli veya özşekilsiz andaluzitlerin, pembe çekirdekleri olduğunu ve bu çekirdeklerin en azından magmatik kökenli olabileceğini düşündürdüğünü belirtmişlerdir. Özşekilsiz andaluzit tane şekillerinin birincil magmatik büyüme esnasında geç dönem tane etkileşimini yansıtabileceğini dile getirmişlerdir.

NAG içerisindeki andaluzit mineralleri yuvarlak, oval, elips veya prizmatik-çubuksu şekillidir. Çubuksu, oval, elips şekilli andaluzitlerin çekirdek kısımları pembe renklidir (Şekil 4.122a, b).



Şekil 4.122. a) Çubuksu andaluzit mineralinin, magmatik kökenli olabileceğini düşündüren pembe çekirdekli görünümü. b) Yuvarlak, oval şekilli andaluzit mineralinin pembe çekirdekli görünümü.

Toplanma hali

Clarke vd., (2005) felsik magmatik kayaçlardaki andaluzitin, kaya oluşturan yaygın mineraller tarafından kuşatılmış diğer andaluzit tanelerinden, izole edilmiş tek taneler olarak oluşabileceğini söylemişlerdir. Aynı zamanda küçük taneli kümeler halinde de bulunabileceğinden de bahsetmişlerdir.

Bazı kümelerde bireysel andaluzit taneleri birbirlerine göre rastgele yönelime sahiptir. Rasgele yönelime sahip bireysel andaluzit minerallerin kümelenmesine birden fazla neden öne sürülmüştür. Ya bireysel andaluzitler başka yerlerde kristalize olmuşlar ve bu bölgeye synneusis (bir eriyik içinde süspanse edilen krsitallerin birbirine karışması ve karşılıklı bağlanması işlemi. Ör. Küçük plajiyoklaz kristallerinin, potasyum feldispatın büyüyen fenokristallerinde yüzdüğü bir

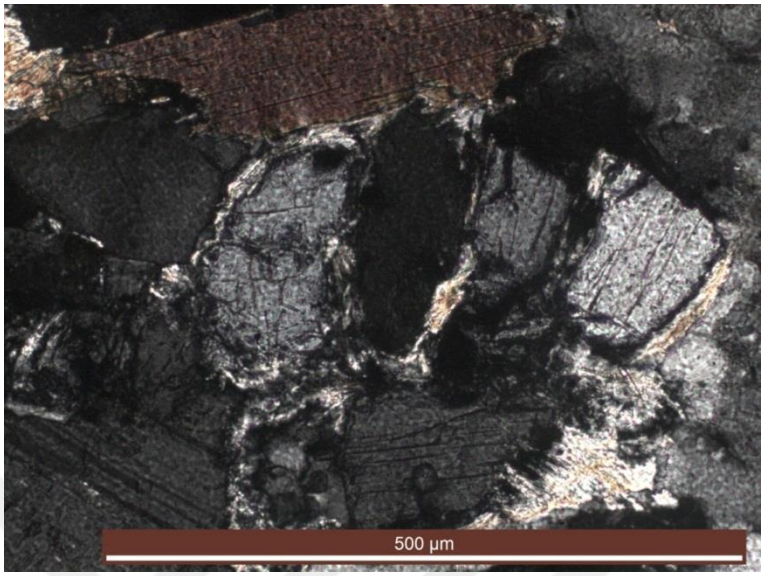
mekanizma) veya çökelme gibi fiziksel bir süreçlerle getirilmişlerdir, ya da pelitik ksenolitlerin gelişmiş tüketilme bölgelerini temsil ederler, ya da numunede mevcut pozisyonda çekirdeklenmiş ve büyümüşlerdir. Çalışmacılara göre rastgele yönlendirilmiş andaluzit taneleri bulunduran bu yaygın kümeler, genetik önem taşıyabilir.

Diğer kümelerde ise bireysel andaluzit taneleri optik ve kristalografik devamlılık gösterir. Eğer kristalografik yönelim varsa, andaluzit taneleri ya püskürtülmüş Quench crystals (aşırı soğumuş kristal) olarak büyür, ya da kümelenme sadece muskovit içine gömülü birçok optik devamlılık sunan andaluzit tanelerinin olduğu durumlarda belirgin olabilir. İkincisi gibi durumlarda, muskovit içinde kristalografik yönlenmeye sahip tek bir andaluzit tanesi düzensiz bir şekilde muskovitle yer değiştirmiş belirgin bir şekilde özşekilsiz küme oluşturmuştur.

NAG'daki andaluzit minerallerinin birçoğu tek tane olarak oluşmuşlardır (Şekil 4.123).

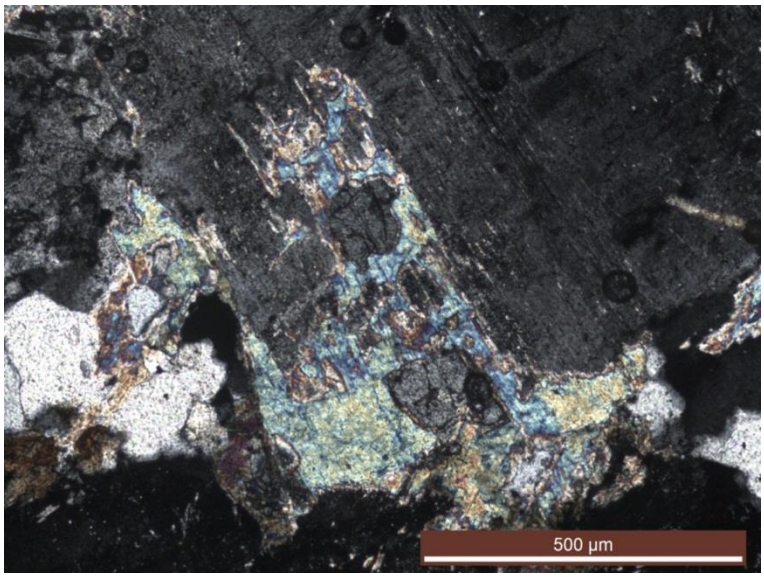
Şekil 4.123. Numune no: D76. Andaluzit mineralinin tek nikol görüntüsü. Felsik magmatik kayaçlardaki andaluzitin, daha yaygın kaya oluşturucu minerallerle izole edilmiş tek tane olarak oluşumu.

NAG’da küme şeklindeki bireysel andaluzit tanelerinin rastgele yönlenmiş olarak tek bir örnekte tespit edilmiştir (Şekil 4.124).



Şekil 4.124. Numune no: DT-2. Küme andaluzit mineralinin çift nikol görüntüsü. Birbirlerine göre rastgele yönelime sahip, bazı kümelerde bireysel andaluzit taneleri birbirlerine göre rastgele yönelime sahip olduğunun görünümü.

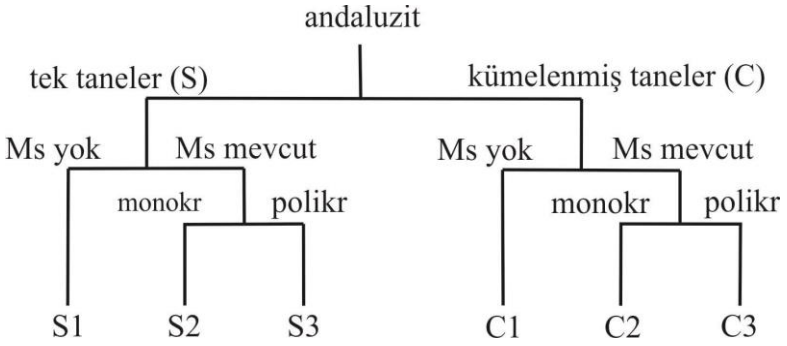
NAG’daki andaluzit mineralindeki kümeleşmenin birçoğu muskovit içine gömülü olarak ve optik sürekliliği olan andaluzit tanelerinin olduğu gibi görünmektedir (Şekil 4.125).



Şekil 4.125. Andaluzit kümeleşmesinin sadece muskovit içine gömülü olduğu, optik olarak sürekli andaluzit tanelerinin çift nikol görünümü.

Muskovit ile dokusal ilişkisi

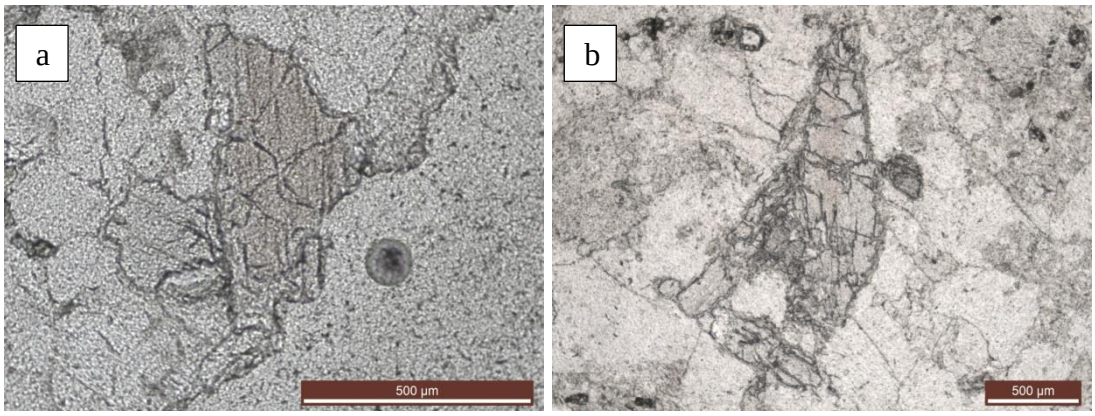
Felsik magmatik kayaçlardaki birçok andaluzit tanesi muskovit tarafından mantolanmıştır. Bu muskovit kuşakları tek bir kristal veya bir polikristalin agregatından oluşabilir. Şekil 4.126, andaluzit tanelerinin kümelenme durumunu ve andaluzit'in muskovit ile ortak ilişkisini birleştirerek, andaluzitin altı farklı dokusal sınıflandırmasını göstermektedir (Şekil 4.126).



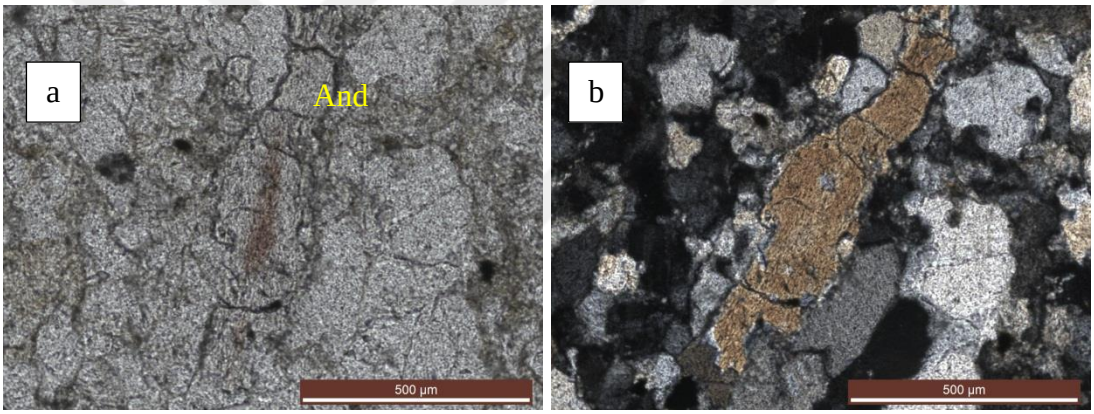
Şekil 4.126. Felsik magmatik kayaçlardaki andaluzitlerin dokusal sınıflandırılması.

Namlıkışla Andaluzit Granitinde, S1, S2, S3, C2, C3 türü dokusal birliktelikler belirlenmiştir.

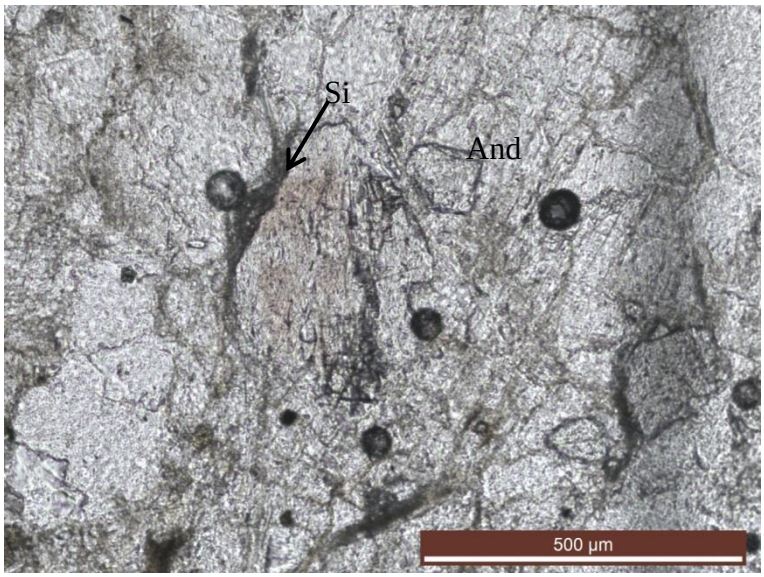
S1, tek andaluzit taneleri, muskovit yok (Şekil 4.127a, b, 128a, b, 129).



Şekil 4.127. a) Numune no: I-110. Tek andaluzit mineralnin (S1), tek nikol görüntüsü. b) Numune no: I-114-6. Tek andaluzit mineralinin tek nikol görüntüsü.

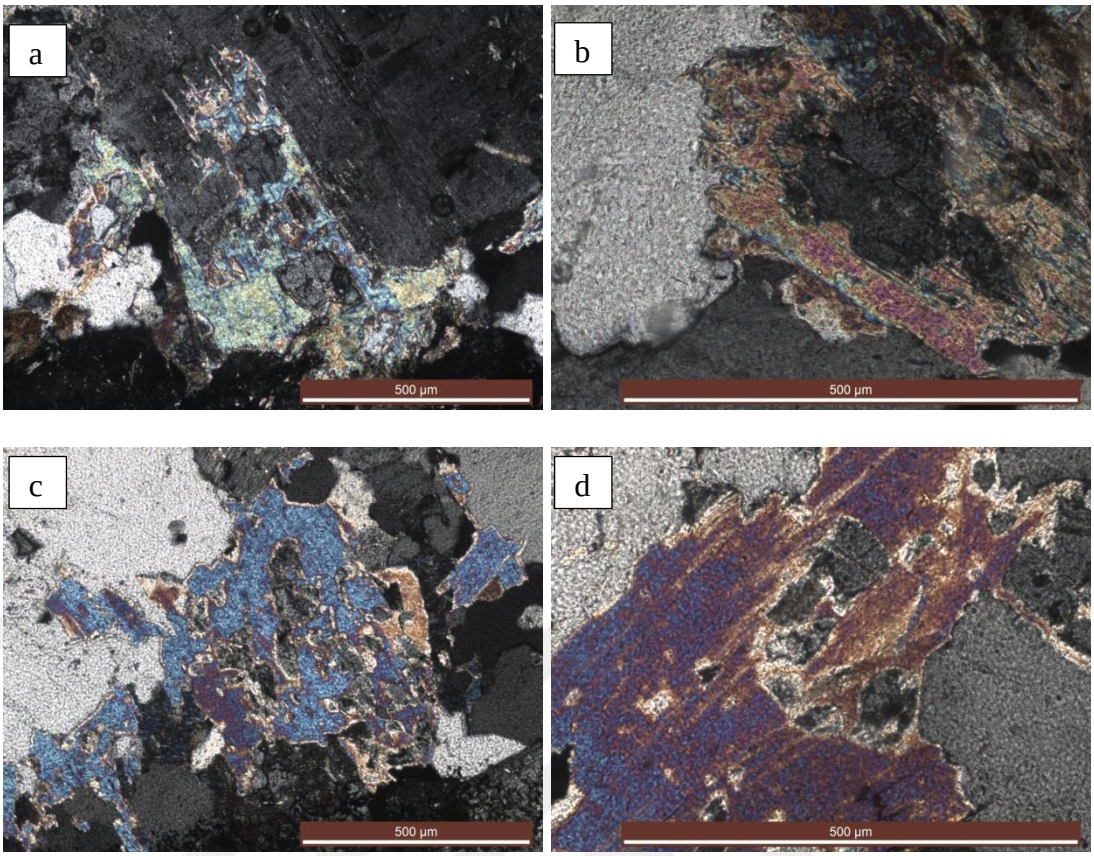


Şekil 4.128. Numune no: N48. Tek andaluzit minerali (S1) a) tek nikol, b) çift nikol görüntüsü (And-Andaluzit).

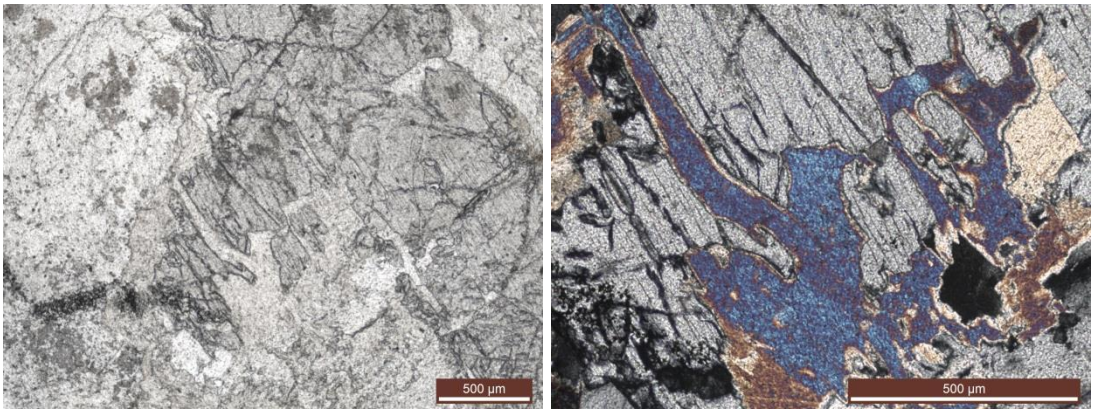


Şekil 4.129. Numune no: N48-1. Tek andaluzit mineralinin (S1), tek nikol görüntüsü ve sillimanit (Si) beraberliği.

S2, tek andaluzit taneleri, monokristalin muskovit aşırı büyüme veya reaksiyon kenarı (Şekil 4.130a, b,c, d, 131a, b).

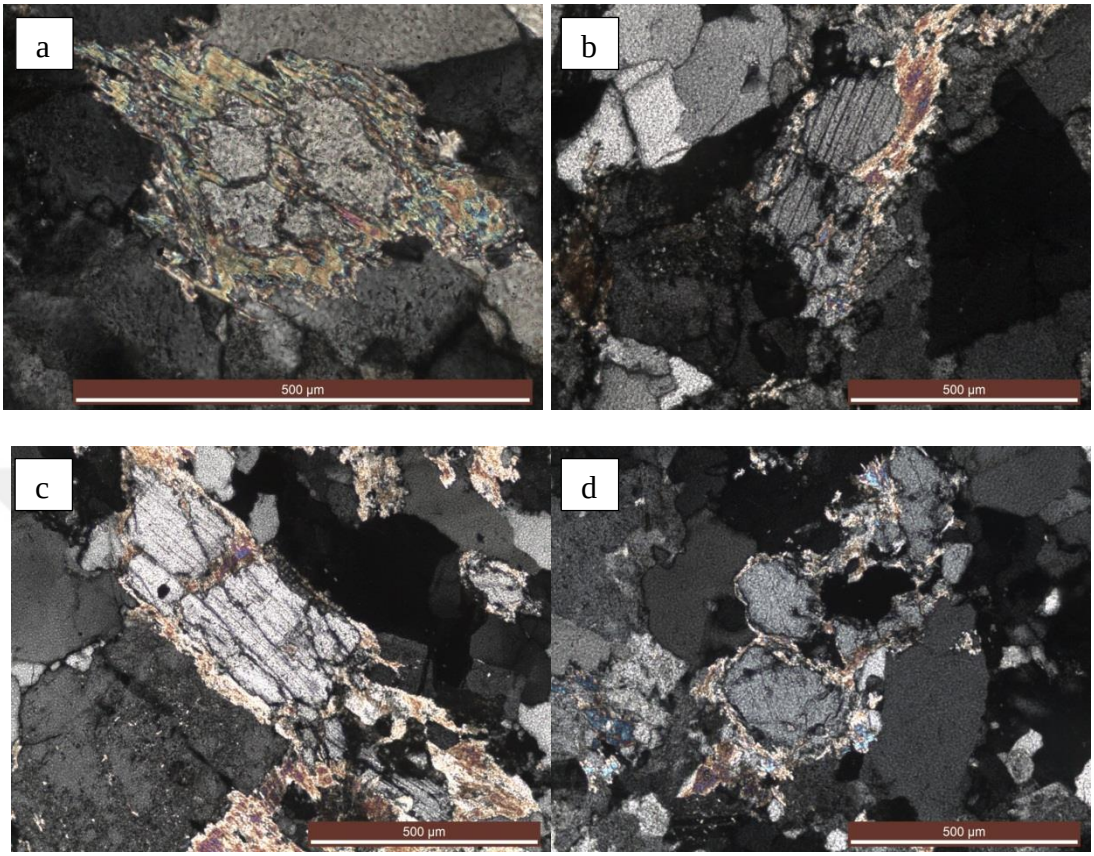


Şekil 4.130. a) Numune no: D76. Tek andaluzit minerali, tek muskovit minerali (S2) çift nikol görüntüsü. b) Numune no: DT31. Tek andaluzit minerali, tek muskovit minerali (S2) çift nikol görüntüsü. c) Numune no: I-114-4. Tek andaluzit minerali, tek muskovit minerali (S2) çift nikol görüntüsü. d) Numune no: I-114-3. Tek andaluzit minerali, tek muskovit minerali (S2) çift nikol görüntüsü.



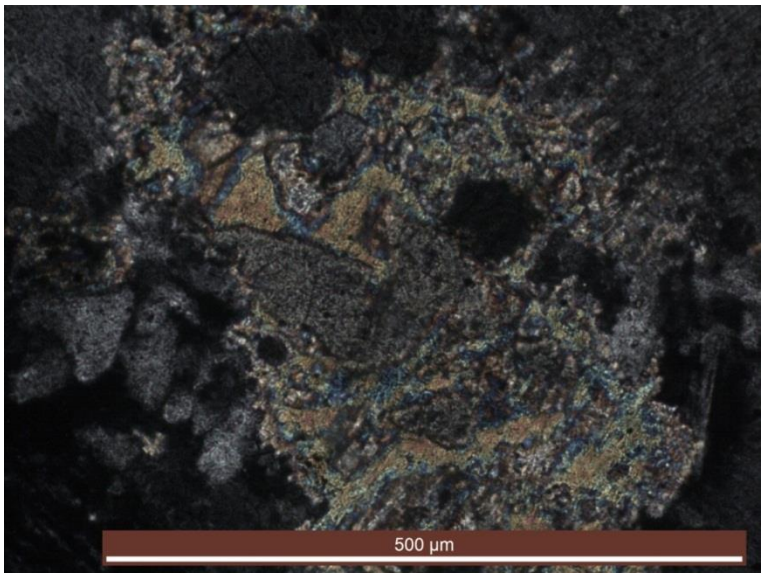
Şekil 4.131. Numune no: I-114-2. Tek andaluzit minerali, tek muskovit minerali (S2) a) tek nikol, b) çift nikol görüntüsü.

S3, tek andaluzit taneleri, polikristalin muskovit aşırı büyüme veya reaksiyon kenarı; (Şekil 4.132a, b, c, d).



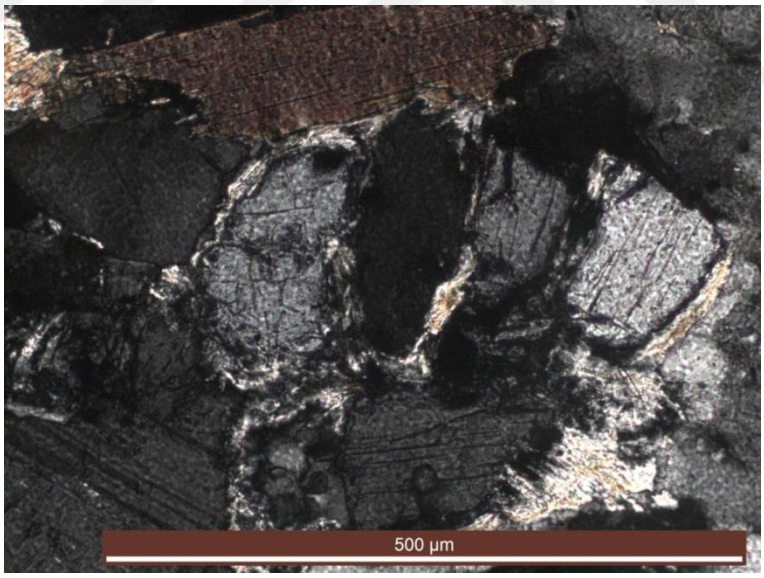
Şekil 4.132. a) Numune no: DT31. Tek andaluzit minerali, polikristalin muskovit minerali (S3) çift nikol görüntüsü. b) Numune no: DT115. Tek andaluzit minerali, polikristalin muskovit minerali (S3) çift nikol görüntüsü. c) Numune no: DT146. Tek andaluzit minerali, polikristalin muskovit minerali (S3) çift nikol görüntüsü. d) Numune no: I101-1. Tek andaluzit minerali, polikristalin muskovit minerali (S3) çift nikol görüntüsü.

C2, kümelenmiş andaluzit taneleri, monokristalin muskovit aşırı büyüme veya reaksiyon kenarı; (Şekil 4.133).



Şekil 4.133. D76-1 numaralı numunedeki küme andaluzit minerali, tek muskovit minerali (C2) çift nikol görüntüsü.

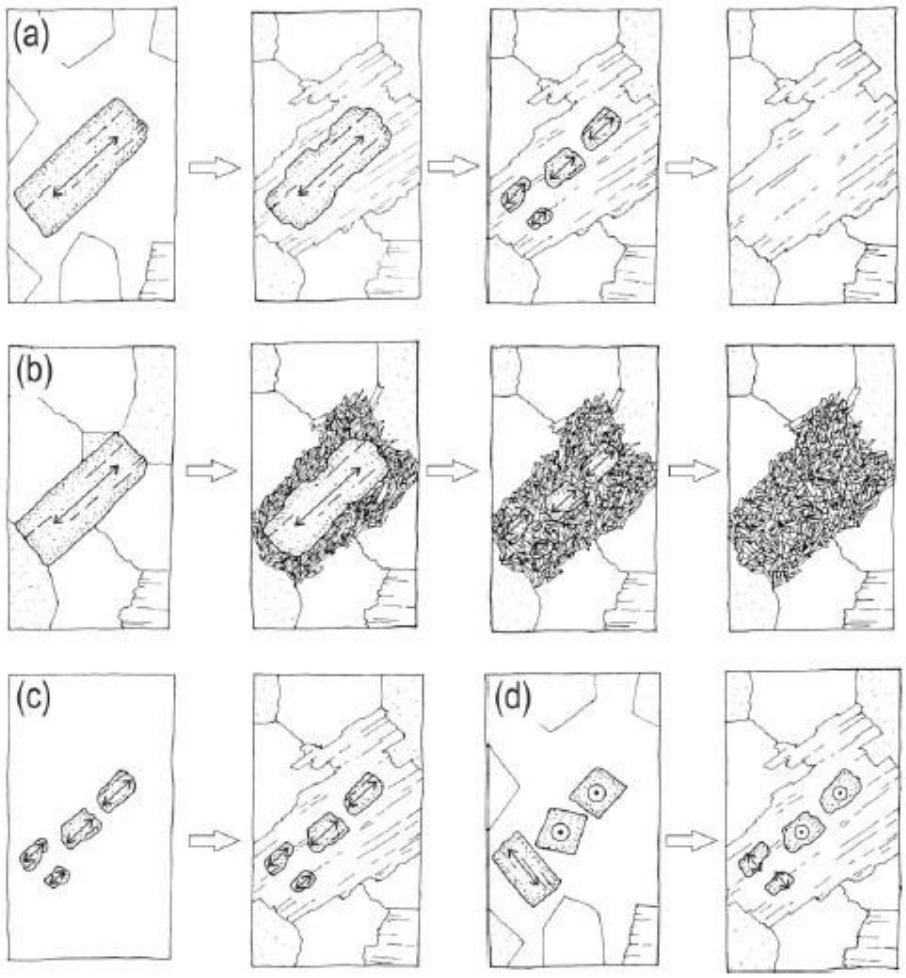
C3, kümelenmiş andaluzit taneleri, polikristalin muskovit aşırı büyüme veya reaksiyon kenarı; (Şekil 4.134).



Şekil 4.134. DT2 numaralı numunedeki küme andaluzit minerali, polikristalin muskovit minerali (C3) çift nikol görüntüsü.

Şekil 4.135, andaluzit ve muskovit arasındaki dört ana tip ve birçok alt tipte tanımlanan dokusal ilişkiyi göstermektedir. Orijinal andaluzit tek bir tane veya bir kümelenme olabilir, muskovit kenarı magmatik veya subsolidus hidrotermal olabilir

ve And→Ms reaksiyonu eksik veya tamamlanmış olabilir. Son durumda reaksiyonda andaluzitin önceki varlığına dair çok az ya da hiç kanıt kalmaz.



Şekil 4.135. Andaluzit ve muskovit arasındaki muhtemel dokusal ilişkilerin gelişimi (oklar, andaluzitin kristalografik c-eksenini temsil eder). Farklı süreçler benzer son noktalara sahip olabilir. a) Tek magmatik muskovit tanesi tek bir magmatik andaluzit tanesi üzerinde büyür. Subsolidus muskovit, andaluzitin tamamen tüketilmesine kadar büyümeye devam eder. Son durumda andaluzitin eski varlığına dair hiçbir dokusal kanıt kalmaz. b) Polikristalin muskovit psödomorfu üretmek için andaluzit tanesinin subsolidus yerdeğişimi. c) Magmatik muskovit tarafından büyütülen ve sonuçta görünen bir kümelenme gösteren, optik devamlılığı olan quench iskeletsel andaluzit taneleri. d) magmatik muskovit tarafından büyütülen, optik devamlılığı olmayan andaluzit kümelenmesi.

Namlıkışla Andaluzit Granitinin genetik tipi

Teorik olarak, felsik magmatik kayaçlardaki andaluzitlerin üç ana genetik kategoriye ayrıldığı başta verilmiştir (Clarke vd., 2005). Bu bölümde Namlıkışla Andaluzit

Granitindeki andaluzit mineralinin genetik tipi; Tip 2 Magmatik fazının Tip 2c ve 2d ile açıklanacaktır. Diğer genetik tiplerin ayrıntılı açıklamaları için Clarke vd., (2005)'nin çalışmasından faydalanılanabilir.

Tip 2 Magmatik (eriyik fazı; andaluzit oluşumunun ayrılmaz bir parçası)

Tip 2c Magmatik-kotektik (T ↓ ve / veya P ↓), suya doygun olmayan

Andaluzit ve granitik magmaların stabilite alanları arasındaki herhangi bir örtüşme, andaluzitin uygun bileşimli silikat eriyiğinde doygun hale gelebileceği anlamına gelir.

Eriyik fazındaki alüminosilikat doygunluğu, fazla alümina (yüksek A/CNK) tarafından kontrol edilir. Alümina fazlalığı kapalı veya açık sistemli işlemlerle veya fraksiyonel kristallenme, kirlenme veya muhtemelen su doygunluğu ve bir akışkan fazın kaçışı gibi kombinasyonlarla gerçekleşebilir.

T-P uzayında andaluzit duraylılık alanı ve granitik eriyiklerin stabilite alanları arasındaki önemli çakışma alanında ve çoğu durumda solidus sıcaklığı altında andaluzit duraylıdır.

Genel andaluzit oluşturan reaksiyon:

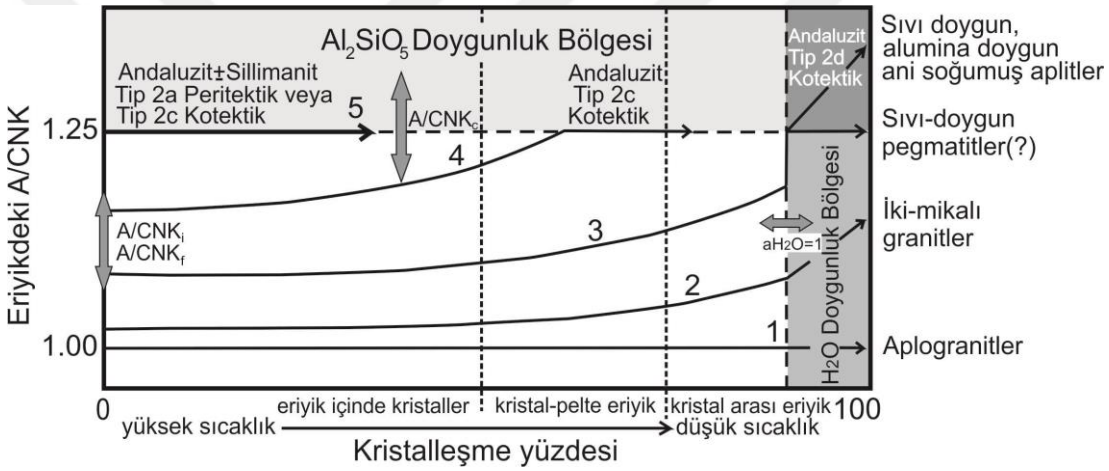
L → And + Kfs + Plj + Qtz + Diğer Magmatik Katı Fazlar:

Tip 2d Magmatik-kotektik (T ↓ ve / veya P ↓), suya doygun

Neredeyse her felsik magma, solidusun üzerindeki bir sıcaklıkta su doygunluğuna ulaşır. Bu düşük sıcaklıkta suya doygun koşullar, andaluzit stabilite alanı ile maksimum örtüşme lehindedir. Su doygunluğu, sistemde hale hazırda andaluzit bulunsun veya bulunmasın pegmatitlerde hatta kuvars damarlarında andaluzit oluşumuna sebep olabilir (Whitney ve Dilek, 2000). Bu andaluzitin suya doygun ortamda çekirdekleşme ve büyüme kabiliyetini gösterir.

Petrolojik Model

Şekil 4.136, magmatik andaluzit oluşumundaki en önemli kontrollerin A/CNK ve eriyikteki sıvı doygunluğu olduğu görüşünün grafik bir özetidir. Grafikte beş muhtemel kristalleşme yollarını tasvir edilmiştir, bunların üçü andaluzit üretir. Andaluzitin dokusal türü magmanın su doygunluğundan önce Al_2SiO_5 doygunluğuna (çoğunlukla dokusal tip S1-S3) ulaşıp ulaşmadığına veya Al_2SiO_5 doygunluğundan önceki su doymasına (dokusal tip C1-C3) bağlı olup olmadığına bağlıdır. Kesin yollar, kristalleşen fazların birleşmesine (toplanmasına) ve ortaya çıktıkları dizilime bağlıdır. Ayrıntılı olarak, artan sırayla $(A/CNK)_i$ olan kristalleşme yolları aşağıdaki gibidir.



Şekil 4.136. A/CNK çizimi ve aplogranitik ve peralümin eriyiklerinin yüzde kristalleşmesi. Çift başlı oklar, temel sistem değişkenlerini gösterir: $(A/CNK)_i$ eriyik ve $(A/CNK)_f$ bölümleme fazları; $(A/CNK)_c$, alüminosilikat içinde eriyiğin doyurulması için gereken A/CNK'nın kritik değeri ve a_{H2O} = 1, eriyiğin suda doymuş hale geldiği kristalleşme tarihindeki nokta.

Yol 1. İlk eriyik aplogranitik [$(A/CNK)_i$ = 1] ve susuzdur. Feldispat fraksiyonasyonu kalıntı eriyik içinde A/CNK'yi değiştirmeden bırakır, su doygunluğuna hiçbir zaman ulaşılamaz ve hiçbir andaluzit oluşmaz.

Yol 2. İlk eriyik zayıf peralümindir ve suya doygun değildir. Fraksiyonlanmış magma alüminosilikat doygunluğuna ulaşmaz, ancak su doygunluğuna ulaşır ve sonunda sıradan bir iki mikalı granit haline gelir.

Yol 3. İlk eriyik orta derecede peralümindir ve suya doygun değildir. Susuz fazların kristalleştirilmesi, eriyiğin A/CNK'sini yükseltir, ancak eriyik Al_2SiO_5 doygunluğundan önce su doygunluğuna erişir. Alkali taşıyan bir sıvı fazının gelişimi, kalıntı eriyiği alüminosilikat alanına sürükleyerek ve/veya A/CNK'ye önemli oranda artışı sağlayarak andaluzitin kristalleşmesine neden olabilir. Alternatif olarak, suya doygun eriyiğin adiyabatik olarak dekompresyonu, eriyik içindeki suyun çözünürlüğü ve konsantrasyonunu ve eriyik bileşimini kapsayacak şekilde Al_2SiO_5 doygunluğunun eşiğini düşürerek andaluzit çökelmesini sağlar. Birinci durumda, eriyik andaluzit stabilite alanına girer ve ikinci durumda, andaluzit kararlılık alanı eriyik bileşimini geride bırakır. Her iki durumda da sonuç muhtemelen quench kristal (quenching: Deneysel petrolojide yavaş soğutma ile değiştirilecek olan yüksek sıcaklık durumunun bazı fiziksel-kimyasal özelliklerini korumak için, ısıtılmış bir yükün çok çabuk soğutulması) kümeleri olarak andaluzitin kristalleşmesidir.

Yol 4. İlk eriyik son derece peralümindir ve suya doygun değildir. Fraksiyonelleşmeyle alüminosilikat doygunluğuna tek başına ulaşarak tekli andaluzit taneleri oluşturur ve daha sonra evrimleşmiş sıvı fazdan andaluzit oluşturabilir.

Yol 5. İlk eriyik baştan doygun alüminosilikat ve doygun olmayan sudur. İlk eriyik magmatik, ksenokristal veya her ikisi birden olabilen tek andaluzit (veya sillimanit) tanecikleri içerebilir.

Bu modele göre, peralüminalı felsik magmatik kayaçlardaki andaluzitler dokusal ve genetik olarak bimodaldir: su doygunluğundan önce Al_2SiO_5 doygunluğuna ulaşan magmalar tekli andaluzit taneleri içerirken; Al_2SiO_5 doygunluğundan önce su doygunluğuna ulaşan magmalar ise (ve su doygunluğuyla Al_2SiO_5 doygunluğu), andaluzit kümeleri içerir. Bazı kayaçlar hem andaluzit taneleri hem de andaluzit kümeleri içerebilir (örneğin, yukarıdaki Yol 4 veya 5'in su doygunluğuna ulaştığı zaman). Daha önce tartışıldığı gibi, S1 ve C1 andaluzitler ile granitlerin kristalleştirilmesinin son interstitial (geçiş) eriyiğinde olduğu için bir makrokozm (evren) olabilir.

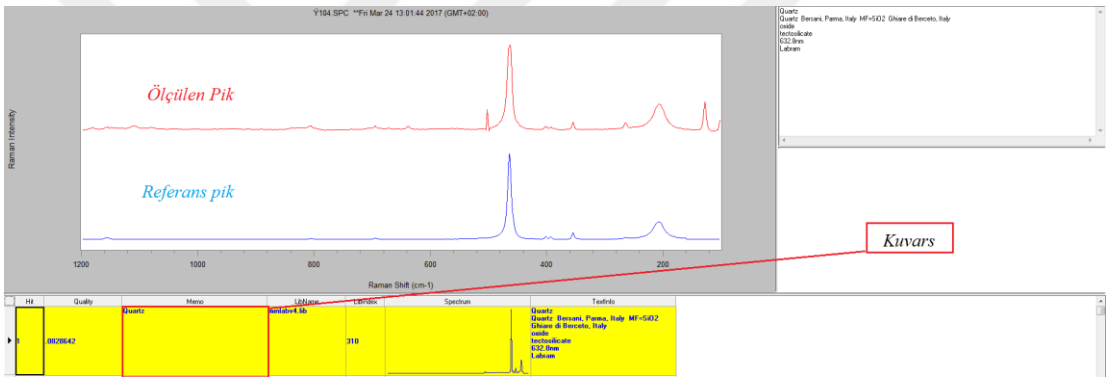
Muskovit reaksiyon kuşaklarının oluşumu andaluzit oluşum şekline bağlı değildir. Magmatik andaluzitin her iki tipinde, sistem muskovit stabilite alanıyla karşılaştığı koşullara bağlı olarak, muskovit reaksiyon kuşağı oluşturabilir. Monokristalin muskovit kuşakları magmatik olabilirken, polikristalin muskovit kuşakları subsolidus olabilir.

Namlıkışla andaluzit granitinin krs çalışmaları

Namlıkışla Andaluzit Graniti (NAG); makroskobik olarak açık pembe renkli, ince-orta taneli ve mafik mineral miktarı azdır. Muskovit +biyotit +kuvars +ortoklaz +plajiyoklaz +andaluzit +mikroklin ±granat ±turmalin ±opak mineral bileşimine sahiptir ve holokristalin, hipidiyomorf, tanesel dokuludur. Petrografik olarak adlandırılan minerallerin KRS ile yapılan çalışmalar sonucu petrografi ile benzerlik gösterdiği ve hatta granat minerallerinin de türü ortaya konmuştur.

Kuvars

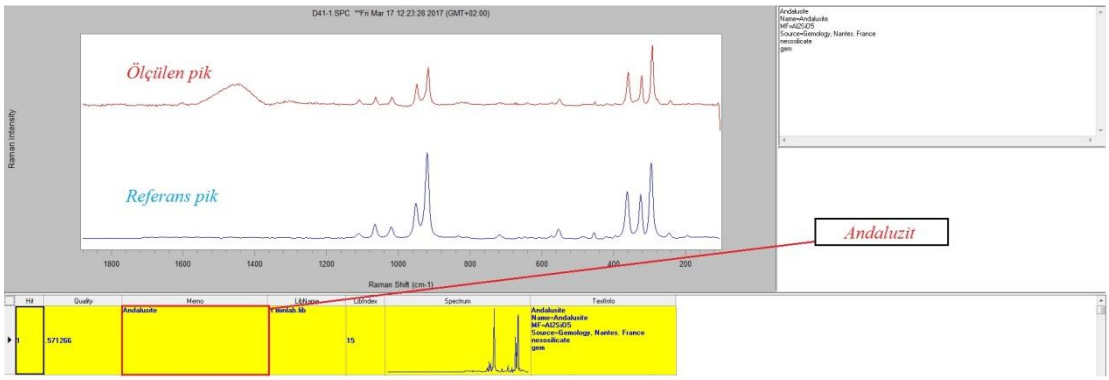
Kuvars minerali Spectral ID si bu birim içindeki kuvars minerali varlığını ortaya koymuştur (Şekil 4.137).



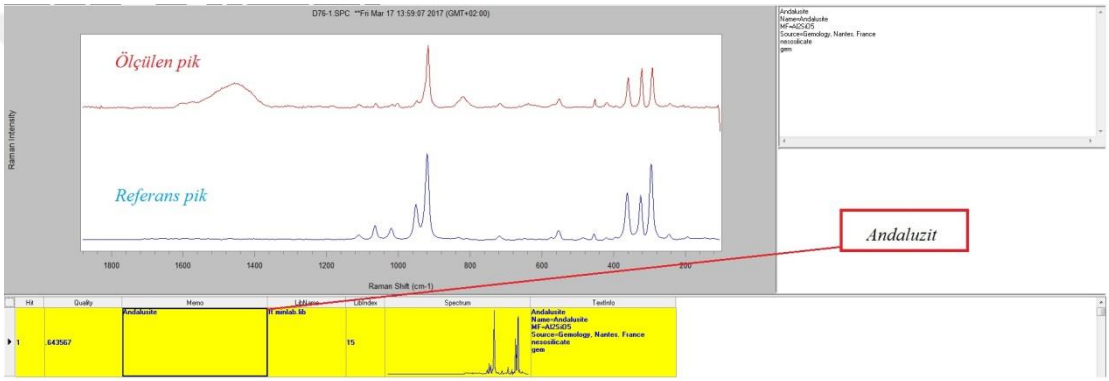
Şekil 4.137. İ104 numaralı, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki kuvars mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.

Andaluzit

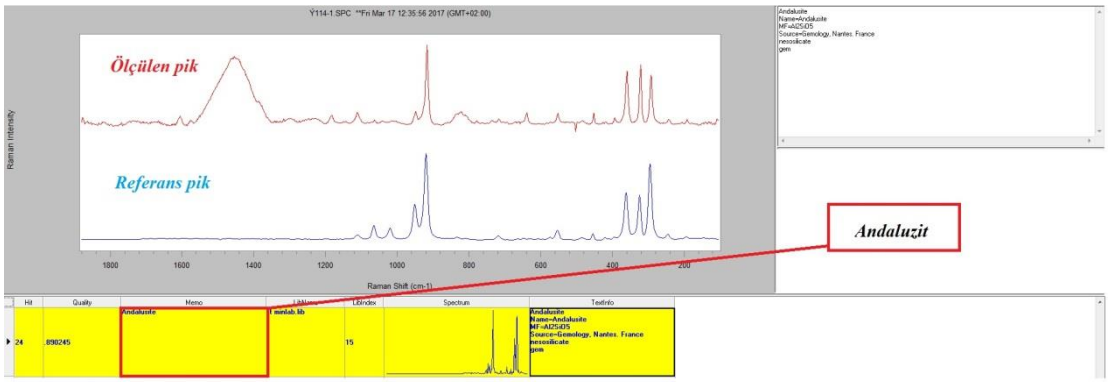
Andaluzit mineraline yönelik yapılan çalışmada üç farklı örnekte de elde edilen andaluzit minerali Spectral ID si bu birim içindeki andaluzit minerali varlığını ortaya koymuştur (Şekil 4.138, 139, 140).



Şekil 4.138. D41-1 numaralı, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki andaluzit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



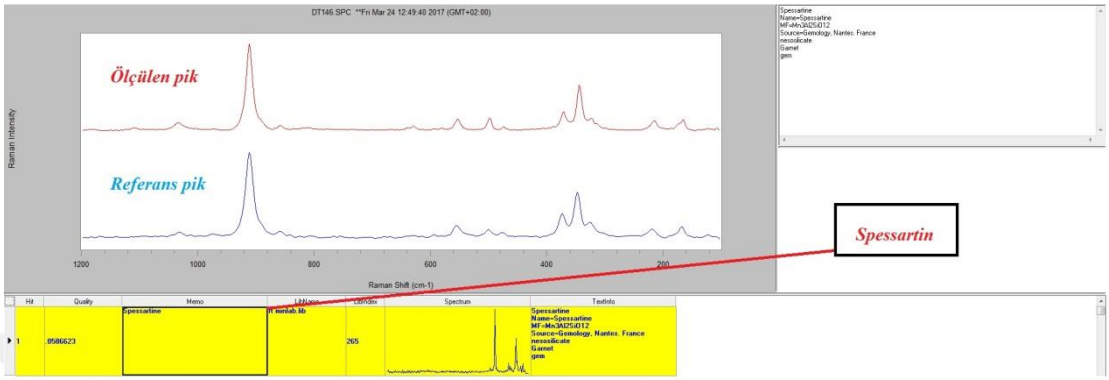
Şekil 4.139. D76-1 numaralı, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki andaluzit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



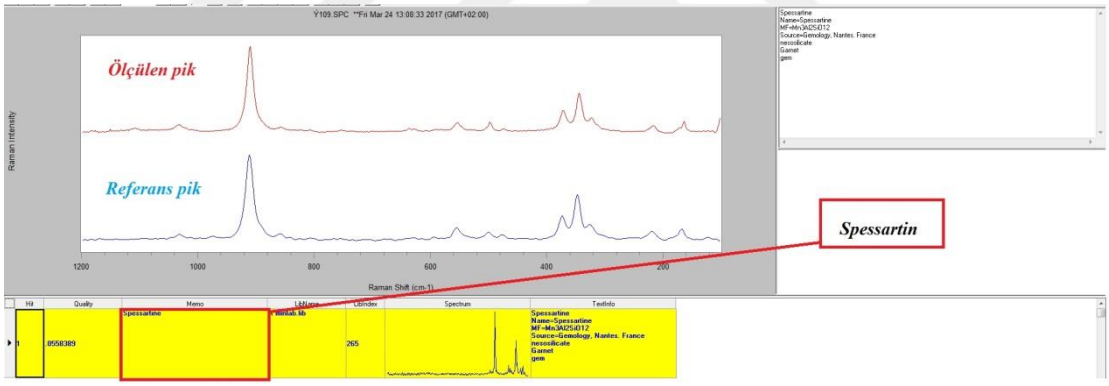
Şekil 4.140. İ114-1 numaralı, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki andaluzit mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.

Granat

Granat mineralinin türüne yönelik yapılan çalışmada iki farklı örnekte de elde edilen Spectral ID sonucuna göre bu birimdeki granat minerallerinin Spessartin türü olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 4.141, 142).



Şekil 4.141. DT-146 numaralu, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.



Şekil 4.142. İ-109 numaralı, Namlıkışla Andaluzit Graniti içerisindeki granat mineralinin raman piki ve Spectral ID değerlendirmesi.

Namlıkışla andaluzit granitinin jeokimyasal özellikleri

İnceleme alanından derlenen Namlıkışla Andaluzit Granitine ait kaya örneklerinin ayrıntılı olarak mineralojik-petrografik incelemeleri sonucu 36 adet kayanın taze ve karakteristik olanlarından Aksaray Üniversitesi Jeokimyasal Analiz Laboratuvarında tüm kaya ana oksit ve iz element analizi yapılmıştır (Çizelge 4.4). Jeokimyasal analizi yapılan bu örneklerin kayaları uygun olarak temsil eden 5 adetinin nadir toprak element analizleri Acme Analitik Laboratuvarında yaptırılmıştır (Çizelge 4.5). Bu sonuçlar jeokimyasal ve jeotektonik ile ilgili diyagramlara aktarılarak değerlendirilmiştir.

Çizelge 4.4. Namlıkışla Andaluzit Granitinin tüm kaya jeokimya verileri.

Örnek Adı-%	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	TOTAL
T1	71.71	0.059	16.92	1.1	0.06	0.28	0.72	3.31	4.95	0.09	0.77	99.95
T14	71.66	0.092	17	1.13	0.04	0.32	0.72	2.97	4.98	0.13	0.88	99.93
T17	72.41	0.056	16	1.38	0.08	0.17	0.64	3.39	5.05	0.2	0.57	99.94
A18	68.48	0.21	18.79	1.76	0.04	0.53	0.59	2.66	4.68	0.18	1.37	99.3
A19	70.97	0.125	15.55	0.81	0.04	0.36	1.08	2.12	7.64	0.1	0.89	99.68
A21	62.82	0.103	18.51	1.51	0.08	0.3	0.62	2.52	6.32	0.2	0.99	93.98
DT2	73.17	0.143	13.88	1.47	0.03	0.48	1.09	2.93	5.78	0.08	0.85	99.93
DT3	72.66	0.16	14.46	1.45	0.02	0.68	0.98	2.51	6.29	0.09	0.63	99.95
DT5	70.63	0.065	14.24	1.43	0.03	1.11	0.57	3.07	4.83	0.27	2.94	99.19
DT9	73.06	0.135	14.48	1.34	0.05	0.46	1.03	3.35	5.14	0.16	0.72	99.97
DT10	70.98	0.218	15.23	1.74	0.05	0.94	1.39	2.72	5.61	0.2	0.84	99.94
DT12	72.25	0.035	16.35	0.53	0.04	0.15	0.32	2.74	7.1	0.06	0.35	99.92
DT28	72.85	0.165	14.17	1.77	0.06	0.88	1.42	3	5.27	0.25	0.15	99.99
DT31	70.72	0.091	16.89	1.05	0.07	0.15	0.52	3.32	5.41	0.2	1.56	99.98
DT76	59.8	1.073	17.71	5.79	0.07	3.07	2.67	2.82	5.08	0.36	1.12	99.56
DT114	66.56	0.275	17.88	2.32	0.07	1.29	1.43	2.68	5.76	0.23	0.69	99.17
DT115	69.33	0.113	17.81	1.22	0.06	0.48	0.75	3.1	5.3	0.13	1.71	100
DT141	69.55	0.036	17.59	0.9	0.03	0.19	0.6	3.53	5.42	0.14	0.72	98.72

Çizelge 4.4 (devam). Namlıkışla Andaluzit Granitinin tüm kaya jeokimya verileri.

Örnek Adı-%	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	TOTAL
DT142	70.31	0.062	16.75	1.19	0.04	0.24	0.66	3.46	5.09	0.13	1.24	99.17
DT143	64.41	0.214	17.67	1.93	0.05	0.32	0.63	2.36	6.09	0.19	1.23	95.1
DT144	68.67	0.097	18.11	1.36	0.03	0.29	0.61	2.77	5.56	0.18	1.36	99.04
DT145	68.4	0.1	19.76	1.16	0.05	0.23	0.56	2.55	5.55	0.22	0.76	99.34
DT146	69.12	0.079	19.37	0.41	0.04	0.13	0.5	2.99	5.38	0.12	1.14	99.27
DT147	68.67	0.04	18.39	0.95	0.04	0.17	0.59	3.29	5.35	0.13	1.1	98.72
DT148	71.22	0.089	16.55	1.03	0.04	0.28	0.66	3.02	5.53	0.14	1.07	99.64
DT149	71.35	0.066	16.63	1.06	0.04	0.19	0.6	3.57	4.86	0.12	1.02	99.52
D-76	74.27	0.082	13.75	1.02	0.03	0.36	0.84	3.14	5.53	0.1	0.83	99.97
D-41	74.03	0.054	14.71	0.88	0.05	0.27	0.61	3.96	4.57	0.26	0.55	99.98
N-48	73.62	0.062	15.15	1.01	0.03	0.42	0.73	2.8	5.77	0.3	0.45	100.3
E-25	77.62	0.045	13.35	0.55	0	0.23	0.16	4.03	3.65	0	0.32	99.97
I101	74.59	0.027	16.66	2.7	0.62	0.08	0.31	1.64	2.5	0.07	0.66	99.86
I103	73.95	0.024	15.67	0.45	0.03	0.18	0.42	4.58	3.23	0.02	1.05	99.6
I108	72.51	0.029	18.86	0.64	0.02	0.22	0.18	3.89	2.49	0.01	1.15	100
I110	72.76	0.005	15.43	0.28	0.06	0.05	0.21	2.92	7.49	0.02	0.64	99.86
I114	72.8	0.008	18.37	0.77	0.1	0.17	0.29	3.1	3.28	0.02	1.05	99.97
DT-82	69.41	0.135	18.59	1.12	0.04	0.33	0.48	3.19	4.88	0.15	1.56	99.89

Çizelge 4.4 (devam). Namlıkışla Andaluzit Granitinin tüm kaya jeokimya verileri.

Örnek Adı-(ppm)	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Pb	Th	U
T1	123.09	5.95	3.32	9.76	5.72	7.78	39.06	20.6	1.41	5.11	318.6	43.01	26.23	70.9	14.02	1.89	66.62	17.08	3.47	3.86	7.08	51.2	38.1	12.4
T14	63.24	11.48	7.25	9.39	7.19	22.8	22.07	19.3	0.96	7.64	240.1	85.29	17.1	50.8	12.7	1.70	239.5	0.56	0	1.23	6.65	56.3	16.6	8.34
T17	53.52	10.43	5.41	10.4	8.94	7.86	74.42	21.6	1	5.61	257.9	37.98	29.96	61.2	13.78	1.3	51.66	15.28	4.12	3.98	6.56	44.7	35.2	9.57
A18	38.02	4.38	67.8	4.86	9.82	33.1	39.82	20.8	1.18	5.12	166.2	169.7	17.11	98.7	15.65	0	344.2	2.23	0.13	1.43	7.15	47.3	13.6	5.35
A19	172.16	13.39	16.8	8.35	10.3	9.5	28.05	18.2	1.64	8.06	228.3	264.2	15.9	106	12.47	0	794	39.8	5.86	4.88	6.17	75.4	16.8	8.19
A21	97.12	5.64	54.9	5	11.6	32.2	39.91	23.8	1.83	4.35	374.7	36.15	16.44	47.7	21.76	3.48	48.62	26.46	6.69	4.89	6.11	61.8	12.2	13.6
DT2	0.0002	0	0	15.5	4.2	0.7	31.9	14	0.8	0.8	201.9	80.8	13.2	86.1	8.3	2.4	515	0	0	0	2	40.3	12.8	6
DT3	0.0002	0	0	15.3	6.5	4.6	28.1	15.6	1.1	0.4	167.7	125.6	10.8	103	12.9	1.9	811.3	0	0	0	1.7	43.9	11.6	6.3
DT5	0.0003	0	0	21.3	1.8	2	19.9	14.5	1.2	1	192.3	72.2	12.3	65	5.4	2.4	448.4	0	0	0	1.4	36.1	9.9	6.5
DT9	0.0002	0	0	14.7	3.5	0.8	31.5	18.5	3.3	8.4	246.6	55.4	13	71.2	19	3.1	243.3	0	0	0	1.3	42.7	8.9	9.1
DT10	0.0002	0	0	20.6	1.8	0.9	33.9	15.3	0.8	1.3	203.9	87.7	13.3	67.3	9.9	2.6	369.9	0	0	0	1.3	56.2	8	7.6
DT12	27.24	12.79	7.61	8.57	8.48	8.52	10.1	18	0.9	6.36	325.5	51.07	33.99	60.5	7.08	1.32	55	22.16	4.55	3.4	7.1	43.9	14.7	11.7
DT28	0.0002	0	0	22.4	9.6	6.8	35.4	18.2	1.7	4.5	225.3	84.5	14.1	63.8	5.3	2.5	357.5	0	0	0	1.7	46	9.1	5.9
DT31	12.35	8.25	8.1	7.44	6.3	3.76	53.66	19	1.05	23.5	253	60.98	21.88	51.9	14.86	3.3	161.7	13.32	3.75	0.71	6.82	171	30.9	9.21
DT76	79.34	11.21	31.3	11.7	10.2	3.9	101.3	21.6	1.15	2.49	196.7	351.8	19.54	164	27.12	0	584.4	22.45	3.08	4.4	6.86	26	12.8	6.66
DT114	81.77	6.21	24.7	9.99	6.59	11.5	60.21	19.9	1.17	9.19	218.4	118.7	20.6	78.4	12.47	0	384.2	15.85	2.71	4.16	5.67	73.4	12.8	7.22
DT115	35.74	16.64	6.58	22.6	7.56	50.5	37.9	19.9	0.77	9.23	259.6	80.78	17.48	56.9	11.26	3.24	237.3	2.27	0.51	1.91	2.59	63.5	9.49	8.71
DT141	24.96	2.91	6.93	4.46	6.76	11.7	51.36	22.3	1.39	2.73	395	12.27	22.28	49.8	19.56	3.41	0	4.53	1.76	2.77	5.85	34.8	31.8	15.6

Çizelge 4.4 (devam). Namlıkışla Andaluzit Granitinin tüm kaya jeokimya verileri.

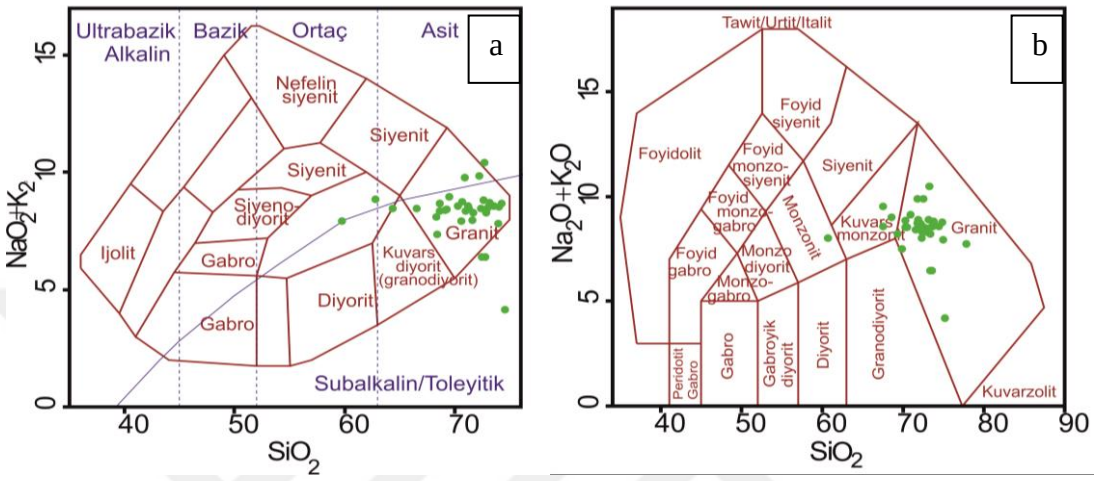
Örnek Adı-ppm	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Pb	Th	U
DT142	30.58	4.62	7.77	6.22	7.79	6.01	35.94	20.6	1.44	5.79	338.8	46.38	16.84	52	14.38	6.88	86.48	0	0	2.09	7.2	56.8	11.3	12.2
DT143	31.03	10.02	97.1	5.74	6.75	17.4	53.22	22.8	0.8	3.48	272.6	49.43	24.78	66.6	20.85	0	83.23	14.46	4.25	2.26	6.34	25.7	10.2	9.17
DT144	29.97	10.99	28.9	3.45	7.32	29.2	45.85	21.7	1.57	6	209.9	85.69	24.07	77.4	15.47	0	248.5	18.25	4.25	2.1	6.89	64.6	22.4	7.14
DT145	34.38	6.71	132	3.36	7.85	4.8	44.11	23.4	1.27	2.4	262.3	57.78	15.65	49.5	20.53	0	110.9	6.73	1.81	1.98	7.06	31.7	11.8	8.8
DT146	78.58	6.34	40.6	3.38	7.89	7.13	24.08	24.5	1.56	1.64	356.4	36.86	21.02	55.3	20.81	0	76.12	26.51	6.08	4.2	7.52	34.9	20.3	13.4
DT147	115.2	9.06	79.8	3.56	8.2	2.39	55.56	23.8	1.36	2.78	356.9	19.43	26.98	57.3	18.47	1.1	0	8.34	3.1	1.78	6.66	36.7	28.3	13.4
DT148	41.06	6.32	24.7	7.1	7.45	6.97	32.46	18.8	0.82	3.88	281.9	64.05	17.72	65.1	15.06	1.63	256.4	1.32	0.75	0.49	8.81	24.8	29	10.7
DT149	21.92	11.2	10.7	5.58	5.54	11.6	27.24	21.2	1.1	2.51	295.8	37.49	19.61	46.2	17.15	0.1	0	3.31	1.08	3.61	7.82	25.2	17.2	10.4
D-76	0.0002	0	0	15.3	4.3	0.7	24.9	16.3	1.7	0.8	224.3	52.8	21.2	98.1	10.6	5.4	285	0	0	0	1.4	37.9	10.6	7.2
D-41	0.0002	0	0	27.6	2.5	6.7	11.6	19.7	2.5	5.2	314.7	18.9	10	29	16.6	2.2	78.6	0	0	0	1.7	29.3	2.3	5.6
N-48	0.0002	0	0	22.5	4.5	0.8	56.8	25.3	1.7	6.5	324.5	27	8.5	37.1	24.8	2.5	127.1	0	0	0	1.5	24.4	3.1	6.8
E-25	0.0002	0	0	8.4	3.2	5.7	3.7	9.5	1	15.7	132.6	28.8	9	33.3	10.8	3.4	36.9	0	0	0	1.6	30.6	23.8	6.1
I101	20.85	15.14	6.75	6.97	12.9	7.52	29.09	27.4	1.09	29.5	155.2	31.43	20.25	20.9	14.53	7.83	0	2.25	1	1.32	6.44	224	33.3	4.9
I103	43.19	9.93	14.9	6.63	9.85	9.71	9.69	18	0.98	43.1	115.7	86.07	31.22	85.2	12.46	0	97.84	19.15	4.56	3.13	6.93	310	54.7	4.41
I108	16.6	5.43	5.02	16.2	12.8	17.1	23.34	19.2	1.01	39.8	104.5	68.99	38.64	86.9	16.27	0	131.5	23.36	5.51	4.23	6.34	286	58.1	4.01
I110	51.39	6.31	11.8	12.4	9.31	7.66	21.55	18.7	1.38	18.9	541.8	0	30.1	21.7	9.48	12.57	59.48	37.25	8.71	5.32	6.35	151	50	22.3
I114	15.99	12.91	18.7	24.5	29.2	66.7	31.44	22.3	0.45	22.7	215.8	59.25	50.94	55.9	27.88	0.85	165.9	23.05	5.31	4.66	3.61	154	27.8	7.73
DT-82	122.18	12.22	20.6	10.4	7.89	21.7	38.72	21.2	1.41	14.3	206.3	109.5	24.07	64.3	15.98	1.96	295.6	31	6.11	5.61	5.98	118	35.8	7.41

Çizelge 4.5. Namlıkışla Andaluzit Granitinin iz ve nte analiz jeokimya verileri.

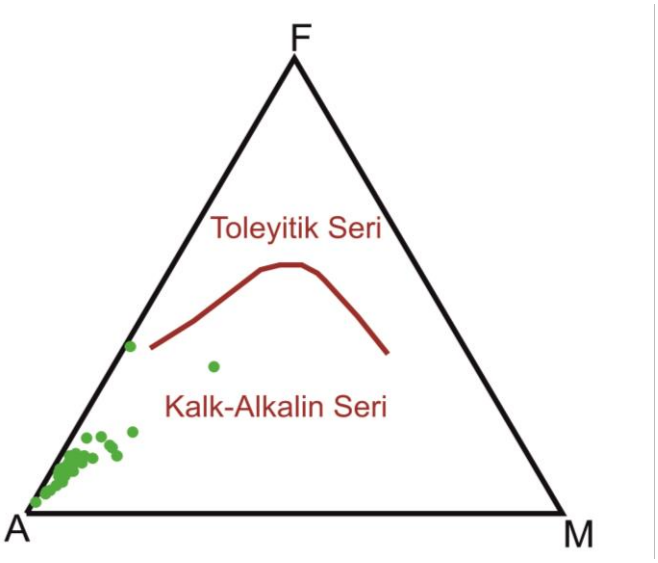
Örnek adı-ppm	DT-31	T-1	DT-143	DT-146	DT-149	DT-82
Ba	159	101	90	62	33	284
Be	2	2	2	1	3	2
Co	5.7	5.4	1.7	3.2	4.6	6.4
Cs	11.8	17.8	6.3	12.6	21.2	5.4
Ga	12.4	13.3	15.5	16.7	13.7	14.2
Hf	1.5	2.5	2.2	2.0	1.9	1.8
Nb	9.7	7.8	12.7	14.2	11.1	10.7
Rb	219.7	279.5	234.5	305.2	264.5	183.0
Sn	15	8	10	8	16	11
Sr	42.1	33.7	26.2	24.2	18.5	89.2
Ta	2.0	1.8	1.5	2.9	2.2	1.2
Th	2.6	10.6	8.9	7.9	7.7	5.4
U	3.7	3.9	3.5	4.4	3.1	2.9
V	<8	<8	<8	<8	<8	11
W	90.7	73.6	14.8	31.7	68.8	56.0
Zr	39.3	60.4	56.8	42.5	36.0	46.6
Y	15.7	20.5	19.1	15.7	15.3	17.7
La	6.3	13.4	12.5	9.9	9.5	10.9
Ce	12.0	26.7	23.6	20.3	18.0	21.3
Pr	1.39	2.94	2.77	2.21	2.01	2.43
Nd	5.2	10.4	9.8	7.4	7.3	8.8
Sm	1.41	2.29	2.56	2.11	1.80	2.32
Eu	0.31	0.16	0.13	0.08	0.08	0.50
Gd	1.80	2.59	3.17	2.27	2.14	2.42
Tb	0.40	0.51	0.60	0.45	0.43	0.48
Dy	2.74	3.41	3.68	2.84	2.91	2.93
Ho	0.53	0.69	0.65	0.49	0.51	0.59
Er	1.46	1.99	1.73	1.48	1.53	1.72
Tm	0.22	0.30	0.23	0.22	0.24	0.26
Yb	1.35	1.91	1.42	1.49	1.55	1.52
Lu	0.18	0.28	0.20	0.20	0.23	0.22

Ana element oksit ve iz element jeokimyasal analiz sonuçlarına dayanılarak hazırlanan jeokimyasal adlama diyagramlarında (Cox vd., 1979 ve Middlemost 1985) monzonit, kuvars monzonit ve baskın olarak granit alanında yer almaktadır (Şekil 4.143a, b). Genel olarak analiz sonuçlarına bakıldığında yüksek silika miktarının göze çarptığı Namlıkışla Andaluzit Granitinde yapılan arazi ve petrografik

çalışmalarda bu adlamayı desteklemektedir. Aynı diyagram üzerinde bu kayaçların örneklerin SiO_2'ye karşı Na_2O+K_2O diyagramındaki dağılımları (Irvine ve Baragar, 1971) subalkali alana düşmektedir. Subalkali karakterdeki örnekler AFM (Na_2O+K_2O, FeO(t), MgO) diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) kalkalkalin karaktere sahip oldukları görülmektedir (Şekil 4.144).

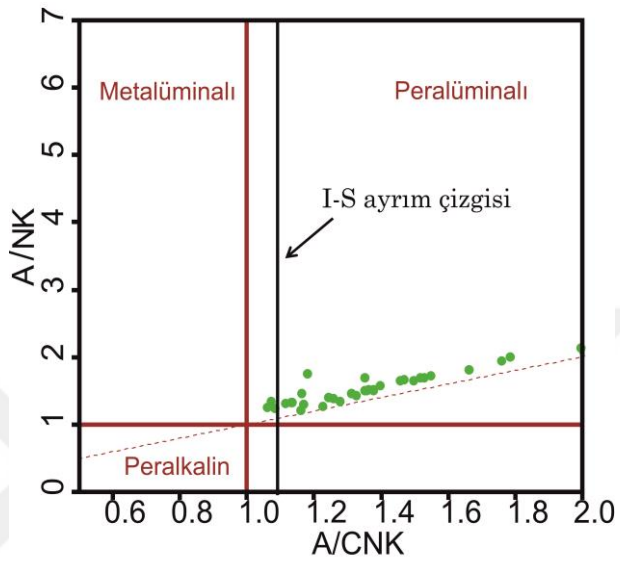


Şekil 4.143. Namlıkışla Andaluzit Graniti toplam alkali silika (TAS) diyagramı a) Na_2O+K_2O/SiO_2(Cox vd., 1979; Irvıne ve Baragar, 1971). b) Na_2O+K_2O/SiO_2 (Middlemost, 1985).



Şekil 4.144. Örneklerin AFM (Na_2O+K_2O, FeO(t), MgO) diyagramı (Irvine ve Baragar,1971).

Shand (1943), tarafından geliştirilen A/CNK'ya karşı A/NK diyagramında granitlerin peralümina karakterli oldukları tespit edilmiştir. Aynı diyagram üzerinde Maniar ve Piccoli (1989), ye göre granitlerin S tipi granit oldukları tespit edilmiştir (Şekil 4.145).



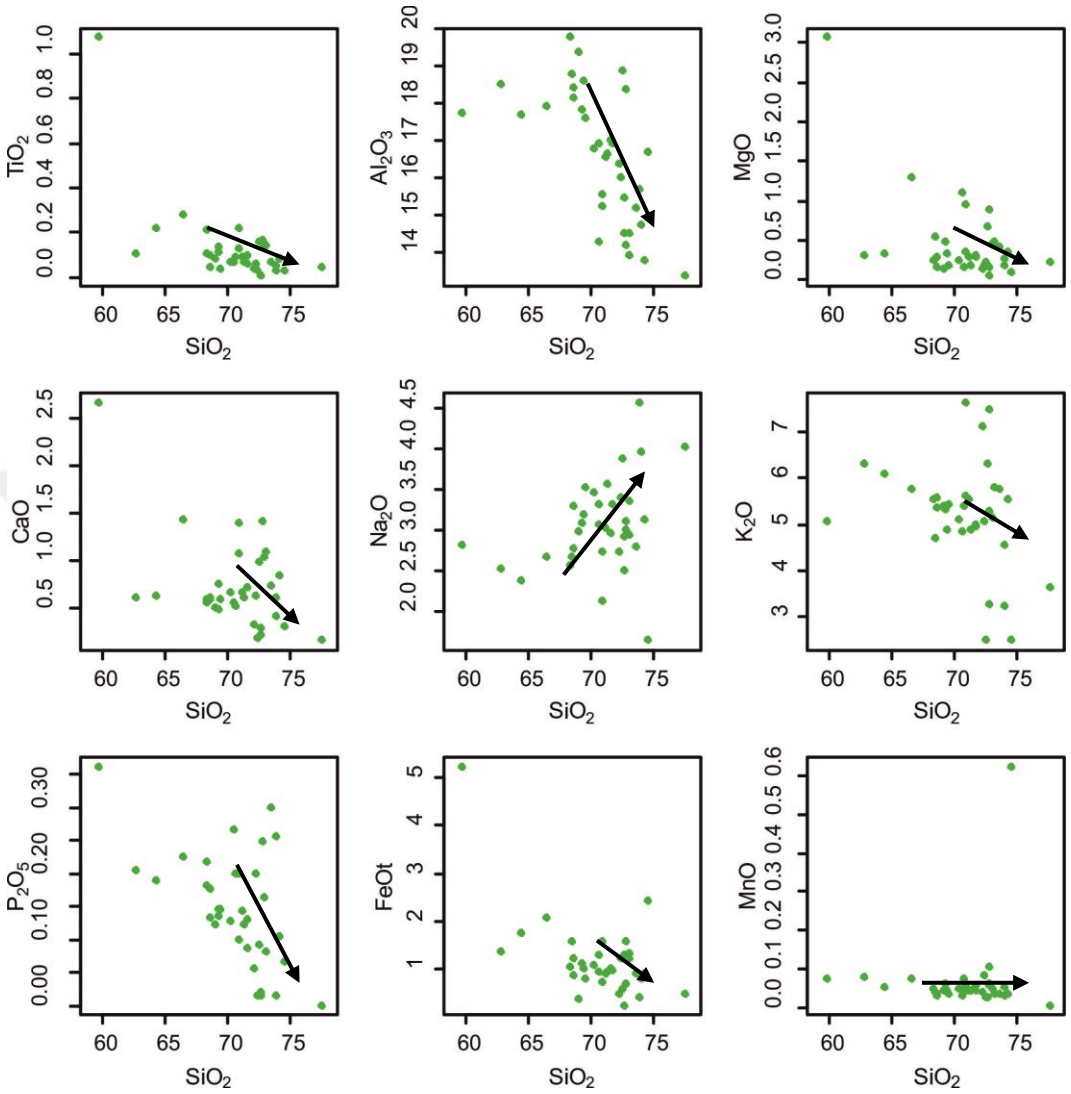
Şekil 4.145. A/CNK"ya karşı A/NK diyagramı (Al/Ca+Na+K-Al/Na+K) (Shand, 1943) sınıflandırması. Farklı tipler (I-tipi ve S-tipi) için ayrım sınırı (Maniar and Piccoli, 1989).

Namlıkışla andaluzit granitin ana ve iz element jeokimyası

Çalışma alanına ait Namlıkışla Andaluzit Granitlerinden alınan örneklerin ana ve iz elementlerinin SiO_2'ye karşı davranışlarını incelemek amacı ile çoklu element değişim diyagramları çizilmiştir. Granit örneklerinin SiO_2 içeriği %59.80-77.62 arasında değişmektedir. Örneklerin Al_2O_3 içeriği %13.35-19.76, Fe_2O_3 içeriği %0.28-5.79, MgO içeriği %0.05-3.07, CaO içeriği %0.16-1.43, Na_2O içeriği %1.64-4.58, K_2O içeriği %2.49-7.64, TiO_2 içeriği %0.005-1.073, P_2O_5 içeriği %0.01-0.36, MnO içeriği %0.002-0.1 arasında değişmektedir.

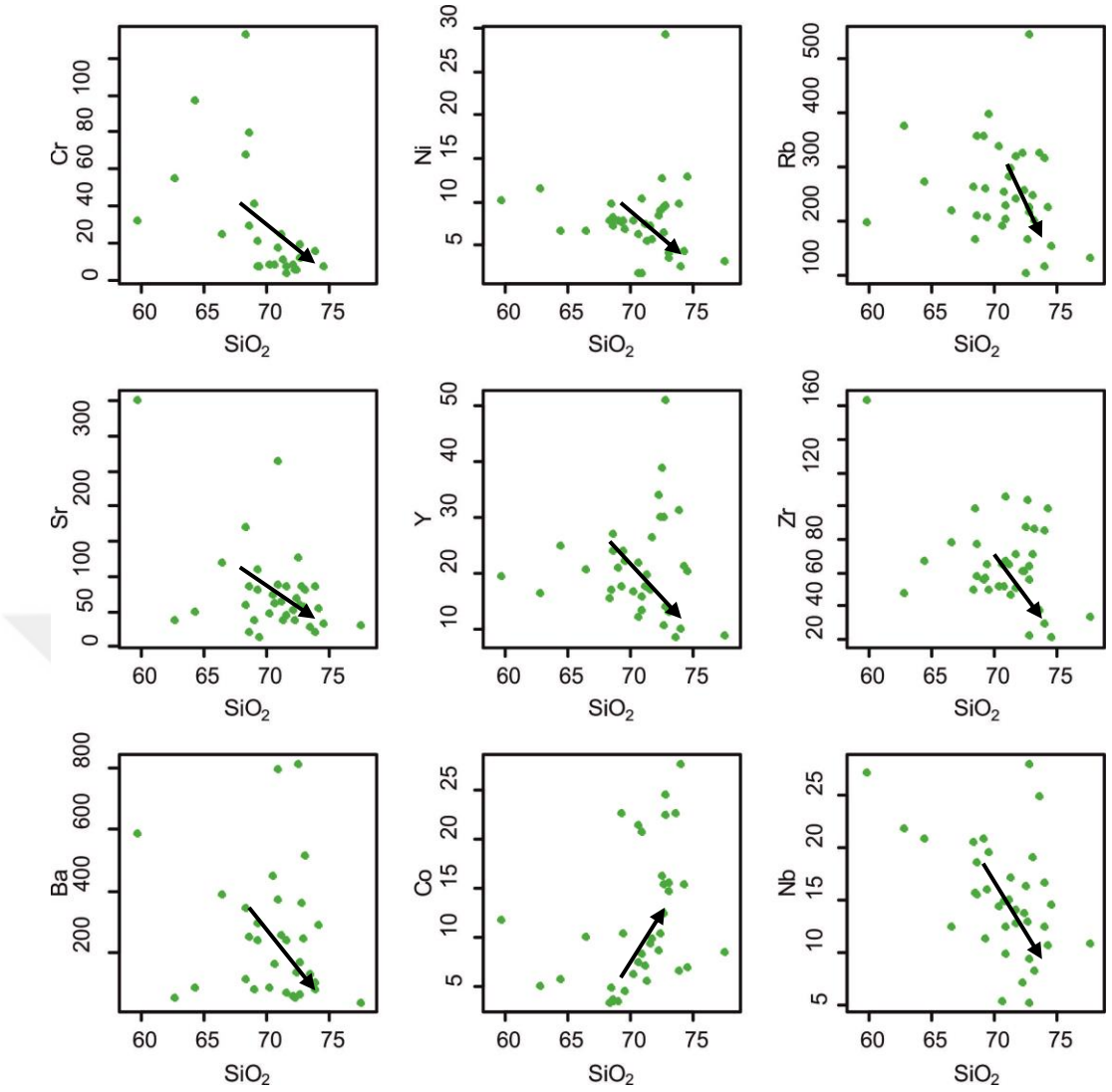
Ana oksit değişim diyagramlarında TiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, K_2O, P_2O_5, FeO_t artan SiO_2 değeri ile düzenli şekilde azalarak negatif korelasyon göstermektedir (Şekil 4.146). Na_2O değeride pozitif korelasyon göstermektedir. MnO değeri yatay bir trend

sunmuştur. Na_2O'nun SiO_2 ile olan pozitif ilişkisi uyumsuz bir element olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.146. Örneklerin SiO_2'ye karşı ana oksit element değişim diyagramı.

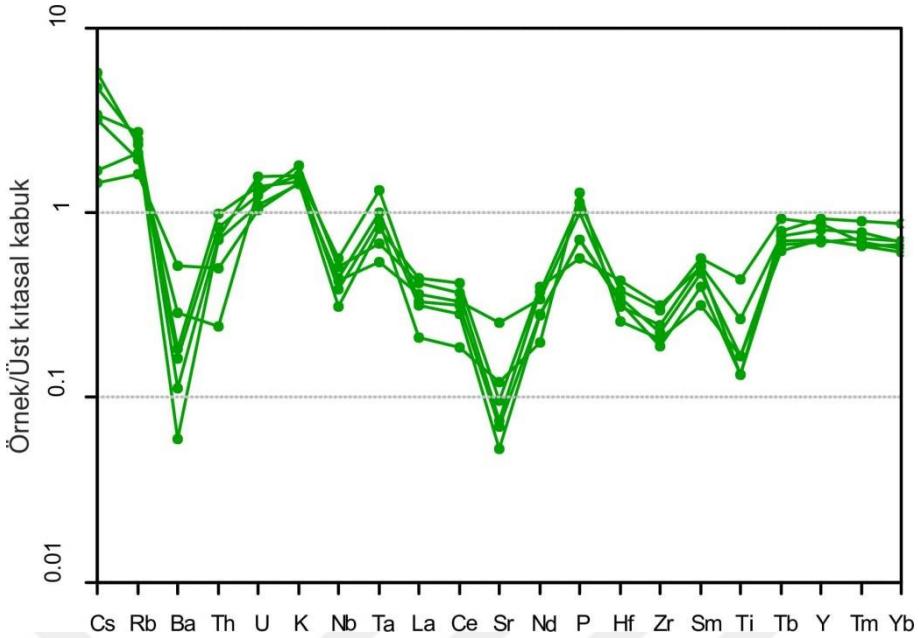
İz element oksitlerin SiO_2'ye karşı davranışlarına bakıldığında, Cr, Rb, Sr, Y, Ba, Nb, Ni, Zr artan SiO_2 değeri ile düzenli şekilde azaldığı, Co değerinde ise artan bir dağılım göze çarpmaktadır (Şekil 4.147).



Şekil 4.147. Örneklerin SiO_2' ye karşı iz element değişim diyagramı.

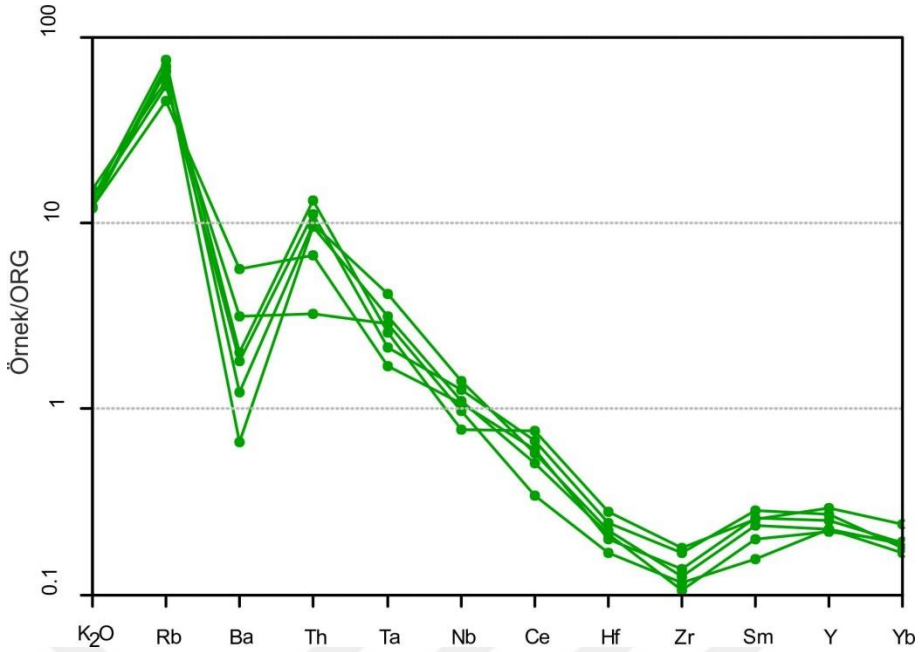
Namlıkışla andaluzit granitinin uyumsuz element diyagramı

Kayaların üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş (Taylor ve McLennan, 1995) iz element dağılımları çizilerek ana magması belirlenmeye çalışılmıştır. Üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş uyumsuz element diyagramında göze çarpan ana özellikler; belirgin bir büyük iyon yarıçaplı litofil element (LILE), (Cs, K, Rb, Ba, Th, U, vd.) ve kalıcılığı yüksek elementlerde (HFSE) (U, Zr, Nb, Ti vb.) ile REE'lerde (La, Ce, Nd, Sm, Tm, Yb) üst kıtasal kabuğu karakterize eden görünüm sunmaktadır (Şekil 4.148).



Şekil 4.148. Örneklerin üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş uyumsuz element diyagramı (Taylor ve McLennan, 1985).

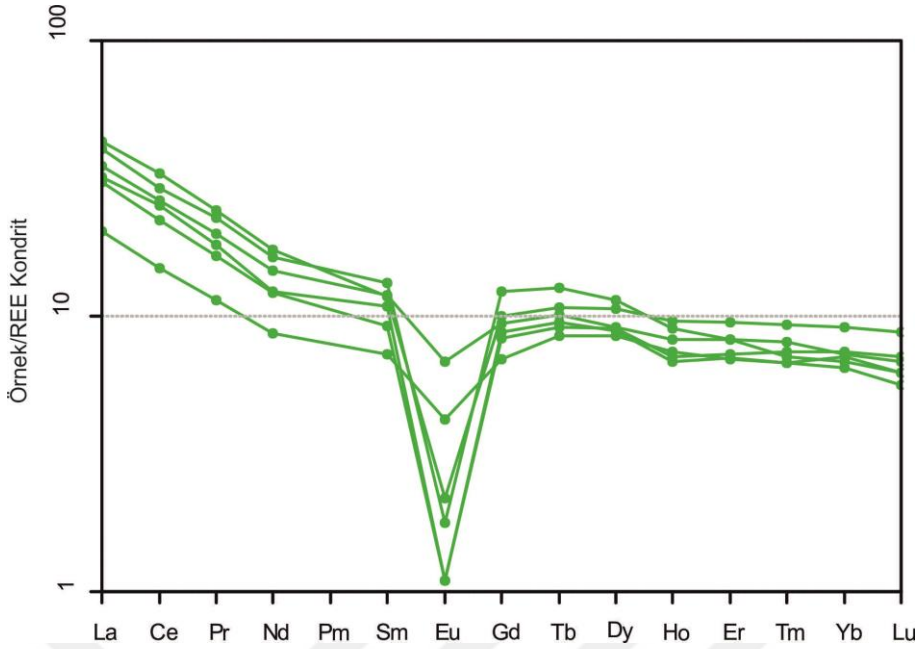
Örneklerin okyanus sırtı granitlerine normalize edilmiş (Pearce vd., 1984) iz element dağılımları, çarpışma tipi granitoidlerin iz element dağılım desenlerine benzerlik sunmaktadır. Diyagramda göze çarpan ana özellikler; belirgin bir büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerde (LILE), (K_2O, Rb, Ba, Th) zenginleşme, kalıcılığı yüksek elementlerde ise (HFSE) (Nb, Hf, Zr) tüketilme gözlenmektedir (Şekil 4.149).



Şekil 4.149. Örneklerin okyanus sırtı granitlerine normalize edilmiş (Pearce vd., 1984) uyumsuz element diyagramı.

Namlıkışla andaluzit granitinin nadir toprak element diyagramı

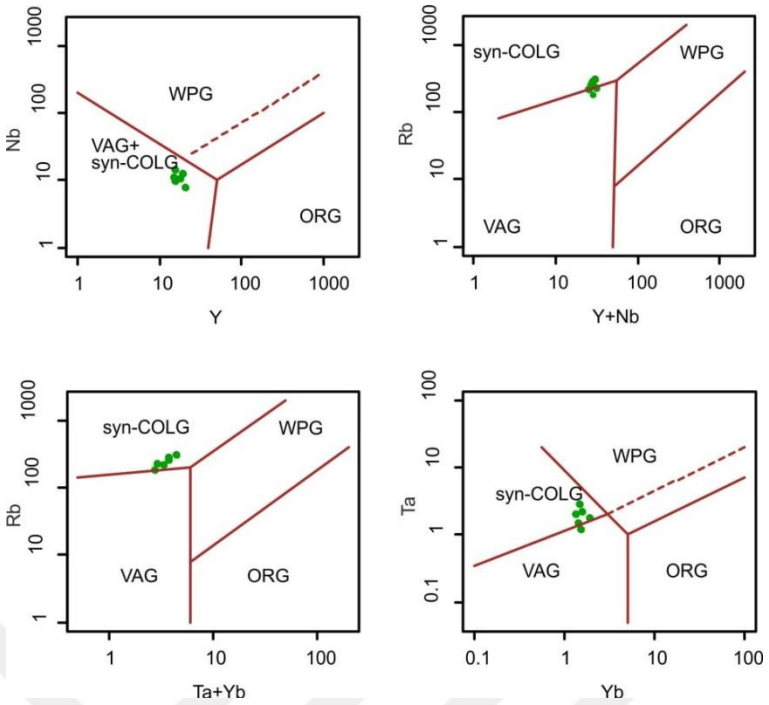
Namlıkışla Andaluzit Granitinin kondrite normalize edilmiş (Boynton, 1984) nte dağılımlarında tüm örnekler birbiri ile çok iyi paralellik göstermektedir. Hafif nadir toprak element (HNTE) (La, Ce, Pr, Nd) zenginleşmesinin orta (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho) ve ağır nadir toprak element (Er, Tm, Yb, Lu) zenginleşmesine göre daha fazla olduğu görülmektedir. Ağır nadir toprak elementlerde, orta nadir toprak elementlere göre oranla bir miktar zenginleşme söz konusudur (Şekil 4.150).



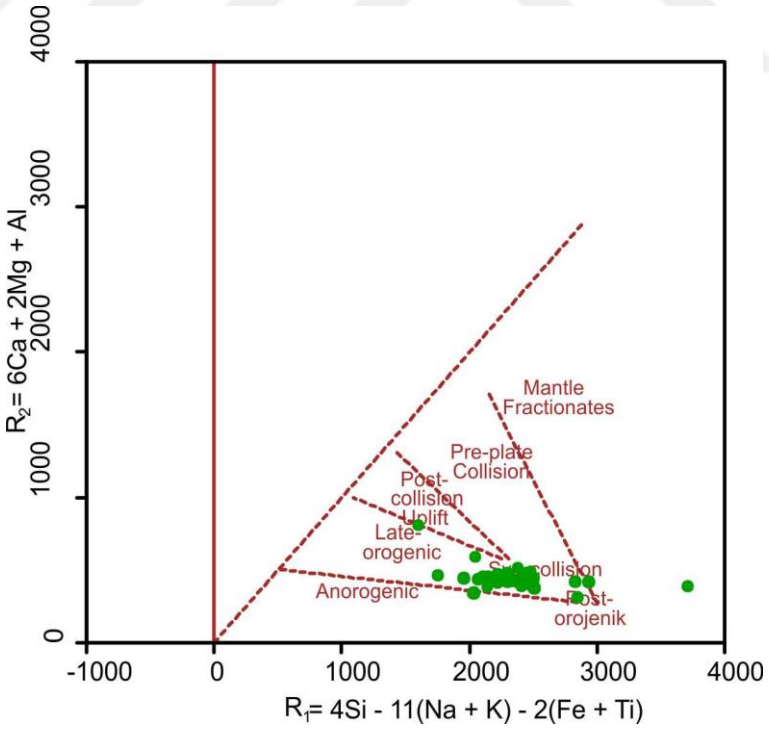
Şekil 4.150. Örneklerin kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramı (Boynton, 1984).

Namlıkışla andaluzit granitinin tektonik ortam yorumu

Pek çok araştırıcı tarafından iz elementler etkili bir şekilde farklı granitoid magmalarının tektonik ortamlarını yorumlamada kullanılmaktadır [(örneğin; volkanik-yay granitoidleri (VAG), çarpışma sırası granitoidler (syn-COLG), levha içi granitoidler (WPG) ve okyanus ortası sırtı granitoidleri (ORG)]. Pearce vd., (1984) ve Pearce (1996) VAG, syn-COLG, WPG ve ORG arasındaki ayırımını yapan elementler için Rb-Y-Nb-Ta gibi iz elementleri kullanmışlardır. Pearce vd. (1984) ve Pearce (1996) tarafından granitik kayaçların tektonik ortamlarını ayırt etmek için önerilen Rb/(Y + Nb),Nb-Y, Rb-Ta+Yb, Ta-Yb diyagramlarında çalışma alanındaki kayaç örnekleri çarpışma sırası granitoidler alanına düşmektedir (Şekil 4.151). Batchelor ve Bowden (1985) tektonik ortam ayırım R1-R2 diyagramında da örnekler çarpışma sırası granitoid alanına düşmektedir (Şekil 4.152).



Şekil 4.151. Namlıkışla Andaluzit Granitinin tektonik ortam diyagramı (Pearce vd., 1984 ve Pearce, 1996).



Şekil 4.152. Namlıkışla Andaluzit Granitinin, R_1-R_2 tektonik ortam ayırım diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985).

4.4.2. Ağaçören intrüzif takımı

Ağaçören İntrüzif Takımı içerisindeki kayaların jeolojisi, bu çalışmanın konusunu oluşturmamasına rağmen jeolojik bütünlüğü sağlama adına metamorfik kayalarla ve Ekecikdağ Magmatik Birliği (EMB) ile stratigrafik ve yapısal ilişkileri araştırılmıştır. Ağaçören İntrüzif Takımının petrografik ve jeokimyasal özellikleri Kadıoğlu ve Güleç (1992, 1993, 1995, 2001a, 2001b); Kadıoğlu vd., (2002, 2003, 2006) tarafından ayrıntılı olarak verildiğinden, bu çalışmada değinilmemiş, Ağaçören İntrüzif Takımı (AİT) jeolojik haritada tek renk (Kırmızı) ile gösterilmiştir. Sadece Ağaçören İntrüzif Takımına ait granodiyorit porfir ve Meryem Pınarı Graniti jeolojik haritaya aktarılmıştır.

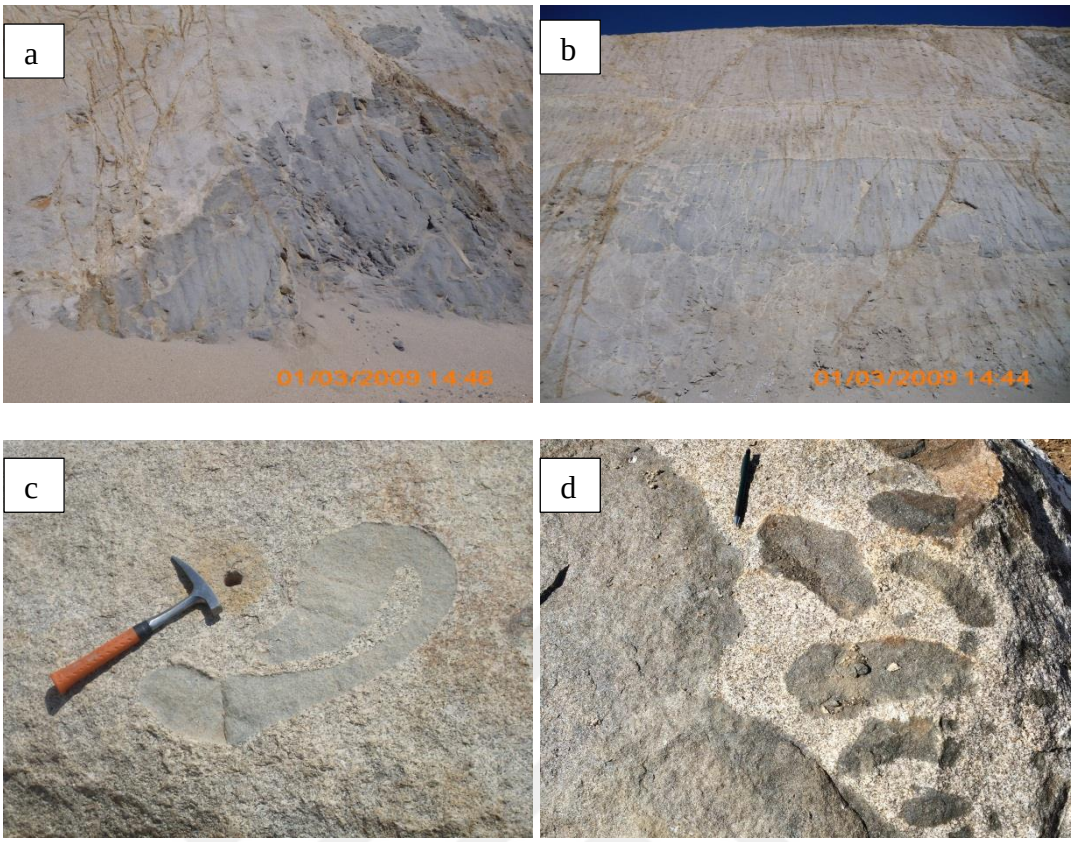
Ağaçören İntrüzif Takımına ait kayalar, Harundağı, Gökler köyü çevresinde ve Hacı mahmut uşağı, Hacı İbrahim uşağı köyleri yakın civarında ayrıca Oluk Tepe yakın çevresinde yüzeylenir. Ağaçören İntrüzif Takımı gabro, diyorit/granodiyorit, biyotit granit, granit/alkali feldispat granit, granodiyorit porfir magmatik kaya türevlerinden oluşur. Jeokimyasal olarak kalkalkali, metalüminalı, ve hibrid karakter sergiler. Ağaçören İntrüzif Takımı peralüminalı, felsik, Meryem Pınarı Graniti tarafından kesilir.

Gabrolar, Harun Dağında, Ekecik Dağında, Taşlı Tepede, Çal Tepede ve Seksenuşağı köyünün kuzeyindeki yamaçlarda geniş yüzeylenim sunar (Şekil 4.153). Metamorfik kayaları ve kabuk katkısı baskın (EMB) magmatik kayaları keser. İçerisinde Namlıkışla Andaluzit Granitine ait ksenolitler yer alır (Şekil 4.154). Hornblend, az piroksen ve plajiyoklaz ana mineral bileşimini oluşturur.

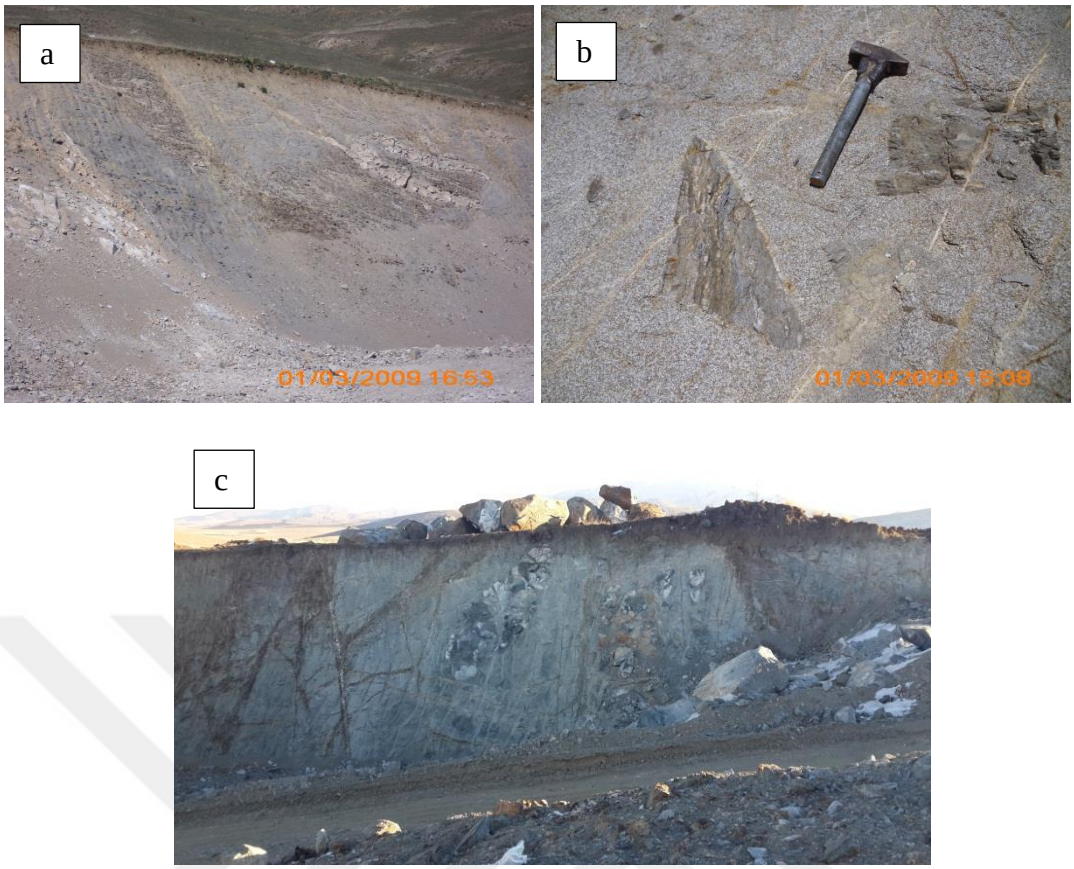
Şekil 4.153. Gabronun genel arazi görünümü.

Şekil 4.154. Gabro içerisinde Namlıkışla Andaluzit Granitine ait ksenolitler yer alır.

Ağaçören İntrüzif Takımında eş yaşlı mafik felsik magmaların karışım ürünü dokusal özellikler arazide yaygın olarak gözlenir (Şekil 4.155a, b, c, d). Mafik felsik magmalar sinüsoidal ve geçişli dokanak ilişkisine sahiptir. Felsik magmalar içerisinde bazik magmaya ait anklavlar yer alır. Anklavlar, oval elips yuvarlak şekilli koyu renkli ana kaya ile keskin dokanaklı boyutları 5 ile 50 cm arasında değişen bileşenler halindedir. Ayrıca felsik magmatik kayalar içerisinde blok şeklinde metamorfik kaya ve gabro ksenolitleri yer almaktadır (Şekil 4.156a, b, c).

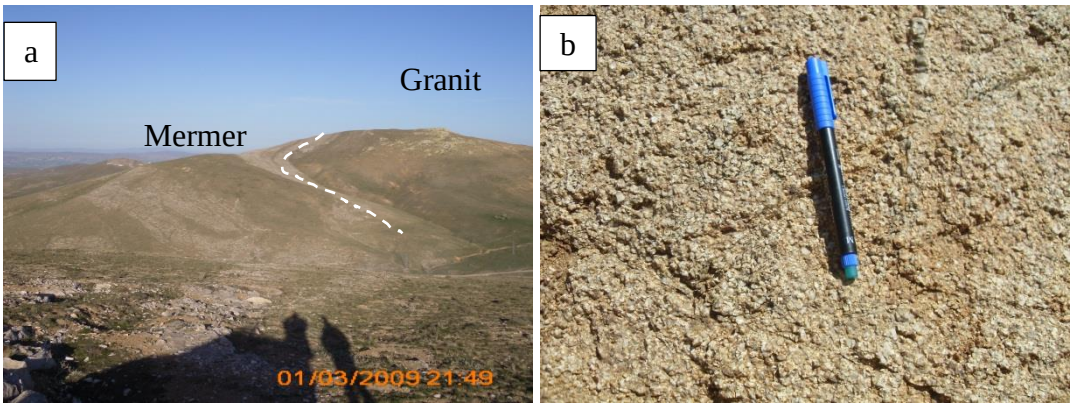


Şekil 4.155. a-d) Felsik ve mafik magma karışımı ve anklavların görünümü. b-c) Felsik magma ve sill konumlu mafik magmanın görünümü.

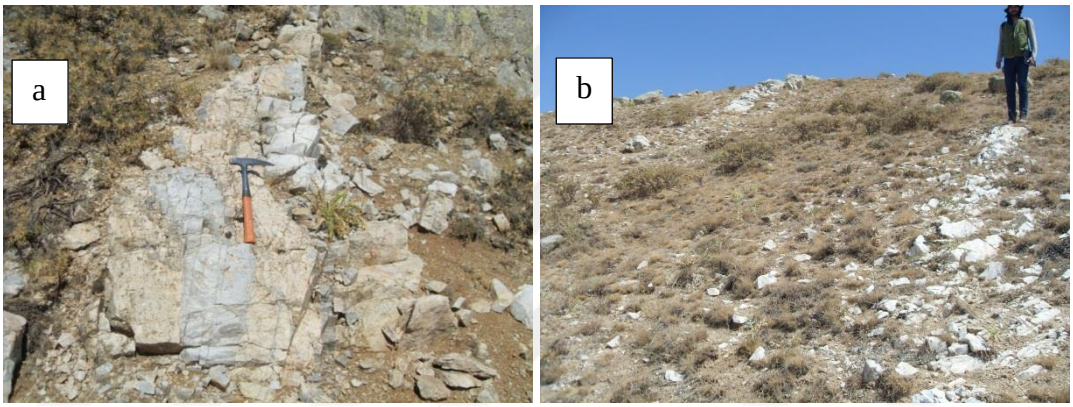


Şekil 4.156. a-b) Felsik magmatik kaya içerisindeki metamorfik kaya ksenolitlerinin görünümü. c) Felsik magmatik kaya içerisindeki gabro bloğunun görünümü.

Granit/Alkali feldispat granitler Pınardağı Tepe ve Navruz Tepe civarında geniş yüzlekler vermektedir (Şekil 4.157a). İri taneli açık renklidir. Kuvars feldispat ve çok az biyotit ana bileşenleri oluşturur. Faneritik dokuludur. Seksenuşağı ve Eriklitepe Metamorfitlerini keserek yerleşmiştir. Eriklitepe Metamorfiti ile olan dokanağında kontak metamorfizma izleri taşır. İri taneli olmasından dolayı ayrışma ileri derecede gelişmiştir (Şekil 4.157b). Granit/Alkali feldispat granitler kuvars damarları tarafından kesilir (Şekil 4.158a, b).

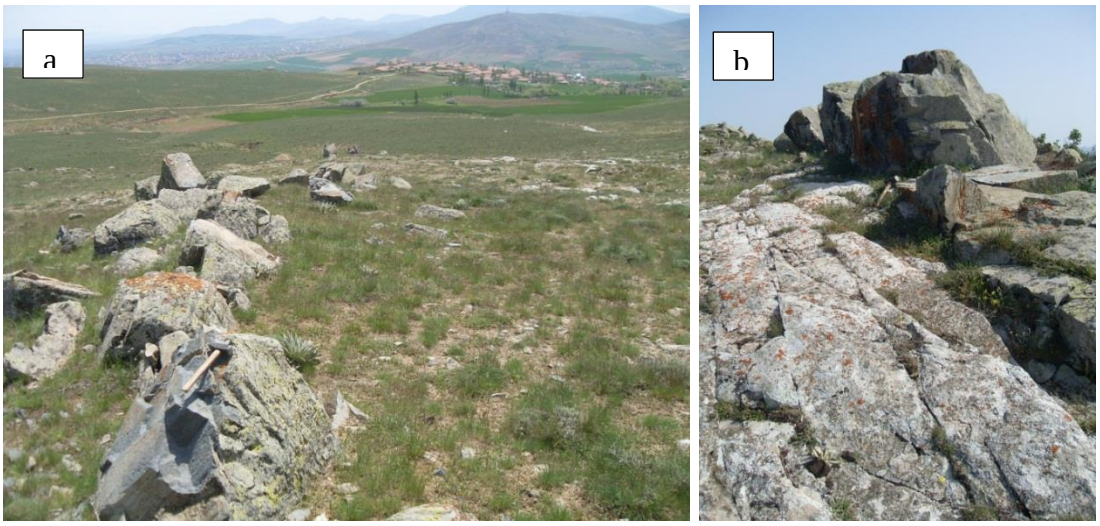


Şekil 4.157. a) Pınardağı Tepedeki granit ile Eriklitepe Metamorfitleri dokanağının görünümü. b) İri taneli granit ileri derecede ayrışmıştır.

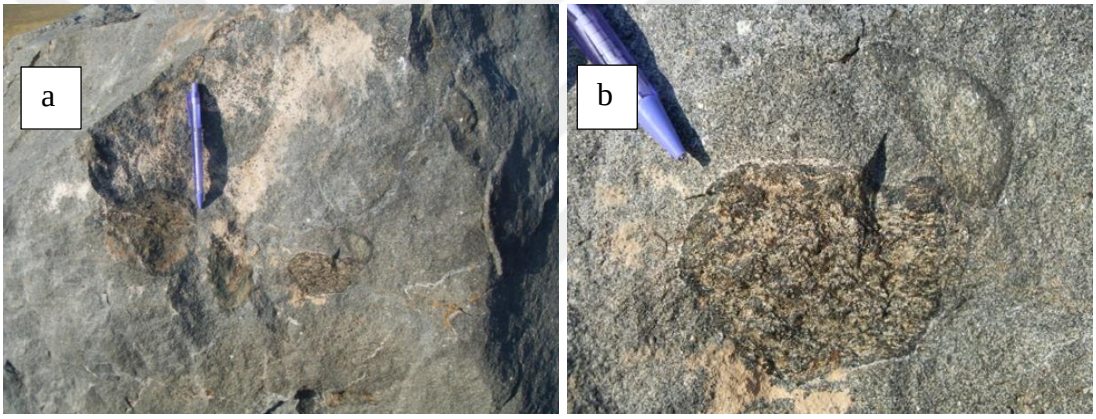


Şekil 4.158. a-b) Graniti kesen kuvars damarlarının görünümü.

Granodiyorit porfir, Dede Tepede, Cafer Tepede, Çatalçeşme köyü doğusunda, Harundağı güneybatısındaki Orta Tepe civarında yüzeylenir (Şekil 4.159a, b). Damar konumludur. Damarların genişliği 1.5-2m arasında, uzunluğu 30-50m arasında değişmektedir. Metamorfitleri, Ekecikdağ Magmatik Birliğini ve Ağaçören İntrüzif Takımını keser. Koyu renkli ince taneli, afanitik dokuludur. Cafer Tepedeki granodiyorit porfir damar kayaları içerisinde gabro ksenolitleri yer alır (Şekil 4.160).



Şekil 4.159. a-b) Granodiyorit porfirin arazi görünümü.

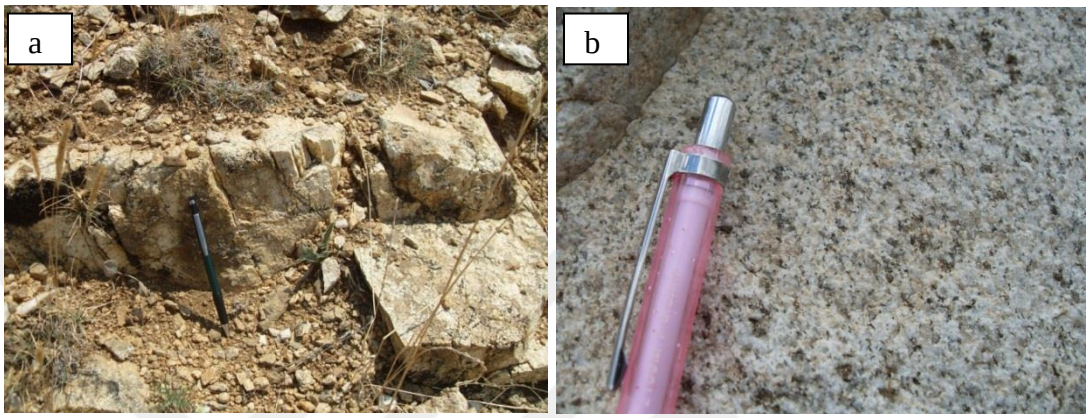


Şekil 4.160. a-b) Granodiyorit porfir içindeki gabro ksenolitlerinin görünümü.

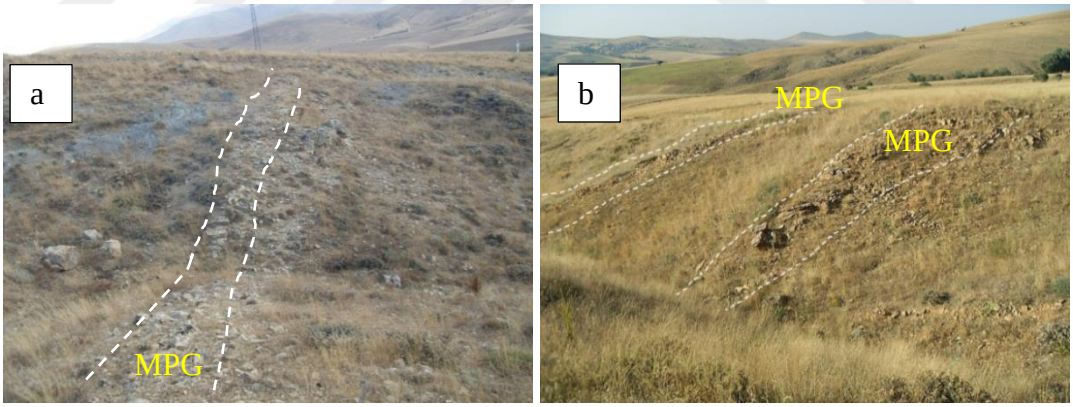
4.4.2.1. Meryem pınarı graniti

Çalışma alanında Hacıibrahim uşağı ile Hocabeyli köyleri arasındaki Göbek Tepenin kuzey ve kuzeybatı yamaçları ile Taşlı Tepenin kuzey doğu yamaçlarında ve Akçaağıl Tepe ve Bozdağ Sırtında yüzeylenmektedir. Meryem Pınarı Graniti makroskobik olarak ince-orta taneli, açık pembe, bej ve krem renkli, mafik mineral miktarı az olup faneritik doku sergiler (Şekil 4.161a, b). Ana bileşenleri olarak kuvars, alkali feldispat ve plajiyoklaz mineralleri oluşturur. Dedetepe Metasedimenter Takımına ait kayalar ile dokanak ilişkisi arazide tespit edilmemiştir. Navruztepe Metasedimanter Birliğine ait, Ekecikdağ Magmatik Birliğine ait ve Ağaçören İntrüzif Takımına ait kayaları keser konumludur (Şekil 4.162a, b, 163a, b,

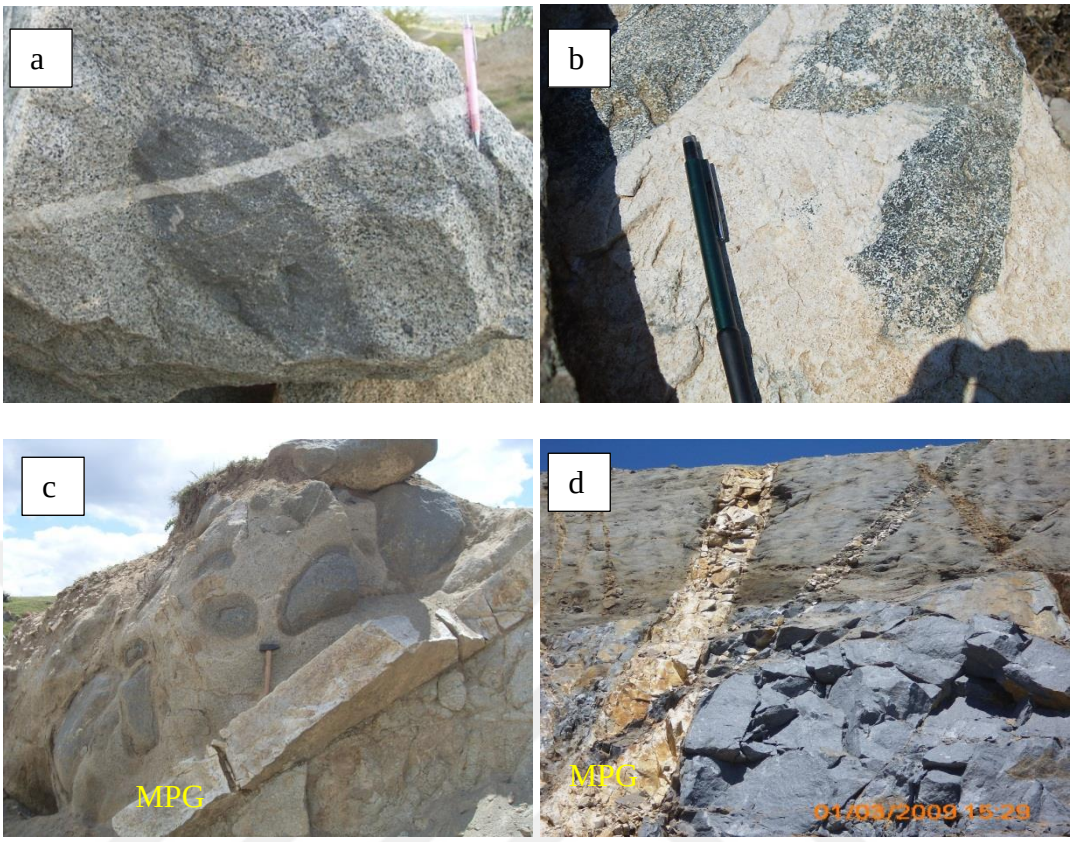
c, d, 164a, b). Kuvars damarları tarafından Meryem Pınarı Graniti kesilmektedir (Şekil 4.165). Göbek Tepe kuzey-kuzeybatı yamacında genç tektonik etkilerle Ağaçören İntrüzif Takımına ait kayalar, Meryem Pınarı Graniti üzerine itilmiştir. Meryem Pınarı Granitide, Eriklitepe Metamorfiti üzerine kuzeybatıya eğimli ters faylar boyunca üzerler. Köksal vd., (2012) alkali feldispat dayklarının yaşını 75.0±1.0 My olarak belirtmişlerdir.



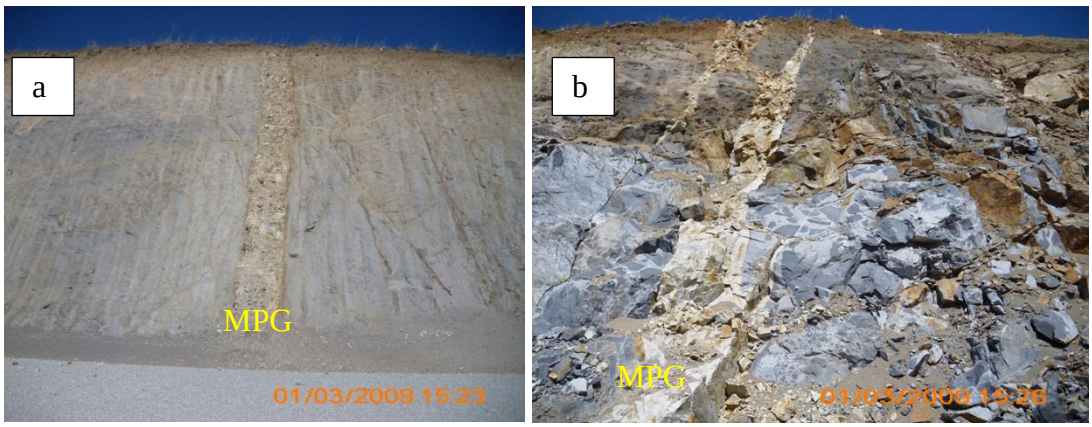
Şekil 4.161. a) Meryem Pınarı Granitinin arazideki görünümü. b) Meryem Pınarı Granitinin açık pembe renkli görünümü.



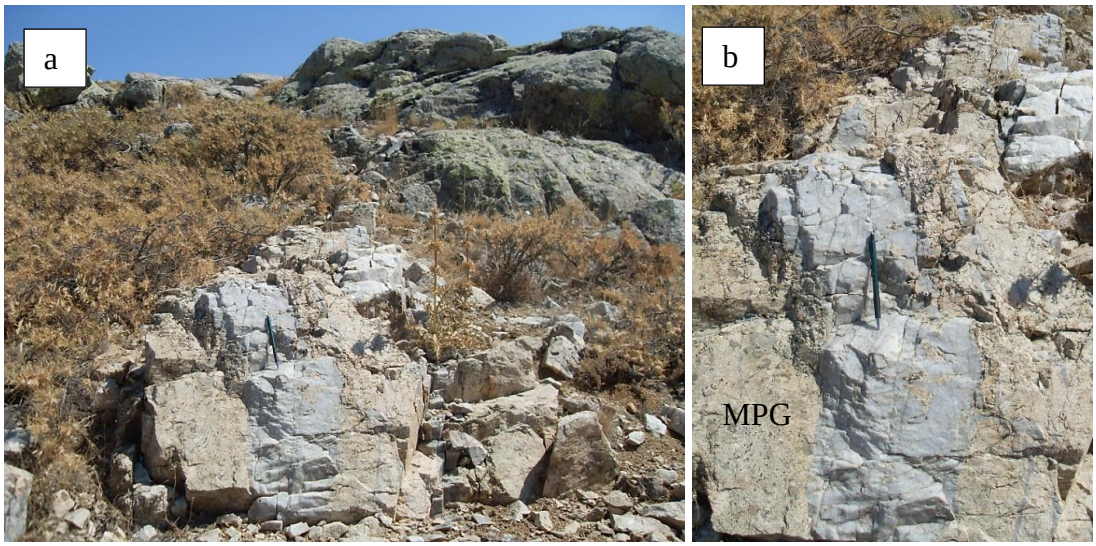
Şekil 4.162. a-b) Meryem Pınarı Graniti (MPG), Ağaçören İntrüzif Takımına ait gabroları keser konumludur.



Şekil 4.163. a-b-c-d) Meryem Pınarı Graniti (MPG), Ağaçören İntrüzif Takımına ait granit, granodiyorit kayalarını keser konumludur.



Şekil 4.164. a-b) Meryem Pınarı Graniti (MPG), Ağaçören İntrüzif Takımına ait granit, granodiyorit kayalarını keser konumludur.



Şekil 4.165. a-b) Meryem Pınarı Graniti (MPG), kuvars damarları tarafından kesilmektedir.

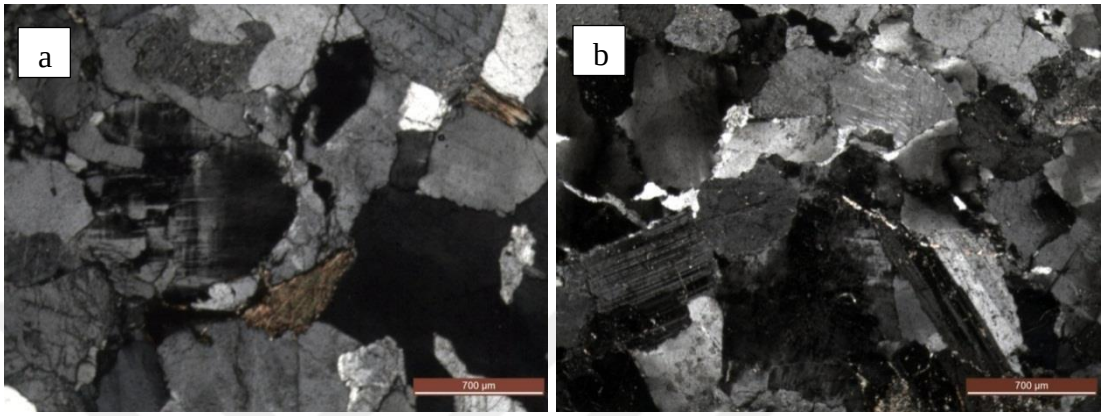
Meryempınarı graniti petrografisi

Çalışma alanındaki Meryem Pınarı Granitinin mineralojik ve petrografik özelliklerin belirlenmesi amacıyla 102 adet kaya örneği alınmıştır. Bu kaya örneklerinin tamamının ince kesitleri incelenmiştir. Petrografik olarak birim granit, alkali feldispat granit ve kuvarzolit olarak adlandırılmıştır. Meryem Pınarı Graniti iki farklı mineralojik bileşim sunar. Bunlar;

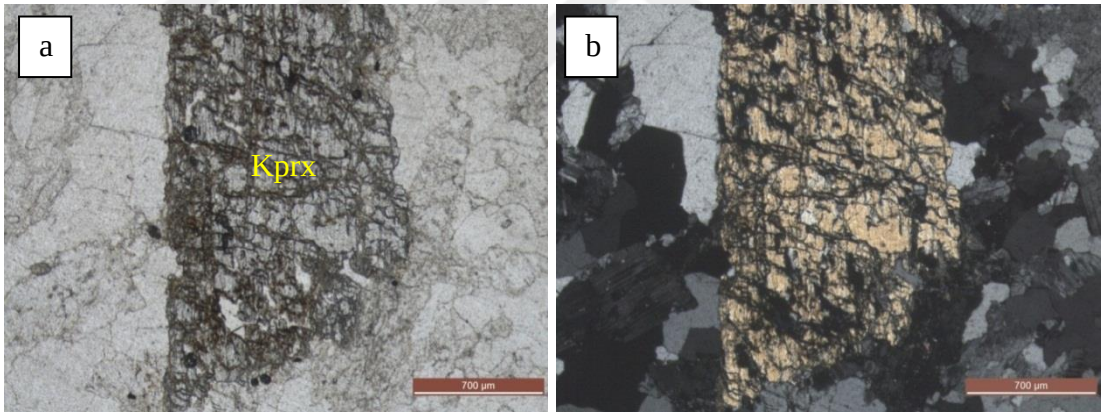
1. Ortoklaz +mikroklin +plajiyoklaz +kuvars ±klinopiroksen ±hornblend ±titanit ±opakmineral.

2. Ortoklaz +plajiyoklaz +mikroklin +kuvars +muskovit +biyotit ±granat ±turmalin ±opak mineral şeklindedir. Holokristalin ve hipidiyomorf, tanesel dokuludur (Şekil 4.166a, b). Klinopiroksenlerin optik engebesi yüksek öz şekilsizdir (Şekil 4.167a, b). Klinopiroksenlerde uralitleşme göze çarpmaktadır (Şekil 4.168a, b, c, d, e, f). Titanitler ince taneli optik engebesi yüksektir (Şekil 4.169a, b). Biyotitler levhamsı şekli ve kahverengi pleokroizması ile tanınır (Şekil 4. 170a, b). Muskovitler; renksiz, optik engebesi düşük, levhamsı şekli ve canlı girişim renkleri ile tanınmaktadır (Şekil 4.170c, d; Şekil 4.171a). Mikroklinlerdeki kafes ikizlenmesi belirgindir (Şekil 4.171b). Kuvarzolit bileşime yakın olanlarda grafik doku yoğun olarak görülmektedir (Şekil 4.171c, d). Ortoklazlarda pertitik doku yaygındır. Plajiyoklazlar düşük

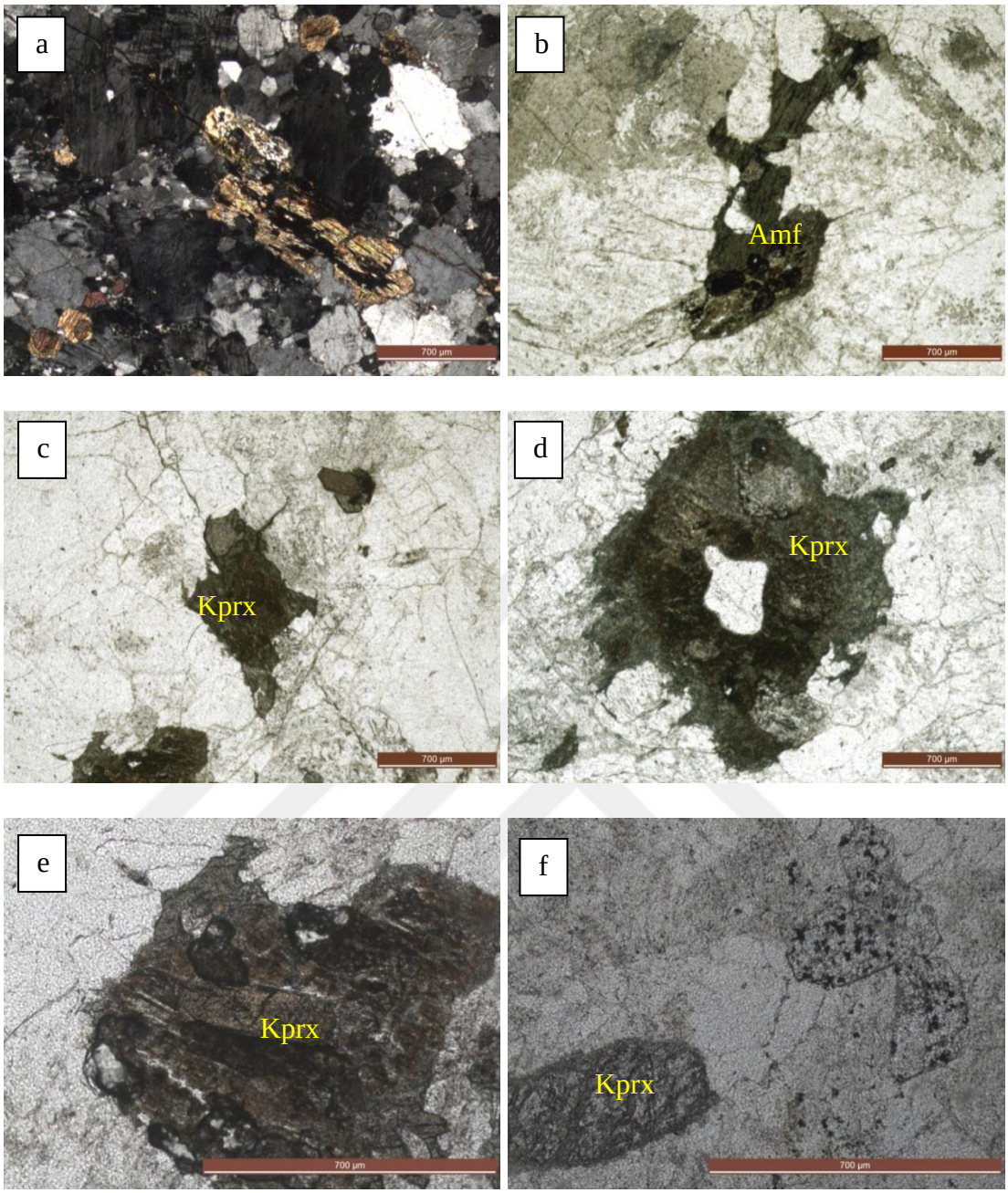
rölyefli, prizmatik şekilli bileşenler halindedir. Polisentetik ikizlenme ve zonlu dokulu olarak gözlenir. Plajiyoklazların anortit içerikleri albit-oligoklas arasında değişmektedir. Kuvarslar öz şekilsizdir. Granatlar öz şekilsiz, ince, orta taneli, optik engebesi yüksek ve izotroptur (Şekil 4.172a). Turmalinler orta, yüksek optik engebelidir (Şekil 4.172b) .



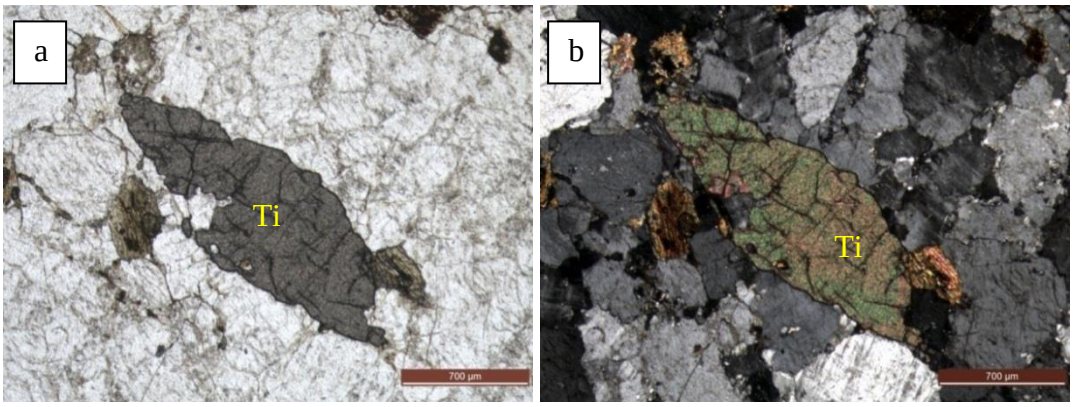
Şekil 4.166. a-b) Meryem pınarı granitinin çift nikol holokristalin dokulu görünümü.



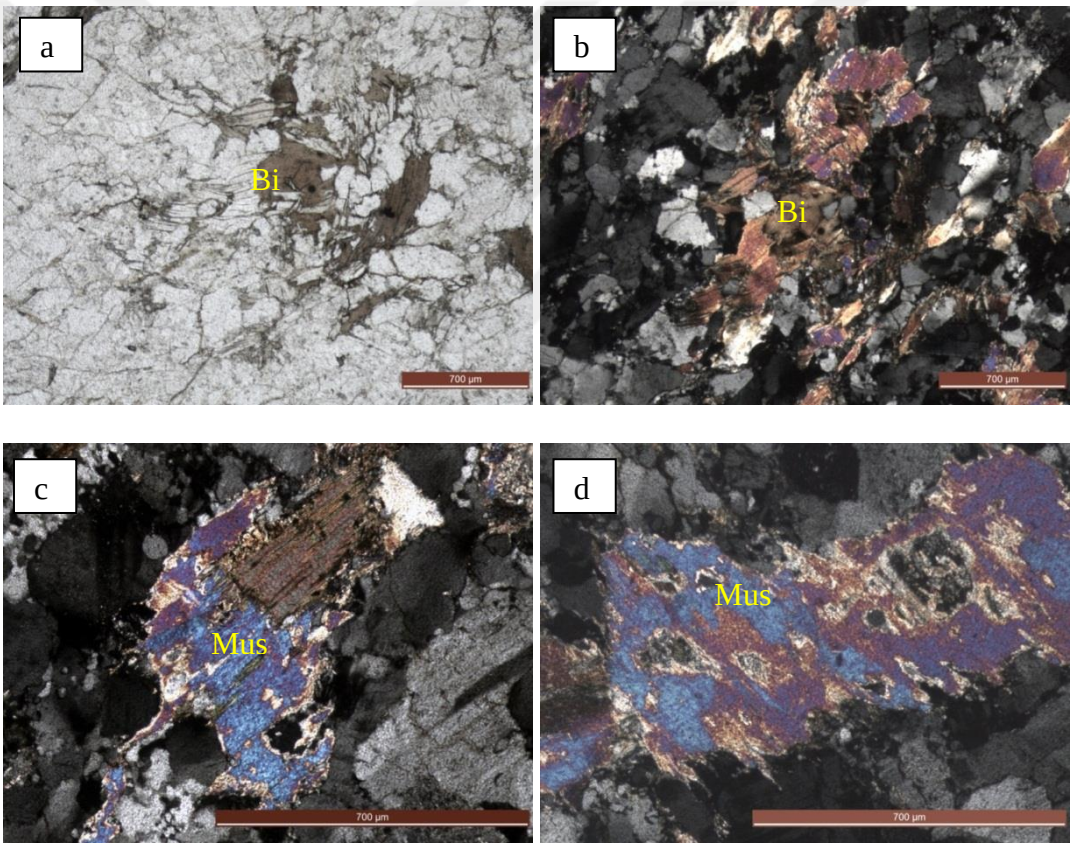
Şekil 4.167. a) Klinopiroksen mineralinin tek nikol görünümü.(Kprx=Klinopiroksen) b) Klinopiroksen mineralinin çift nikol görünümü. c-) Klinopiroksen mineralinin çift nikol görünümü. d) Klinopiroksen mineralinin tek nikol görünümü.



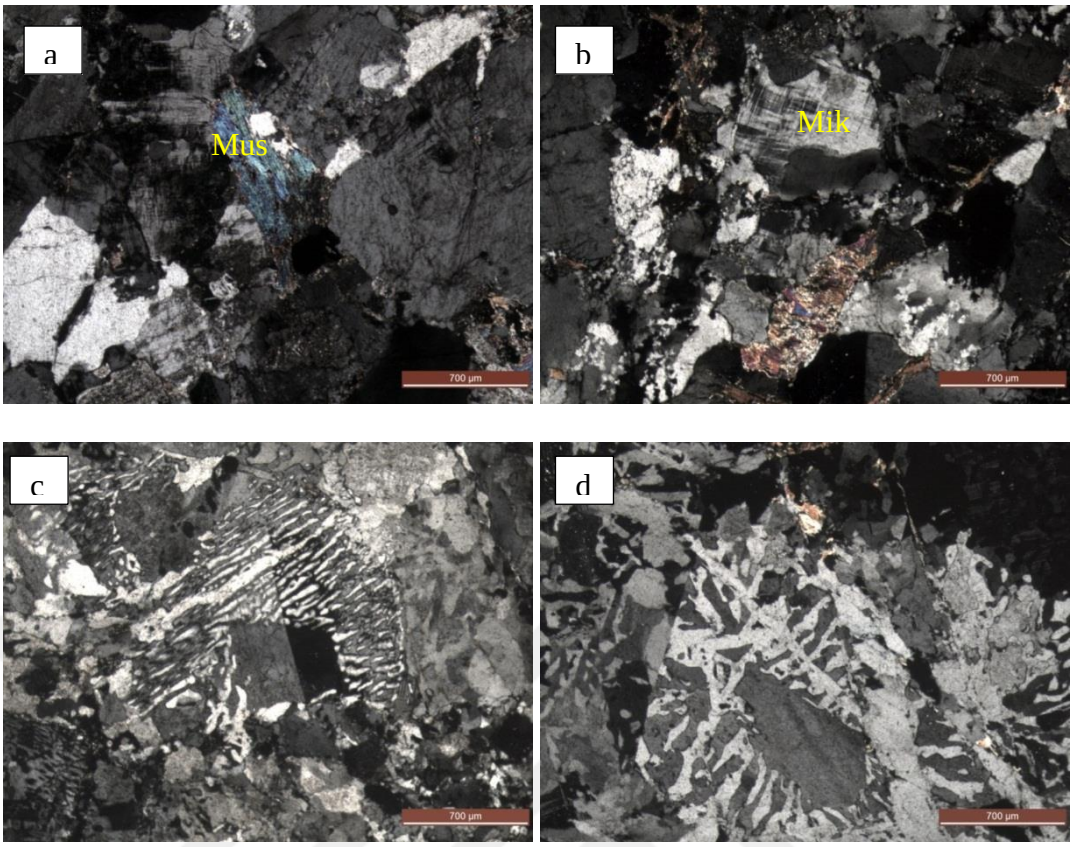
Şekil 4.168. a) Klinopiroksenin (Kprx), uralitleşmesiyle amfibole dönüşümünün çift nikol görünümü. b) Klinopiroksenin (Kprx), uralitleşmesiyle amfibole dönüşümünün tek nikol görünümü. c-d) Klinopiroksende uralitleşmenin tek nikol görünümü. e-f) Uralitleşmiş klinopiroksenin (Kprx) tek nikol görünümü.



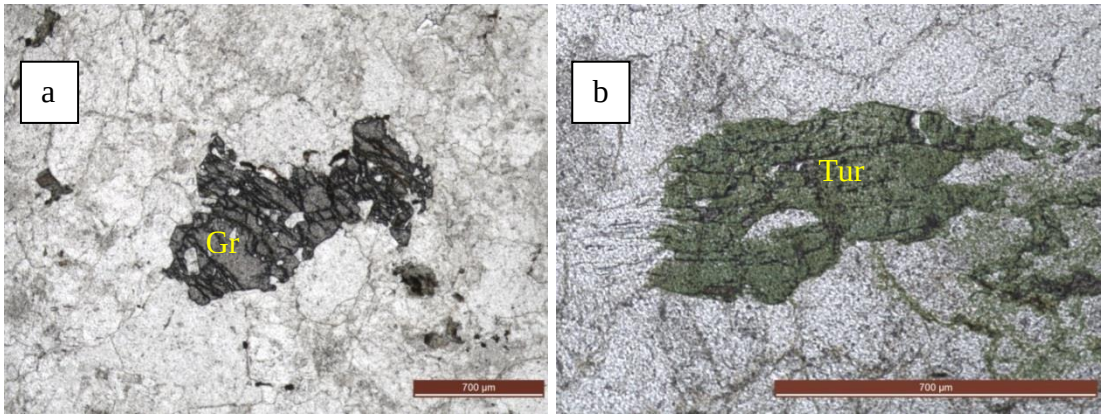
Şekil 4.169. Meryem Pınarı Graniti içerisindeki; a) Titanit (Ti) mineralinin tek nikol görünümü. b) Titanit mineralinin çift nikol görünümü.



Şekil 4.170. Meryem Pınarı Graniti içindeki muskovit ve biyotit minerali görünümü a) Tek nikol görünümü. b-c-d) Çift nikol görünümü (Bi=Biyotit, Mus=Muskovit).

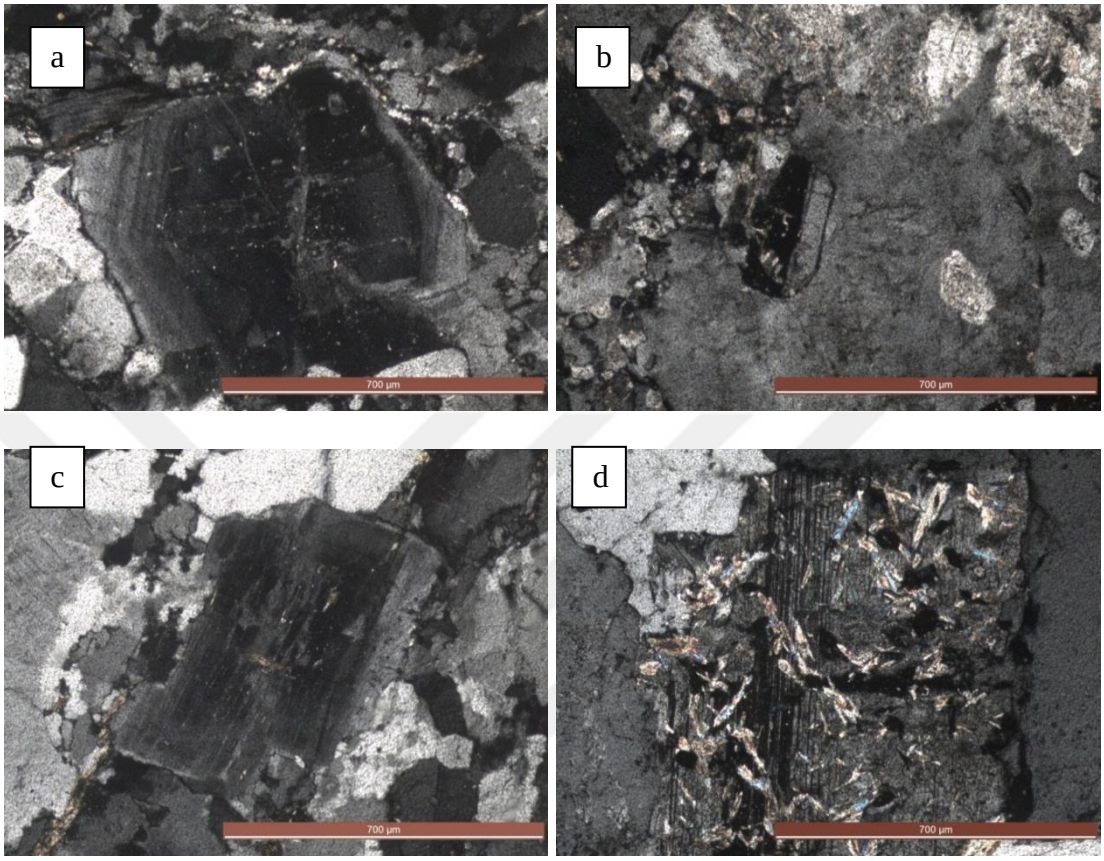


Şekil 4.171. a) Meryem Pınarı Graniti içindeki muskovit mineralinin çift nikol görünümü. b) Mikroklin mineralinin çift nikol görünümü (Mus=Muskovit, Mik=Mikroklin) c-d) Kuvarzolitlerdeki grafik doku görünümü.



Şekil 4.172. Meryem Pınarı Graniti içindeki a) granat ve b) turmalin mineralinin tek nikol görünümü (Gr=Granat, Tur=Turmalin).

Ayrıca birimde, zonlu plajiyoklas, mantolanma, zayıf süngerimsi-hücremsi plajiyoklaz, antirapakivi dokusu, biyotit-feldispat osellar dokusu gibi magma homojen karışım dokuları gözlenir (Şekil 4.173a, b, c, d).



Şekil 4.173. Meryem Pınarı Granitindeki karışım dokuları a) Zonlu plajiyoklas dokusu. b) Antirapakivi dokusu. c) Süngerimsi hücremsi plajiyoklas dokusu. d) Biyotit-feldispat osellar dokusu.

Meryem pınarı granitinin jeokimyasal özellikleri

İnceleme alanından derlenen Meryem Pınarı Granitine ait kaya örneklerinin ayrıntılı olarak mineralojik-petrografik incelemeleri sonucu 51 adet kayanın taze ve karakteristik olanlarından Aksaray Üniversitesi Jeokimyasal Analiz Laboratuvarında tüm kaya ana oksit ve iz element analizi yapılmıştır (Çizelge 4.6; Çizelge 4.7). Jeokimyasal analizi yapılan bu örneklerin kayaları uygun olarak temsil eden 5 adetinin nadir toprak element analizleri Acme Analitik Laboratuvarında yaptırılmıştır (Çizelge 4.8). Bu sonuçlar jeokimyasal ve jeotektonik ile ilgili diyagramlara aktarılarak değerlendirilmiştir.

Çizelge 4.6. Meryem Pınarı Granitinin ana element oksit sonuçları.

Örnek	%SiO_2	%TiO_2	%Al_2O_3	%Fe_2O_3	%MnO	%MgO	%CaO	%Na_2O	%K_2O	%P_2O_5	LOI	TOTAL
B-1	75.16	0.09	13.74	0.25	0.01	0.23	2.96	5.42	0.66	0.12	1.33	99.97
B-2	72.58	0.13	14.76	1.39	0.03	0.65	0.84	3.12	5.41	0.16	0.85	99.93
B-5	75.56	0.13	13.01	0.98	0.02	0.53	1.91	4.33	2.54	0.30	0.65	99.97
B3	72.15	0.12	14.07	1.39	0.06	0.46	0.52	4.09	4.79	0.15	0.60	98.40
B8	68.51	0.17	17.24	1.55	0.06	0.56	1.03	2.62	5.92	0.12	1.18	98.96
B10	71.53	0.19	15.75	1.48	0.05	0.51	1.12	2.84	5.11	0.09	1.02	99.68
B12	72.31	0.13	15.7	0.93	0.03	0.44	0.89	3.36	5.29	0.13	0.59	99.80
B17	73.27	0.11	15.63	1.10	0.05	0.39	0.65	2.72	5.35	0.07	0.59	99.91
B20	73.12	0.06	15.7	0.63	0.03	0.26	0.36	3.33	5.86	0.08	0.53	99.97
B22	73.32	0.14	14.85	1.24	0.05	0.37	0.97	3.02	5.26	0.08	0.50	99.79
B24	69.84	0.24	16.76	1.72	0.05	0.57	1.07	2.98	5.39	0.10	0.83	99.55
A1	81.62	0.43	11.5	0.13	0.03	0.06	1.52	0.10	0.21	0.12	4.34	100
A4	77.39	0.02	11.95	0.36	0.03	0.12	0.69	3.80	3.75	0.16	0.19	98.46
A9	75.13	0.43	11.83	0.57	0.02	0.22	3.84	0.08	1.99	0.10	5.56	99.77
A15	70.77	0.35	15.81	2.32	0.04	1.13	1.20	2.11	4.32	0.07	1.19	99.30
A23	67.4	0.04	16.67	0.25	0.02	0.40	2.26	2.89	8.03	0.65	1.36	99.98

Çizelge 4.6 (devam). Meryem Pınarı Granitinin ana element oksit sonuçları.

Örnek	%SiO_2	%TiO_2	%Al_2O_3	%Fe_2O_3	%MnO	%MgO	%CaO	%Na_2O	%K_2O	%P_2O_5	LOI	TOTAL
G7	67.62	0.17	16.26	1.85	0.03	0.35	1.07	1.97	9.81	0.11	0.32	99.56
G10	72.65	0.07	15.23	0.55	0.03	0.21	0.86	2.45	7.15	0.02	0.67	99.88
G13	71.93	0.14	15.60	1.00	0.04	0.29	0.72	2.72	6.18	0.02	1.17	99.82
G15	74.09	0.18	15.17	0.59	0.05	0.10	0.21	5.61	3.34	0.03	0.52	99.90
G17	75.55	0.10	14.11	0.64	0.03	0.09	0.20	5.16	3.42	0.02	0.45	99.78
G21	65.74	0.28	15.63	0.92	0.04	0.89	3.17	2.45	7.69	0.15	2.93	99.89
G24	70.64	0.12	15.44	1.15	0.06	0.31	1.45	2.46	7.56	0.05	0.59	99.81
G29	72.55	0.03	16.66	0.19	0.02	0.11	0.57	2.66	6.53	0.01	0.65	100
G32	70.18	0.18	16.63	1.26	0.05	0.27	0.83	2.90	6.04	0.04	0.95	99.30
G41	71.78	0.06	15.72	0.41	0.03	0.11	0.82	2.18	7.78	0.02	1.00	99.90
G45	71.91	0.09	15.70	0.86	0.04	0.15	0.52	2.84	7.03	0.03	0.52	99.70
G57	72.22	0.06	15.28	0.81	0.04	0.11	0.65	4.00	6.25	0.24	0.33	100
G61	71.86	0.09	16.92	0.86	0.05	0.19	0.56	3.27	5.01	0.25	0.63	99.68
G66	70.03	0.37	15.58	2.07	0.04	1.06	1.21	2.21	6.32	0.07	0.56	99.51
G72	77.46	0.05	12.75	0.44	0.02	0.05	0.17	6.67	1.03	0.03	1.32	100
G73	71.63	0.13	15.40	0.97	0.03	0.28	0.76	2.85	5.82	0.03	1.94	99.84
G76	73.76	0.05	14.96	0.62	0.03	0.10	0.60	3.39	5.73	0.02	0.76	100

Çizelge 4.6 (devam). Meryem Pınarı Granitinin ana element oksit sonuçları.

Örnek	%SiO_2	%TiO_2	%Al_2O_3	%Fe_2O_3	%MnO	%MgO	%CaO	%Na_2O	%K_2O	%P_2O_5	LOI	TOTAL
I1	71.9	0.03	15.53	0.77	0.04	0.11	0.72	3.21	6.51	0.02	0.38	99.23
I7	72.58	0.06	15.46	0.62	0.04	0.14	0.85	3.69	5.70	0.02	0.53	99.69
I28	73.58	0.08	14.72	0.53	0.03	0.17	0.74	3.18	5.90	0.03	0.86	99.82
I31	72.55	0.08	15.07	0.85	0.03	0.21	0.91	2.90	6.41	0.02	0.23	99.26
I32	72.64	0.15	15.07	1.08	0.04	0.22	0.78	2.88	5.86	0.03	1.06	99.80
I33	73.68	0.09	14.97	0.78	0.04	0.18	0.53	3.16	6.01	0.02	0.51	99.97
I35	73.68	0.09	15.01	0.75	0.03	0.16	0.57	3.29	5.96	0.02	0.4	99.95
I39	73.08	0.05	14.73	0.70	0.03	0.09	0.42	3.05	6.75	0.02	1.05	99.95
I45	73.08	0.05	15.49	0.45	0.04	0.17	1.24	2.84	5.83	0.03	0.38	99.58
I61	67.21	0.59	16.87	3.20	0.05	1.17	1.03	2.73	5.74	0.16	1.08	99.81
I83	73.14	0.04	15.33	0.29	0.03	0.16	0.41	2.26	7.11	0.03	1.21	100
I86	74.10	0.04	15.13	0.42	0.03	0.09	0.77	2.94	6.14	0.02	0.27	99.93
I88	74.43	0.02	14.47	0.55	0.07	0.07	0.44	4.62	4.38	0.02	0.88	99.94
Sp4	73.44	0.14	14.94	0.92	0.04	0.22	1.13	2.8	5.56	0.03	0.43	99.65
Sp6	70.73	0.15	14.59	1.17	0.04	0.24	0.87	2.38	7.19	0.03	0.40	97.78
Sp10	64.47	0.08	19.16	0.44	0.03	0.24	1.11	4.39	8.98	0.02	1.06	99.96
Sp21	72.48	0.16	16.42	0.54	0.04	0.21	0.65	3.19	5.36	0.03	0.81	99.89
DT131	71.22	0.08	16.02	0.90	0.04	0.24	0.61	3.75	5.22	0.15	0.90	99.14

Çizelge 4.7. Meryem Pınarı Granitinin iz element analiz sonuçları.

Örnek/ppm	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Ba	Pb	Th	U
B-1	0	0	20.5	5	0.7	28.4	0.8	0.5	16.2	165.9	14.1	72.3	6	0.6	125.9	16.9	11.4	5.9
B-2	0	0	19.2	3.4	2.9	76.6	2.1	2.4	172.9	68.7	13.7	75.7	9.8	0.8	488.4	42.3	7.4	9.5
B-5	0	0	23.5	3.7	0.8	22.4	0.8	0.9	82.8	109.9	14.2	79.1	11.2	0.8	371.5	22.5	10.8	5.7
B3	9.46	44.1	0.96	8.01	38.6	259.7	1	176	143.7	92.91	29.6	82.31	11.9	0.14	433.73	1261.43	132.62	8.67
B8	10.50	5.78	7.99	5.06	13.6	42.42	1.66	7.42	222.2	106.6	19.1	81.97	11.4	0.42	571.72	73.56	30.53	8.02
B10	11.00	30.23	8.24	6.67	8.75	47	0.76	6.64	172.6	133.3	16.1	91.47	10.9	0.16	579.56	42.37	25.59	5.73
B12	9.42	33.89	6.98	8.9	3.17	8.228	2.03	2.73	198.3	105.3	17.8	85.72	12.6	0.17	519.52	50.28	17.75	6.43
B17	4.87	14.34	10.6	7.1	2.97	29.98	1.17	8.25	251	90.65	15.8	70.87	11.2	0	335.68	66.44	20.04	8.98
B20	14.60	11.24	18.1	8.27	8.27	19.48	0.47	8.21	222.4	80.46	16.2	58.75	11.6	0.27	307.65	46.15	14.25	7.49
B22	9.69	3.68	6.74	6.09	1.28	44.78	0.74	5.64	219.7	114.3	17.7	81.13	12.5	0.02	487.72	35.44	24.73	7.75
B24	8.05	11.17	4.75	6.97	1.76	82.15	1.08	5.69	189.1	130.6	16.3	101.82	13.9	0.13	609.63	45.57	21.62	6.22
A1	8.88	39.53	13.4	28.1	11.8	23.81	1	50.1	24.86	105.1	10.8	133.95	10.7	0	253.97	353.49	39.03	0
A4	3.91	46.42	5.25	5.02	13.2	16.41	0.72	5.22	139.6	59.62	18.5	54.82	8.23	0.08	108.11	28.14	16.42	3.76
A9	11.2	30.28	6.82	12.9	27.8	44.11	3.85	1534	88.44	0	97.8	135.41	11.8	3.22	2582.1	10989.96	1113.03	44.62
A15	3.64	66.72	9.52	17.8	26.5	35.95	0.92	7.41	121.3	216	11.2	88.91	8.63	0	624.08	50.75	10.32	3.09
A23	8.33	4.62	4.82	5.78	1.79	7.34	1.03	2.27	269.3	496	24.7	124.31	6.37	0.12	787.34	17.63	15.91	10.46
G7	15.3	13.13	4.12	9.96	31.5	21.61	1.22	70.3	313.8	264.5	27.6	173	15.7	0.92	940.96	508.09	60.33	13.11
G10	7.04	7.41	8.83	4.12	14.9	12.3	0.31	23.6	183.6	161.2	14.2	80.63	7.76	0.58	654.4	149.87	49.09	7.44
G13	10.50	12.3	9.8	3.5	3.54	24.34	0.67	12.8	150.9	146.8	25.3	94.36	16.7	0.31	665.67	82.57	30.58	5.26
G15	3.43	38.61	10.8	5.19	12.5	16.79	1.02	23.1	84.48	151.5	22.5	122.85	14.7	0	682.99	166.27	26.69	2.26
G17	13.5	8.32	10.1	8.99	5.62	8.76	1.1	31.7	90.99	126.1	23.1	102.18	12.8	0.67	342.15	226.54	39.98	2.66
G21	14.1	23.89	8.54	11.5	1.56	19.66	1.21	67.3	252.8	295.7	22.5	176.75	11.9	0.51	843.8	485.86	70.40	11.22
G24	11.1	2.60	4.03	6.87	0.27	24.27	0.45	24.1	210.5	292.7	19.5	70.95	9.44	0.1	2116.2	156.30	26.11	7.68
G29	8.01	2.72	8.08	8.14	2.88	3.83	1.04	6.12	212.3	107.5	32.5	67.64	13.1	0.78	459.71	47.66	31.17	7.27

Çizelge 4.7 (devam). Meryem Pınarı Granitinin iz element analiz sonuçları.

Örnek/ppm	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Ba	Pb	Th	U
G32	13.6	32.37	8.96	6.29	10.4	26.61	0.61	9.42	177.4	114.8	22.5	111.96	19.6	0.34	390.37	59.91	21.07	5.59
G41	12.6	4.99	9.65	4.48	5.12	6.995	0.2	7.61	208.2	74.31	25.9	107.05	16.9	1.12	151.92	23.23	32.50	7.31
G45	11.3	8.03	4.91	7.27	2.05	26.28	0.75	13.7	180.5	69.73	32.9	72.27	20.7	0.27	218.98	96.31	25.08	5.82
G57	9.58	5.53	20	3.67	8.62	30.4	0.31	6.73	305.3	46.25	11.7	37.45	22.4	0	46.67	37.23	17.41	11.10
G61	4.51	15.5	7.52	6.77	9.68	28.66	1.46	4.85	355.3	31.22	16.3	44.12	27.4	0	5.46	52.61	24.62	13.60
G66	11	22.64	7.2	13.1	8.44	42.3	1.73	8.77	175.4	253.8	10.9	134.99	9.74	0.6	1492.6	84.60	23.25	6.03
G72	6.1	8.49	19.8	6.24	9.46	7.68	0.64	21.5	26.92	89.66	18.3	88.03	8.68	0	110.11	143.31	31.73	0
G73	15.9	96.66	11.6	6.74	8.47	14.94	0.83	22.5	179.3	130.2	19.6	99.07	14.1	1.01	858.02	157.97	33.66	6.24
G76	8.96	4.20	13.1	6.46	6.93	9.41	0.44	11.9	195.6	59.02	33.1	91.38	14.5	0.13	47.37	74.79	36.17	7.04
I1	8.45	7.81	5.77	6.95	10.9	25.4	1.01	22	156.4	83.61	16.4	100.51	6.08	1.06	251.26	157.95	36.83	5.24
I7	9.51	20.61	4.4	5.48	21.3	89.61	0.31	13.2	211.8	75.37	28.4	73.47	20.6	0.13	82.65	78.08	29.44	7.51
I28	8.59	3.82	11.8	6.27	6.14	10.26	1.43	12.5	224.6	81.49	25.8	87.99	11	0	326.24	105.61	30.03	8.15
I31	7.41	38.35	8.84	3.87	6.79	9.126	1.19	10	178.7	87.88	23	98.14	14.9	1.22	163.21	78.83	34.02	6.01
I32	16.3	6.80	9.69	3.9	2.67	24.71	0.71	10.6	172.9	148.9	17.6	113.86	12.9	0.17	721.66	67.83	24.46	5.54
I33	12.4	0.39	9.5	5.44	0.73	21.51	0.68	10.3	209.5	106.4	21	87.78	18.1	0.62	627.99	69.38	24.33	7.20
I35	6.74	5.69	11.9	3.86	0.3	14.64	0.1	14.5	183.2	96.03	26.4	81.52	16	0	339.27	83.41	30.85	6.13
I39	9.55	9.87	8.17	5.24	7.03	8.80	0.81	17.7	204.7	70.69	19.5	80.09	9.01	1.02	130.1	123.02	42.35	7.63
I45	4.6	11.11	6.4	3.96	4.82	9.05	1.07	11.2	189.1	117.4	11	63.68	6.32	0.09	246.2	82.47	14.04	6.01
I61	15.6	20.25	9.71	8.63	29.9	57.45	0.6	20.5	167.3	205.9	12.9	243.52	14.7	0.59	1212.5	138.92	42.08	6.08

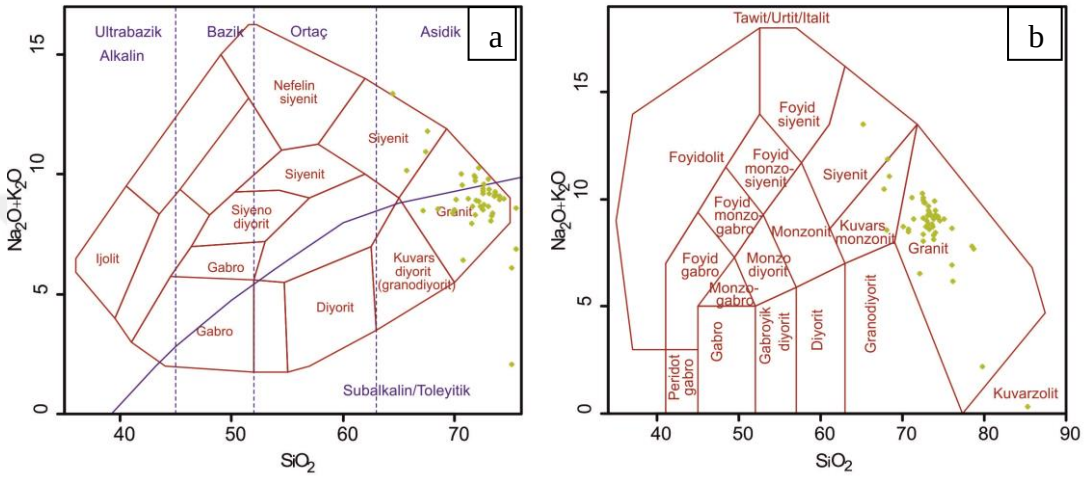
Çizelge 4.7 (devam). Meryem Pınarı Granitinin iz element analiz sonuçları.

Örnek / ppm	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Ba	Pb	Th	U
I83	12.9	6.29	13.2	7.94	19.9	23	1.49	27	201.8	82.43	31.3	65.73	14.7	1.02	101.81	205.23	32.03	7.04
I86	9.27	8.15	8.66	4.32	5.89	21.19	1.3	32.3	191.3	79.2	32	72.39	14.5	0.16	130.89	240.47	45.68	7.43
I88	10.1	32.31	12.5	5.61	19.7	26.41	1.34	57.1	173.5	24.84	59.6	80.29	18.3	0.14	42.99	419.26	70.10	7.23
Sp4	11.6	3.43	8.15	2.15	14.2	19.31	1.13	17.9	133.4	185.4	12.8	129.5	11.7	0	677.81	132.72	18.29	3.86
Sp6	12.2	30.35	5	3.3	11.9	23.43	0.63	25.5	148.7	164.2	16.3	78.11	12.2	0.62	709.88	172.62	26.01	4.64
Sp10	12	6.66	9.36	3.36	5.55	6.54	0.66	4.28	219	241.3	14.9	95.92	9.28	0.77	988.38	23.81	10.43	7.42
Sp21	8.26	16.6	9.86	5.27	6.24	22.9	0.79	41.8	181.2	125.9	22.6	103.81	18.8	0.12	650.73	295.48	32.81	6.50
DT131	10.5	14.69	4.48	7.98	15.9	15	1.18	2.98	247.8	78.33	13.5	48.51	16.7	0	151.65	28.94	12.22	8.47

Çizelge 4.8. Meryem Pınarı Granitinin iz ve nte analiz sonuçları.

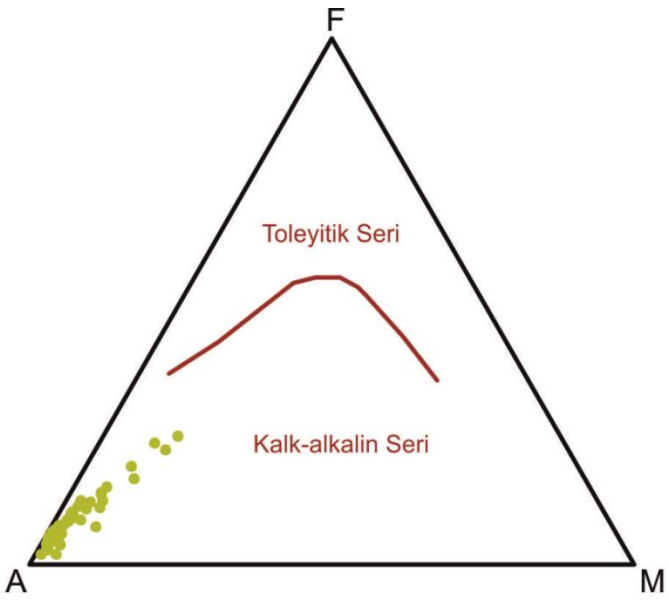
Örnek/ppm	I-7	B-22	G-21	G-32	G-57
Ba	81	420	798	364	82
Be	3	2	<1	2	<1
Co	6.0	5.6	6.0	4.8	14.0
Cs	1.9	9.0	3.5	3.4	7.7
Ga	15.9	14.5	12.3	12.5	18.1
Hf	2.7	2.2	4.4	3.5	1.6
Nb	17.6	9.3	9.1	13.6	17.0
Rb	186.6	201.4	216.3	145.6	280.4
Sn	<1	7	2	2	5
Sr	55.1	94.7	273.3	80.1	26.8
Ta	1.5	1.2	0.9	1.9	2.7
Th	24.8	11.4	13.1	14.5	2.0
U	3.9	2.7	2.9	2.0	2.0
V	<8	9	27	<8	<8
W	96.0	79.1	67.7	44.7	206.2
Zr	59.3	67.4	164.5	90.5	28.2
Y	21.3	15.4	17.6	15.1	7.3
La	22.2	19.2	30.0	18.0	3.3
Ce	47.8	37.2	60.4	33.8	7.0
Pr	5.62	3.94	6.48	3.93	0.83
Nd	21.2	13.8	23.8	14.6	2.9
Sm	5.02	2.93	4.05	3.34	1.15
Eu	0.19	0.47	0.83	0.42	0.06
Gd	4.26	2.78	3.64	3.04	1.36
Tb	0.66	0.46	0.55	0.47	0.31
Dy	3.85	2.67	3.31	2.66	1.55
Ho	0.73	0.52	0.64	0.51	0.24
Er	2.21	1.49	1.95	1.67	0.58
Tm	0.33	0.20	0.26	0.24	0.07
Yb	2.19	1.36	1.71	1.59	0.44
Lu	0.31	0.20	0.27	0.24	0.06

Ana element oksit ve iz element jeokimyasal analiz sonuçlarına dayanılarak hazırlanan jeokimyasal adlama diyagramında (Cox vd., 1979, Middlemost, 1985) büyük çoğunluğu granit alanında olmak üzere siyenit, kuvars monzonit ve kuvarzolit alanlarında yer almaktadır (Şekil 4.174a, b). Aynı diyagram üzerinde bu kayaçların SiO_2'ye karşı Na_2O+K_2O diyagramındaki dağılımları (Irvine ve Baragar, 1971) subalkali alana düşmektedir.

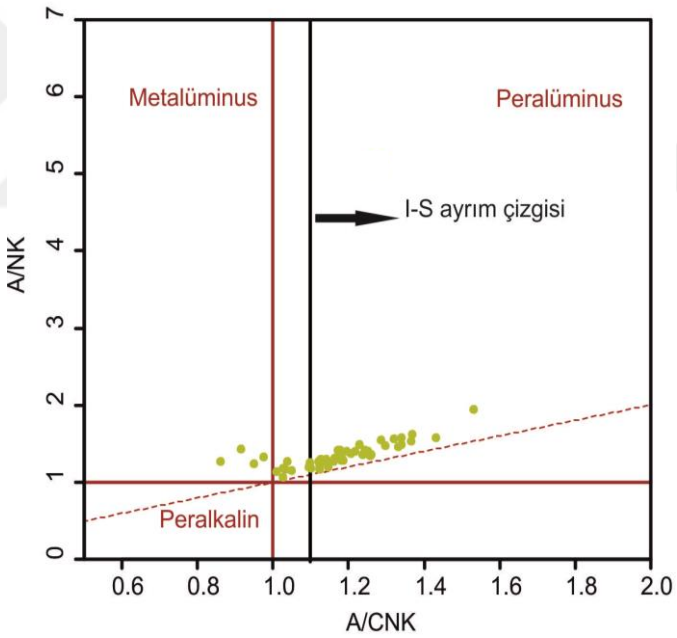


Şekil 4.174. Meryem Pınarı Granitinin toplam alkali silika (TAS) diyagramı a)Na2O+K2O/SiO2(Cox vd., 1979; Irvıne ve Baragar, 1971) b) Na2O+K2O/SiO2 (Middlemost, 1985).

Subalkali karakterdeki örnekler AFM (Na_2O+K_2O, FeO(t), MgO) diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) kalkalkalin karaktere sahip oldukları görülmektedir (Şekil 4.175). Shand (1943), tarafından geliştirilen A/CNK'ya karşı A/NK diyagramında Meryem Pınarı Granitlerinin çoğunluğunun peralümina karakterli oldukları tespit edilmiştir. Aynı diyagram üzerinde Maniar and Piccoli (1989), ye göre granitlerin bazılarının I tipini göstersede genellikle S tipi granit oldukları tespit edilmiştir. Bu metaluminalı ve I tipi karakter gösteren Meryem Pınarı Granit örneklerinin magma karışımından etkilenmiş örnekleri olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.176).



Şekil 4.175. Örneklerin AFM (Na_2O+K_2O, $FeO_{(t)}$, MgO) diyagramı (Irvine ve Baragar,1971).

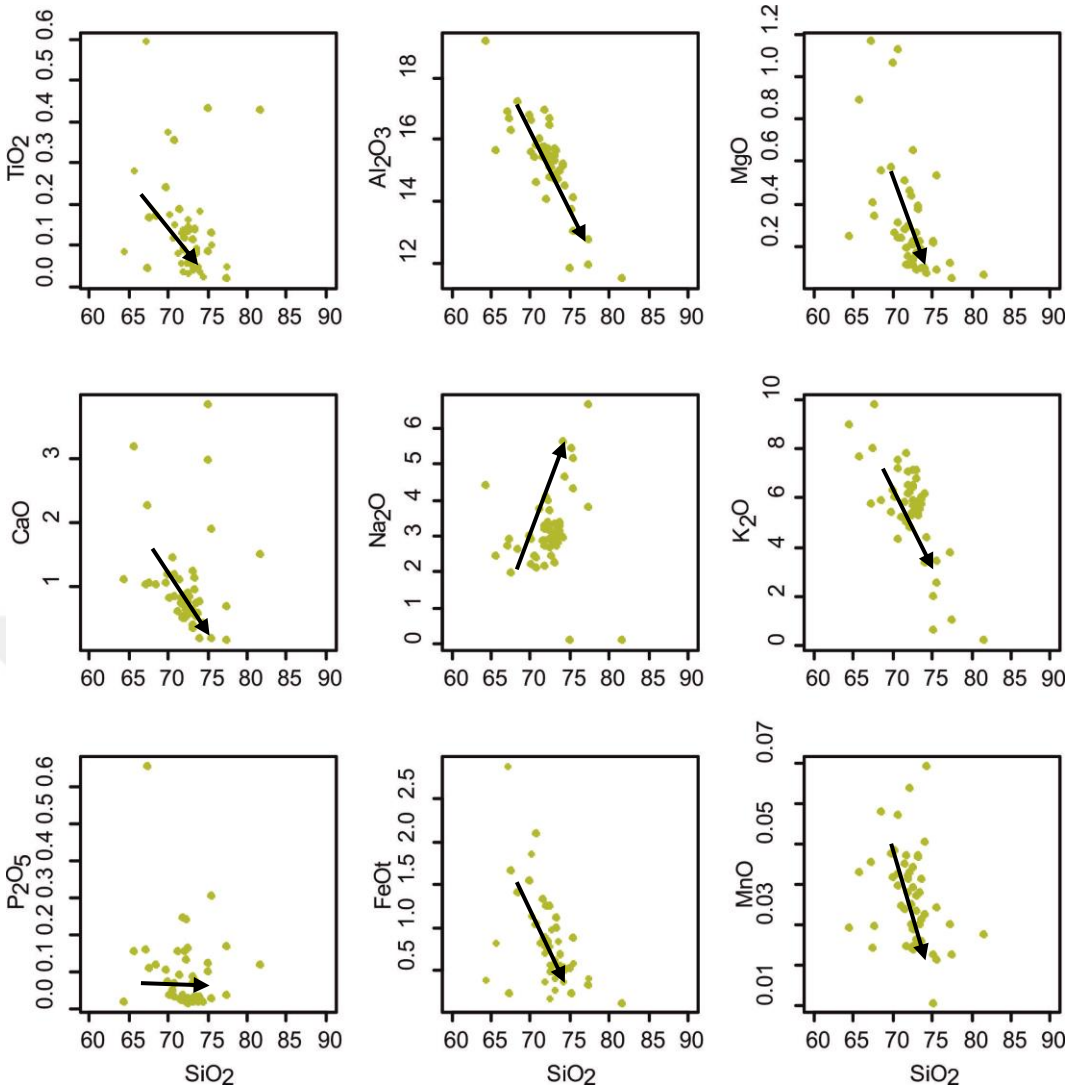


Şekil 4.176. A/CNK'ya karşı A/NK diyagramı (Al/Ca+Na+K-Al/Na+K) (Shand, 1943) sınıflandırması. Farklı tipler (I-tipi ve S-tipi) için ayrım sınırı (Maniar and Piccoli, 1989).

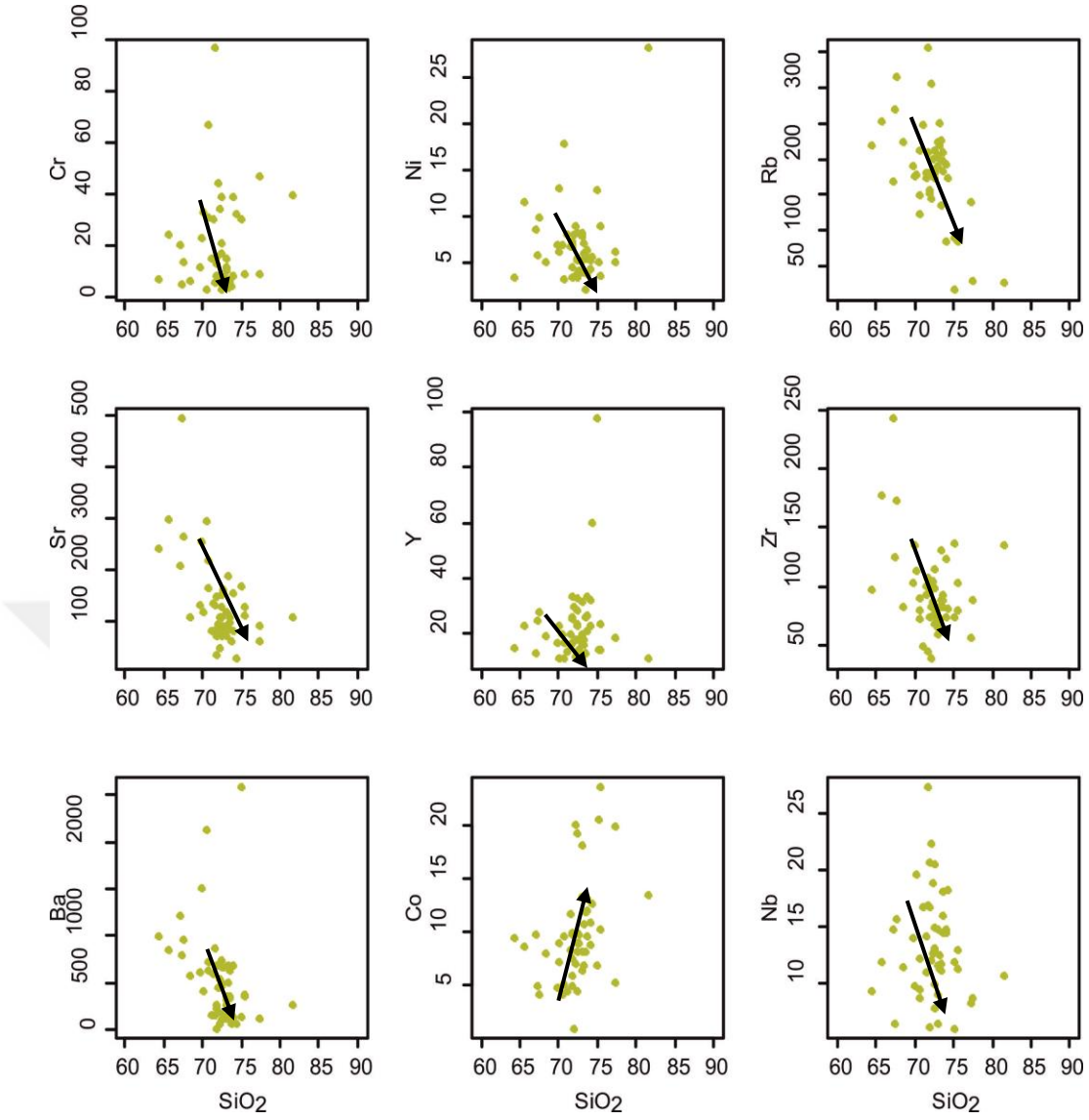
Meryem pınarı granitinin ana ve iz element jeokimyası

Çalışma alanına ait Meryem Pınarı Granitlerinden alınan örneklerin ana ve iz elementlerinin SiO_2'ye karşı davranışlarını incelemek amacı ile çoklu element değişim diyagramları çizilmiştir. Granit örneklerinin SiO_2 içeriği % 64.47-81.62 arasında değişmektedir. Örneklerin Al_2O_3 içeriği %11.50-19.16, Fe_2O_3 içeriği %0.245-3.196, MgO içeriği %0.049-1.165, CaO içeriği %0.172-3.167, Na_2O içeriği %0.08-6.67, K_2O içeriği %0.21-9.813, TiO_2 içeriği %0.019-0.593, P_2O_5 içeriği %0.014-0.654, MnO içeriği %0.011-0.069 arasında değişmektedir.

Ana oksit harker diyagramlarında, TiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, K_2O, FeO_t, MnO artan SiO_2 değeri ile düzenli şekilde azalarak negatif korelasyon göstermektedir (Şekil 4.177). Na_2O değeride pozitif korelasyon göstermektedir. P_2O_5 değeri yatay bir trend sunmuştur. Na_2O'nun SiO_2 ile olan pozitif ilişkisi uyumsuz bir element olduğunu göstermektedir. İz element oksitlerin SiO_2'ye karşı davranışlarına bakıldığında, Cr, Rb, Sr, Y, Ba, Nb, Ni, Zr artan SiO_2 değeri ile düzenli şekilde azaldığı, Co değerinde ise artan bir dağılım göze çarpmaktadır (Şekil 4.178).



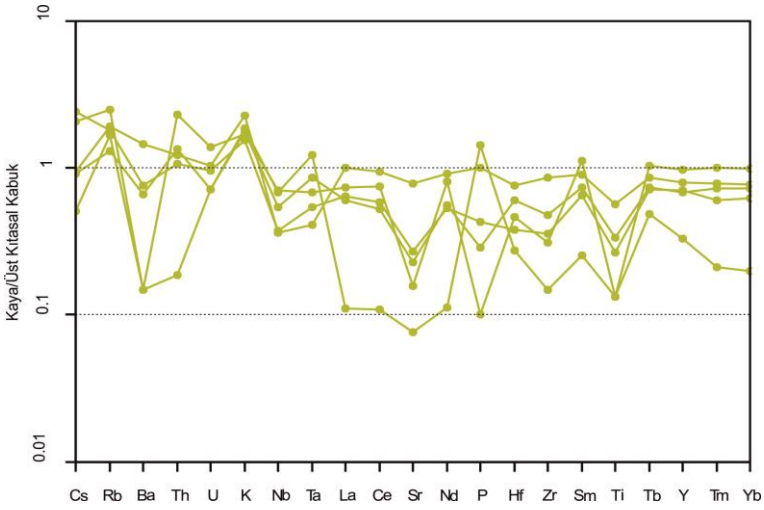
Şekil 4.177. Örneklerin SiO_2'ye karşı ana oksit element değişim diyagramı.



Şekil 4.178. Örneklerin SiO_2'ye karşı iz element değişim diyagramı.

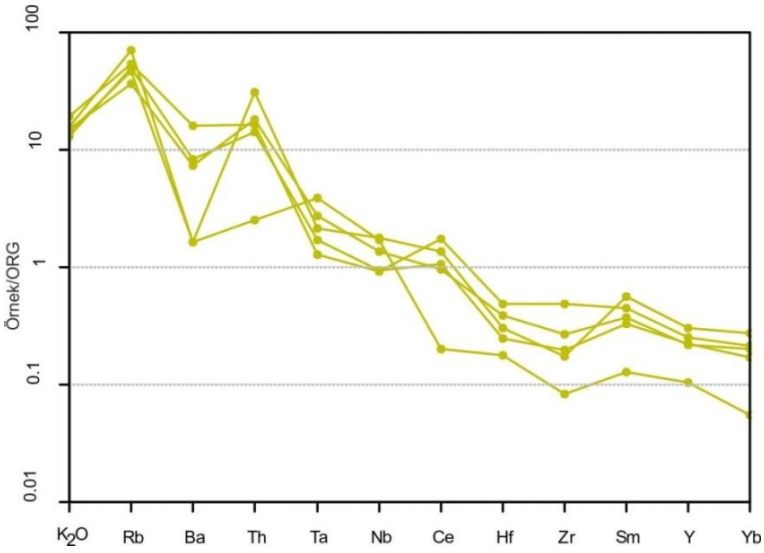
Meryem pınarı granitinin uyumsuz element diyagramı

Üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş (Taylor ve McLennan, 1985) uyumsuz element diyagramında, büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerde (LILE), (K, Rb, Ba, Th, U, vd.) hafif bir zenginleşme gözlenirken, kalıcılığı yüksek elementler (HFSE) (Nb, Ti) ile NTE'ler 0,1 – 1 çizgisi aralığında değişim sunarlar (Şekil 4.179).



Şekil 4.179. Örneklerin üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş uyumsuz element diyagramı (Taylor ve McLennan, 1985).

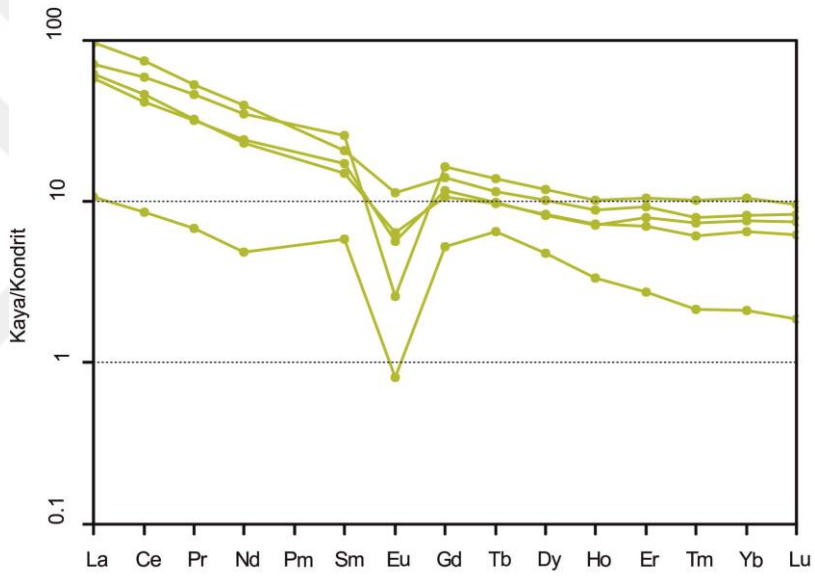
Örneklerin okyanus sırtı granitlerine normalize edilmiş (Pearce vd., 1984) iz element dağılımları, çarpışma tipi granitoidlerin iz element dağılım desenlerine benzerlik sunmaktadır. Diyagramda göze çarpan ana özellikler; belirgin bir büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerde (LILE), (K_2O, Rb, Ba, Th) zenginleşme, kalıcılığı yüksek elementlerde ise (HFSE) (Nb, Hf, Zr) tüketilme gözlenmektedir (Şekil 4.180).



Şekil 4.180. Örneklerin okyanus sırtı granitlerine (ORG) normalize edilmiş uyumsuz element diyagramı (Pearce vd., 1984).

Meryem pınarı granitinin nadir toprak element diyagramı

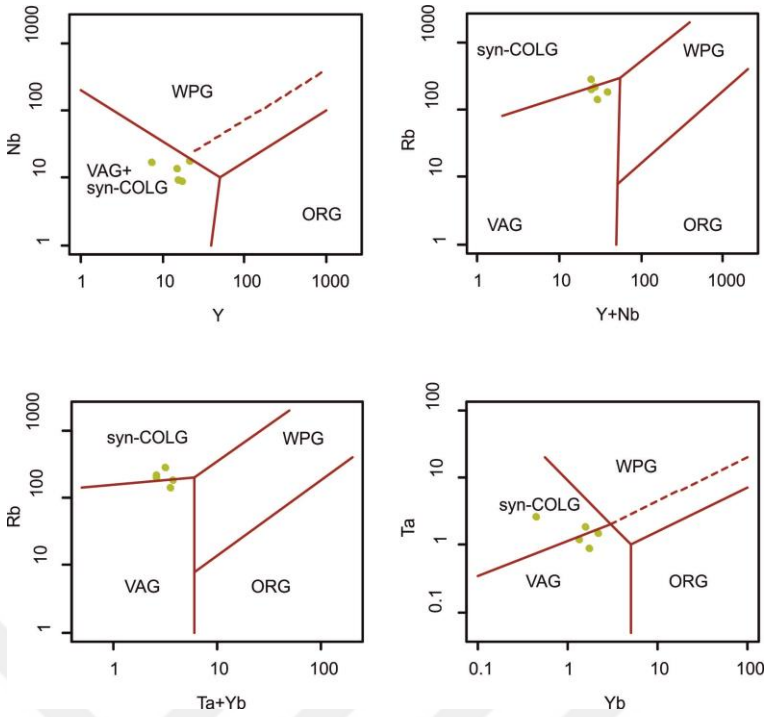
Meryem Pınarı Granitinin kondrite normalize edilmiş (Boynton, 1984) nadir toprak element dağılımlarında tüm örnekler birbiri ile çok iyi paralellik göstermektedir (Şekil 4.181). Hafif nadir toprak element (HNTE) (La, Ce, Pr, Nd) zenginleşmesinin orta (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho) ve ağır nadir toprak element (Er, Tm, Yb, Lu) zenginleşmesine göre daha fazla olduğu görülmektedir. Ağır nadir toprak elementlerde, orta nadir toprak elementlere göre oranla bir miktar zenginleşme söz konusudur. Negatif Eu anomalisi kayaç gelişiminde plajiyoklaz fraksiyonlaşmasının rol oynadığını göstermektedir (Gill, 1981).



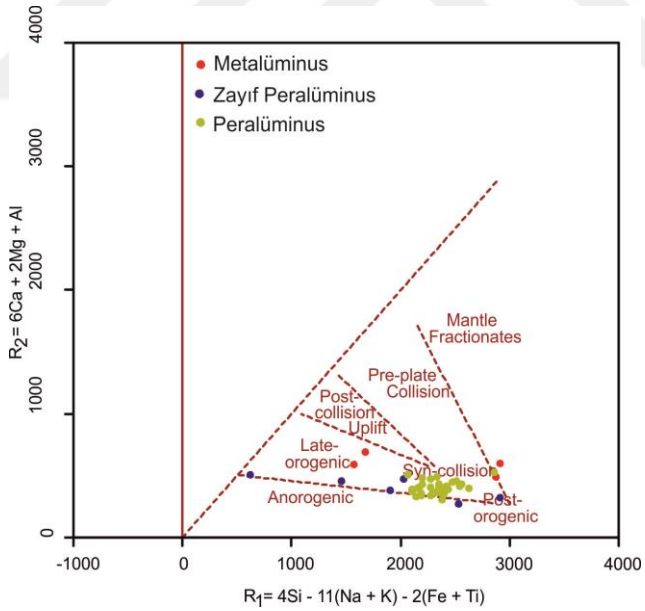
Şekil 4.181. Örneklerin kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramı (Boynton, 1984).

Meryem pınarı granitinin tektonik ortam yorumu

Pearce vd., (1984) ve Pearce (1996) tarafından granitik kayaçların tektonik ortamlarını ayırt etmek için önerilen Rb/(Y+Nb), Nb-Y, Rb-Ta/Yb, Ta-Yb diyagramlarında çalışma alanındaki kayaç örnekleri Syn-COLG (çarpışma sırası) ve VAG (volkanik yay granitleri) alanına düşmektedir (Şekil 4.182). Batchelor ve Bowden (1985) tektonik ortam ayırım R1-R2 diyagramında da örnekler çarpışma sırası granitoid alanına düşmektedir (Şekil 4.183).



Şekil 4.182. Meryem Pınarı Granitinin tektonik ortam diyagramı (Pearce vd., 1984 ve Pearce, 1996).



Şekil 4.183. Meryem Pınarı Granitinin R_1-R_2 tektonik ortam ayırım diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985).

4.5. Sedimanter Birimler

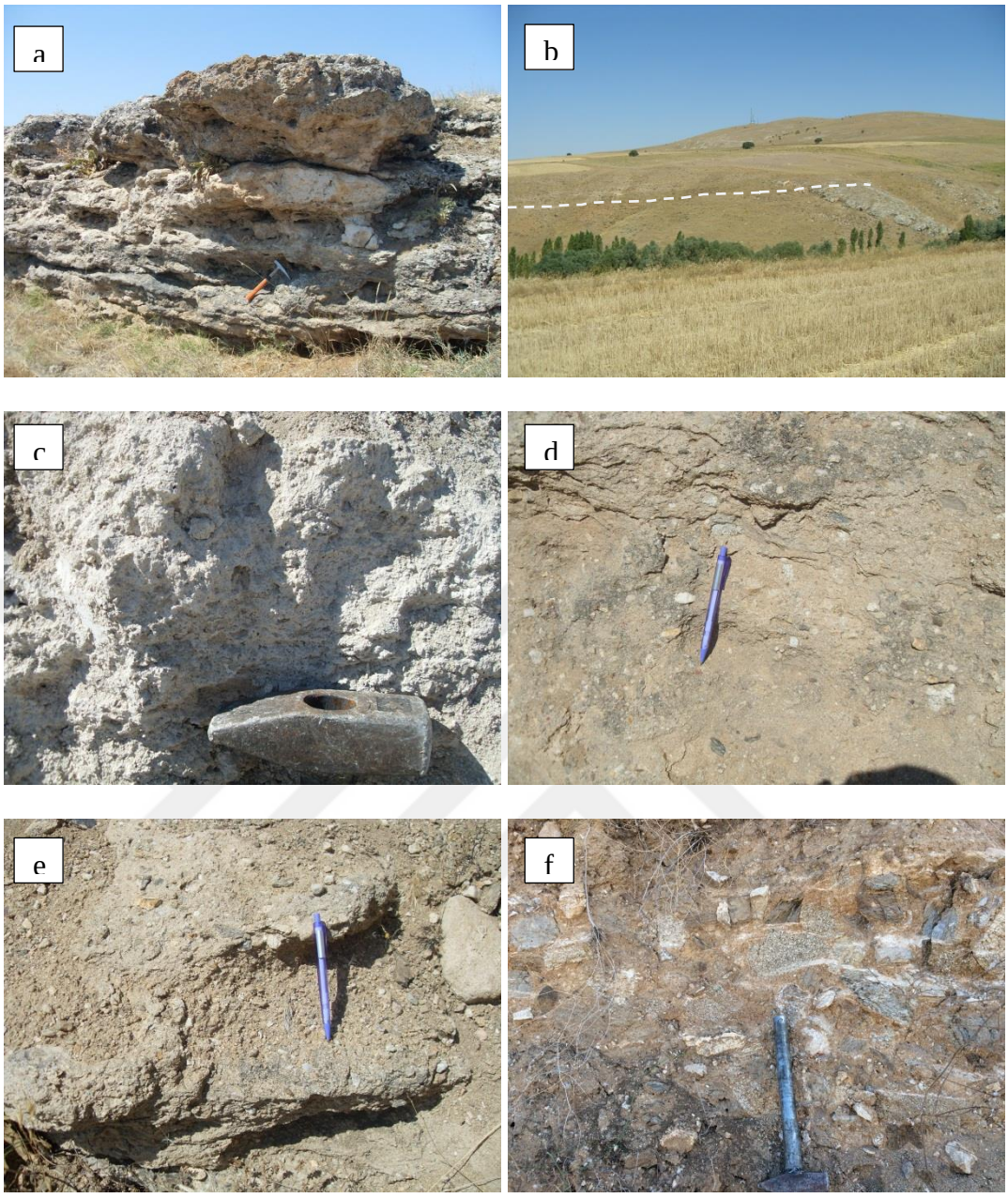
4.5.1. Hocabeyli Formasyonu

Hocabeyli köyü yakın civarında yüzeylenir. İnceleme alanında yer alan metamorfik, magmatik temel kayaları Pliyosen yaşlı Hocabeyli Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Şekil 4.184b). Balcı kasabası yakın civarında gözlenen Kızılkaya İgnimbiritleri Alt Pliyosen yaşlıdır. Hocabeyli köyü tüf-tüfitler üzerine kuruludur. Tüf-tüfitlerin, Kızılkaya ignimbiriti ile kökensel ilişkisi ve stratigrafik konumu dikkate alındığında Hocabeyli Formasyonunun Alt Pliyosen yaşlı olduğu ifade edilebilir.

Alt Pliyosen yaşlı olan birim karasal ortam şartlarında çökelmiştir. Volkano-sedimanter istif özelliğindedir. Birimde volkanik ve kırıntılı sedimanlar yer yer ardalanmalıdır. Altta granit, gabro, metamorfik kaya parçaları içeren çakıltaşı yer alır (Şekil 4.184f). Üste doğru iri ve ince taneli kumtaşı ile devam eder (Şekil 4.184d, e). İnce taneli kumtaşı seviyesi üzerinde tüf-tüfitler yer alır (Şekil 4.184c). Daha üst seviyelerde tüf-tüfitler, karbonatlı seviyeler ile ardalanır. İstifin en üst kesimi karbonatlar ile sona erer (Şekil 4.184a). Kaba kırıntılılar ile başlayıp karbonatlar ile biten istif göl ortamında çökelmeyi işaret etmektedir.

4.5.2. Alüvyon

Kuvaterner yaşlı alüvyonlar serbet çakıl, kum ve silt boyu malzemelerle temsil edilir.



Şekil 4.184. a-b-c-d-e-f) Hocabeyli formasyonun genel arazi görünümü.

4.6. Metamorfik Petrojenez

4.6.1. Dedetepe metasedimanter birliği

Petrolojik bilgiler Dedetepe Metasedimanter Birliğinin stratigrafisine uygun olarak yaşlıdan gence doğru verilmiştir. Dedetepe Metasedimanter Birliğinden elde edilen petrolojik verilere göre Topaktaş Metamorfiti ve Saytepe Metamorfiti, Akçaağıl Metamorfiti ve Ömertepe Metamorfitine göre daha yüksek metamorfizma derecesine sahiptir.

Topaktaş Metamorfiti ve Saytepe Metamorfiti granülit fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini belirten mineral parajenezleri içerirken, Akçaağıl Metamorfiti ve Ömertepe Metamorfiti üst amfibolit fasiyesini karakterize eden mineral parajenezlerine sahiptir. Bir diğer ifade ile istifin tabanı tavan seviyelerine göre metamorfizma sırasında daha derin gömülmeye uğramıştır.

4.6.1.1. Topaktaş metamorfiti

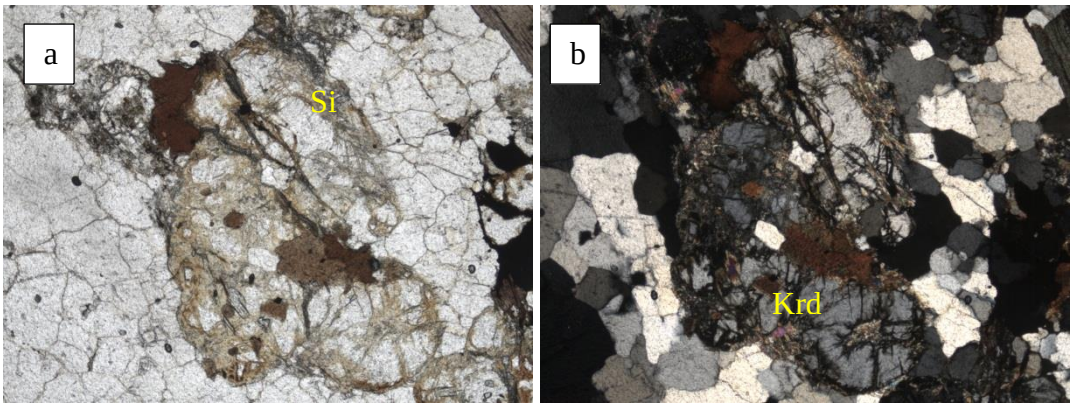
Topaktaş Metamorfitinin ince kesitlerinde granülit fasiyesinin başlangıcını-granülit fasiyesini temsil eden mineral toplulukları belirlenmiştir.

Kordiyerit-granat-K-feldispat (Granülit fasiyesi başlangıcı) zonunda yer alan pelitik kökenli kayalarda, kordiyerit, granat, K-feldispat ve sillimanit toplulukları gelişir. Ancak bunların hepsi birlikte gerçekleşmeyebilir. Topaktaş Metamorfitinde aşağıdaki reaksiyonlar belirlenmiştir.

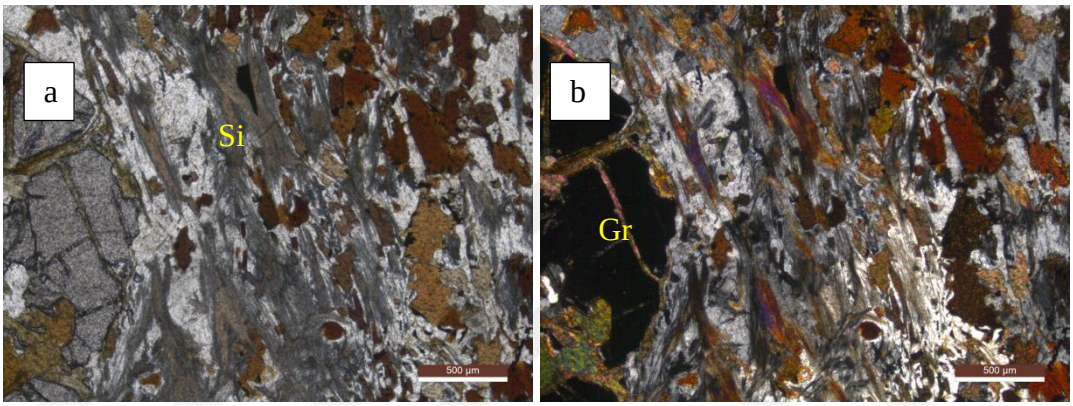
biyotit + sillimanit + kuvars —> K-feldispat + kordiyerit + eriyik (Şekil 4.185)

biyotit + sillimanit + kuvars --> K-feldispat + granat + eriyik (Şekil 4.186)

Kordiyeritin veya granatın gelişip gelişmediği kısmi basınca bağlıdır (kordiyerit düşük basınçlar, garnet yüksek basınçlar tarafından tercih edilir) ve kısmen Mg/Fe oranı (granat Fe-zengin kayaçlarda, kordiyerit Mg-zengin olanlarda oluşacaktır) üzerine etkindir (Yardley, 1989).



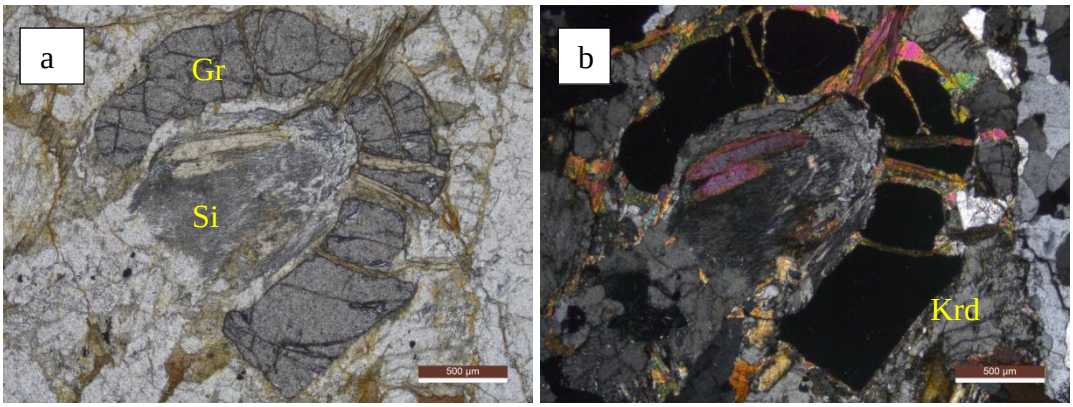
Şekil 4.185. Kordiyerit (Krd) ve sillimanit (Si) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü.



Şekil 4.186. Granat (Gr) ve sillimanit (Si) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü.

Yukarıdaki reaksiyonlar biyotitin bozulması nedeniyle sırasıyla Mg bakımından zengin ve Fe bakımından zengin bileşimlerde erimeye neden olur, ancak, sürekli olmayan tepkime sıcaklığına erişildiğinde erime, biyotit-sillimanit şistlerinin tümünde gerçekleşir (Yardley, 1989)

biyotit + sillimanit + kuvars —> kordiyerit + granat + K-feldispat + eriyik (Şekil 4.187)



Şekil 4.187. Granat (Gr), sillmimanit (Si) ve kordiyerit (Krd) mineral birlikteliğinin a) tek ve b) çift nikol görünümü.

Granat-kordiyerit-K-feldispat topluluğu, yüksek dereceli pelitik migmatitlerde tipiktir ve genellikle granülit fasiyesinin başlangıcını işaret eder. Bu topluluk daha yüksek dereceli zonlar içerisinde de bulunabilir (Yardley, 1989).

4.6.1.2. Akçaağıl metamorfiti

Killi sedimanter kayaların baskın olduğu Akçaağıl Metamorfitinde metamorfizmadaki ısı-basınç koşullarını yansıtan tipik mineral toplulukları belirlenmiştir. Muskovit biyotit oluşumları ile başlayan granat, kordiyerit ve sillimanit ile devam eden karakteristik minerallerin gözlenmesi, metamorfizmanın yeşilşist fasiyesinin yüksek sıcaklık zonundan, üst amfibolit fasiyesine kadar ilerleyen karakterde geliştiğini göstermektedir.

Albit +kuvars **+muskovit +biyotit**

Kuvars **+ granat**

Kuvars + plajiyoklaz +muskovit +biyotit **+ granat +sillimanit**

Kuvars +plajiyoklaz +muskovit +biyotit **+kordiyerit +ortoklaz +sillimanit**

Yeşilşist fasiyesinin düşük sıcaklık zonunda pelitik kökenli kayalarda biyotit minerali ortaya çıkmaktadır. Biyotit oluşturan reaksiyon aşağıda verilmiştir. K-feldispat eksikliği olan gerçek pelitik kayalarda biraz daha yüksek sıcaklıklarda

fengit ve klorit reaksiyona girerek biyotiti oluşturmaktadır (Yardley, 1989). Biyotitin oluşumu için 420^{o}C sıcaklık ve 3.5 kb basınç gerekmektedir (Bucher ve Grapes, 2011) (Şekil 4.188a).

Fengit + Klorit = Biyotit + fengitçe fakir Muskovit + Kuvars + H_2O (Yardley, 1989)

Pelitik kayalarda yeşilşist fasiyesinin yüksek sıcaklık zonu almandin granatın ilk olarak ortaya çıkmasıyla tanımlanmaktadır. Almandince zengin granat, almandin bileşeni baskın olan, daha az miktarlarda (yaklaşık %10) pirop, grossular ve spessartin bileşenleri içeren, kompleks bir katı çözelti mineralidir (Barker, 1990). Almandin granatın oluşması, sıcaklığın 480-500 ^{o}C ulaşmasıyla gerçekleşmektedir. Daha düşük sıcaklıklarda almandin granat oluşmamaktadır. Bu nedenle pelitik kayalarda yeşilşist fasiyesinin yüksek sıcaklık zonu almandin türü granatların ortaya çıkmasıyla belirlenmektedir (Şekil 4.188b). Aynı zamanda pelitik kayalardaki 'Granat zon' almandince zengin granatın ilk ortaya çıkmasıyla tanımlanmaktadır. Bu zonun karakteristik mineral topluluğu;

Almandin+klorit+biyotit+muskovit+kuvars dır (Yardley, 1989).

Pelitik kökenli kayalarda almandin granat aşağıdaki reaksiyonlarla oluşmaktadır.

Klorit + muskovit = granat +biyotit + kuvars + H_2O (Yardley, 1989)

Klorit +muskovit +kuvars = almandin granat + biyotit + H_2O (Ehlers ve Blatt, 1982; Winkler, 1979)

Klorit + muskovit + epidot = almandin granat + biyotit +H_2O (Winkler, 1979)

Demirce zengin klorit + muskovit + kuvars = almandin granat + biyotit + Al_2SiO_5 + H_2O (Winkler, 1979)

Düşük dereceli metamorfizmadan orta dereceli metamorfizmaya, amfibolit fasiyesine geçiş, pelitik kayalarda stavrolit veya kordiyeritin ilk olarak ortaya çıkmasıyla başlamaktadır (Winkler, 1979).

Almandin + klorit + muskovit mineral topluluğu amfibolit fasiyesinin düşük sıcaklık zonunun başlangıcına kadar duraylı olarak kalmaktadır. Winkler (1979), Mg/(Mg + Fe) oranının stavrolit veya kordiyerit oluşumunda önemli olduğunu, bu oranın 0.25 den küçük olması durumunda stavrolit, büyük olması durumunda kordiyeritin oluşabileceğini ifade etmiştir. Akçaağıl Metamorfitinde yeşilşist fasiyesinden amfibolit fasiyesine geçiş kordiyerit mineralinin varlığı ile belirlenmiştir (Şekil 4.189a). Deneysel çalışmalar stavrolit ve kordiyeritin oluşum sıcaklığının su basıncına bağlı olmadığını göstermiştir (Winkler, 1979). Kordiyerit aşağıdaki reaksiyonla oluşmaktadır.

Klorit + muskovit + kuvars = Kordiyerit + biyotit + Al_2SiO_5 + H_2O

Bu reaksiyon;

505 + 10^0C 500 bar H_2O basıncı

515 + 10^0C 1000 bar H_2O basıncı

525 + 10^0C 2000 bar H_2O basıncı

555 + 10^0C 4000 bar H_2O basıncı şartlarında gerçekleşmektedir (Winkler, 1979).

Kuvars ve plajiyoklazların varlığından, muskovitin yapısının bozulması, orta ve yüksek dereceli metamorfizma arasındaki sınırı gösteren bir kriter olarak değerlendirilmektedir. Petrografik gözlemlere göre; bu sınırda birincil muskovit, kuvars ve plajiyoklaz ile dokanak halinde değildir. Muskovitin kristal yapısının bozulmasıyla orta ve yüksek dereceli metamorfizma sınırını, ortaya çıkan yeni mineral dönüşümleri belirler. Bunlar;

K-feldispat + Al_2SiO_5 mineralleri (Andaluzit, sillimanit veya disten)

K-feldispat + kordiyerit

K-feldispat + almandince zengin granattır.

Bu nedenle yüksek dereceli metamorfizma 'K-feldispat + Al_2SiO_5' izogradı ile karakterize edilir (Winkler, 1979). Bölgesel metamorfik kayalarda gözlenen Al_2SiO_5 modifikasyonları olan andaluzit, sillimanit ve disten mineralleri metamorfizma hakkında önemli bilgiler vermektedir. Al_2SiO_5 modifikasyonlarının ortaya çıkış sırası düşük basınçlarda andaluzit-sillimanit şeklinde, yüksek basınçlarda ise disten-sillimanit şeklinde olmaktadır. Akçaağıl Metamorfitinde amfibolit fasiyesinin daha yüksek sıcaklık zonlarını temsil eden sillimanit oluşumları da belirlenmiştir (Şekil 4.189b)

Sillimanit bölgesel metamorfizmada değişik şekillerde oluşabilmektedir. Bunlar:

1- Distenin paramorfik olarak iğne şekilli sillimanite dönüşmesi (Yardley, 1989, Kerrick, 1990)

2- 1muskovit + 1kuvars = 1 K-feldispat + sillimanit + H_2O reaksiyonu (Winkler, 1979)

3- Distenin magmatik ve metamorfik kökenli ve belli aktiviteye sahip çözeltilerden itibaren iğnemsi sillimanitlere dönüşmesi (Carmichael, 1969).

4- Magmatik ve metamorfik kökenli çözeltilerin makaslama zonlarındaki dolaşımı sırasında biyotit ve feldispat grubu minerallerde oluşturduğu dealkalizasyona bağlı olarak iğnemsi sillimanit oluşumu (Wintsch vd., 1981; Wintsch ve Andrews, 1988; Staubli, 1989; Flöttmann, 1990; Kerrick, 1990).

Üst sillimanit zonunda metamorfizma sıcaklığın oldukça yüksek değerlere ulaşması ile muskovit + kuvars topluluğu duraylılığını kaybetmektedir. Muskovitin kuvarsla reaksiyonu sonucunda sillimanit + ortoklaz mineral topluluğu oluşmaktadır. Akçaağıl Metamorfitinde üst sillimanit zonunu temsil eden ortoklas+sillimanit parajenezi gözlenmiştir (Şekil 4.190a, b). Üst sillimanit zonunu temsil eden bu topluluk aşağıdaki reaksiyonla meydana gelmektedir.

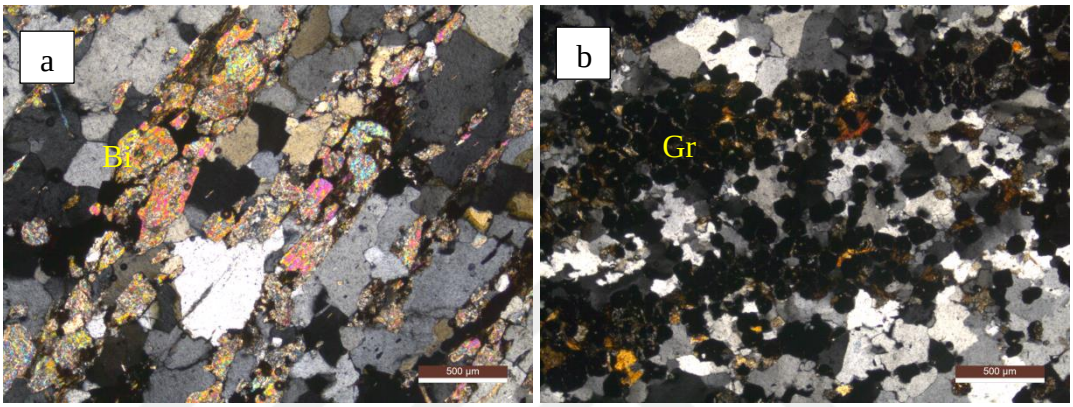
1Muskovit + 1Kuvars = 1 K-feldispat + Sillimanit + H_2O

İkinci sillimanit izogradı olarak bilinen yukarıdaki reaksiyon, üst sillimanit zonu olarak tanımlanmaktadır (Winkler, 1979; Yardley, 1989). Bu reaksiyonun denge şartları

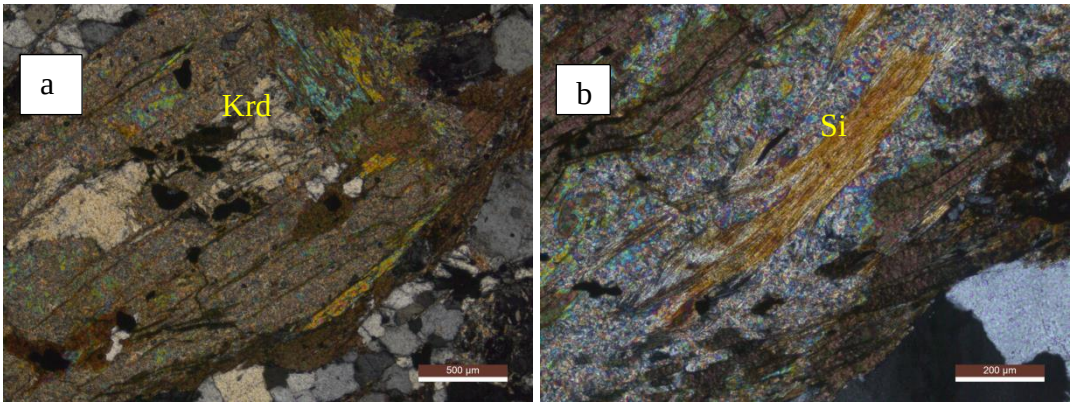
2 kb basınç 620^{o}C sıcaklık

3 kb basınç 650^{o}C sıcaklık

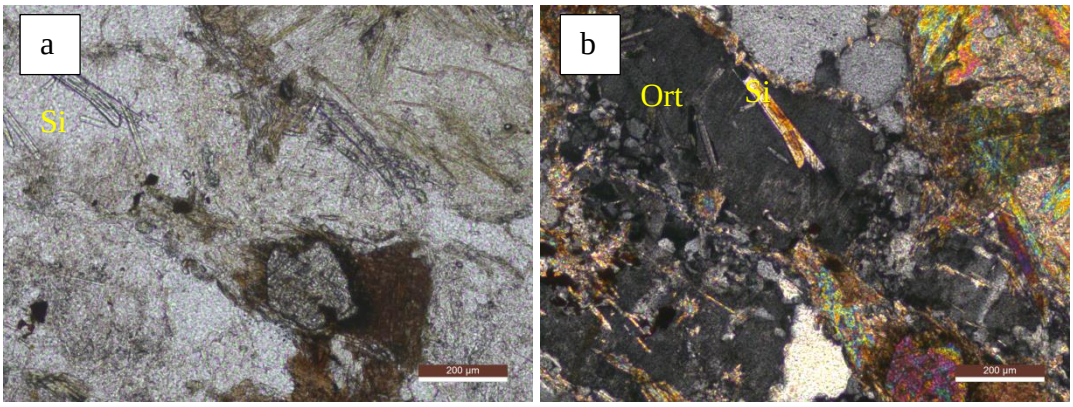
5 kb basınç 725^{o}C sıcaklık olarak verilmiştir.



Şekil 4.188. Yeşilşist fasiyesini karakterize eden a) biyotit (Bi), b) granat (Gr) minerallerinin çift nikol görünümü.



Şekil 4.189. Amfibolit fasiyesini karakterize eden a) kordiyerit (Krd), b) sillimanit (Si) minerallerinin çift nikol görünümü.



Şekil 4.190. Üst amfibolit (üst sillimanit zonu) fasiyesini karakterize eden sillimanit (Si) ortoklas (Ort) birlikteliğinin a) tek ve b) çift nikol görünümü.

4.6.1.3. Ömertepe metamorfiti

Ömertepe Metamorfiti amfibolit ve granülit fasiyesini karakterize eden aşağıdaki mineral parajenezleri belirlenmiştir.

Plajiyoklas +kuvars +kalsit +skapolit **+granat +diyopsit** (Şekil 4.191a, b)

Plajiyoklaz + kuvars +kalsit **+skapolit +diyopsit** (Şekil 4.192a, b)

Kuvars +kalsit +skapolit **+granat +diyopsit** (Şekil 4.193a, b)

Kalksilikat kayalarda gözlenen diyopsit ve skapolit gibi mineraller karbonatlı ve Ca'ca zengin kayaların bölgesel metamorfizması sırasında olağan bir bileşen olarak ortaya çıkmaktadır. Bölgesel metamorfizma sırasında diyopsit aşağıdaki reaksiyonlarla oluşabilmektedir.

1) 1Tremolit + 3Kalsit = 1Dolomit + 4 Diyopsit + 1 CO_2 + H_2O

2) 1 Dolomit + 2 Kuvars = 1 Diyopsit + 2 CO_2

3) 1 Tremolit + 3 Kalsit + 2 Kuvars = 5 Diyopsit + 3 CO_2 + 1 H_2O

Yukarıdaki reaksiyonlardan 1 numaralı reaksiyon 5 kb. Sabit basınç, 600-675^oC sıcaklıklar arasında oluşmaktadır. Reaksiyonun oluşum sıcaklığı P_{CO2} kısmi

basıncına sıkı sıkıya bağlıdır. P_{CO2} kısmi basıncı arttıkça, reaksiyonun oluşum sıcaklığı düşmektedir.

2 numaralı reaksiyonun gerçekleşebilmesi için P_{CO2} kısmi basıncının çok yükselmesi gerekmektedir. Bu şartlarda 5kb. Sabit basınç altında ve 600^{o}C sıcaklıklarda reaksiyon gerçekleşmektedir.

3 numaralı reaksiyon ise P_{CO2} kısmi basıncına bağlı olarak yükselen sıcaklıklarda gerçekleşmektedir. Bu reaksiyon düşük CO_2 kısmi basınçlarında 475^{o}C lik bir oluşum sıcaklığına sahp olacaktır. CO_2 kısmi basıncı yaklaşık 0.9 değerinde olduğunda yukarıdaki reaksiyonun oluşum sıcaklığı 600^{o}C civarında gerçekleşmektedir (Winkler, 1979).

Bölgesel metamorfizmada uygun bileşimdeki kayalardan itibaren skapolit grubu mineraller oluşabilmektedir. Mariyalit ve meyonit uç bileşenleri arasında katı çözelti oluşturan skapolit grubu mineralleri doğada yaygın olarak bölgesel metamorfik kayalarda, metasomatik zonlarda ve hidrotermal alterasyona uğrayan kayalarda bulunabilmektedir. Bölgesel metamorfizmanın granülit fasiyesi, epidot-amfibolit fasiyesi ve yeşilşist fasiyesi şartlarında oluşabilmektedir. Skapolitin yer aldığı mineral parajenezleri ise tipik olarak granülit ve amfibolit fasiyesi şartları altında oluşmaktadır. Skapolitin duraylı olduğu parajenezler şunlardır (Sobolev, 1972).

Skapolit + Piroksen + Kalsit + Titanit

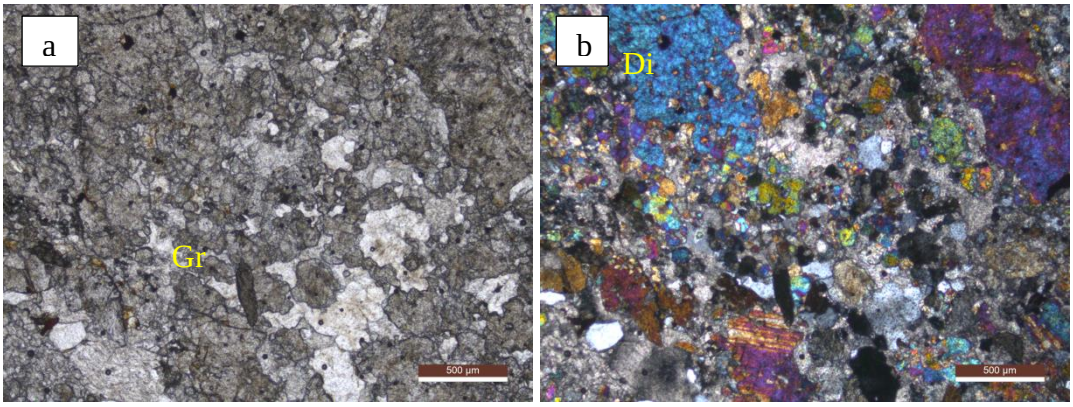
Skapolit + Piroksen + Hornblend + Granat

Skapolit + Piroksen + Plajiyoklaz

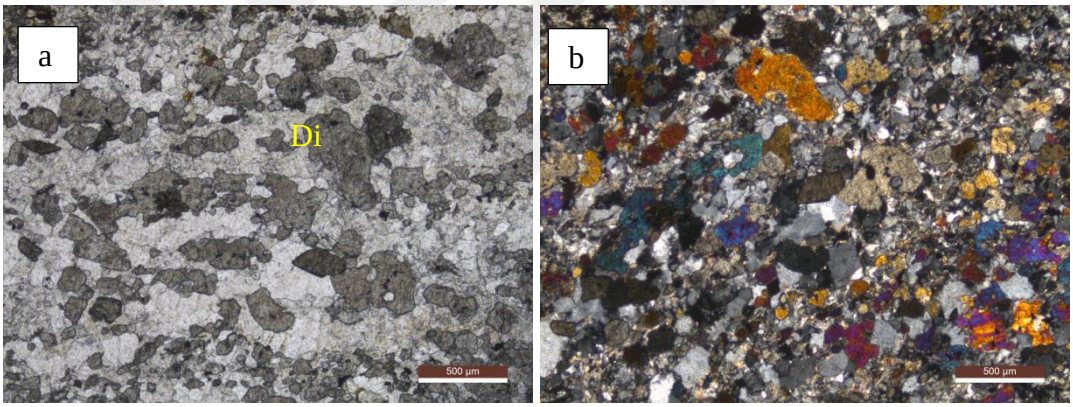
Skapolit + Piroksen + K-feldispat + Kalsit

Ömertepe Metamorfitindeki kalksilikat gnayslarda simplektit dokusu yaygın olarak gözlenir. Diyopsit ile plajiyoklaz minerallerinin iç içe büyüdüğü ince kesitlerde belirlenmiştir (Şekil 4.194a, b). Bu doku yüksek dereceli metamorfizma geçiren kayalarda gözlenir. Mineraller arasındaki sınır ilişkilerinin çok karmaşık olduğu bir

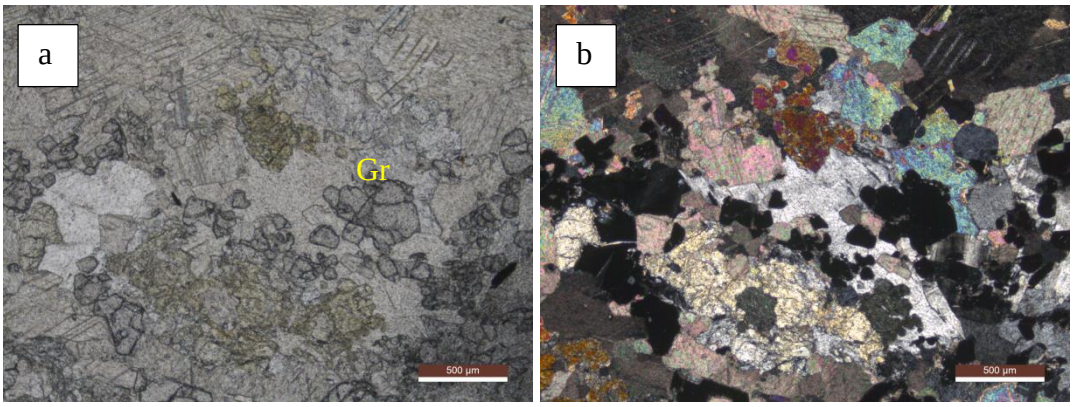
doku türüdür. Mineralin iç içe büyüdüğü sınırların çok düzensiz olduğu bu doku mineraller arasında denge durumuna erişilmediğine işaret eder.



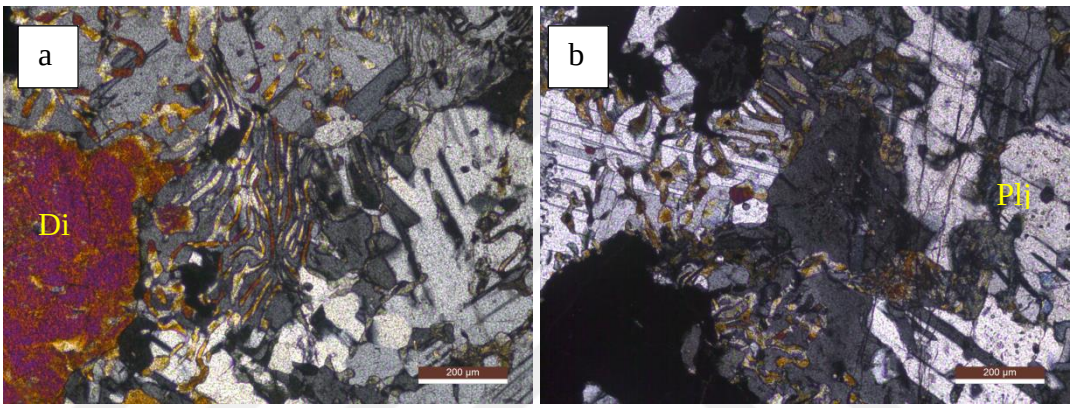
Şekil 4.191. Granat kalksilikat gnays kayasındaki granat (Gr) ve diyopsit (Di) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü.



Şekil 4.192. Kalksilikat gnayslarda diyopsit (Di) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü.



Şekil 4.193. Mermerlerde granat (Gr) mineralinin a) tek ve b) çift nikol görünümü.

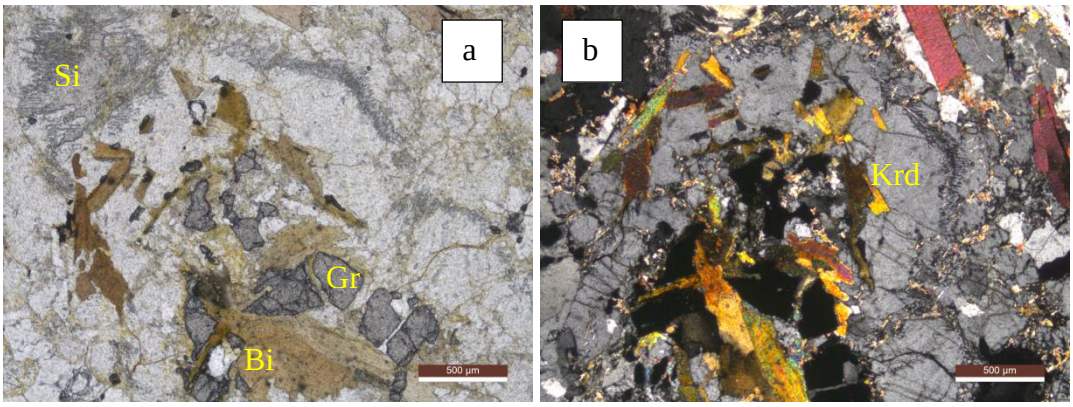


Şekil 4.194. Kalksilikat gnayslardaki, a-b) Diyopsit (Di) ve Plajiyoklaz (Plj) arasındaki grafik dokunun çift nikol görünümü.

4.6.1.4. Saytepe metamorfiti

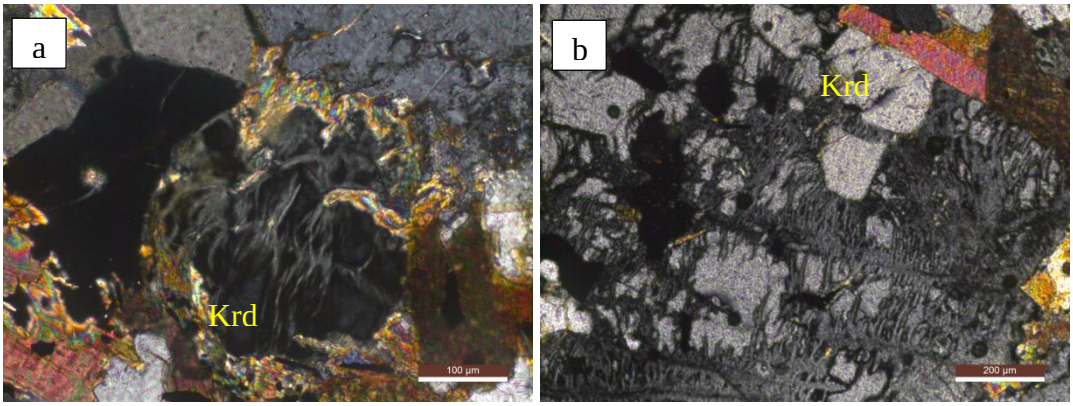
Topaktaş Metamorfitinde olduğu gibi Saytepe Metamorfitinin ince kesitlerinde granülit fasiyesinin başlangıcını temsil eden mineral toplulukları belirlenmiştir. Bu topluluklar;

Kuvars +plajiyoklaz +biyotit +granat **+kordiyerit +ortoklaz +sillimanit'**dir (Şekil 4.195a, b).



Şekil 4.195. Granülit fasiyesinin başlangıcını karakterize eden mineral topluluğunun a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü.

Granülit fasiyesinin daha derin zonlarında sillimanit + ortopiroksen, kordiyerit + granattan daha yüksek sıcaklıklarda kararlı olduğu ifade edilmiştir (Yardley, 1989). Saytepe Metamorfitindeki kordiyerit minerallerinde simplektit dokuları gelişmiştir. Bu doku kordiyerit içerisinde solucan şekilli ortopiroksen minerallerinin ortaya çıkması ile belirgindir (Şekil 4.196a, b). Literatürde simplektit doku olarak adlandırılan ortopiroksen-kordiyerit kenetlenmesi granülit fasiyesi metamorfizmasının tipik H_2O'ca fakir koşulları için karakteristiktir (Bucher ve Grapes, 2011). Kordiyerit içerisinde görülen solucan şekilli yapıların bileşiminin belirlenmesi için raman konfokal spektral analizinin yapılması gereklidir.



Şekil 4.196. a-b) Kordiyerit (Krd) minerallerindeki simplektit dokularının çift nikol görünümü.

4.6.2. Navruztepe metasedimanter birliği

Navruztepe Metasedimanter Birliği, Seksenuşağı Metamorfiti ve Eriklitepe Metamorfiti olarak tanımlanmıştır. Petrolojik bilgiler Navruztepe Metasedimanter Birliğinin stratigrafisine uygun olarak yaşlıdan gence doğru verilmiştir.

4.6.2.1. Seksenuşağı metamorfiti

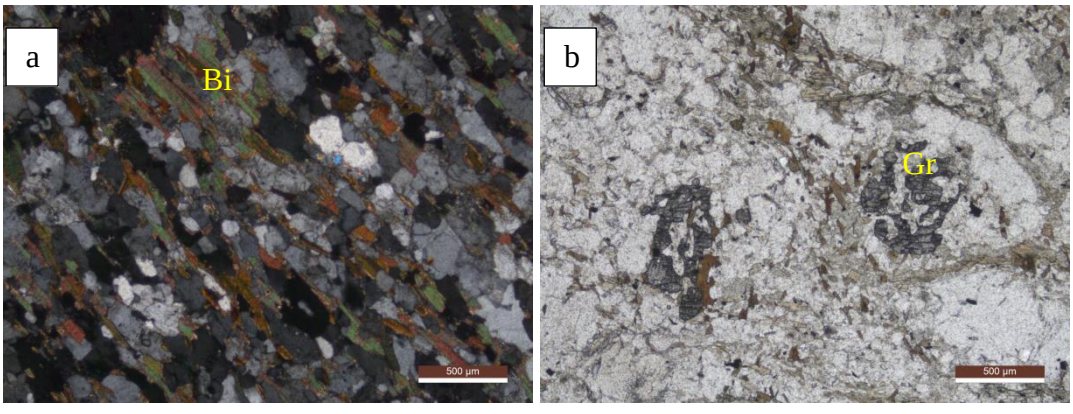
Seksenuşağı Metamorfitine ait litolojilerde yeşilşist fasiyesinden, amfibolit fasiyesine kadar metamorfik fasiyesleri tanımlayan mineral parajenezleri aşağıda verilmiştir. Metamorfizma düşük basınç yüksek sıcaklık şartlarında ilerleyen karakterde gelişmiştir. Yüksek basıncın göstergesi olan stavrolit ve disten minerallerin gözlenmemesi basıncın düşük olduğuna işaret etmektedir. Düşük basıncın göstergesi olan andaluzit minerali ince kesitlerde belirlenmiştir.

Kuvars +albit **+biyotit**

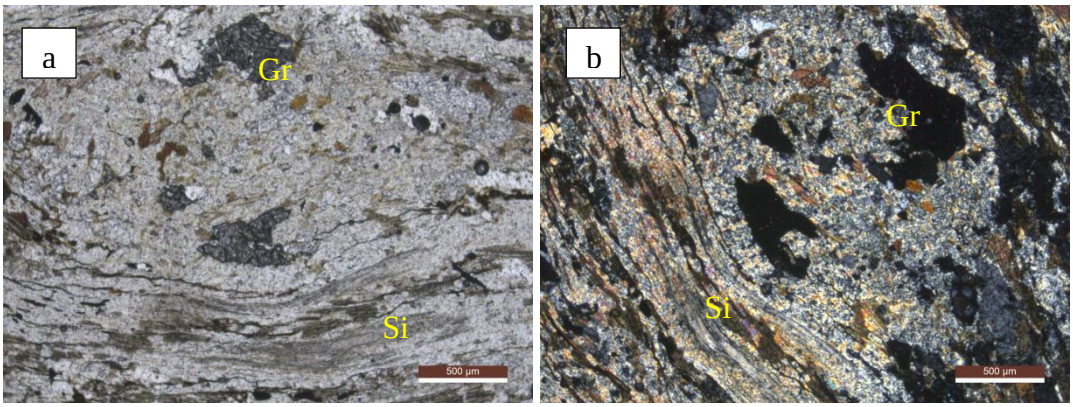
Kuvars +albit **+biyotit +granat** (Şekil 4.197a, b)

Kuvars +plajiyoklaz +ortoklaz +muskovit **+biyotit + granat +sillimanit** (Şekil 4.198a, b)

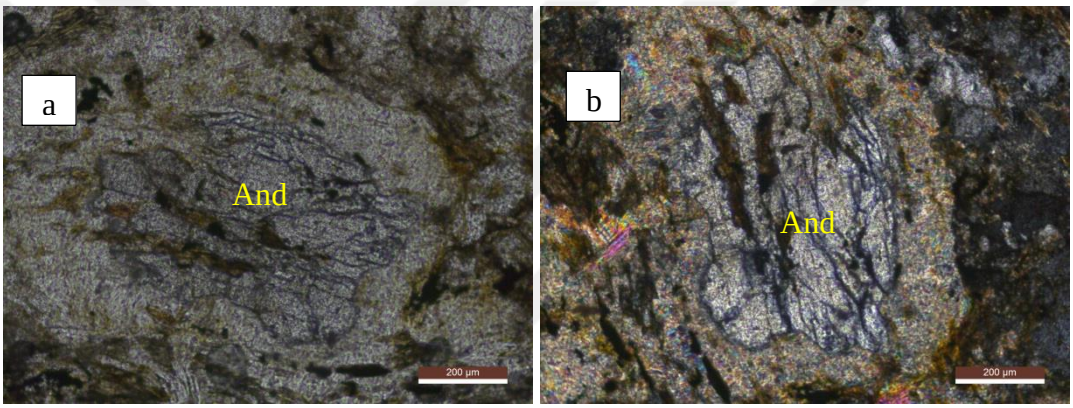
Kuvars +plajiyoklaz +ortoklaz +muskovit **+biyotit + granat +andaluzit +sillimanit** (Şekil 4.199a, b)



Şekil 4.197. Yeşilşist fasiyesini karakterize eden a) biyotit (Bi) mineralinin çift nikol ve b) granat (Gr) mineralinin tek nikol görünümü.



Şekil 4.198. Yeşilşist fasiyesinden, amfibolit fasiyesine geçişi karakterize eden sillmanit (Si) ve granat (Gr) mineralinin a) tek nikol ve b) çift nikol görünümü.



Şekil 4.199. Düşük basıncın göstergesi olan andaluzit mineralinin a) tek nikol ve b) çift nikol görününmü.

4.6.2.2. Eriklitepe metamorfiti

Eriklitepe Metamorfiti kalksilikatik gnays, metakarbonatlı ve metabazit ara katkılı seviyelerden oluşmaktadır. Eriklitepe Metamorfitinde tespit edilen mineral birliktelikleri yeşilşist fasiyesinden, amfibolit fasiyesine kadar metamorfizma etkisinde kaldığını göstermektedir. Bu mineral topluluğu metamorfizmanın ilerleyen karakterde geliştiğini ifade eder. Mineral parajenezleri aşağıda verilmiştir.

Plajiyoklaz +kuvars +skapolit **+granat +diyopsit** (Şekil 4.200a, b)

Kalsit **+muskovit**

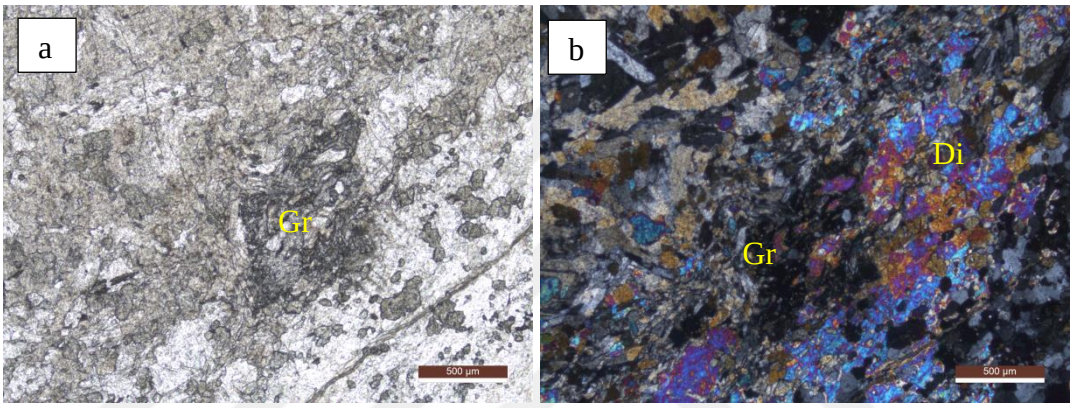
Kalsit + **yeşil biyotit** (Şekil 4.201a)

Kalsit **+diyopsit** (Şekil 4.201b)

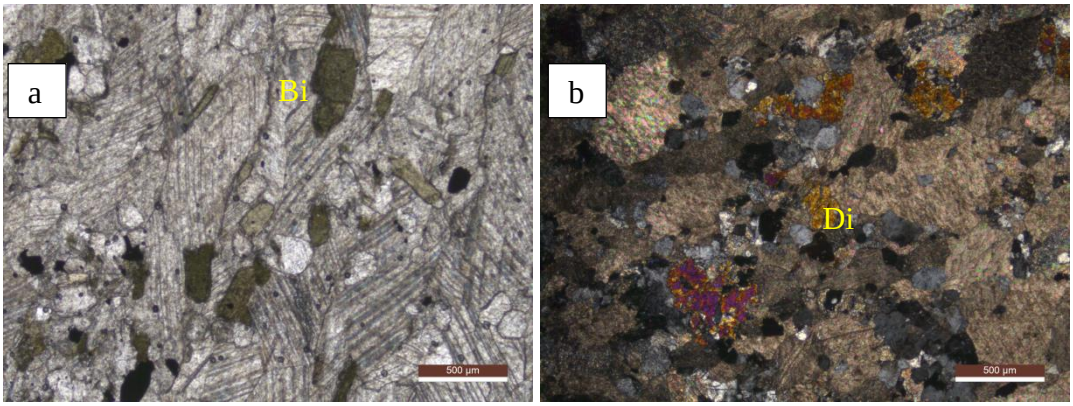
Eriklitepe Metamorfiti içerisindeki ara katkı konumlu metabazitlerin mineral parajenezleri amfibolit fasiyesinde metamorfize olduğunu göstermektedir.

Tremolit +aktinolit (Şekil 4.202a)

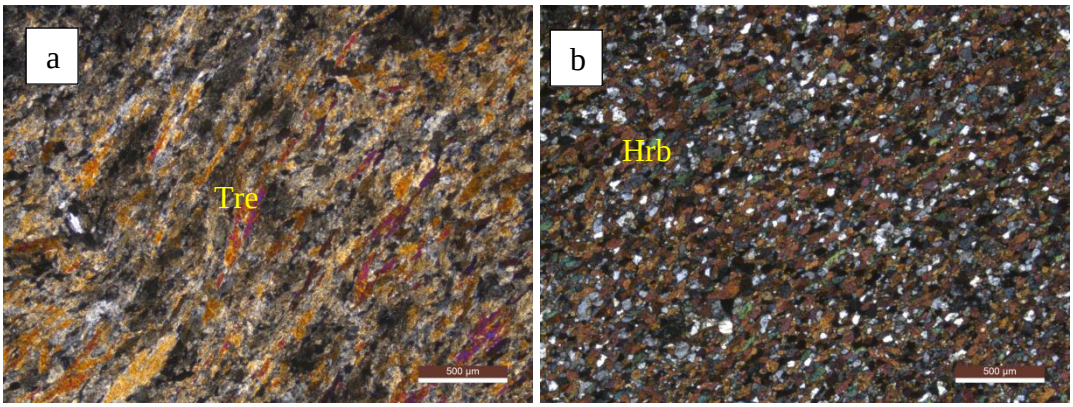
Kuvars +plajiyoklaz **+hornblend (Hastingsit)** (Şekil 4.202b)



Şekil 4.200. Kalksilikat gnaystaki amfibolit fasiyesini karakterize granat ve diyopsit mineralleri birlikteliğinin a) tek nikol ve b) çift nikol görününmü.



Şekil 4.201. Mermerlerdeki a) yeşilşist fasiyesini karakterize eden (Biyotit- Bi) ve b) amfibolit fasiyesini (Diyopsit-Di) karakterize eden mineral birlikteliğinin görünümü.



Şekil 4.202. Metabazit seviylerdeki a) yeşilşist fasiyesi (Tremolit-Tre) ve b) amfibolit fasiyesini (Horblend-Hrb) karakterize eden mineral birlikteliklerinin görünümü.

4.7. Jeotermobarometre

Noktasal ve çizgisel Elektron mikroprop (EMPA) analizleri parlatılmış ince kesitlerden 5 WDS içeren JEOL marka JXA–8230 model cihazda Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'nde yapılmıştır. Çalışma koşulları 20 kV hızlanma voltajı, 10 nA elektron demeti ile alınmıştır. Kalibrasyon ve ölçümler için doğal oksit ve mineral referans materyalleri kullanılmıştır. Matriks etkileri JEOL tarafından sağlanan ZAF yazılımı kullanılarak düzeltilmiştir.

Karbon kaplama YEBİM'deki Quorum Q150T ES cihazı kullanılarak yapılmıştır. EPMA değerleri, Saytepe Metamorfiti (SM) ve Topaktaş Metamorfiti (TM) örneklerinden seçilen ince kesitler üzerinden reaksiyonları en iyi yansıtan ve temiz örnekler üzerinden alınmıştır. Granat, kordiyerit örneklerinden toplam 109 noktadan ölçüm alınmıştır. Jeotermobarometre hesaplamaları için Reche ve Martinez (1996)'in metapelitik kayalardaki termobarometrik hesaplama excel tabloları kullanılmıştır. Ölçümlere ait hesaplamalar yapıldıktan sonra sonuçlar çizelgeler halinde ekte verilmiştir (EK C, D, E, F).

4.7.1. Granat-kordiyerit jeotermometresi ve eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı

Jeotermometre hesaplamalarında 'Granat-Biyotit' veya 'Granat–Kordiyerit' sıklıkla kullanılmaktadır (Williams ve Grambling, 1990). Biyotit ve kordiyerit gibi Fe-Mg'ca zengin fazların oluşması, granatın çözünmesi (resorpsiyon) işlevine bağlıdır. Çözünme sırasında granat Mg'a karşın Fe'ce zenginleşecektir. Bu olay sırasında Mn granatın içine alınmayacağı için, kristal kenarı Mn'ca zenginleşecektir.

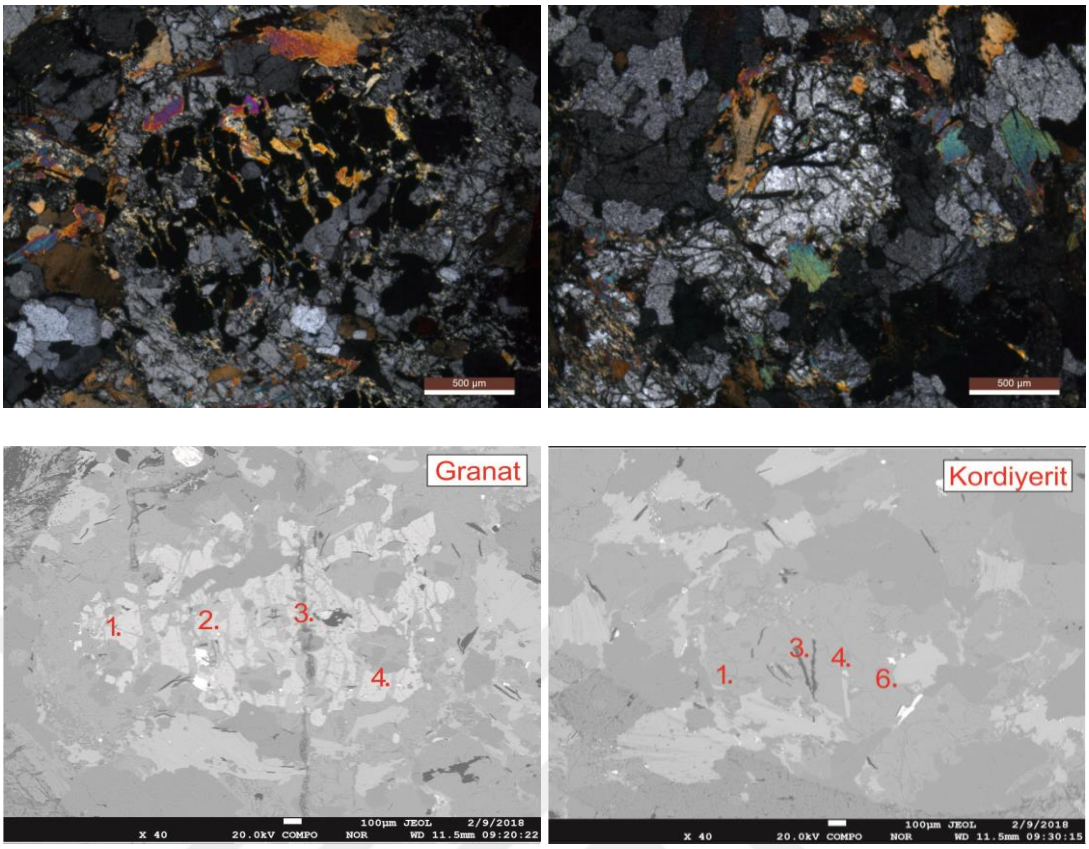
Elektron mikroprob analizi yapılan granat ve kordiyerit minerallerinin çift nikol polarizan mikroskop ve elektron mikroprob backscatter görüntüleri, ölçüm noktaları ve eş sıcaklık eğrilerini gösteren şekiller örnek numarasına göre sırasıyla aşağıda verilmiştir (Şekil 4.203, 204, 205, 206, 207, 208, 209, 210, 211, 212, 213, 214, 215, 216).

Örneklerin ince kesitlerinde granat-biyotit veya granat-kordiyerit parajenezi sıklıkla görülmektedir. Genelde granat-biyotit termometresinin yüksek sıcaklık yeşilşist ve

amfibolit fasiyesi koşulları altında metamorfizmaya uğramış kayaçlar için oldukça geçerli olduğu bilinmektedir. Granat-biyotit termometreleri birçok bölgede artan metamorfizma derecesiyle birlikte sıcaklıkta 100-150^{o}C aralığında düzenli bir artış gösterirler (Ferry ve Spear, 1978; Lang ve Rice, 1985; Holdaway vd., 1988). Ancak üst amfibolit fasiyesi ve granülit fasiyesinde genellikle retrograd Fe-Mg yer değiştirmesi oluşturmaktadır. Bu durum granat minerallerinin kenar kısımları ile yakınındaki biyotitler analiz edildiğinde anormal bir şekilde düşük granat-biyotit sıcaklıklarının elde edilmesine neden olmaktadır. Bu nedenle daha iyi sonuç vereceği düşünülen granat-kordiyerit parajenezinden jeotermometre hesaplamaları yapılması uygun görülmüştür. Granat ve kordiyeritteki Mg ve Fe katyonları her oranda birbiriyle yer değiştirebildiğinden, metamorfizmanın farklı derecelerinde bulunabilen granat-kordiyerit çifti, jeotermometrenin hesaplanmasında uygun element çiftini oluşturmaktadır. Jeotermometre değerlerinin belirlenmesinde Thompson, (1976), Holdaway ve Lee (1977), Wells (1979) , Perchuck vd., (1985) ve Bhattacharya vd., (1988) tarafından geliştirilen farklı hesaplama formülleri kullanılmıştır.

Yukarıda sözü edilen çalışmacıların hesaplama formüllerinden elde edilen sonuçların hepsi tablo halinde verilmiş, minerallerdeki eş sıcaklık eğrileri oluşturulurken Bhattacharya vd. (1988)' in sıcaklık değerleri kullanılmıştır.

Granat ve kordiyerit mineralleri üzerinde numaralandırılmış ölçüm noktalarının sıcaklık değerleri bu noktalar üzerine yazılmıştır. Farklı noktalardaki farklı sıcaklık değerlerinden konturlama yöntemiyle eş sıcaklık eğrileri oluşturulmuş, sıcaklığın kristal yüzeyindeki dağılımı belirlenmiştir. Bu işlem 7 granat ve 7 kordiyerit mineralinde ayrı ayrı uygulanmıştır. Her bir mineralin çift nikol, backscatter görüntüsü ve çizilen eş sıcaklık eğrileri fotoğraflar üzerinde gösterilmiş, farklı hesaplama yöntemiyle elde edilen Ln Kd değerleri ve sıcaklık değerleri çizelge halinde verilmiştir (Çizelge 4.9, 10, 11, 12, 13, 14, 15).

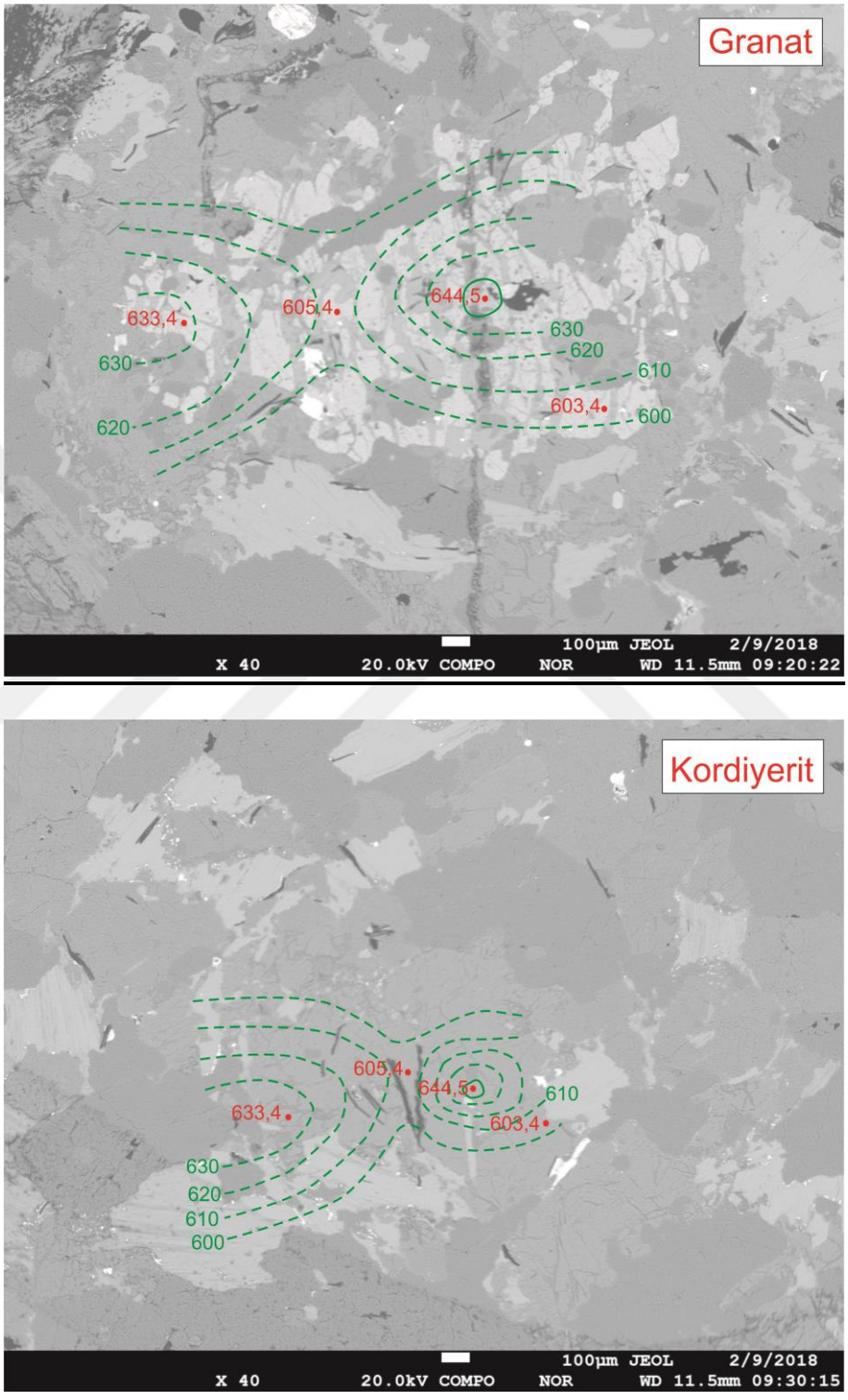


Şekil 4.203. DT-47 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki ölçüm noktaları.

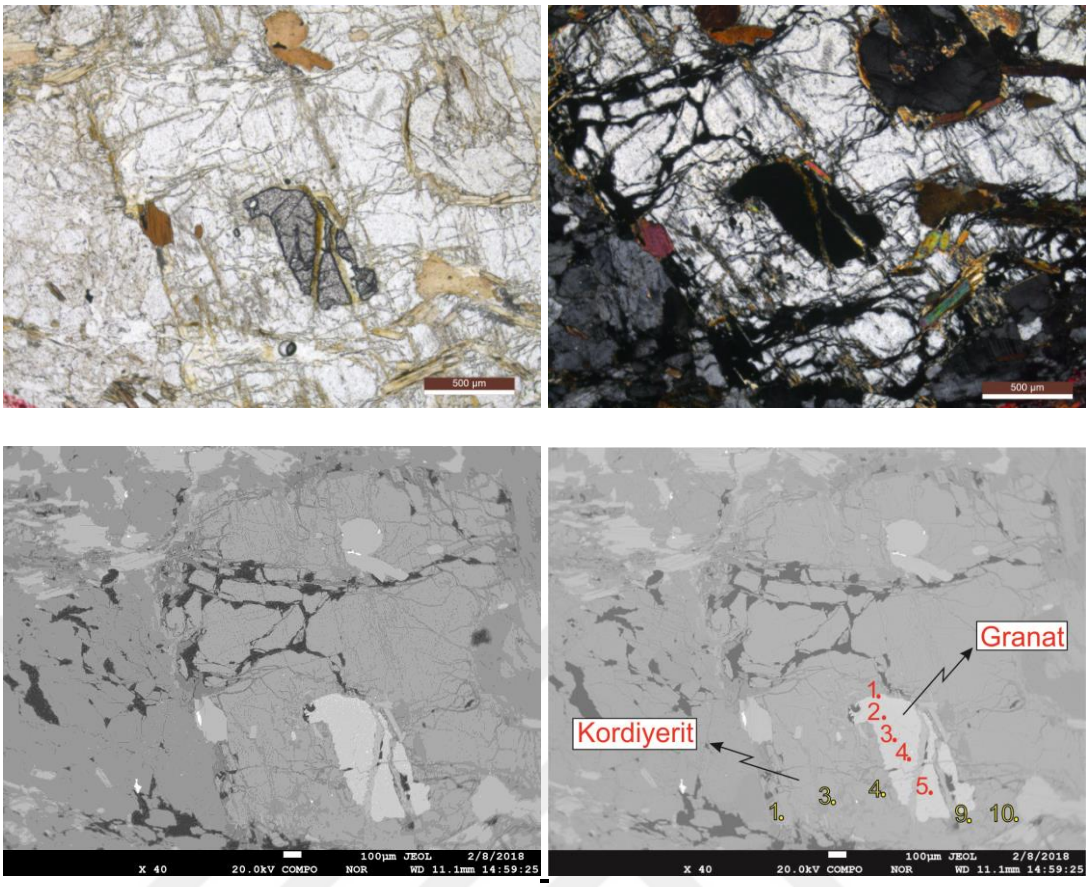
Çizelge 4.9. DT47 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları.

Grt/Crd	**1/1**	**2/3**	**3/4**	**4/6**
Ln Kd (Grt - Crd)	2.329	2.382	2.175	2.387
Thompson, 1976	591.0	558.2	614.1	556.9
Holdaway ve Lee, 1977	583.8	555.3	603.8	554.1
Bhattacharya vd., 1988	633.4	605.4	644.5	603.4
Perchuck vd., 1985	587.5	556.0	604.7	554.8
Wells, 1979	567.3	571.9	628.3	570.5

DT-47 nolu örnek için Bhattacharya vd., (1988)'e göre hesaplanan 603.4 ila 633.4 ^{o}C arasında değişen sıcaklık değerleri granat ve kordiyerit mineralleri üzerine yerleştirilerek konturlama yöntemiyle eş sıcaklık eğrileri oluşturulmuştur.



Şekil 4.204. DT-47 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralindeki eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı.

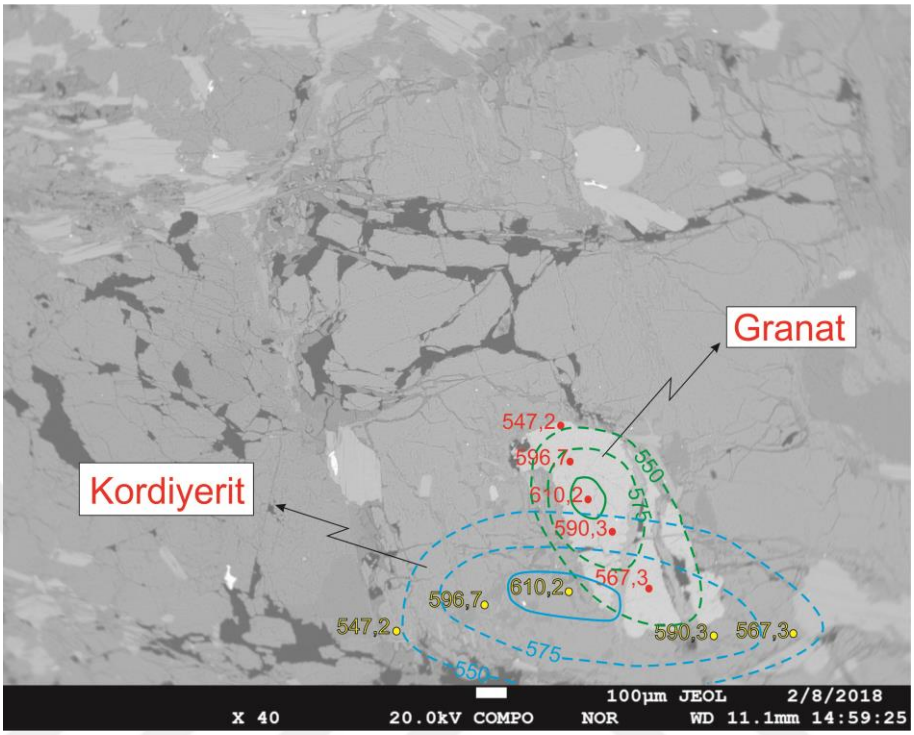


Şekil 4.205. D14-3 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin tek-çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki sıcaklık ölçüm noktaları.

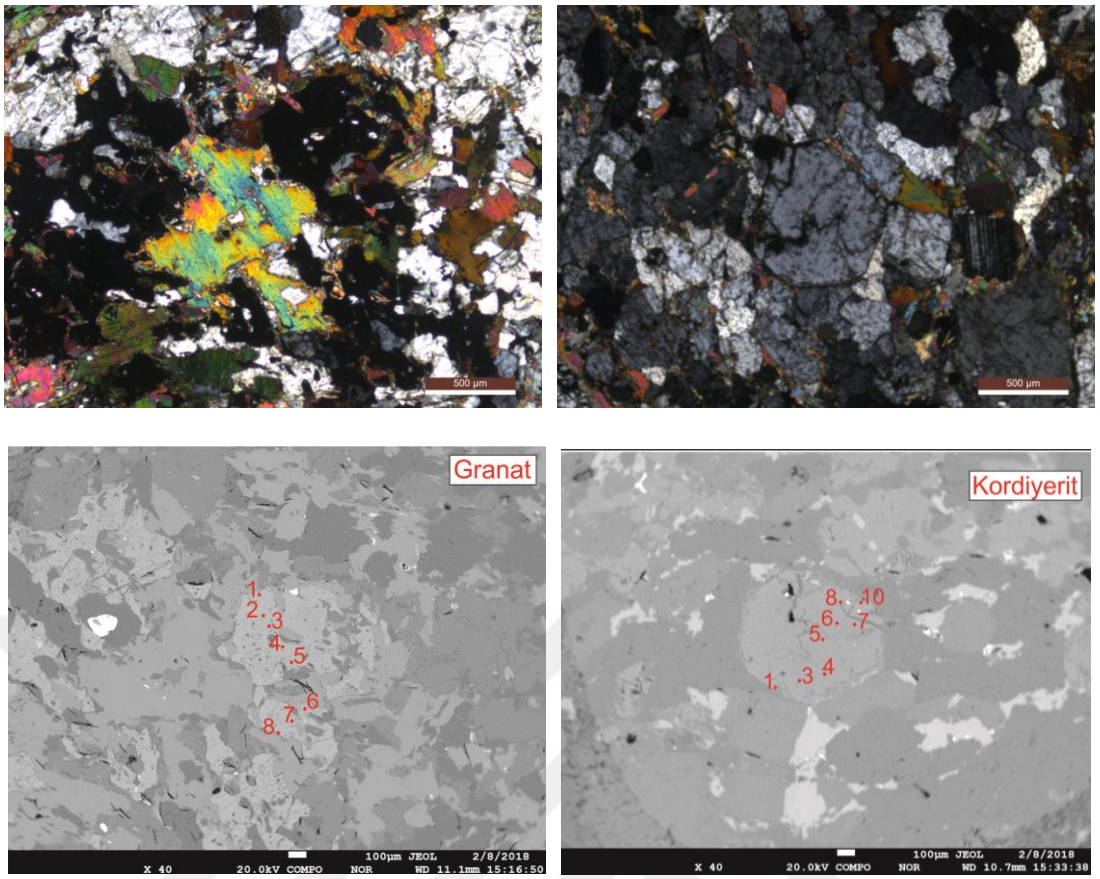
Çizelge 4.10. D14-3 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları.

Grt/Crd	**1/1**	**2/3**	**3/4**	**4/9**	**5/10**
Ln Kd(Grt - Crd)	2.635	2.334	2.090	2.327	2.439
Thompson, 1976	516.0	570.4	639.4	572.4	544.0
Holdaway ve Lee, 1977	518.0	566.0	625.5	567.7	542.9
Bhattacharya vd., 1988	547.2	596.7	610.2	590.3	567.3
Perchuck vd., 1985	521.2	566.7	626.4	568.4	543.5
Wells, 1979	494.9	584.2	653.8	586.2	557.6

D14-3 nolu örnek için Bhattacharya vd., (1988)'e göre hesaplanan 547.2 ila 610.2 ^{o}C arasında değişen sıcaklık değerleri granat ve kordiyerit mineralleri üzerine yerleştirilerek konturlama yöntemiyle eş sıcaklık eğrileri oluşturulmuştur.



Şekil 4.206. D14-3 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı.

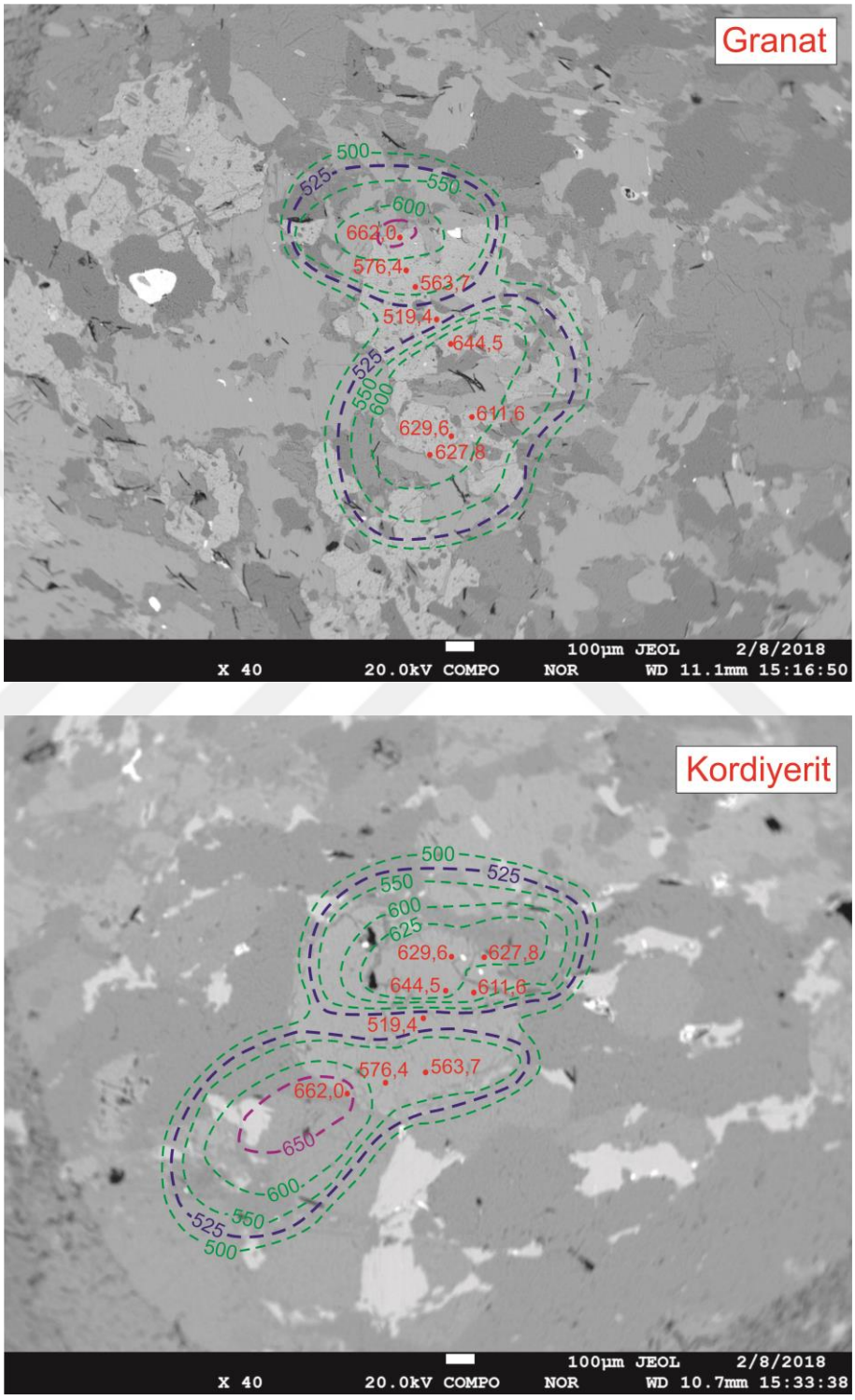


Şekil 4.207. D32 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki sıcaklık ölçüm noktaları.

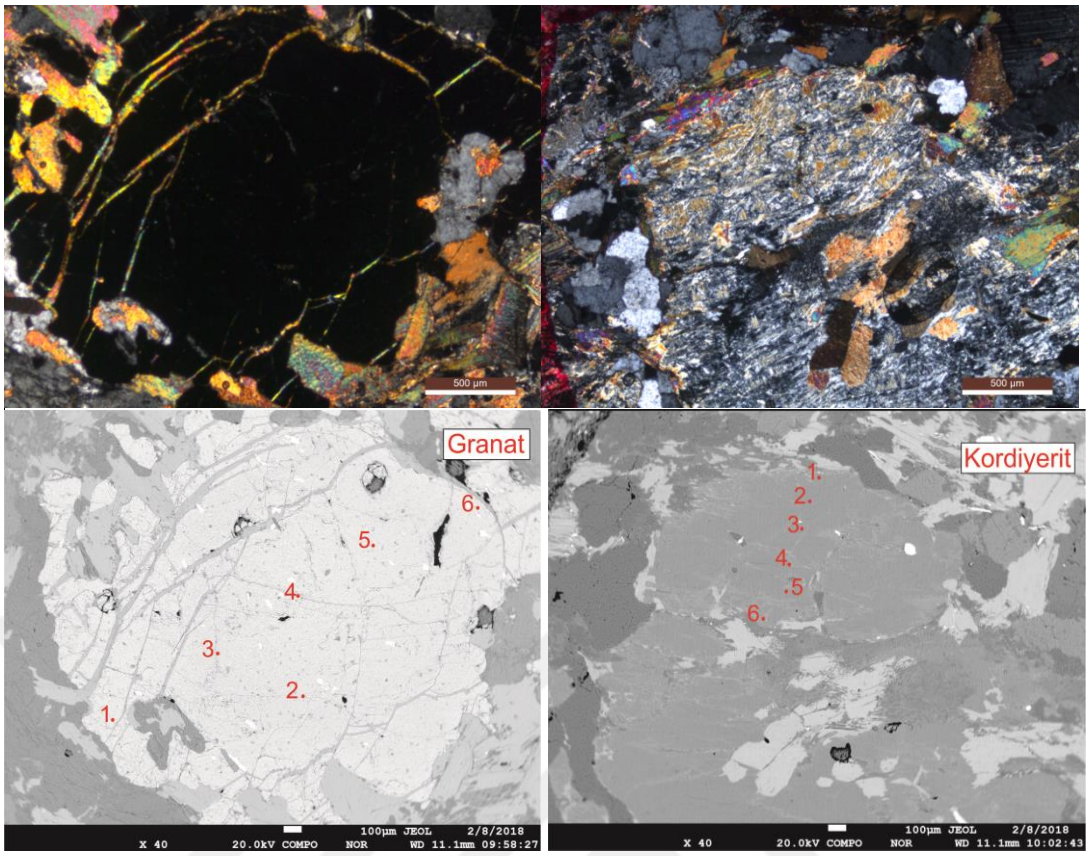
Çizelge 4.11. D32 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları.

Grt/Crd	1/1	2/3	3/4	4/5	5/6	6/7	7/8	8/10
Ln Kd (Grt - Crd)	2.123	2.575	2.630	2.963	2.251	2.396	2.250	2.216
Thompson, 1976	649.9	511.9	499.7	433.1	592.8	554.7	593.1	602.4
Holdaway ve Lee, 1977	634.5	514.6	503.7	443.8	585.5	552.2	585.7	593.7
Bhattacharya vd.,1988	662.0	576.4	563.7	519.4	644.5	611.6	629.6	627.8
Perchuck vd., 1985	638.6	515.1	504.2	444.1	586.2	552.9	586.5	594.6
Wells, 1979	624.2	525.1	512.7	445.4	606.8	568.3	607.1	616.5

D32 nolu örnek için Bhattacharya vd., (1988)'e göre hesaplanan 519.4 ila 662.0 ^{o}C arasında değişen sıcaklık değerleri granat ve kordiyerit mineralleri üzerine yerleştirilerek konturlama yöntemiyle eş sıcaklık eğrileri oluşturulmuştur.



Şekil 4.208. D32 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı.

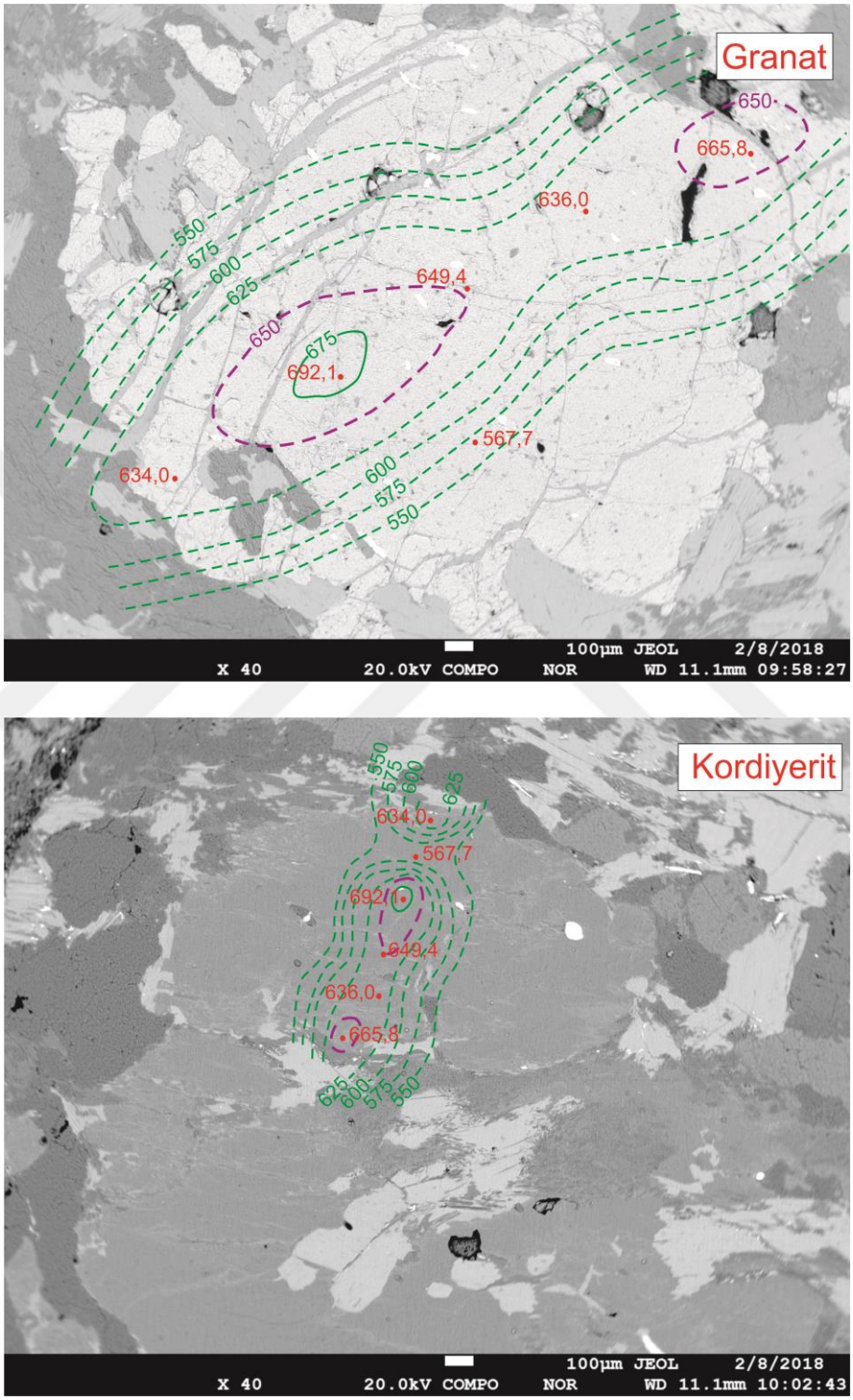


Şekil 4.209. D57 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki sıcaklık ölçüm noktaları.

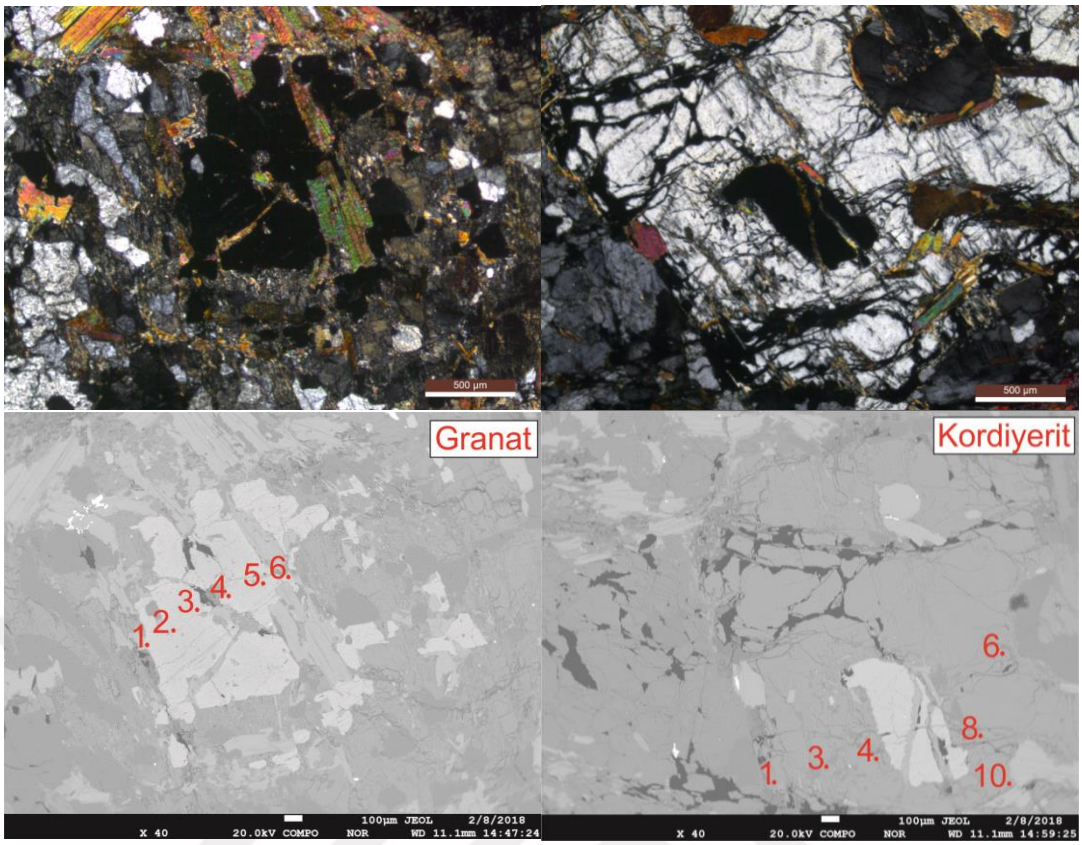
Çizelge 4.12. D57 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları.

Grt/Crd	1/1	2/2	3/3	4/4	5/5	6/6
Ln Kd (Grt - Crd)	1.994	2.213	1.731	1.884	1.920	1.860
Thompson, 1976	691.2	603.2	764.4	707.0	694.6	715.6
Holdaway ve Lee, 1977	669.5	594.4	730.3	682.6	672.3	689.8
Bhattacharya vd., 1988	634.0	567.7	692.1	649.4	636.0	665.8
Perchuck vd., 1985	673.9	595.3	731.7	683.9	673.4	691.1
Wells, 1979	664.0	617.3	779.7	722.0	709.5	730.6

D57 nolu örnek için Bhattacharya vd., (1988)'e göre hesaplanan 567.7 ila 692.1 ^{o}C arasında değişen sıcaklık değerleri granat ve kordiyerit mineralleri üzerine yerleştirilerek konturlama yöntemiyle eş sıcaklık eğrileri oluşturulmuştur.



Şekil 4.210. D57 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı.

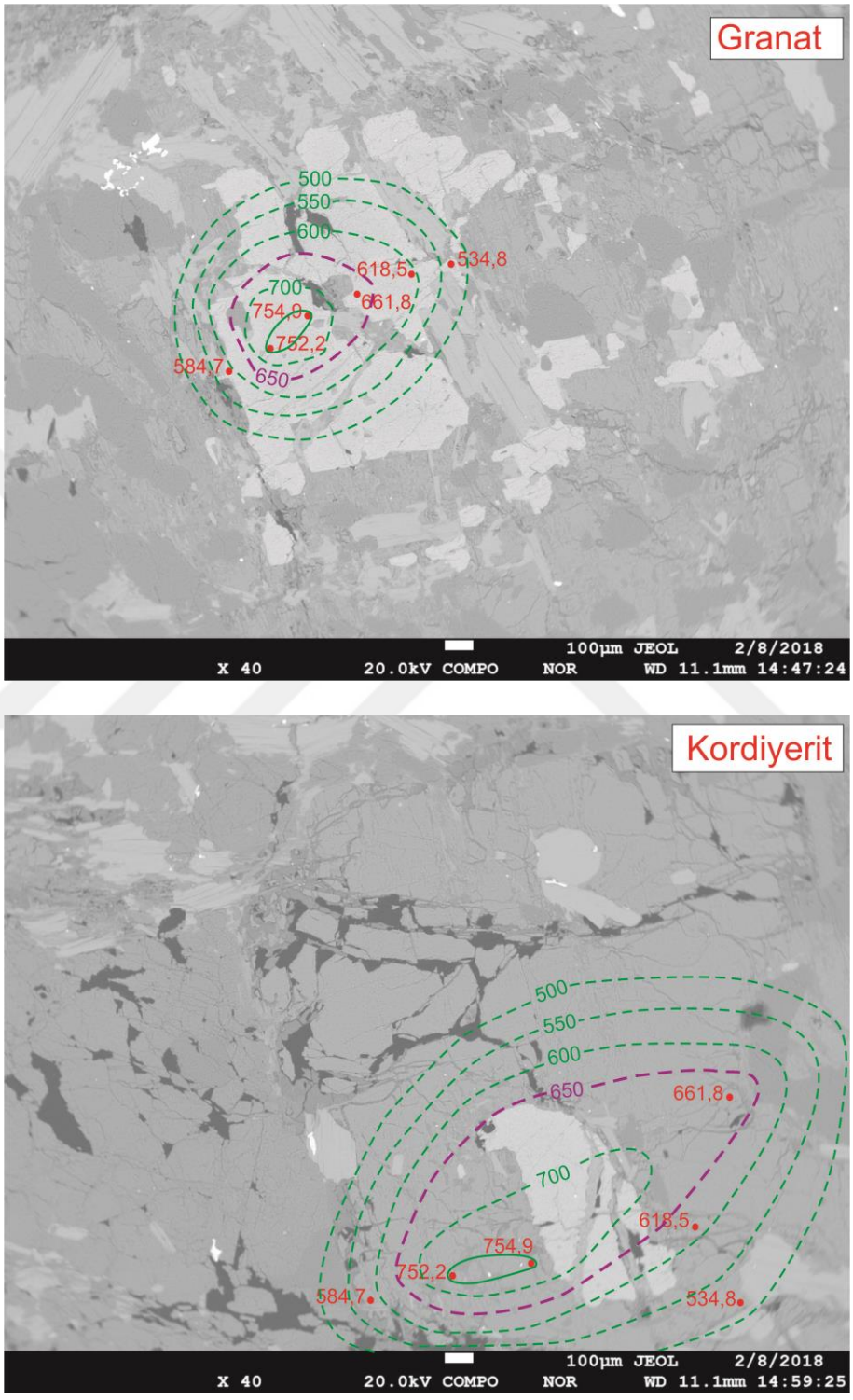


Şekil 4.211. D14-1 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki ölçüm noktaları.

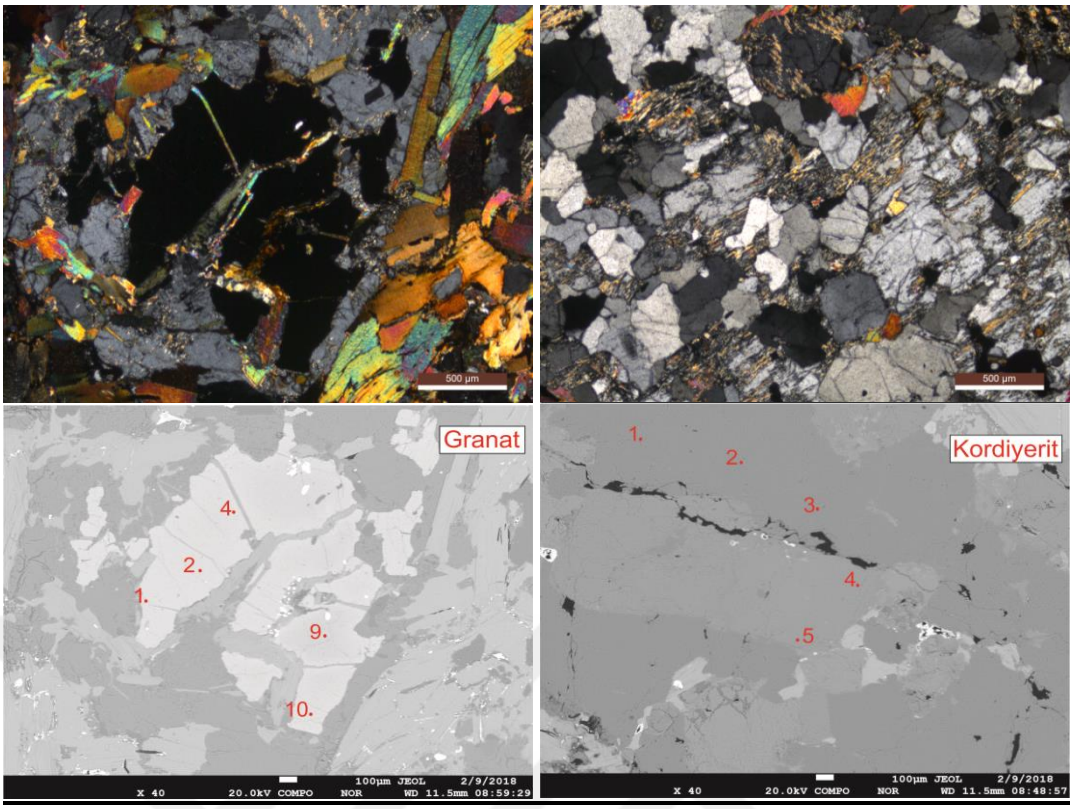
Çizelge 4.13. D14-1 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları.

Grt/Crd	1/1	2/3	3/4	4/6	5/8	6/10
Ln Kd (Grt - Crd)	2.457	1.633	1.521	1.911	2.226	2.638
Thompson, 1976	558.1	804.5	854.5	697.7	599.7	498.0
Holdaway ve Lee, 1977	555.1	763.1	803.5	674.8	591.4	502.2
Bhattacharya vd., 1988	584.7	752.2	754.9	661.8	618.5	534.8
Perchuck vd., 1985	558.6	764.8	805.4	676.0	592.2	502.7
Wells, 1979	535.5	820.2	870.4	712.6	613.8	511.0

D14-1 nolu örnek için Bhattacharya vd., (1988)'e göre hesaplanan 534.8 ila 754.9 ^{o}C arasında değişen sıcaklık değerleri granat ve kordiyerit mineralleri üzerine yerleştirilerek konturlama yöntemiyle eş sıcaklık eğrileri oluşturulmuştur.



Şekil 4.212. D14-1 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı.

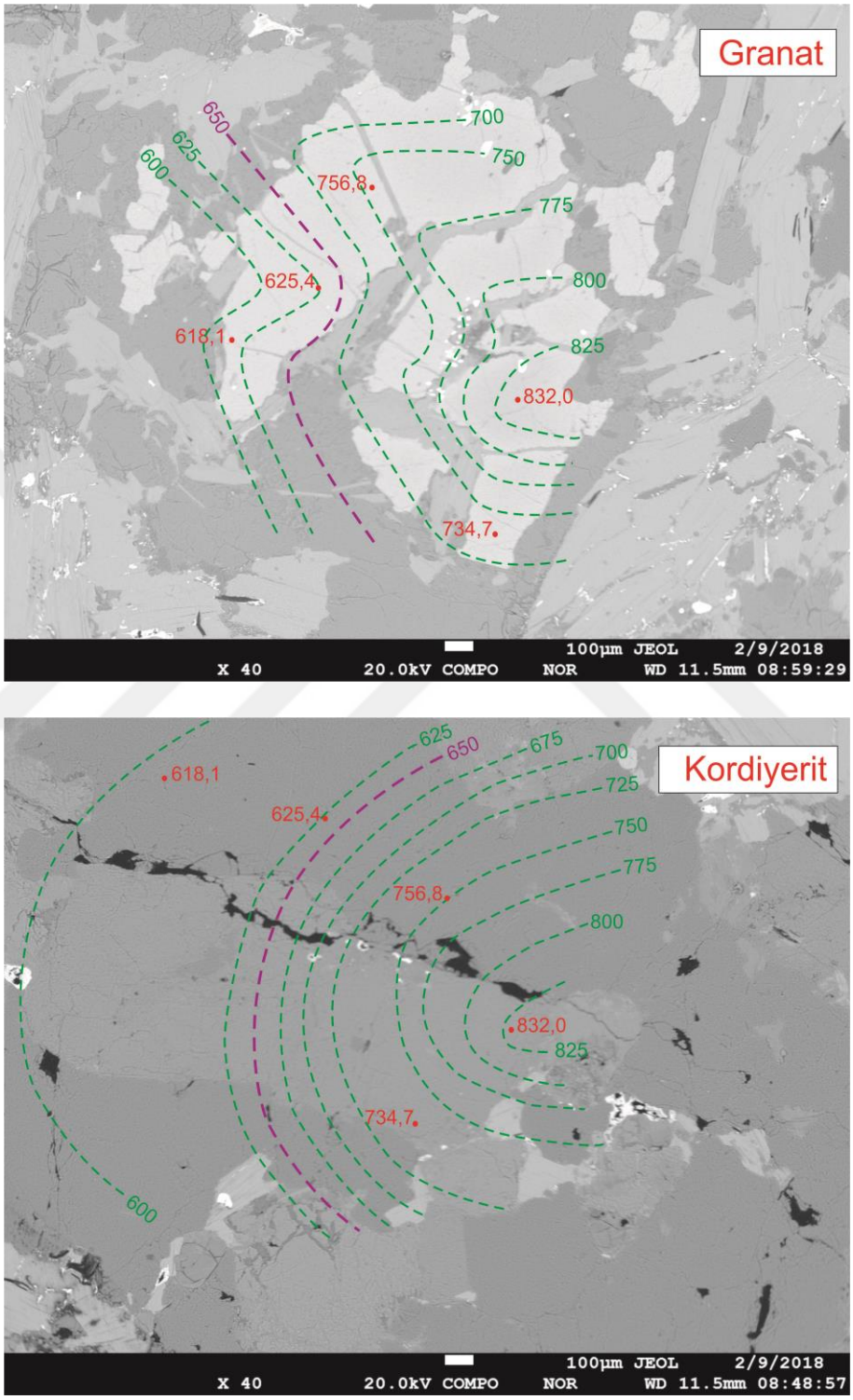


Şekil 4.213. DT106 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki ölçüm noktaları.

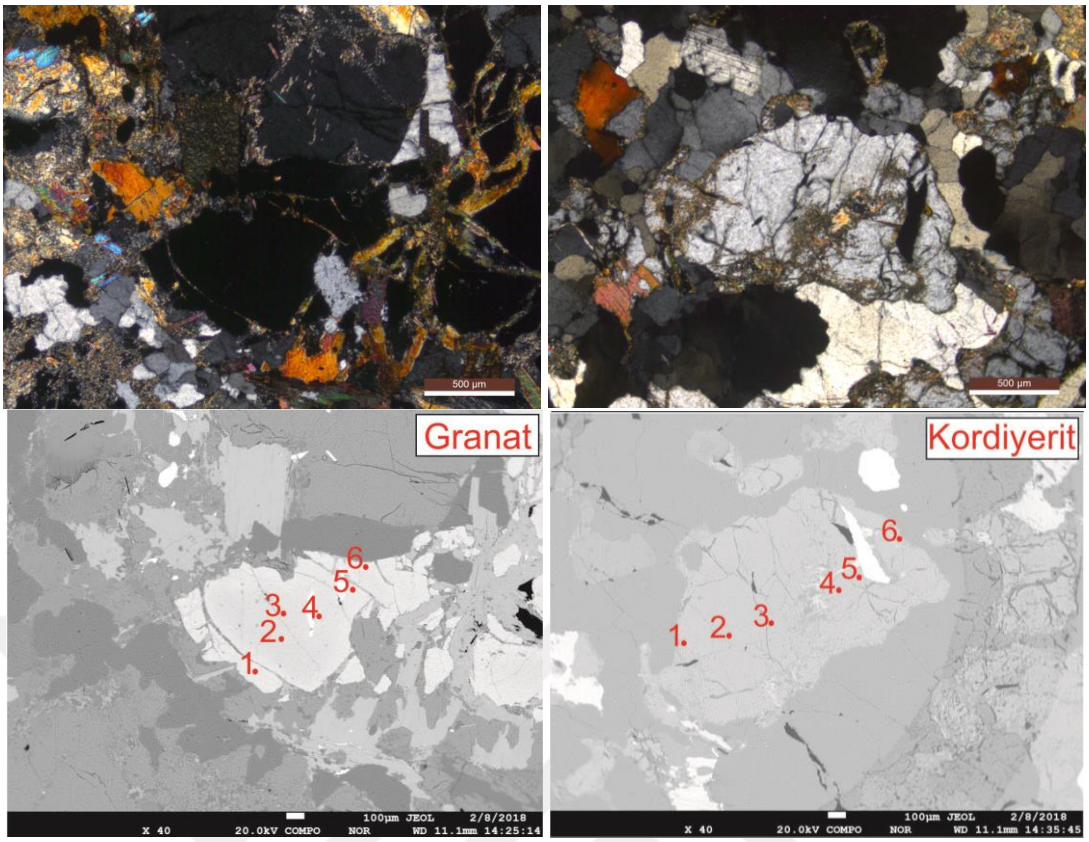
Çizelge 4.14. DT106 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları.

Grt/Crd	1/1	2/2	4/3	9/4	10/5
Ln Kd (Grt - Crd)	2.433	2.266	1.655	1.386	1.760
Thompson, 1976	564.1	588.5	794.9	920.9	753.0
Holdaway ve Lee, 1977	560.3	581.7	755.3	856.3	720.9
Bhattacharya vd., 1988	618.1	625.4	756.8	832.0	734.7
Perchuck vd., 1985	563.8	582.5	756.9	858.5	722.3
Wells, 1979	541.3	602.5	810.5	937.1	768.3

DT106 nolu örnek için Bhattacharya vd., (1988)'e göre hesaplanan 618.1 ila 832 ^{o}C arasında değişen sıcaklık değerleri granat ve kordiyerit mineralleri üzerine yerleştirilerek konturlama yöntemiyle eş sıcaklık eğrileri oluşturulmuştur.



Şekil 4.214. DT106 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı.

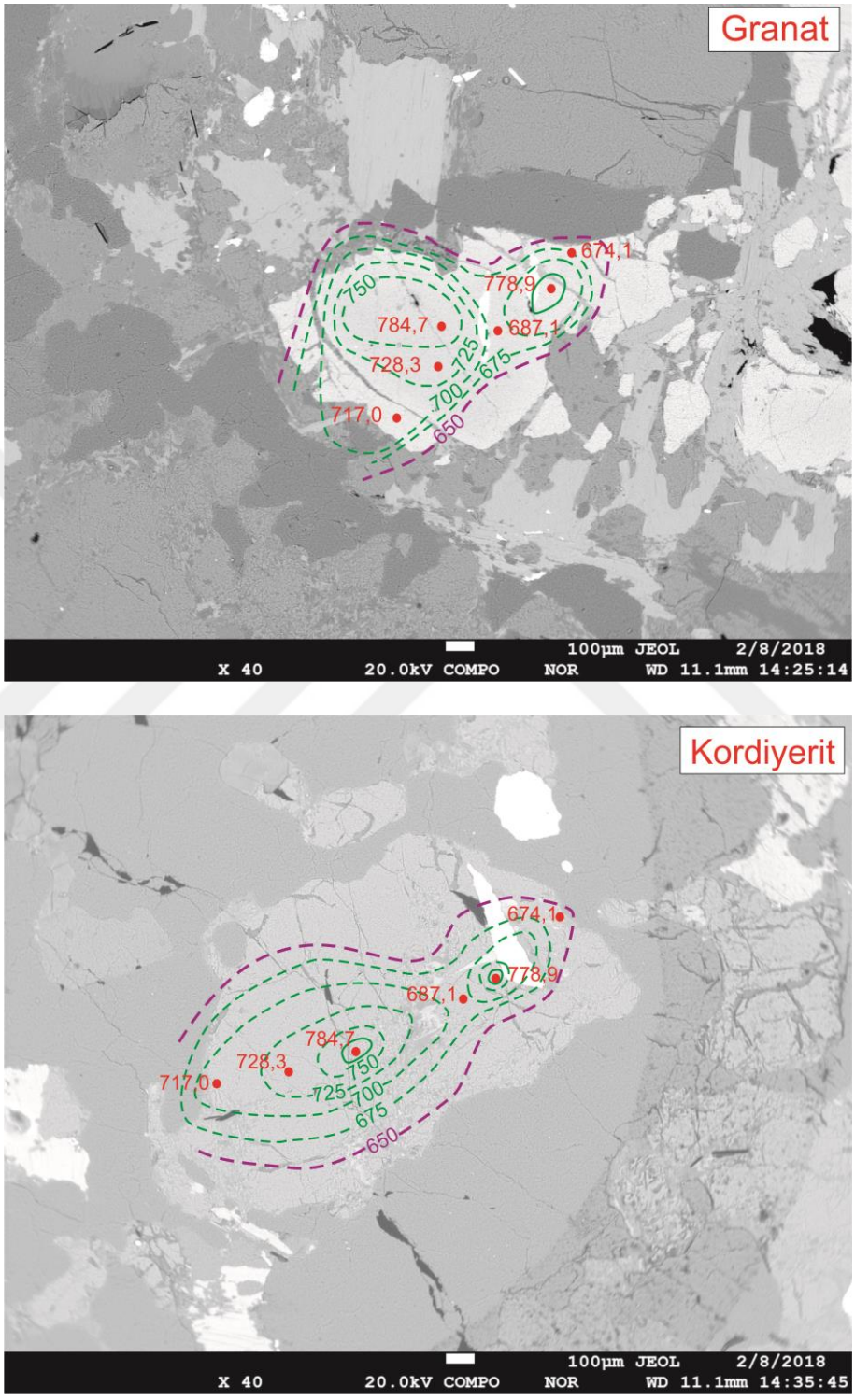


Şekil 4.215. D11 nolu örnekte analiz edilen granat-kordiyerit mineralinin çift nikol görüntüsü ve backscatter görüntüsü üzerindeki ölçüm noktaları.

Çizelge 4.15. D11 nolu örnekteki ölçüm noktaları ve jeotermometre sonuçları.

Grt/Crd	1/1	2/2	3/3	4/4	5/5	6/6
Ln Kd (Grt - Crd)	1.799	1.653	1.453	1.853	1.466	1.841
Thompson, 1976	761.0	795.8	887.1	718.1	880.5	722.5
Holdaway ve Lee, 1977	727.9	756.1	829.6	691.9	824.4	695.6
Bhattacharya vd., 1988	717.0	728.3	784.7	687.1	778.9	674.1
Perchuck vd., 1985	732.7	757.7	831.6	693.2	826.4	696.9
Wells, 1979	731.3	811.4	903.2	733.2	896.6	737.6

D11 nolu örnek için Bhattacharya vd., (1988)'e göre hesaplanan 674.1 ila 784.7 ^{o}C arasında değişen sıcaklık değerleri granat ve kordiyerit mineralleri üzerine yerleştirilerek konturlama yöntemiyle eş sıcaklık eğrileri oluşturulmuştur.



Şekil 4.216. D11 nolu örnekte analiz edilen granat ve kordiyerit mineralinde eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı.

Bhattacharya vd., (1988)'e göre hesaplanan sıcaklık değerleri metamorfizma sırasında sıcaklığın 519-832 ^{o}C derece aralığında geliştiğini göstermektedir. Herbir granat-kordiyerit örneğindeki eş sıcaklık eğrilerinin dağılımı birlikte değerlendirildiğinde, metamorfizmanın yeşil şist fasiyesi yüksek sıcaklık zonundan granülit fasiyesine kadar ilerleyen karakterde geliştiğini işaret etmektedir.

Granat-kordiyerit minerallerinde yeşilşist fasiyesi yüksek sıcaklık zonu, amfibolit ve granülit fasiyesine ait kalıntı sıcaklık değerlerinin korunmuş olması, özellikle DT32 nolu örnekte olduğu gibi, bu minerallerin oluşumunun sadece tek bir metamorfik fasiyese özgü değil, diğer metamorfik fasiyes süreçlerinden de etkilendiğini göstermektedir.

4.7.2. Granat - kordiyerit – alüminyum silikat – kuvars jeobarometre hesaplamaları

Jeobarometre çalışmalarında metapelitlerde granat-kordiyerit-alüminyum silikat-kuvars arasındaki reaksiyon kullanılmaktadır. Thompson (1976), Holdaway ve Lee (1977), Wells ve Richardson, (1979), Wells (1979) ve Perchuck vd., (1985) yaptıkları çalışmalarda bu mineral birlikteliğini kullanarak jeobarometre çalışmaları yapmışlardır. Granat-kordiyerit birlikteliğinden Bhattacharya vd., (1988) göre elde edilen jeotermometre değerleri kullanılarak yukarıdaki çalışmacıların 'bar' cinsinden jeobarometre değerleri hesaplanmıştır (Çizelge 4.16, 17, 18, 19, 20, 21, 22) .

Çizelge 4.16. DT47 nolu örneğin termobarometre sonuçları.

Sıcaklık (^{o}C)	Perchuck vd., 1985	Thompson, 1976	Holdaway ve Lee, 1977	Wells ve Richardson, 1979	Wells, 1979
603.4	2807.7	3190.3	2826.4	3538.9	5756
605.4	2818.3	3168	2796.8	3518.4	5759.1
633.4	2978.2	5261.5	5746.4	5566.3	5722.6
644.5	3564.2	2950.7	2526.1	3331.4	5662.7

Çizelge 4.17. D14-3 nolu örneğin termobarometre sonuçları.

Sıcaklık (°C)	Perchuck vd., 1985	Thompson, 1976	Holdaway ve Lee, 1977	Wells ve Richardson, 1979	Wells, 1979
547.2	1582.3	5263.8	5677	5516.3	5528.3
567.3	2298.4	3451	3160.4	3770	5495.8
590.3	2712.9	3333.8	3016	3670.2	5473.7
596.7	2778.1	3278.8	2944.4	3620.7	5552.4
610.2	3119.1	3239.6	2901	3590.8	5100.3

Çizelge 4.18. D32 nolu örneğin termobarometre sonuçları.

Sıcaklık (°C)	Perchuck vd., 1985	Thompson, 1976	Holdaway ve Lee, 1977	Wells ve Richardson, 1979	Wells, 1979
519.4	957.7	3509.2	3201.3	3797.3	6048.3
563.7	1733.6	3261.8	2892.9	3584.2	5805.4
576.4	1955.2	3189.5	2802.5	3521.7	5822.6
611.6	2906.2	3105.0	2714.0	3461.1	5877.8
627.8	2996.7	2966.6	2534.3	3336.6	5500.6
629.6	3098.2	2971.6	2542.8	3342.6	5638.3
644.5	3369.2	2843.6	2376.4	3227.4	5841.1
662	3172.6	4735.0	5034.7	5072.9	5366.3

Çizelge 4.19. D57 nolu örneğin termobarometre sonuçları.

Sıcaklık (°C)	Perchuck vd., 1985	Thompson, 1976	Holdaway ve Lee, 1977	Wells ve Richardson, 1979	Wells, 1979
567.7	2681.9	3558.8	3311.3	3874.7	5077.6
634	3307.9	4597.7	4819.9	4923.3	4904.7
636	3550.4	3095.2	2720.9	3466.4	4903.9
649.4	3758.7	3024.2	2632.6	3405.4	4920
665.8	4126.7	2968.5	2568.9	3361.5	5020.2
692.1	4473.3	2791	2342.9	3205.2	4862.5

Çizelge 4.20. D14-1 nolu örneğin termobarometre sonuçları.

Sıcaklık (°C)	Perchuck vd., 1985	Thompson, 1976	Holdaway ve Lee, 1977	Wells ve Richardson, 1979	Wells, 1979
534.8	1515	3522.2	3232.4	3819.3	5553.6
584.7	2042.8	5067.8	5434.6	5348.9	5471.3
618.5	2984.1	3084.8	2691.6	3445.7	5461.9
661.8	3861.3	2909	2482.4	3301.4	5072.8
752.2	5560.3	2336.8	1758.9	2801.1	5162.2
754.9	5434.8	2390	1835.4	2854.3	4735.1

Çizelge 4.21. DT106 nolu örneğin termobarometre sonuçları.

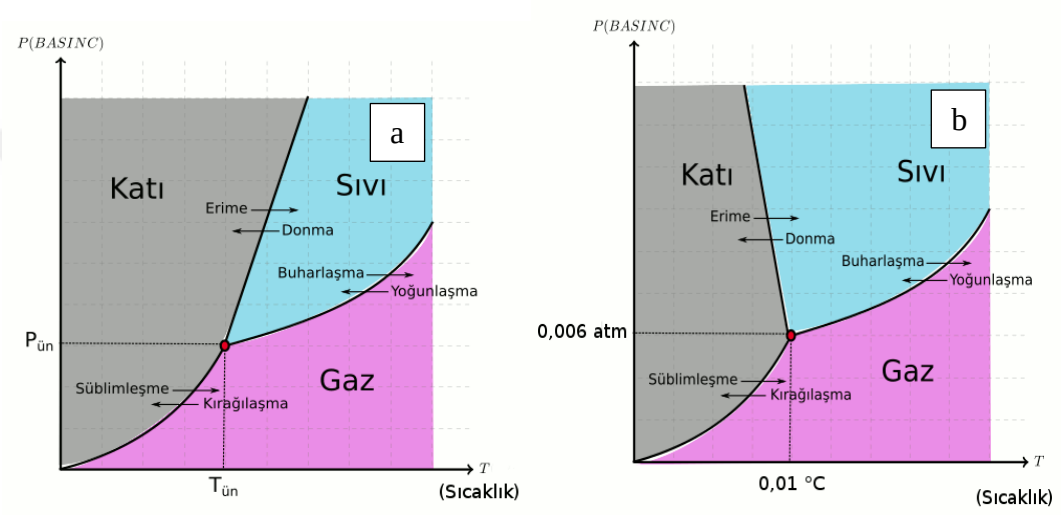
Sıcaklık (°C)	Perchuck vd., 1985	Thompson, 1976	Holdaway ve Lee, 1977	Wells ve Richardson, 1979	Wells, 1979
618.1	2833.1	5483.6	6043.9	5772.5	5870.7
625.4	3529.9	3167.7	2813.3	3530.3	5795.7
734.7	5166.8	2364.9	1783.4	2817.7	5395.5
756.8	5901	2257.4	1651.6	2726.8	5425
832	7115	1598.3	793.8	2133	5210.2

Çizelge 4.22. D11 nolu örneğin termobarometre sonuçları.

Sıcaklık (°C)	Perchuck vd., 1985	Thompson, 1976	Holdaway ve Lee, 1977	Wells ve Richardson, 1979	Wells, 1979
674.1	4234.7	2906.7	2489.5	3306.6	5033.5
687.1	4455.3	2803	2355.5	3213.9	5199.7
717	4492.5	4567.8	4847.2	4944	5054.2
728.3	5152.4	2570.1	2064.7	3012.9	4977.1
778.9	6023.7	2253.7	1665.2	2736.7	4829.4
784.7	6146.9	2210	1609	2697.8	4846.9

4.7.3. Jeotermobarometre toplu sonuçların sıcaklık/basınç diyagramı

Faz diyagramlarında katıdan sıvıya geçerken (erimede) basınç, sıcaklık ile birlikte artar. Yani saf katı bir maddeyi eritmek için sıcaklık ve basınç artması gerekir. Ergime eğrisi pozitif trend sunar (Şeki 4.217a). Katıların ergimesine uymayan tek madde buzun ergimesidir. Buzun ergimesi negatif trend sunar. Yani buzu eritmek için düşük sıcaklıklarda basıncı artırmak yada yüksek sıcaklıklarda basıncı düşürmek gerekir (Şekil 4.217b). Ergime eğrisinin eğimi düşük sıcaklıklarda yüksek, yüksek sıcaklıklarda düşüktür.



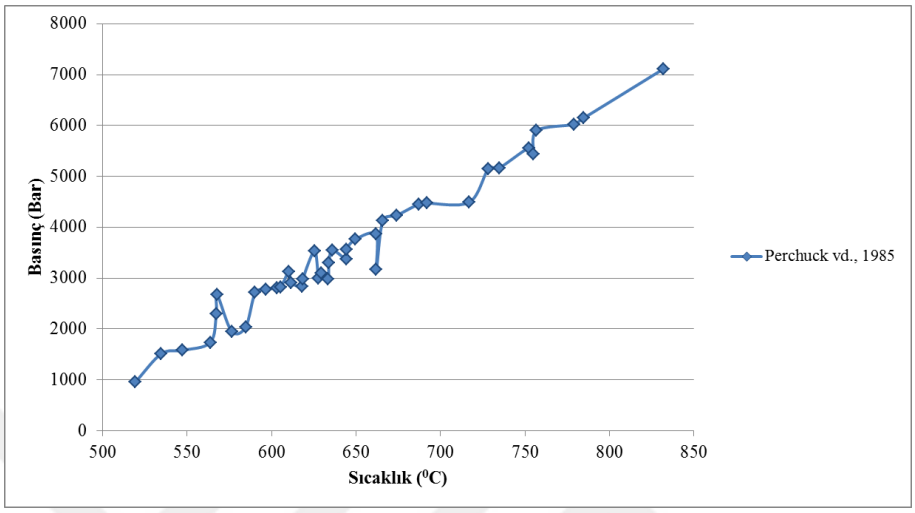
Şekil 4.217. a) Katı maddenin ergime eğrisi b) Suyun ergime eğrisi.

Metapelitlerin ergime diyagramı, suyun faz diyagramına benzerlik sunmaktadır (Powell ve Holland, 1988).

Topaktaş Metamorfiti ve Saytepe Metamorfitindeki granat-kordiyerit minerallerinin jeotermometre ve jeobarometre hesaplamalarından elde edilen veriler ısı/basınç diyagramına aktarılmıştır. Thompson, (1976); Holdaway ve Lee, (1977); Wells ve Richardson, (1979) yöntemlerinden elde edilen verilerin kendi arasında büyük bir uyum içerisinde oldukları, Perchuck, (1985) ve Wells, (1979) yöntemlerinin ise birbirinden bağımsız olarak yönelim sundukları gözlenmiştir.

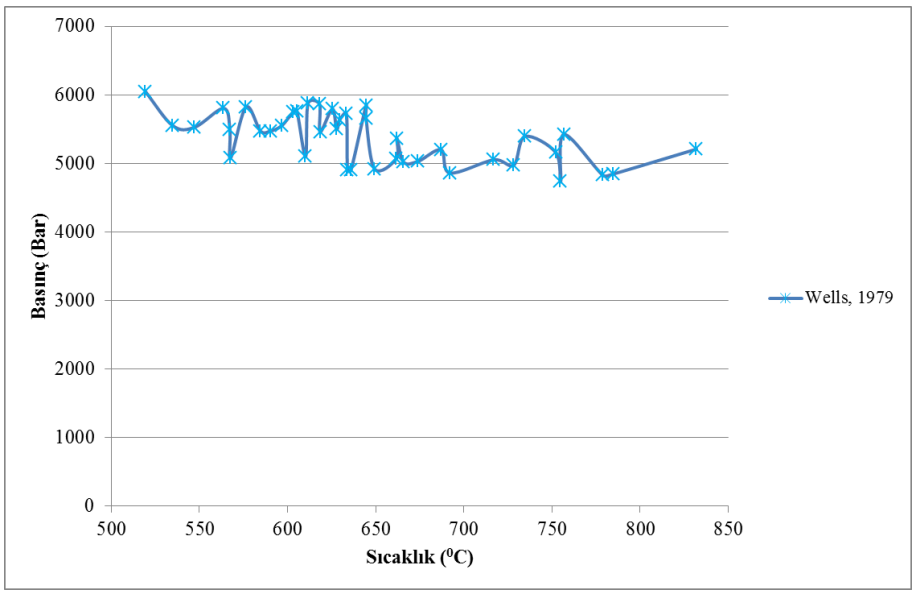
Perchuck, (1985), yöntemiyle elde edilen doğru ısı basınçla doğru orantılı olarak artmaktadır. Perchuck vd. (1985)' e göre metamorfizma sırasında etkili olan ısı ve basınç pozitif trend sunmaktadır. Isı-basınç eğrisinin eğimi yaklaşık 45^{o} dir. Bu

yöntem kayanın ergimesi sırasında ısı ve basıncın lineer bir şekilde arttığını işaret etmektedir. Pozitif trend yüksek dereceli ve su içermeyen metamorfik kayanın ergimesi için ısı ve basıncın birlikte artması gerektiğini ifade etmektedir (Şekil 4.218).



Şekil 4.218. Perchuck, (1985), yöntemiyle elde edilen doğru ısı, basınçla doğru orantılı olarak artmaktadır.

Wells, (1979), yöntemiyle elde edilen eğri, 5-6 kb basınç aralığında düşük açılı eğime sahip azalan yönelim sunar (Şekil 4.219).



Şekil 4.219. Wells, (1979) yöntemine göre düşük açılı eğime sahip azalan yönelim sunar.

Thompson, (1976); Holdaway ve Lee, (1977); Wells ve Richardson, (1979) yöntemlerinden elde edilen grafikte ergime eğrisinin düşük eğime sahip olduğu görülmektedir (Şekil 4.220). Ergime eğrisinin düşük eğime sahip olması metamorfizmanın düşük basınç, yüksek sıcaklık şartlarında geliştiğini işaret etmektedir. Metamorfizma yeşil şist fasiyesi, amfibolit fasiyesi ve granülit fasiyesi şartlarında ilerleyen karakterde gelişmiştir. İlerleyen metamorfizma sırasında sıcaklığın basınçtan daha etkili olduğu, basıncın yeşilşist fasiyesinden granülit fasiyesine evrimi sırasında azaldığı, buna karşılık sıcaklığın yeşil şist fasiyesinden granülit fasiyesine doğru artarak devam ettiği gözlenmektedir. Isı-basınç doğrusunun eğim açısının düşük olması da bu görüşü desteklemektedir. Azalan trend yüksek dereceli ve su içeren_metapelit kökenli metamorfik kayanın ergimesi için basıncı düşürüp sıcaklığı artırmak, yada basıncı artırıp sıcaklığı düşürmek gerektiğini ifade etmektedir.

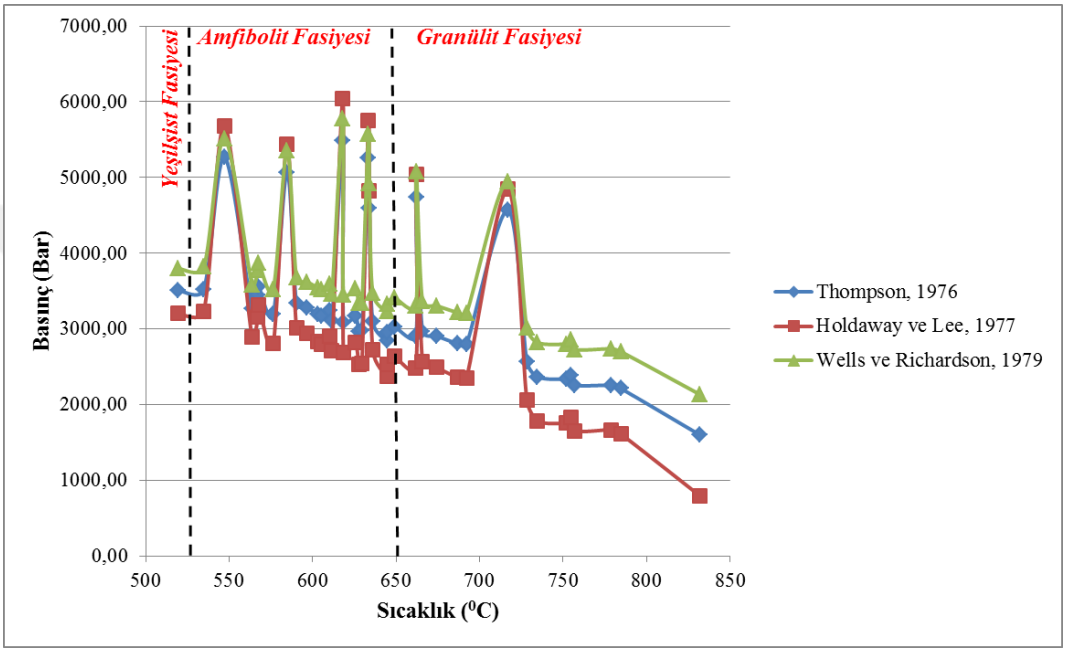
Diyagramda görülen bir diğer özellik basınç piklerinde ani artışlardır. Yeşilşist, amfibolit ve granülit fasiyesinde dar sıcaklık aralıklarında basınç piklerinde ani artışlar olduğu dikkat çekmektedir. Basınç pikinde ani artışların geliştiği sıcaklık aralıkları yeşil şist fasiyesinde daha yüksek iken amfibolit fasiyesinde daha düşüktür. Piklerin sıcaklık aralıkları yeşilşist fasiyesinden amfibolit fasiyesine doğru azalmaktadır. Amfibolit fasiyesinde pik açıklığının iyice daraldığı ve düşey bir doğruya dönüştüğü de görülmektedir. Granülit fasiyesinde piklerin sıcaklık aralığı amfibolit fasiyesine göre çok daha geniştir. Ayrıca basınç piklerinin tepe noktaları ısı/basınç doğrusuna uyumlu olarak, artan sıcaklıkla azalan bir trend sunar.

Jeotermobarometre toplu sonuçları, Topaktaş Metamorfitleri ve Saytepe Metamorfitlerinin metamorfizması sırasında etkili sıcaklık basınç değerlerinin:

519.4 ^{o}C sıcaklık - 3502.6 bar basınç, (ortalama)
832 ^{o}C sıcaklık – 1508.36 bar basınç (ortalama) olduğunu işaret etmektedir (Çizelge 4.23).
Metamorfizmanın düşük basınç/orta-yüksek sıcaklık şartlarında geliştiği ifade edilebilir.

Çizelge 4.23. Sıcaklık-basınç grafiğinden elde edilen sıcaklık-basınç değerleri.

Sıcaklık	Thompson, (1976)	Holdaway ve Lee, (1977)	Wells ve Richardson, (1979)
519.4	3509.16	3201.32	3797.4
832	1598.3	793.8	2133



Şekil 4.220. Çalışmacıların yöntemlerine göre, grafikte ergime eğrisinin düşük eğime sahip olduğu görülmektedir.

4.8. Difüzyon ve Kimyasal Bileşim Değişimi

Difüzyon veya yayınım, bir malzeme içinde atomların hareketidir. Atomlar, konsantrasyon farkını yok etmek ve homojen bir bileşim oluşturmak için hareket ederler (Callister ve Rethwisch, 2013). Gazlardaki, sıvılardaki ve katılardaki atomlar sürekli hareket halindedir ve zamanla bir yerden diğerine geçer. Katılarda atomlar birbirine kuvvetli bağlandıklarından dolayı atomların hareketi yavaştır. Fakat katılardaki ısıl titreşimler, bazı atomların hareket etmesine imkân verir.

Kristal içerisinde atomlar arası yer değiştirmeyi tanımlayan difüzyon sırasında farklı atomlar yüksek yoğunluklu alanlardan düşük yoğunluklu alanlara hareket ederler. Bu yer değiştirme atom çiftleri arasında karşılıklı olarak gerçekleşir. Kristal içerisinde toplam denge korunur.

4.8.1. Katı çözelti (Yerini alma katı eriyiği)

Minerallerin saf olarak bulunması ender görülen bir durumdur. Minerallerin kimyasal bileşimleri genellikle geniş bir aralıkta değişim gösterir. Bileşimlerdeki bu değişimler yapıda bir iyon veya iyon grubunun yerine diğer bir iyon veya iyon grubunun alması sonucudur. Bu işleme iyonik yer değiştirme veya katı çözelti eriyiği denir. Kristal yapısında meydana gelen katı çözeltinin miktarı aşağıdaki faktörlere bağlıdır.

1. Birbirinin yerini alan atom veya iyonik grupların bağıl boyutları. İyonlar arasındaki boyut farkı %15 den az olursa iyonik yer alma genellikle geniş bir aralık içerisinde gelişebilir. Bu fark %15-%35 arasında olursa yer alma sınırlı ölçüde meydana gelir. Yarıçap farkı %30 dan fazla olursa yerini alma çok az miktarda olur.

2. Yer alma olayına katılan iyonların yükü iyonlar arasındaki yer değişikliği aynı yüklü (Mg^{+2} ve Fe^{+2} gibi) iyonlar arasında meydana gelirse yapı elektriksel olarak nötr kalır. İyonların yükleri farklı olursa (Örneğin Si^{+4} yerine Al^{+3}ün yer alması) elektrostatik dengeyi sağlamak için yapının bazı yerlerinde ek iyonik yer değişimlerinde eş zamanlı olarak meydana gelmesi gerekir.

3. Yerini almanın meydana geldiği sıcaklık termal titreşimlerin, dolayısıyla atomik yerlerin daha büyük boyutlarda olduğu yüksek sıcaklıklar genellikle yer değiştirmeye daha fazla izin verirler. Bu nedenle belirli bir mineral yapısı yüksek sıcaklıkta düşük sıcaklıkta olduğundan daha büyük bileşim değişkenliği gösterebilir.

En basit iyonik yerini alma tipi basit katyonik veya anyonik yerini almadır. Bir $A^{+}X^{-}$ çiftinde A^{+} nın yerine kısmen veya tamamen B^{+} geçebilir. Bu durumda valansta değişiklik olamaz. Böyle bir iyonik yerini almaya örnek KCl veya biyotitte K^{+} nın yerine Rb^{+} nın geçmesidir. Basit bir anyonik yerini alma ise bir $A^{+}X^{-}$ bileşiğinde X^{-} nin yerine kısmen veya tamamen Y^{-} nin geçmesidir. KCl yapısındaki Cl^{-} yerine Br^{-} geçmesi buna bir örnektir. Olivin ikili tam katı çözelti serisine iyi bir örnektir. Fe^{+2} kısmen veya tamamen Mg^{+2} nin yerini alabilir.

$A^{+2}X^{-2}$ genel formülünde bir kısım A^{+2} nin B^{+3} katyonu alırsa aynı zamanda buna eşit miktardaki A^{+2} nin yerine de C^{+} katyonu geçer ve elektriksel nötralizasyon sağlanır. Aşağıdaki eşitlikte gösterildiği gibi bu durumda her iki taraftaki yüklerin toplamı eşittir. Bu tarzdaki yer almaya çift yerini alma denir.

$$2A^{+2} \longleftrightarrow 1B^{+3} + 1C^{+}$$

Yükleri farklı olan çeşitli iyonlar arasında 'çift yerini alma' ile katı eriyik ilişkileri meydana gelebilir. Ca^{+2} ve Na^{+} gibi daha büyük ve daha zayıf yüklü katyonlar genellikle oksijen ile 8'li koordinasyon yapan konumlarında bulunurlar. Bu katyonların boyutlarının birbirine çok yakın olmasına karşın yükleri farklıdır. Yükleri arasındaki bu fark yapıdaki yük nötralizasyonunu korumak amacı ile örneğin plajiyoklazlarda olduğu gibi Na^{+} ve Si^{+4} un Ca^{+2} ve Al^{+3} yerine geçmesi ile dengelenir. Plajiyoklazlar, biri albit ($NaAlSiO_3$) diğeride anortit ($CaAl_2Si_2O_8$) olmak üzere iki uç üye ile temsil edilen bir mineral serisidir. Bu uç üyeler arasındaki çift yerini alma ile tam katı eriyik serisi meydana gelir. (Yeniyol, 2009).

$$Na^{+}\ Si^{+4} \longleftrightarrow Ca^{+2}\ Al^{+3}$$

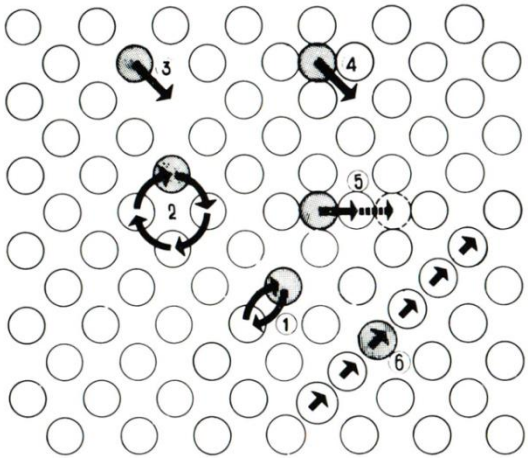
Silikat yapılarında bulunan en büyük iyonlar K, Rb, Ba ve daha seyrek olarak alkalililer ile toprak alkalilerdir. Bu iyonlar kolayca Na ve Ca konumlarına

giremezler. Bu neden ile bu iyonlar ve daha yaygın olan diğer iyonlar arasındaki katı eriyik sınırlı ölçüdedir.

Metamorfizmada düşük sıcaklıklarda iyon yarıçapı ve iyon yükü farklı olan iki iyonun veya atomun birbirinin yerini alması sınırlı oranda gerçekleşir. Yüksek sıcaklıklarda ise mineralin yapısı genişler ve hacim artışı olur. Sıcaklığın artması ve hacim artışı farklı boyutlardaki ve farklı yüklerdeki iyonların birbirinin yerini almasını kolaylaştırır. Hacim artışının meydana geldiği sıcaklık 665 ^{o}C den fazla olan sıcaklıklardır (Yardley, 1989). Bu sıcaklıktan sonra mineral daha homojen bir bileşim gösterir. Düşük sıcaklıklarda büyüklükleri bakımından farklı atomik konumlar sıcaklık arttıkça birbirine benzerler ve sonuçta bu konumlar ayırt edilemez hale gelir. Sıcaklık ve hacim artışı mineralleri homojenleşmeye götürür.

4.8.2. Difüzyon türleri

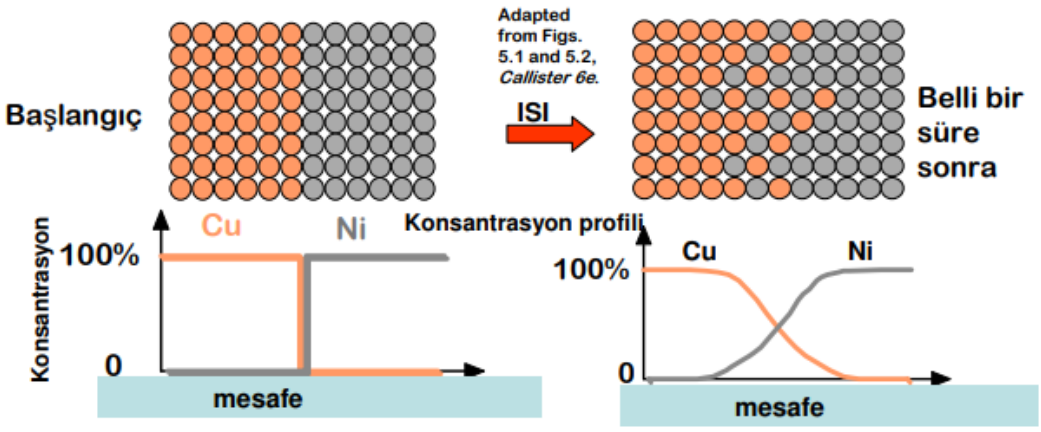
Katılarda difüzyon türleri; 1) Direkt yer değiştirme, 2) Çevrimli yer değiştirme, 3) Boşluk difüzyonu, 4) Arayer difüzyon, 5) Arayerimsi difüzyon, 6) Tırmanmalı difüzyon olarak aşağıda gösterilmiştir (Şekil 4.221).



Şekil 4.221. Difüzyon mekanizmaları.

4.8.3. Katılarda difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri

Literatürde katılarda ve alaşımlarda meydana gelen difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri aşağıdaki şekilde özetlenmiştir. Alaşımlarda difüzyon, aşağıdaki şekilde gösterildiği gibi yüzeyleri birbirine temas eden iki farklı metal (mesela Cu ve Ni) çubuk ile açıklanabilir. Bu şekilde ara yüzeyde atom yerleri bileşimi şematik olarak gösterilmiştir. Metal çifti erime noktalarının altında bir sıcaklığa ısıtılıp belli bir süre bekletilir. Ara yüzeyde kimyasal analiz yapıldığında saf bakır ve nikel bölgeleri arasında alaşımlı bölge bulunduğu görülür. Her iki metalin derişimi (konsantrasyonu) aşağıdaki şekilde gösterildiği gibi mesafeye bağlı olarak değişir. Sonuç olarak bakır atomları nikel içine hareket etmiş veya yayınmıştır ve nikel atomları da bakır içine yayınmıştır. Cu-Ni örneğinde olduğu gibi yüksek konsantrasyonlu bölgeden düşük konsantrasyonlu bölgeye atomların hareketi vardır. Konsantrasyon profili, aşağıdaki örnekte, ara yüzeyden itibaren konsantrasyonun mesafeye bağlı değişimini gösterir (Şekil 4.222).



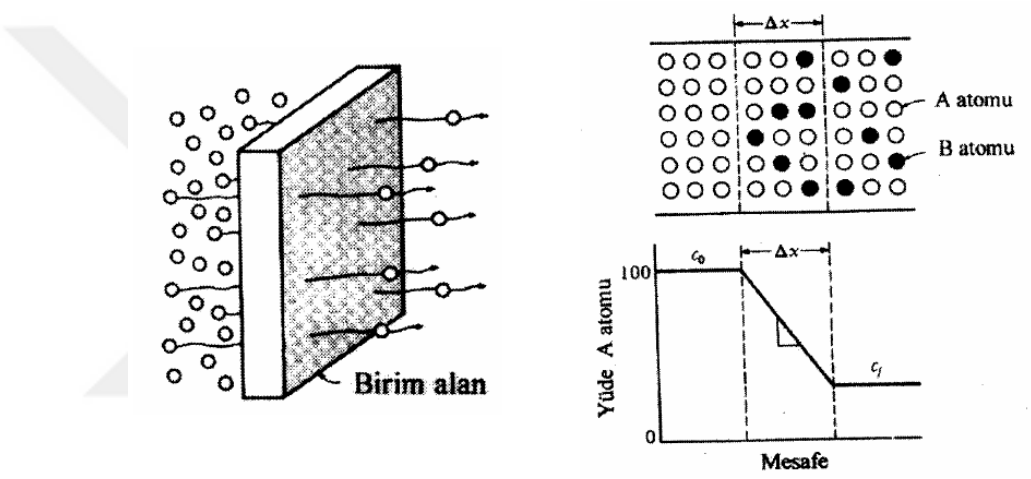
Şekil 4.222. Konsantrasyon profilinin mesafeye beğlı değişimi.

Kararlı Hal difüzyonu (1. Fick Kanunu)

Eğer, difüzyon akısı zamanla değişmiyor ise kararlı hal durumu ortaya çıkar. En çok bilinen örnek olarak, iki tarafında konsantrasyonları sabit olan gaz halindeki bir elemente ait atomların bulunduğu ince bir metal levhadan geçen bu atomların difüzyonu verilebilir. Difüzyon akısı (J) birim zamanda birim düzlem alandan geçen atom sayısı olarak tanımlanır (kg/m^{2}sn). Aşağıda (Şekil 4.223) şematik olarak

gösterilmiştir. Eğer, levha içinde yayınan atomların konsantrasyonunu (C, kg/m3) mesafeye (X) bağlı olarak grafiğini çizersek, bir eğri elde edilir. Bu eğri, "konsantrasyon profili" olarak tanımlanabilir. Bu eğrinin belirli bir noktadaki eğimine de "konsantrasyon gradyantı" denir. Akı (J) konsantrasyon gradyantı ile orantılıdır. Konsantrasyon profilinin lineer olduğu var sayılmıştır.

Formüldeki orantı sabiti 'D', difüzyon katsayısı olarak tanımlanır. Denklemdeki negatif işaret difüzyonun yönünün konsantrasyon gradyantının aşağısına doğru olduğunu gösterir. Konsantrasyon gradyantı dikleştikçe akı artar. Difüzyon için itici güç, konsantrasyon gradyantıdır.



$$J = -D\frac{\Delta c}{\Delta x}$$

J : Atomsal yayınım akısı (atom/(m²s))
D: yayınım katsayısı (m²/s)
c: atom konsantrasyonu
Δc/ Δx: konsatrasyon gradyanı

Şekil 4.223. Difüzyon akısının gösterimi ve denklemi.

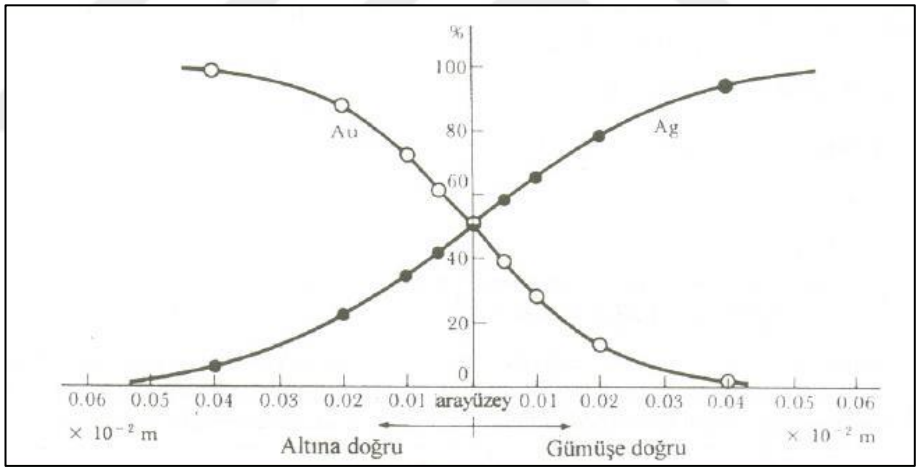
Yukarıdaki denklem 1. Fick Kanunu olarak adlandırılır. Konsatrasyon gradyanı yüksek iken başlangıçtaki akısı da yüksektir ve gradyan azalırken düzenli bir şekilde düşer. Yayınım katsayısı (D) sıcaklığa, yayınım sisteminin türüne ve yapısına bağlıdır.

Kararsız hal difüzyonu

Kompozisyon Profili (İkinci Fick Kanunu): İkinci Fick kanunu atomların dinamik veya durağan olmayan hallerini tanımlar. Şartların zamanla değişmediği kararlı hal difüzyonuna katı ortamlarda sık rastlanmaz. Çoğunlukla katı içinde bir noktada, difüzyon akısı ve konsantrasyon gradyantı zamanla değişir. Kararsız hallerde 2. Fick kanunu olarak bilinen aşağıdaki denklem kullanılır.

$$\frac{dc}{dt} = \frac{d^2c}{dx^2} \tag{4.1}$$

D (Difüzyon katsayısı) terimi sabit kaldıkça değişik şartlarda aynı konsantrasyon profili elde edilebilir. Aynı difüzyon katsayısına sahip bir difüzyon çiftinde, iki tür atom aynı anda difüz ettiğinde simetrik konsantrasyon profili elde edilir. Örnek olarak altın ve gümüş arasındaki simetrik konsantrasyon profili aşağıdaki grafikte görülmektedir (Şekil 4.224).



Şekil 4.224. Gümüş ve Altın atomlarının simetrik konsantrasyon grafiği.

4.8.4. Difüzyon ve kimyasal bileşim değişim mekanizmasının granat ve kordiyerit'e uyarlanması

Granat grubu mineraller, silikat grubu minerallerden nezosilikatlara dahildir. Kübik sistemde kristalleşir. Granat katı çözelti serisi oluşturan bir mineral grubudur. Kimyasal bileşimi geniş bir bileşim aralığında değişir. Kimyasal bileşimlerine göre

iki seriye ayrılırlar. 1. Piralspit (Pirop-almandin- spessartin) ve 2. Ugrandit (Grossular-andradit-uvarovit) karışım kristalleri halinde bulunurlar. Adlandırılmaları içlerinde en çok bulunan uç bileşene göre yapılır (Erkan, 2001) Granat grubu mineraller, sürekli ve tam katı çözelti serileri oluştururlar. Fakat piralspit ve ugrandit arasında süreksizlik vardır. Granat hücresi birim formülde sekiz $X_3Y_2Z_3$ bulundurur.

X= Mg^{+2}, Fe^{+2}, Mn^{+2}, Ca^{+2};

Y= Al^{+3} Fe^{+3}, Cr^{+3}, Ti^{+4};

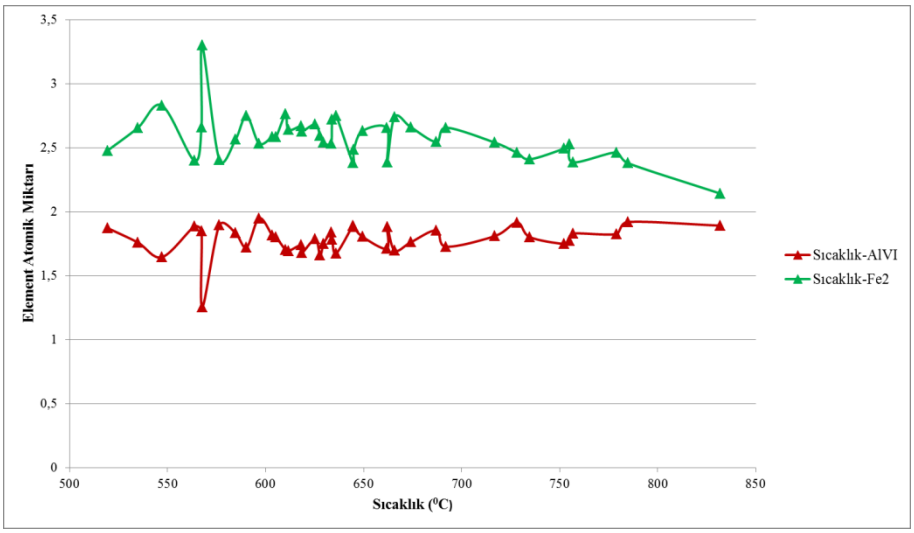
Z= Si^{+4}

Yapıda ZO_4 tetraederleri ve YO_6 oktaederleri çerçeve oluşturacak şekilde köşeleri paylaşırlar. Granat grubunda hücre kenarlarının uzunluğu oldukça önemli tanımlayıcı bir özelliktir. Si atomları 4 oksijen ile kuşatılır ve bu tetraederler bağımsızdır. Al, 6; Ca, 8 oksijen ile çevrelenir. Her oksijen 1Al, 1Si ve 2Ca atomu ile bağlanır (Çelik Karakaya ve Karakaya 2011).

Granat minerallerinde belirli element çiftlerinin konsantrasyon profilleri üzerinden difüzyon ve kimyasal bileşim değişimlerini tanımlamak mümkündür. İkinci Fick kanununa göre, D (Difüzyon katsayısı) terimi sabit kaldıkça değişik şartlarda aynı konsatrasyon profili elde edilebilir. Aynı difüzyon katsayısına sahip bir difüzyon çiftinde, iki tür atom aynı anda difüz ettiğinde simetrik konsantrasyon profili elde edilir. Kimyasal bileşim değişimleri simetrik konsantrasyon profillerinin kesiştiği yerlerde meydana gelir.

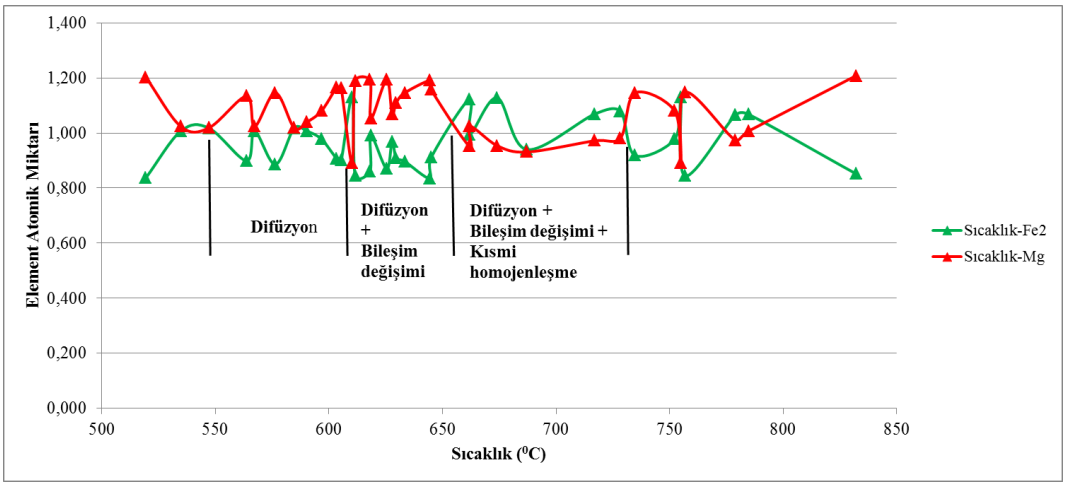
Farklı element çiftleri arasında difüzyon ve kimyasal bileşim değişim olaylarının nasıl geliştiği granat ve kordiyerit mineralleri örnek verilerek aşağıda açıklanmıştır.

Granat mineraline ait Al^{VI}-Fe^{+2} element çiftinde difüzyon ve buna bağlı olarak gelişen simetrik konsantrasyon profili açıkça izlenmektedir (Şekil 4.225). Al^{VI}-Fe^{+2} difüzyon çiftinin konsantrasyon profilleri arasından çizilecek yatay sanal eksene göre simetrik oldukları görülmektedir. Al^{VI}-Fe^{+2} konsantrasyon profillerinin kesişmemesi, bu element çiftinde kimyasal bileşim değişiminin gelişmediğini işaret etmektedir.



Şekil 4.225. Granat mineralindeki Al^{VI}-Fe^{+2} element çiftinde difüzyon ve buna bağlı olarak gelişen simetrik konsantrasyon profilinin grafiği.

Kordiyerit mineralinin artan sıcaklığa bağlı olarak Fe^{+2}-Mg konsantrasyon profillerinden kristal içerisinde gelişen difüzyon ve kimyasal bileşim değişim olayları net olarak izlenebilmektedir. Yaklaşık 547-605 ^{o}C sıcaklık aralığında Fe^{+2}, Mg konsantrasyon profilleri simetrik olup difüzyon sürecini yansıtmaktadır. 605 ^{o}C sıcaklıkta Fe^{+2} ve Mg maksimum konsantrasyona ulaşmakta, Fe^{+2} ve Mg'un yüksek yoğunluklu alandan düşük yoğunluklu alana zıt yönlü hareketi sonucunda konsantrasyon profilleri kesişmektedir. Kesişim noktasından itibaren mineral içinde kimyasal bileşim değişimi meydana gelmektedir. Bu sıcaklık değerinden sonra Fe^{+2} ve Mg konsantrasyon profilleri birbirinden simetrik olarak uzaklaşmaktadır. 660 ^{o}C sıcaklık değerinde yine Fe^{+2} ve Mg zıt yönde hareket ederek yeni bir kimyasal bileşim değişimi meydana gelmektedir. 605-660 ^{o}C sıcaklık aralığında difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri gerçekleşmektedir. 660-730 ^{o}C sıcaklık aralığında Mg kısmen homojenleşme gösterirken Fe^{+2} kısmen difüzyon etkisi de göstermektedir. 753 ^{o}C de konsantrasyon profili sıcaklık artışı olmaksızın dikleşmektedir. Bunun nedeni konsantrasyon gradyanının artmasından dolayıdır. Konsantrasyon gradyanının artması sonucu difüzyon akısı da artar (Şekil 4.226).

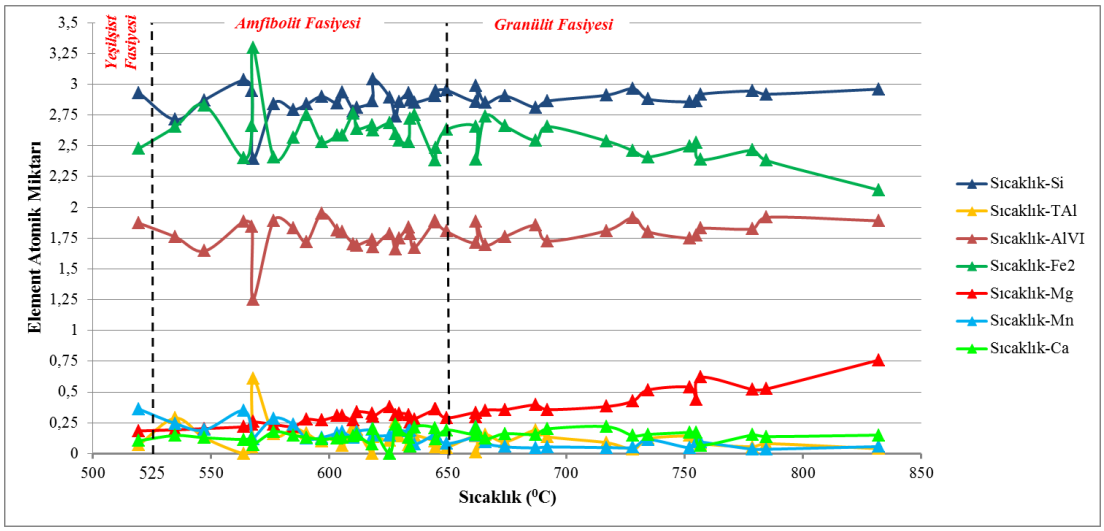


Şekil 4.226. Kordiyerit mineralinin artan sıcaklığa bağlı olarak Fe^{+2}- Mg element çiftinde gelişen difüzyon ve kimyasal bileşim değişim olaylarının grafiği.

4.8.5. TM ve SM'deki granat minerallerinde belirlenen difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri (zonlanma)

Topaktaş Metamorfiti (TM) ve Saytepe Metamorfiti (SM) granat minerallerinin elektron mikroprop analizleri sonucunda farklı konsantrasyonlarda Si, TAl (Toplam Al), Al^{VI}, Fe^{+2}, Mg, Mn, Ca elementleri içerdikleri belirlenmiştir. Sıcaklık ve atomik element miktarı diyagramında düşük konsantrasyona sahip Mn, Ca, TAl ve Mg elementlerinin konsantrasyon profilleri üst üste çakışık küme oluştururken, Si ve Fe^{+2}, Al^{VI} ve Mg birbirinden bağımsız element konsantrasyon profilleri sergiler. Si ve Fe^{+2} yüksek konsantrasyona sahip iken, Al^{VI} orta düzey konsantrasyona sahiptir. Mg konsantrasyonu, sıcaklık artışıyla orantılı olarak düşük sıcaklıklarda düşük değerlerde iken yüksek sıcaklıklarda artış göstermektedir.

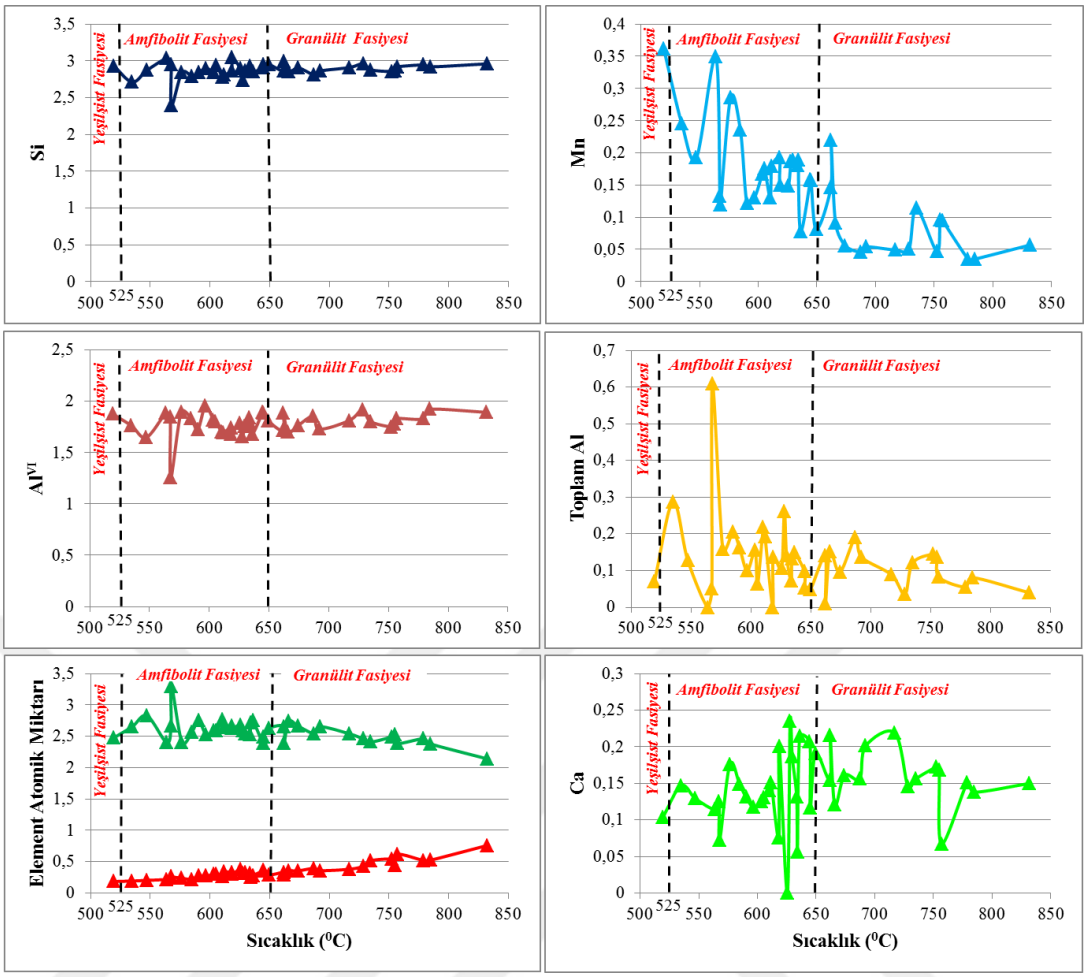
Sıcaklığa bağlı olarak elementlerin konsantrasyon profil desenleri birbirlerine göre farklılık göstermektedir. Si, Al^{VI} ve Mg konsantrasyon profilleri birbiriyle uyumlu olup sıcaklık artışına göre artan bir trend sunarlar. Fe^{+2}'nin konsantrasyon profili ise sıcaklık artmasına bağlı olarak, granülit fasiyesinin başlangıcından itibaren, azalan trend sergilemektedir (Şekil 4.227). Düşük konsantrasyonlara sahip Mn ve TAl konsantrasyon profilleri artan sıcaklığa göre azalan trend sunarken, Ca amfibolit fasiyesinde artan, granülit fasiyesinde azalan bir konsantrasyon profili sergiler (Şekil 4.228).



Şekil 4.227. Elementlerin sıcaklığa bağlı konsantrasyon profili grafiği.

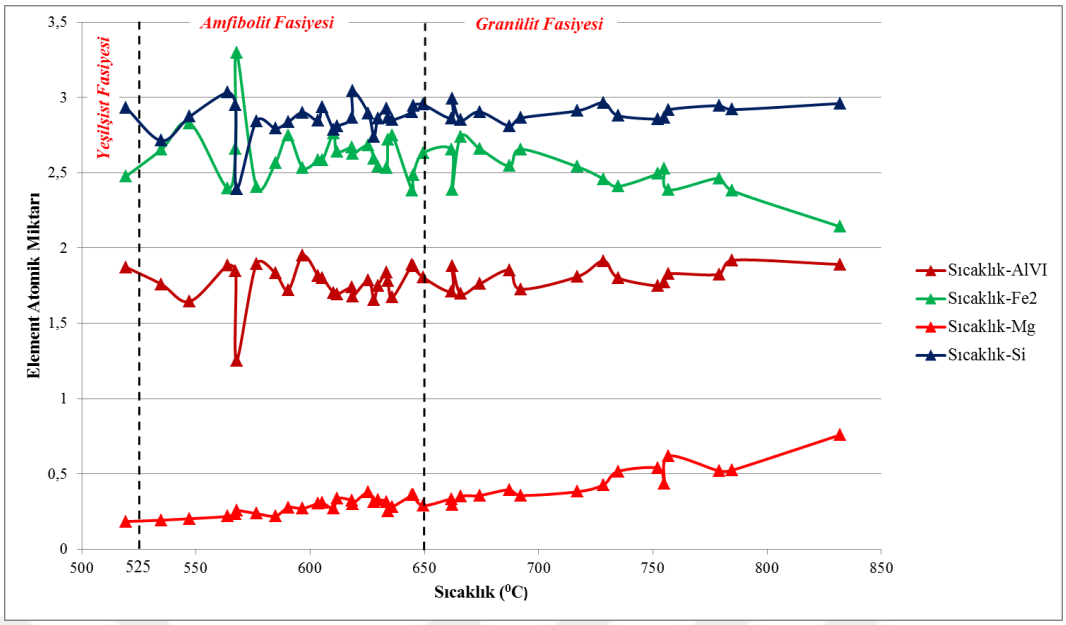
İnceleme alanındaki migmatitlerde katı çözelti oluşturan granat mineralinde difüzyon ve kimyasal bileşim değişimi meydana geldiğini sergileyen konsantrasyon profil desenleri gözlemlenmiştir. Granat mineralinde Oktahedral konumlarda yer alan Al^{VI}, Mg, Fe^{+2} gibi elementlerle katı eriyik ilişkisi gösterir. Artan sıcaklığa bağlı olarak aynı yüklü katyonlar ile farklı yüklü katyonlar arasında ikili yer değiştirmeler meydana gelmiştir. Difüzyona uğrayan elementlerin konsantrasyon profil desenleri sıcaklığa bağlı olarak farklılık sunar. Birbirine göre konsantrasyon farkı yüksek olan element çiftleri (Fe^{+2}-Mg) ile konsantrasyon farkı düşük olan element çiftlerinin (Fe^{+2}-Al^{VI}) konsantrasyon profil desenleri arasında benzerlikler vardır. Bu benzerlik, element çiftlerinin konsantrasyon profillerinin simetrik yapıda gelişmiş olmasıdır.

Granat örneğinde göreli yüksek konsantrasyona sahip Si, Al^{VI} ve Mg profilleri birbiriyle uyumlu olup sıcaklıkla artan konsantrasyon trendleri sunar. Fe^{+2} bunlara göre azalan bir konsantrasyon trendi sunmaktadır (Şekil 4.229). Fe^{+2} ile Al^{VI} konsantrasyon profillerinin, aralarından çizilecek hayali yatay eksene göre, simetrik oldukları görülmektedir (Şekil 4.230). Aynı simetrik özellik Mg ile Fe^{+2} konsantrasyon profilleri arasında da söz konusudur (Şekil 4.231).

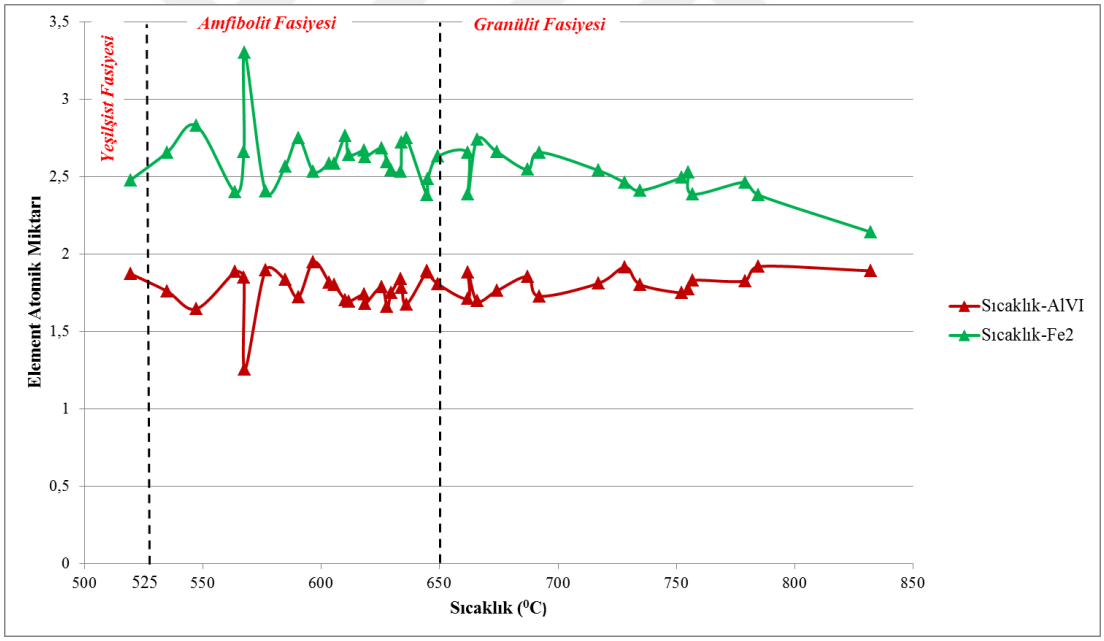


Şekil 4.228. Elementlerin metamorfik fasiyeslerdeki sıcaklığa bağlı konsantrasyon profili grafiği.

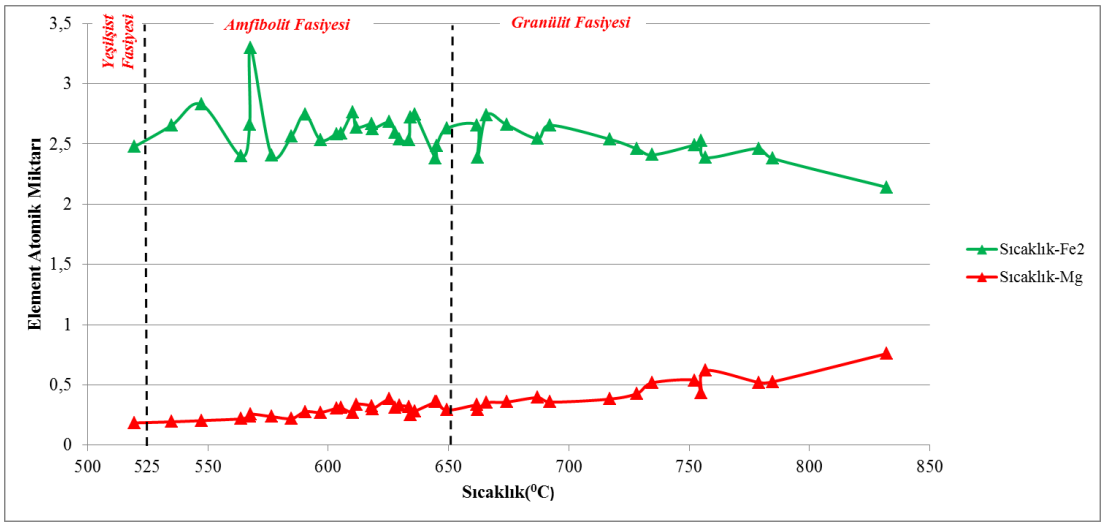
Difüzyon ve kimyasal bileşim değişimi farklı element çiftleri arasında aynı ve farklı sıcaklık değerlerinde gelişmiştir. Örneğin Si-Fe^{+2} element çiftinde difüzyon ve kimyasal bileşim değişimi amfibolit fasiyesinin düşük sıcaklık zonunda başlamış, Si ve Fe^{+2} element çifti artan sıcaklıkla birbirine göre zıt davranış sergilediğinden amfibolit fasiyesi yüksek sıcaklık zonu ve granülit fasiyesi boyunca difüzyon ve bileşim değişimi gerçekleşmemiştir.



Şekil 4.229. Granat örneğinde Si, Al^{VI}, Mg ve Fe^{+2} elementlerinin konsantrasyon profilleri grafiği.



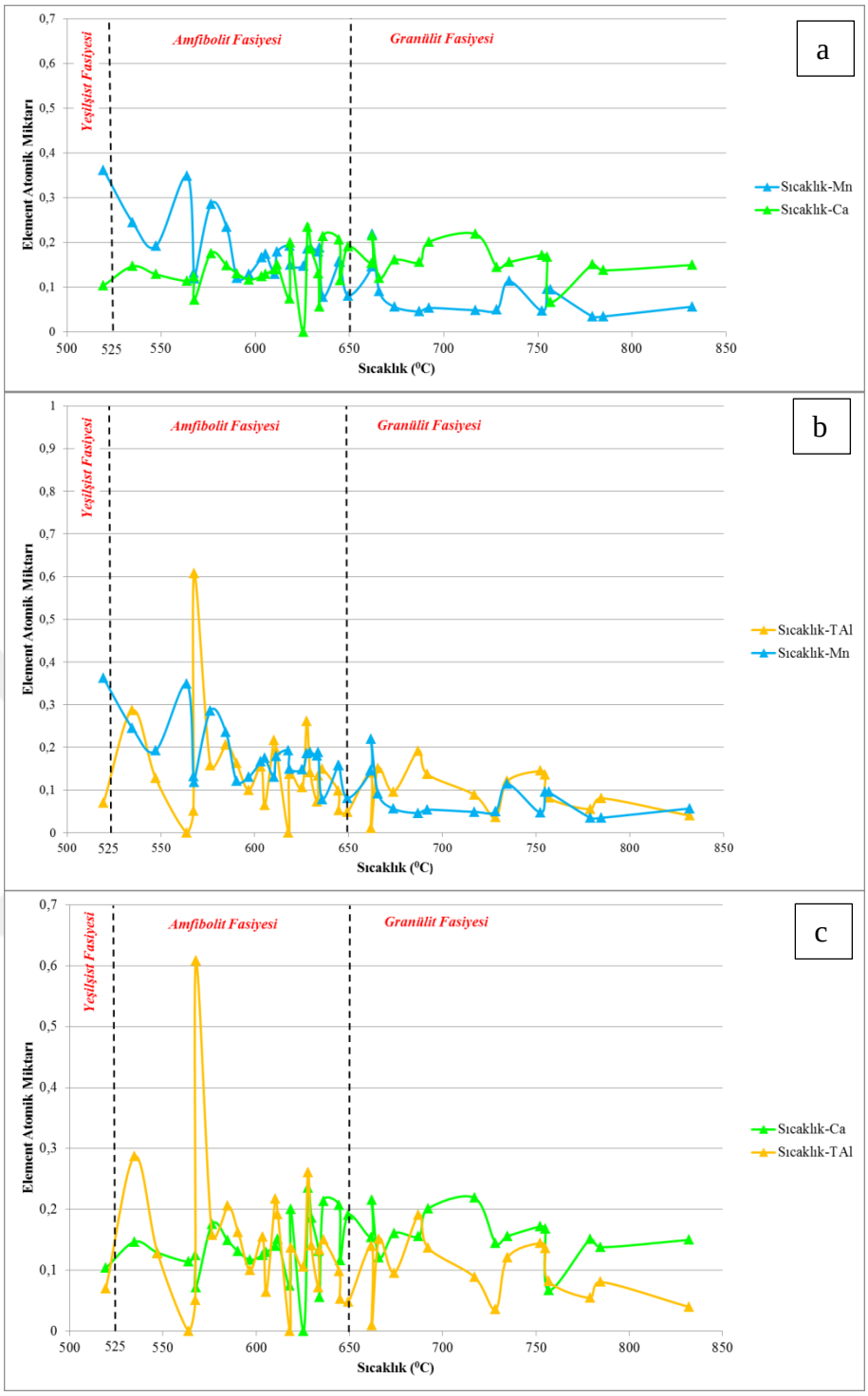
Şekil 4.230. Al^{VI}-Fe^{+2} element çiftinin simetrik konsantrasyon profili grafiği.



Şekil 4.231. Fe^{+2}-Mg element çiftinin simetrik konsantrasyon profili grafiği.

Düşük konsantrasyonlarda olmasına rağmen aralarında konsantrasyon farkı az olan Ca-Mn, TAl-Mn ve Ca-TAl konsantrasyon profilleri de simetrik olarak gelişmiştir.

Ca-Mn element çiftinde difüzyon ve kimyasal bileşim değişimi amfibolit fasiyesi yüksek sıcaklık zonunda başlamıştır, granülit fasiyesi yüksek sıcaklık zonunda kimyasal bileşim değişimi gerçekleşmiştir. Mn-TAl ve Ca-TAl çiftinde amfibolit fasiyesi ve granülit fasiyesi boyunca difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri gerçekleşmiştir (Şekil 4.232a, b, c).

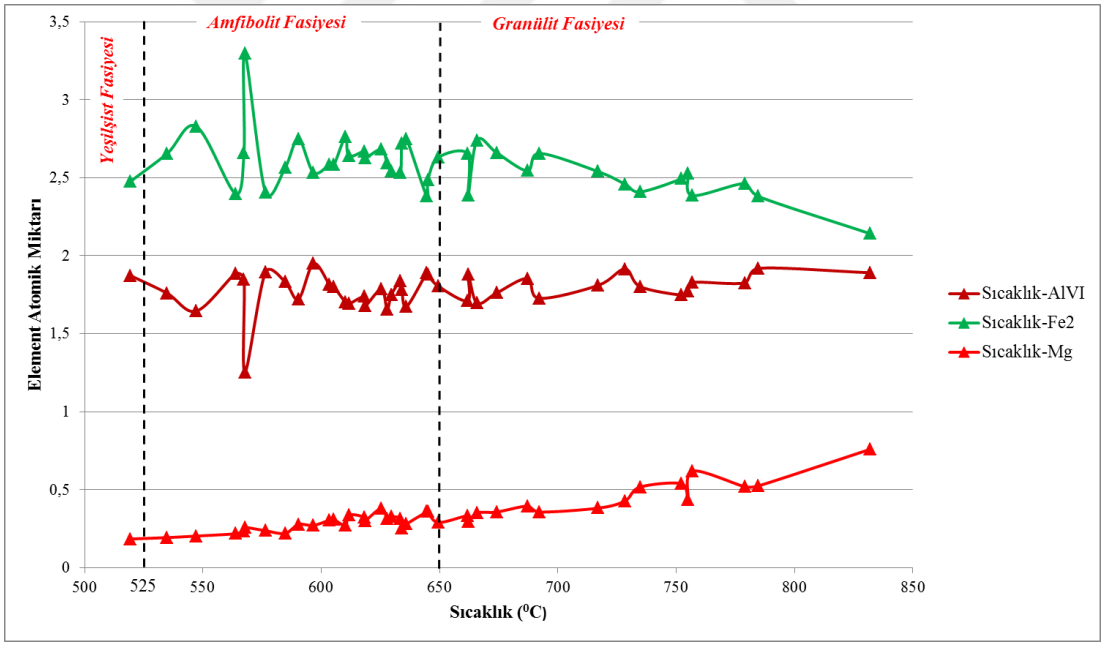


Şekil 4.232. a) Ca-Mn, b) TAl-Mn ve c) Ca-TAl element çiftinin simetrik konsantrasyon profili grafiği.

Granatlarda Kimyasal Bileşim Değişimi (Zonlanma)

Amfibolit ve granülit fasiyesi şartlarında özellikle Fe^{+2}- Al^{VI} element çifti ile Fe^{+2}-Mg çifti arasında difüzyon olayı açıkça izlenmektedir. Konsantrasyon profilleri amfibolit ve granülit fasiyesinde simetrik olarak devam etmektedir.

Kimyasal bileşim değişiminin meydana gelmesi için konsantrasyon profillerinin kesişmesi gerekmektedir. Örneğin Fe^{+2}–Al^{VI} element çiftinde Fe^{+2} ve Al^{VI} nın yüksek yoğunluklu bölgeden düşük yoğunluklu bölgeye hareketi sırasında konsantrasyon profilleri kesişecek ve bu noktadan itibaren kimyasal bileşim değişimi gerçekleşecektir. Granülit fasiyesinin yüksek sıcaklık zonunu temsil eden kimyasal bileşimi değişmiş granat (pirop) türü ince kesitlerde tespit edilmediğinden, Fe^{+2} ve Mg konsantrasyon profillerinin kesişmesi gözlenmemiştir. Bu nedenle Almandin türü granatta bu elementler için kimyasal bileşim değişimi söz konusu değildir (Şekil 4.233).



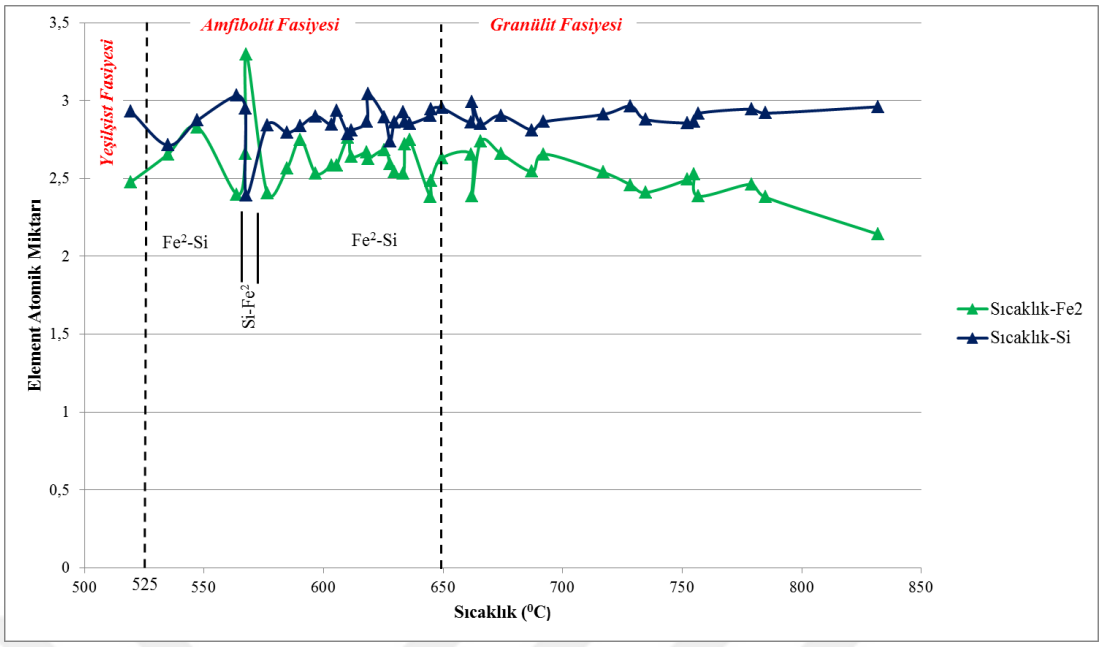
Şekil 4.233. Amfibolit ve granülit fasiyesi şartlarında Fe^{+2}- Al^{VI} element çifti ile Fe^{+2}-Mg çifti arasındaki konsantrasyon profilleri grafiği.

Yaklaşık aynı konsantrasyona sahip element çiftlerinin konsantrasyon profilleri irdelendiğinde Si-Fe^{+2}, Ca-Mn, Mn–TAl ve Ca-TAl element çiftlerinin herbirinin difüzyon ve kimyasal bileşim değişimi sergilediği görülmektedir.

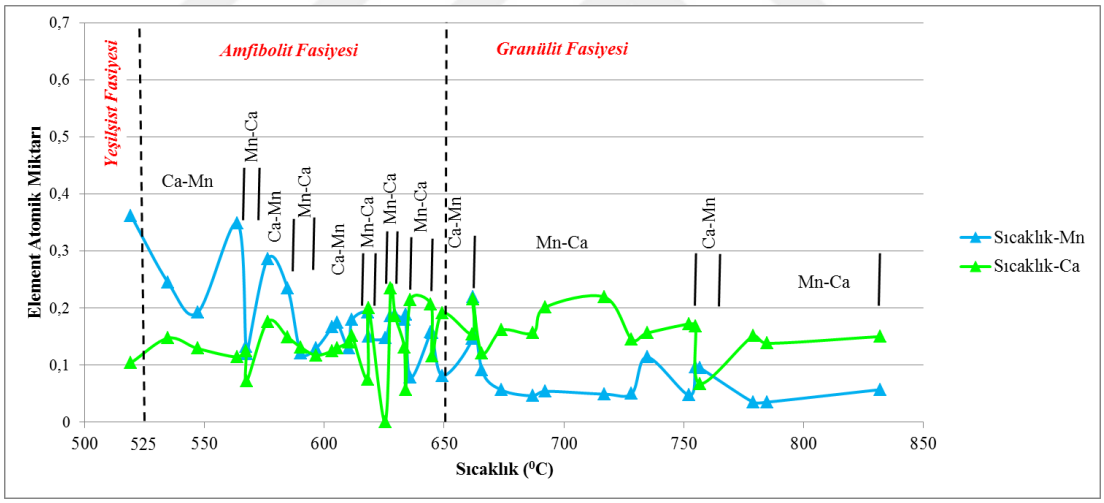
Si-Fe^{+2} element çiftinde konsantrasyon profillerinde amfibolit fasiyesi düşük sıcaklık zonunda difüzyon-kimyasal bileşim değişim süreci gerçekleşmiştir. 560 ^{o}C den sonra elementlerin konsantrasyon profilleri birbirine göre zıt yönde hareket etmektedir. Örneğin Fe^{+2} azalırken Si artmaktadır. Konsantrasyon profilleri özellikle granülit fasiyesinde birbirinden hızlı bir şekilde uzaklaşmaktadır. Mineral granülit fasiyesinde Si yönünden zenginleşirken, Fe^{+2} yönünden fakirleşmektedir (Şekil 4.234).

Ca-Mn, Mn-TAl, Ca-TAl element çiftleri, amfibolit fasiyesi düşük ve yüksek sıcaklık zonunda, küçük sıcaklık aralıklarında dar difüzyon - kimyasal bileşim değişim bantları sergilerken, granülit fasiyesinde geniş sıcaklık aralıklarında daha geniş difüzyon - kimyasal bileşim değişim bantları sergiler (Şekil 4.235, 236, 237).

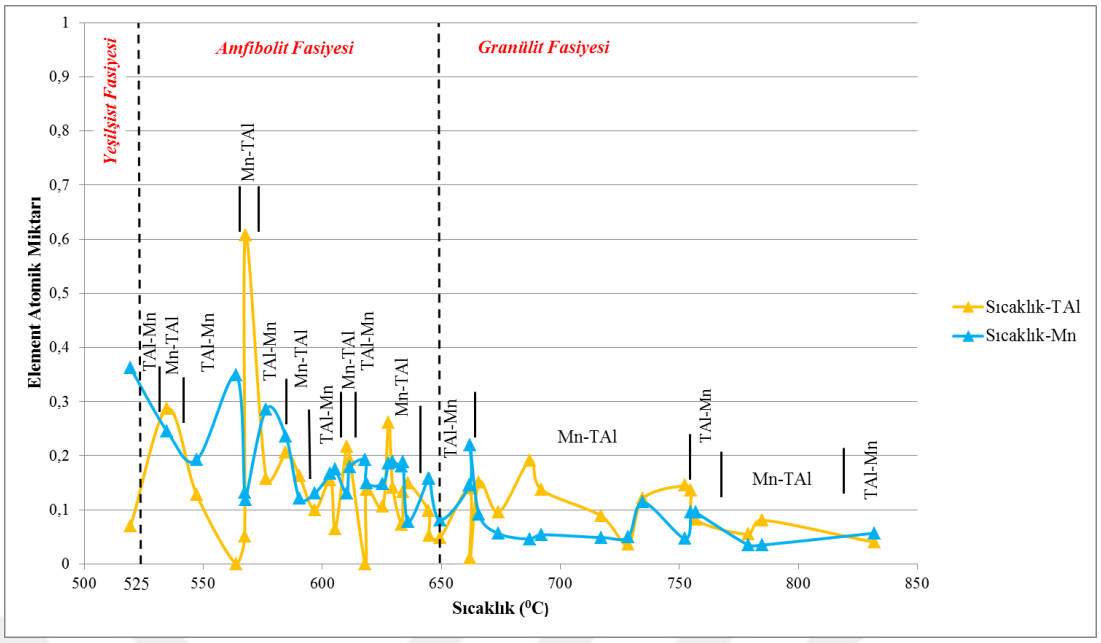
Ca-Mn element çiftinde difüzyon ve kimyasal bileşim değişimi amfibolit fasiyesi yüksek sıcaklık zonunda başlamıştır, granülit fasiyesi yüksek sıcaklık zonunda kimyasal bileşim değişimi gerçekleşmiştir. Mn - TAl ve Ca-TAl çiftinde amfibolit fasiyesi ve granülit fasiyesi boyunca difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri gerçekleşmiştir.



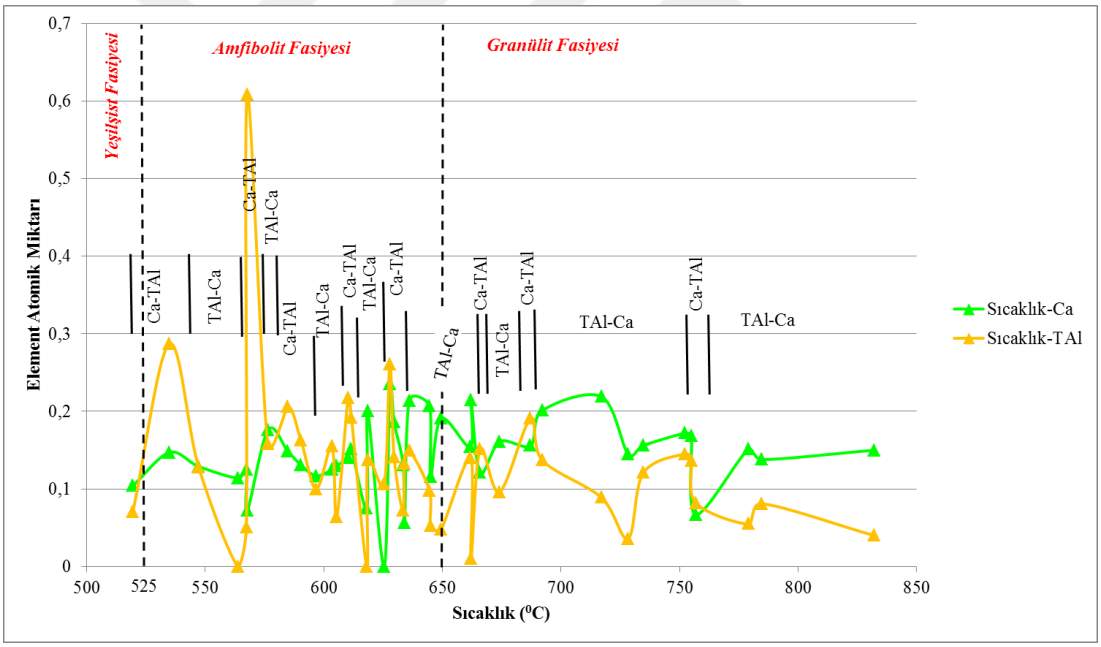
Şekil 4.234. Si-Fe^{+2} element çifti konsantrasyon profillerinde difüzyon-kimyasal bileşim değişim grafiği.



Şekil 4.235. Ca-Mn element çifti konsantrasyon profillerinde difüzyon-kimyasal bileşim değişim grafiği.



Şekil 4.236. Mn-TAl çifti konsantrasyon profillerinde difüzyon-kimyasal bileşim değişim grafiği.



Şekil 4.237. Ca-TAl çifti konsantrasyon profillerinde difüzyon-kimyasal bileşim değişim grafiği.

4.8.6. TM ve SM'deki kordiyerit mineralinde belirlenen difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri (zonlanma)

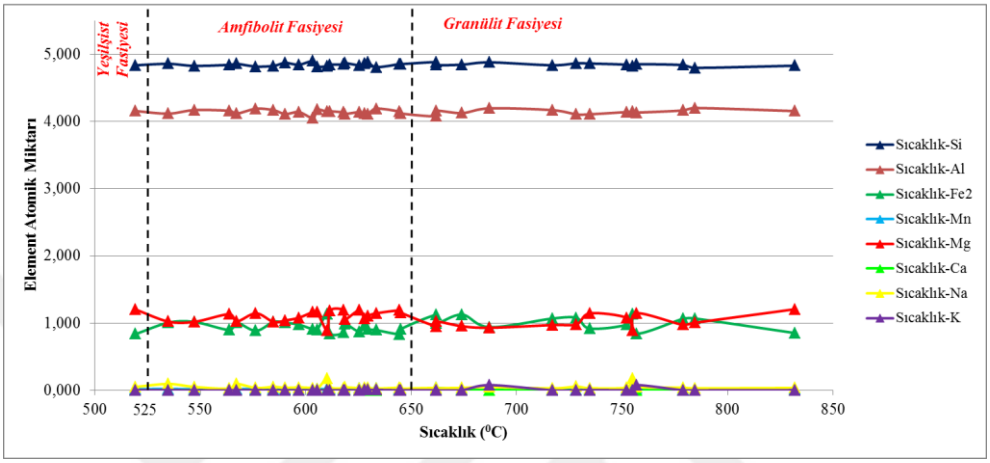
Kordiyerit : $(Mg, Fe)_2[Si_5Al_4O_{18}].nH_2O$

Kordiyerit silikat grubu minerallerden siklosilikat alt grubunda yer alır. Siklosilikatlar Sİ:O=1:3 olan SiO_4 tetraederinin halka oluşturacak şekilde birleşmesi ile gelişir. Si_3O_9, Si_4O_{12}, Si_6O_{18} halka yapıları söz konusudur. Halkalar yapı içinde birbiri üzerine yerleşirken ortadaki boşlukta c eksenine paralel bir kanal oluşur. Bu kanal pek çok iyon atom veya molekülün bulunduğu yer özelliğindedir. Kordiyerit yapısı berile benzer. Kristal içerisinde görülen hidroksil, flor, atomik helyum, su, rubidyum, sezyum, sodyum ve potasyum iyonları bu yolla beril yapısında yer almışlardır. Tüm yapı birimleri birbiri ile X ve Y tipi katyonlar ile bağlanır. X: Na ve Ca; Y: Mg, Fe, Al, Mn^{+2} ve Li olabilir. Mineral türleri yapıdaki X ve Y katyonlarının oranına bağlı olarak değişir. Bu değişim X bölgesinde Na ile Ca, Y bölgesinde Mg, Fe ve Mn^{+2} nin büyük çapta yer değiştirmesi ile ilgilidir (Çelik-Karakaya ve Karakaya, 2011). Mg'un yerini az miktarda Fe^{+2} alabilir. Kordiyerit çoğunlukla Mg bakımından zengindir. Mn kısmen Mg'un yerini alabilir. Al içeriği ise az miktarda değişiklik gösterir. Ayrıca c eksenine paralel olan kanallarda değişik miktarda H_2O ile az miktarda Na ve K da bulunabilir (Yeniyol, 2009).

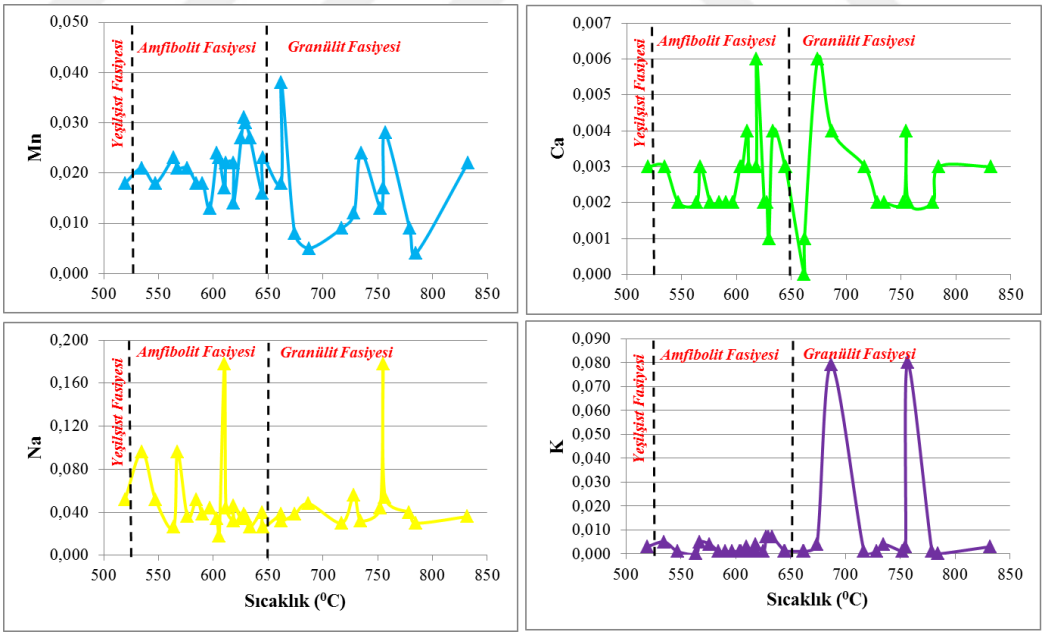
Dedetepe Metasedimanter Birliği kordiyerit minerallerinin elektron mikroprop analizleri sonucunda farklı konsantrasyonlarda Si, Al, Fe^{+2}, Mg, Mn, Ca, Na, K elementleri içerdikleri belirlenmiştir. Sıcaklık ve atomik element miktarı diyagramında düşük konsantrasyona sahip Mn, Ca, Na ve K elementlerinin konsantrasyon profilleri üst üste çakışık küme oluşturur. Mg ve Fe^{+2} daha yüksek konsantrasyonlarda bir diğer kümeyi oluşturur. Si ve Al birbirinden bağımsız element konsantrasyon profilleri sergiler (Şekil 4.238).

Si ve Al yüksek konsantrasyonda ve birbirine paralel yönelim sunar. Fe ve Mg konsantrasyonu orta düzeylerde olup birbiri ile difüzyon-kimyasal bileşim değişim konsantrasyon profilleri sergiler. Mn, Ca, Na ve K çok düşük konsantrasyonlarda olup sıcaklığa bağlı olarak farklı konsantrasyon profillerine sahiptir. Mn amfibolit fasiyesinde artan yönelim sergilerken, granülit fasiyesi başlangıcında azalan, granülit

fasiyesinin yüksek sıcaklık zonunda artan bir yönelim sunar. Ca, amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklık zonunda artan ve azalan yönelim sunarken, granülit fasiyesinin başlangıcında artan ve sıcaklık artışına bağlı olarak azalan bir yönelim gösterir. Na ve K çok düşük konsantrasyonda ve yatay trende sahiptir. Na ve K konsantrasyon profillerinde gözlenen kuvvetli pikler pinitleşme süreci ile ilgilidir (Şekil 4.239).



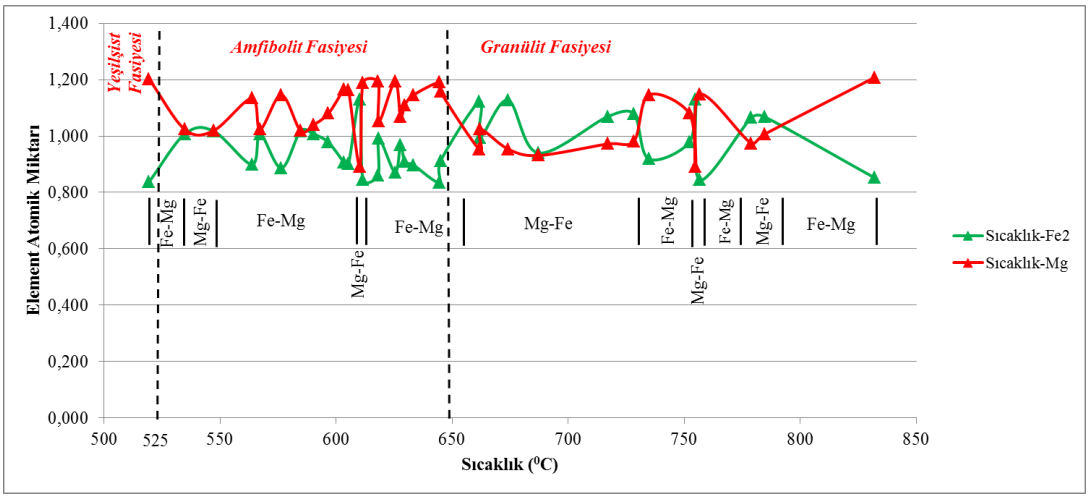
Şekil 4.238. Elementlerin sıcaklığa bağlı konsantrasyon profili grafiği.



Şekil 4.239. Konsantrasyonu az olan elementlerin profil grafiği.

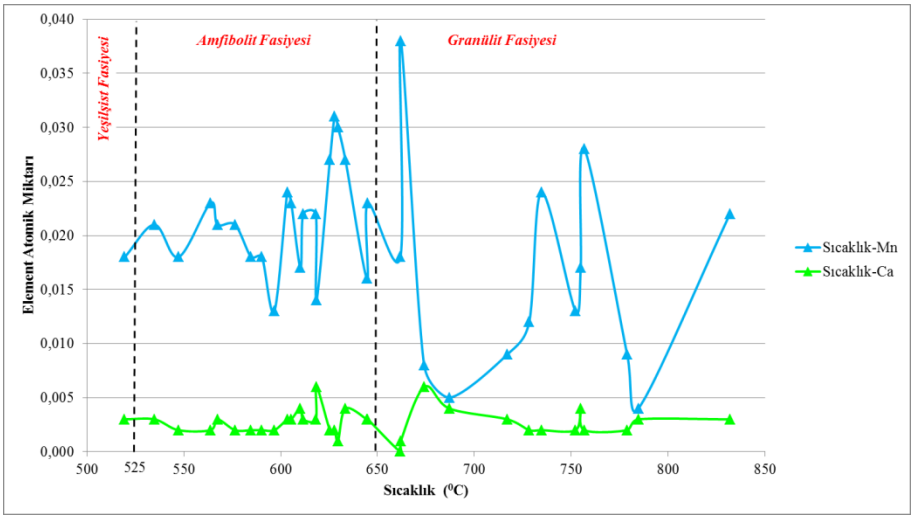
Yaklaşık aynı konsantrasyona sahip Fe^{+2}-Mg element çiftinde difüzyon ve kimyasal bileşim değişimlerinin meydana geldiği konsantrasyon profillerinden izlenmektedir. Mn-Ca element çiftinde sadece difüzyon sürecinin geliştiği buna karşılık kimyasal bileşim değişiminin gelişmediği bu elementlerin konsantrasyon profillerinden anlaşılmaktadır. Si ve Al element çiftinin konsantrasyon profilleri yaklaşık yatay olduğundan, elementler arası difüzyon ve kimyasal bileşim değişimlerinin meydana gelmediği izlenmektedir.

Şekil 4.240'da kordiyerit mineralinin artan sıcaklığa bağlı olarak Fe^{+2}-Mg konsantrasyon profillerinden kristal içerisinde gelişen difüzyon ve kimyasal bileşim değişim olayları net olarak izlenebilmektedir. Yaklaşık 547-605^{o}C sıcaklık aralığında Fe^{+2}, Mg konsantrasyon profilleri simetrik olup difüzyon sürecini yansıtmaktadır. 605^{o}C sıcaklıkta Fe^{+2} ve Mg maksimum konsantrasyona ulaşmakta, Fe^{+2} ve Mg'un yüksek yoğunluklu alandan düşük yoğunluklu alana zıt yönlü hareketi sonucunda konsantrasyon profilleri kesişmektedir. Kesişim noktasından itibaren mineral içinde kimyasal bileşim değişimi meydana gelmektedir. Bu sıcaklık değerinden sonra Fe^{+2} ve Mg konsantrasyon profilleri birbirinden simetrik olarak uzaklaşmaktadır. 660 ^{o}C sıcaklık değerinde yine Fe^{+2} ve Mg zıt yönde hareket ederek yeni bir kimyasal bileşim değişimi meydana gelmektedir. 605-660 ^{o}C sıcaklık aralığında difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri gerçekleşmektedir. 660-730 ^{o}C sıcaklık aralığında Mg kısmen homojenleşme gösterirken Fe^{+2} kısmen difüzyon etkisi de göstermektedir. 753 ^{o}C de konsantrasyon profili sıcaklık artışı olmaksızın dikleşmektedir. Bunun nedeni konsantrasyon gradyanının artmasından dolayıdır. Konsantrasyon gradyanı dikleştikçe difüzyon akısı da artar. Bu döngü 753-775 ^{o}C ve 775-788 ^{o}C sıcaklık aralıklarında tekrarlanarak mineralde kimyasal zonlanma meydana gelmektedir. Granülit fasiyesinin başlangıcında (660-730 ^{o}C sıcaklık aralığında) kimyasal bileşim bantları geniş iken, bantların genişliği artan sıcaklığa (730-788 ^{o}C sıcaklık aralığı) bağlı olarak azalır.



Şekil 4.240. Fe^{+2}-Mg element çifti konsantrasyon profillerinden, difüzyon ve kimyasal bileşim değişim olayları grafiği.

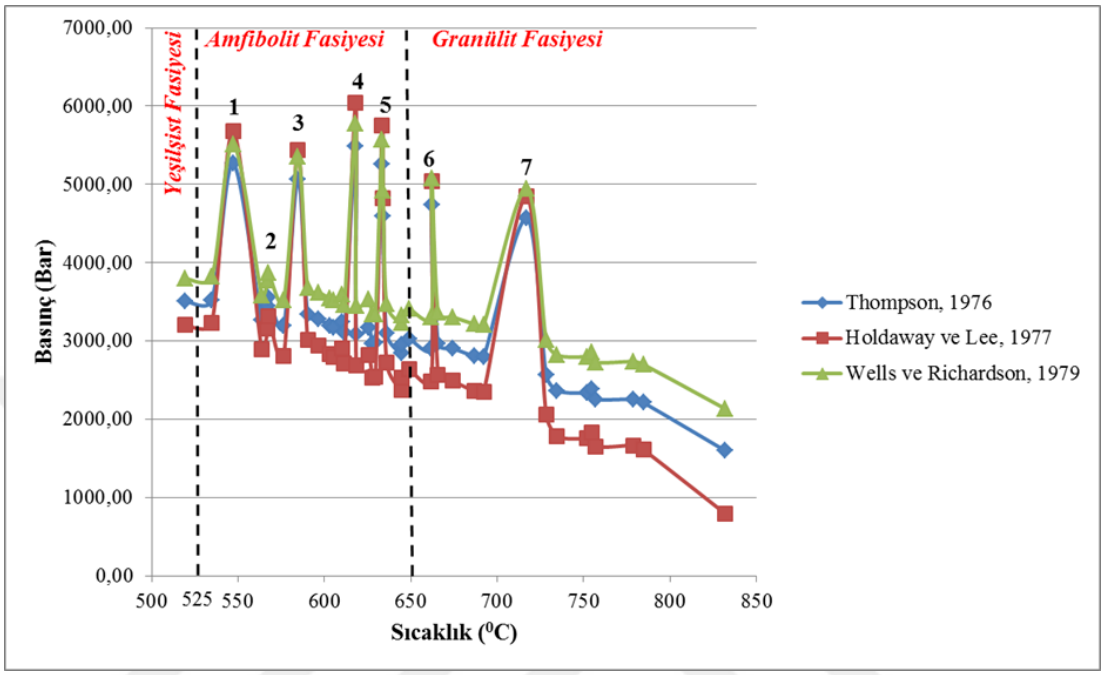
Ca-Mn element çiftinin konsantrasyon profilleri, amfibolit fasiyesi ve granülit fasiyesinin başlangıcına kadar olan sıcaklık aralığında, yaklaşık simetrik konsantrasyon profil deseni sunmaktadır. Bu sıcaklık aralığında elementler arası yer değiştirmeler gerçekleşmektedir. Granülit fasiyesinin başlangıcında her iki elementin konsantrasyon profilleri birbirine çok yaklaşmakta fakat kesişmemektedir. Bu durum elementler arası kimyasal bileşim değişiminin gelişmediğini göstermektedir. Granülit fasiyesi boyunca Ca yaklaşık sabit konsantrasyonda yataya yakın yönelim sunarken, Mn artan ve azalan konsantrasyon profiliyle difüzyon sürecinin devam ettiğini işaret etmektedir (Şekil 4.241).



Şekil 4.241. Mn-Ca element çifti konsantrasyon profilleri grafiği.

4.8.7. Sıcaklık-basınç diyagramındaki basınç piklerinin yorumu

TM ve SM nin metamorfizmasına ait sıcaklık basınç diyagramı üzerinde keskin basınç piklerinin oluşumu ile ilgili veriler değerlendirilmiştir (Şekil 4.242).



Şekil 4.242. Metamorfizmaya ait sıcaklık-basınç diyagramı.

Piklerin açıklığı veya konsantrasyon profilinin eğimi, konsantrasyon gradyanı ile ilişkilidir. Konsantrasyon gradyanı, konsantrasyon profili üzerinde herhangi bir noktanın eğimi olarak tanımlanır. Eğim dikleştikçe difüzyon akısı artar, difüze olan atom sayısı artar. Eğim azaldıkça difüzyon akısı azalır.

Piklerin daha rahat takip edilebilmesi için pikler üzerine 1'den 7'ye kadar numaralandırılmıştır. 1, 2, 3, 4, 5, 6 ve 7 rakamları ile gösterilen pik noktaları Fe^{+2}/Mg konsantrasyon gradyanını temsil etmektedir. Her bir pik noktasındaki Fe^{+2}-Mg atomik oranı çizelgede granat ve kordiyerit mineralleri için ayrı ayrı verilmiş, atomik oranlar K değeri olarak gösterilmiştir. Genel olarak 1'den 7 doğru sıcaklık artarken basınç değerleri azalmaktadır. Granat ve kordiyerit mineralinde bu noktalarda Fe^{+2}/Mg oranı yüksektir. Bu pik noktalarında Fe^{+2} yönünden zenginleşme Mg yönünden fakirleşme söz konusudur. 1nolu pik'den 7 nolu pike gelirken Fe^{+2} değerleri azalırken Mg değerleri artar. Bu veri dikkate alındığında Mg'un sıcaklık,

Fe^{+2}'nin basınç kontrolünde hareketlendiği sonucu ortaya çıkmaktadır. Ayrıca TAl ve Mn'nın, Fe^{+2} ile uyumlu olarak basınç kontrolünde, Ca'un da Mg ile uyumlu olarak sıcaklığın kontrolünde hareket ettiği anlaşılmaktadır (Çizelge 4.24).

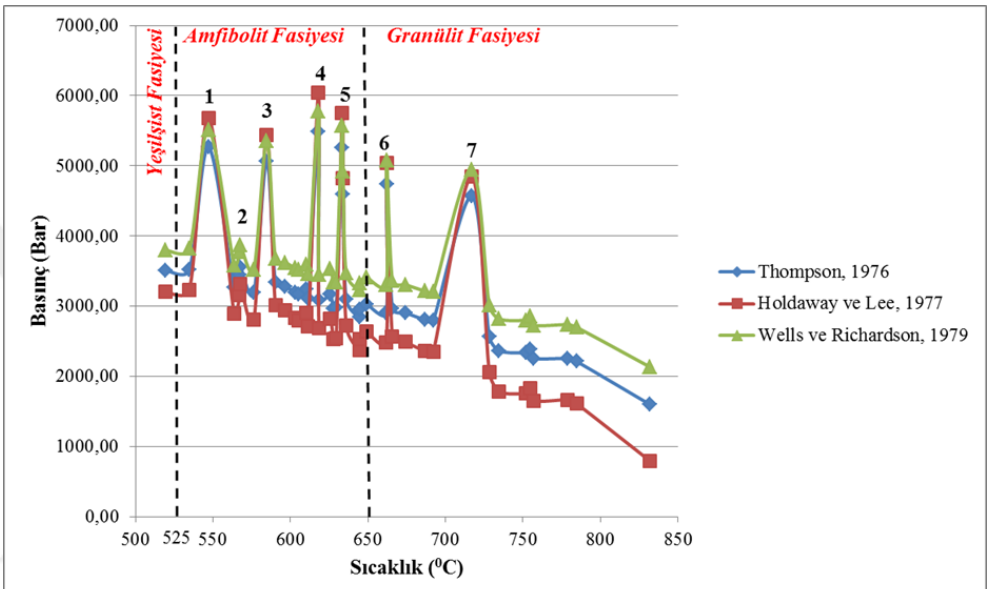
Çizelge 4.24. Sıcaklık ve basınca karşı Fe/Mg oranları.

		1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**
Sıcaklık (^oC)		**547.2**	**567.7**	**584.7**	**618.1**	**633.4**	**662**	**717**
Basınç (Bar)	Thompson, 1976	5263.8	3558.8	5067.8	5483.6	5261.5	4735.04	4567.8
	Holdaway ve Lee, 1977	5677	3311.3	5434.6	6043.9	5746.4	5034.65	4847.2
	Wells ve Richardson, 1979	5516.3	3874.7	5348.9	5772.5	5566.3	5072.91	4944
Atomik oran	Fe^{+2} **(granat)**	2.829	3.298	2.564	2.669	2.532	2.386	2.539
	Mg **(granat)**	0.203	0.258	0.22	0.325	0.315	0.294	0.382
K=(Fe/Mg)		**13.936**	**12.78**	**11.655**	**8.212**	**8.038**	**8.116**	**6.647**
Atomik oran	Fe^{+2} **(kordiyerit)**	1.018	0.573	1.018	0.860	0.897	0.995	1.069
	Mg **(kordiyerit)**	1.019	0.410	1.019	1.193	1.146	1.025	0.972
K=(Fe/Mg)		**0.999**	**1.40**	**0.999**	**0.721**	**0.783**	**0.971**	**1.099**

4.8.8. Sıcaklık-basınç diyagramı ile kimyasal bileşim değişiminin karşılaştırılması

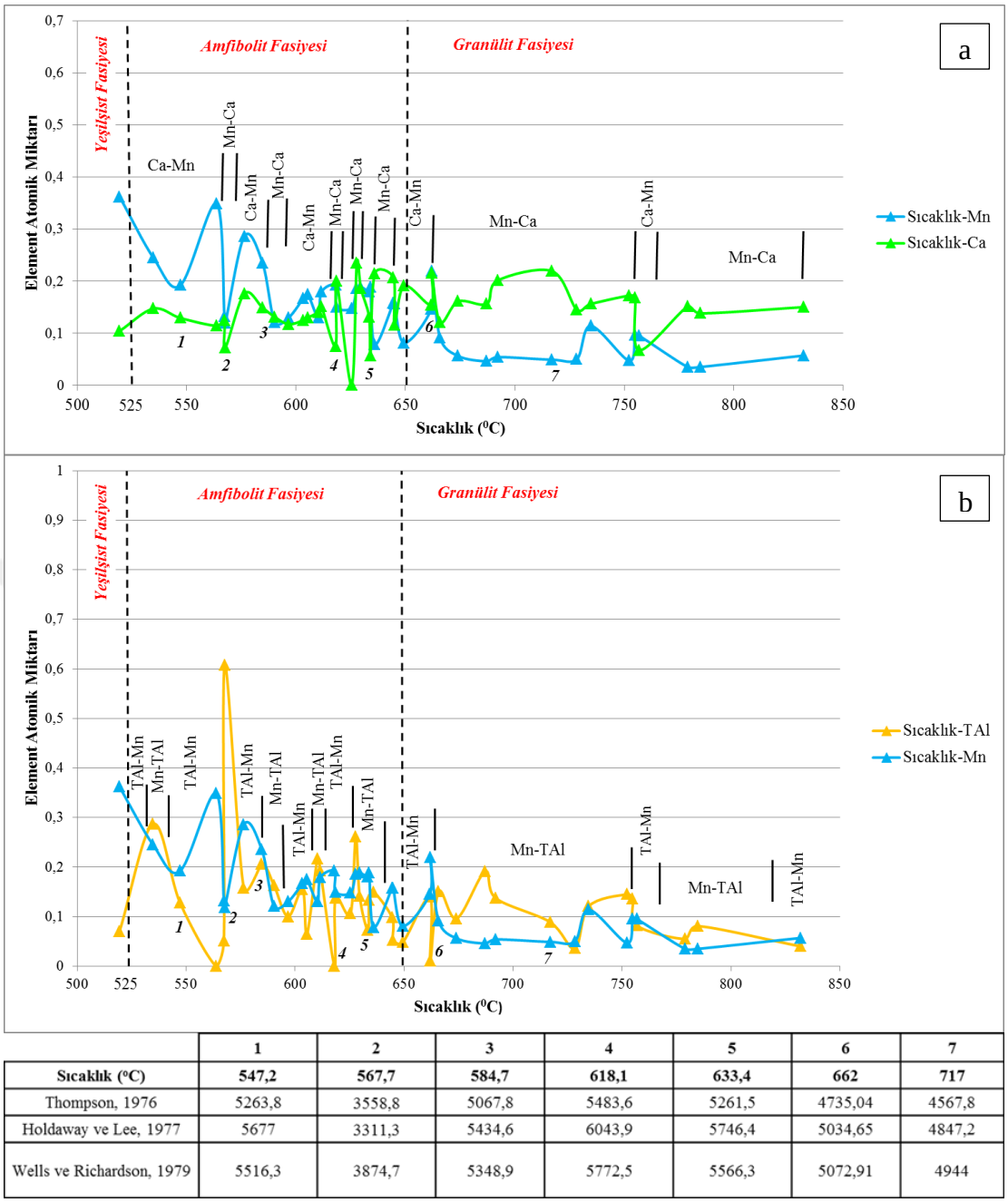
P/T diyagramında gözlenen keskin piklerin sıcaklık değerleri ile amfibolit ve granülit fasiyesindeki element çiftlerinin konsantrasyon profillerindeki kimyasal bileşim değişimlerinin geliştiği sıcaklık değerleri karşılaştırıldığında birbirleri ile büyük uyum içerisindedir (Şekil 4.243). 1 ve 2 numaralı pik sıcaklık değerleri, amfibolit fasiyesi düşük sıcaklık zonundaki kimyasal bileşim değişim sıcaklık değerleri ile uyumludur. 3, 4 ve 5 numaralı pik sıcaklık değerleri, amfibolit fasiyesi yüksek sıcaklık zonundaki kimyasal bileşim değişim sıcaklık değerleri ile uyum

içerisindedir. 6 ve 7 numaralı pik sıcaklık değerleri granülit fasiyesindeki kimyasal bileşim değişim sıcaklık değerleri ile büyük uyum içerisindedir (Şekil 4.244a, b, 245a, b). Bu veriler basınç piklerinin, kimyasal bileşim değişiminin gerçekleştiği noktalara karşılık geldiğini göstermektedir. Kimyasal bileşim değişimleri, amfibolit fasiyesinde kısa sıcaklık değerlerinde dar bantlar halinde sık aralıklarla gelişirken, granülit fasiyesinde geniş sıcaklık aralıklarında az sayıda ve daha geniş bantlar halinde gelişmiştir.



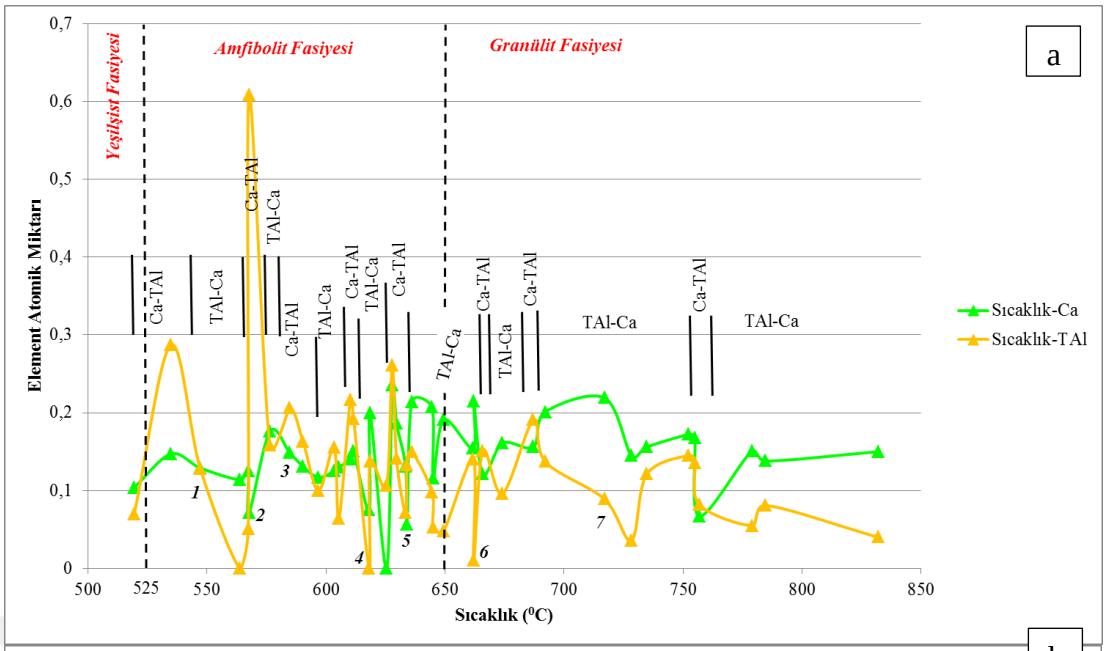
	1	2	3	4	5	6	7
Sıcaklık (°C)	**547,2**	**567,7**	**584,7**	**618,1**	**633,4**	**662**	**717**
Thompson, 1976	5263,8	3558,8	5067,8	5483,6	5261,5	4735,04	4567,8
Holdaway ve Lee, 1977	5677	3311,3	5434,6	6043,9	5746,4	5034,65	4847,2
Wells ve Richardson, 1979	5516,3	3874,7	5348,9	5772,5	5566,3	5072,91	4944

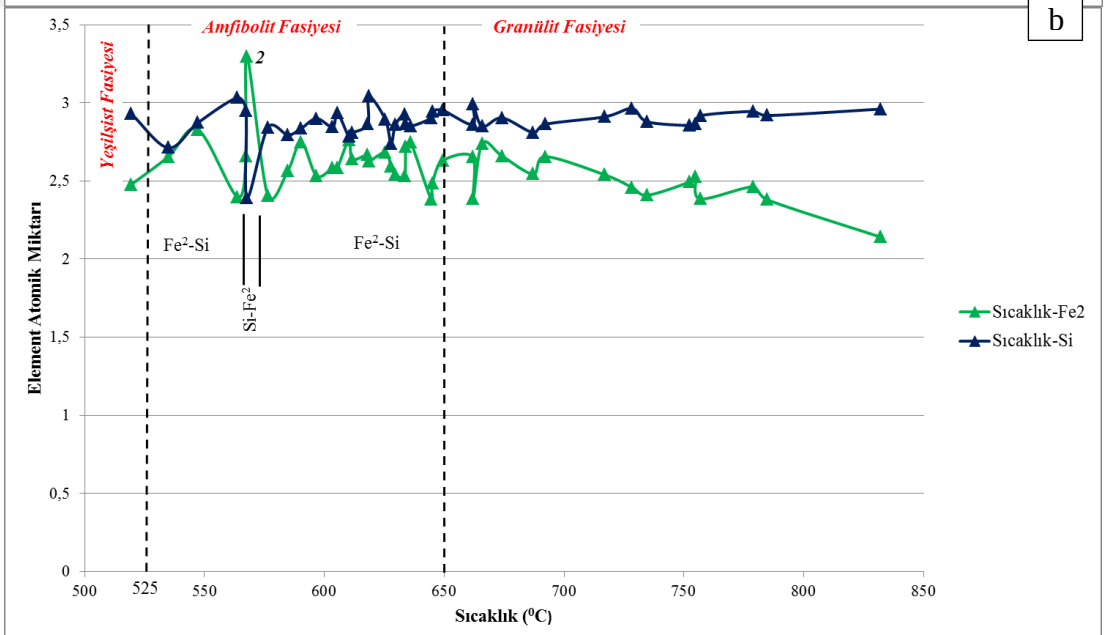
Şekil 4.243. Sıcaklık-basınç diyagramındaki keskin basınç piklerinin grafiği.



	1	2	3	4	5	6	7
Sıcaklık (°C)	**547,2**	**567,7**	**584,7**	**618,1**	**633,4**	**662**	**717**
Thompson, 1976	5263,8	3558,8	5067,8	5483,6	5261,5	4735,04	4567,8
Holdaway ve Lee, 1977	5677	3311,3	5434,6	6043,9	5746,4	5034,65	4847,2
Wells ve Richardson, 1979	5516,3	3874,7	5348,9	5772,5	5566,3	5072,91	4944

Şekil 4.244. a) Ca-Mn ve b) TAl-Mn çiftindeki kimyasal bileşim değişimi noktalarındaki sıcaklıkları ile keskin basınç piklerindeki sıcaklıkların uyumu.





	1	2	3	4	5	6	7
Sıcaklık (°C)	**547,2**	**567,7**	**584,7**	**618,1**	**633,4**	**662**	**717**
Thompson, 1976	5263,8	3558,8	5067,8	5483,6	5261,5	4735,04	4567,8
Holdaway ve Lee, 1977	5677	3311,3	5434,6	6043,9	5746,4	5034,65	4847,2
Wells ve Richardson, 1979	5516,3	3874,7	5348,9	5772,5	5566,3	5072,91	4944

Şekil 4.245. Ca-TAl ve Si-Fe^{+2} çiftindeki kimyasal bileşim değişimi noktalarındaki sıcaklıkları ile keskin basınç piklerindeki sıcaklıkların uyumu.

4.9. Jeodinamik evrim

Prekambriyen temel ve Paleozoyik yaşlı birimlerin jeolojik evrimi iki ayrı başlık halinde verilmiştir.

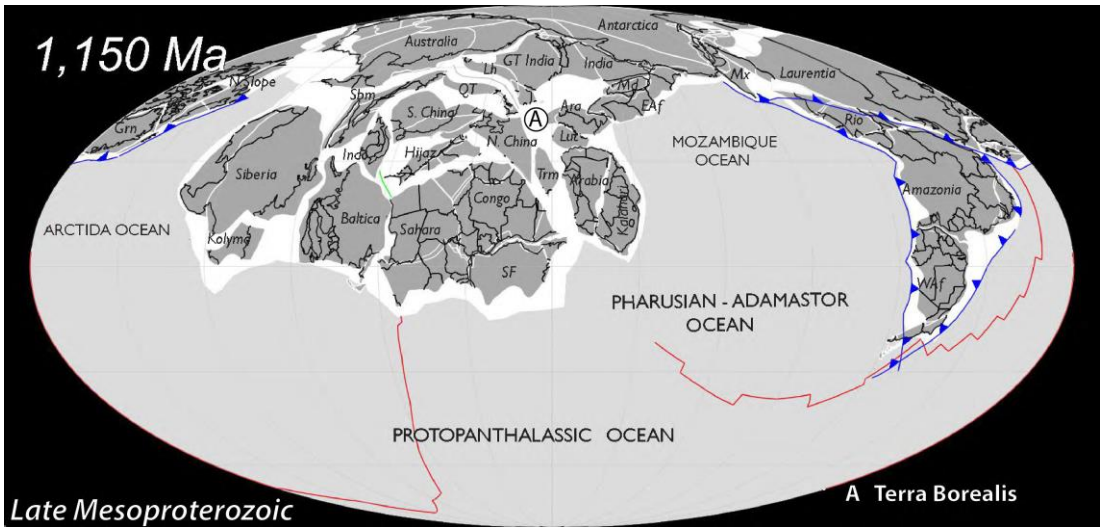
4.9.1. Pan-Afrikan evre jeodinamik evrim

Batıda Menderes Masifi, doğuda ise Bitlis Masifi'nin Prekambriyen yaşlı çekirdek kayalarının evrimlerinin Pan-Afrikan Orojenezi ile ilişkilidir (Şengör vd., 1984). Pan-Afrikan Orojenezi, 950-450 My zaman aralığında Gondvana'nın bütünleşmesi ile ilişkili yitim, çarpışma ve kenetlenme süreçlerini kapsayan, çok evreli bir orojenik olaylar dizisini tanımlamaktadır (Kröner, 1984). Pan-Afrikan orojenezi sadece Afrika kıtası ile sınırlı olmayıp, tüm Gondvana içerisinde gerçekleşen jeolojik olayları kapsamaktadır.

Neoproterozoyik'teki kıta dağılımında Antartika, Avustralya, Madagaskar, Sri Lanka ve Hindistan'dan yapılı Doğu Gondvana (Kuzey Rodinya) ile başlıca Afrika ve Güney Amerikayı içine alan Batı Gondvana'nın (Güney Rodinya) Mozambik Okyanusu ile birbirinden ayrıldığı görüşü yaygındır (Daiziel, 1991, Stern, 1994; Wilson vd., 1997).

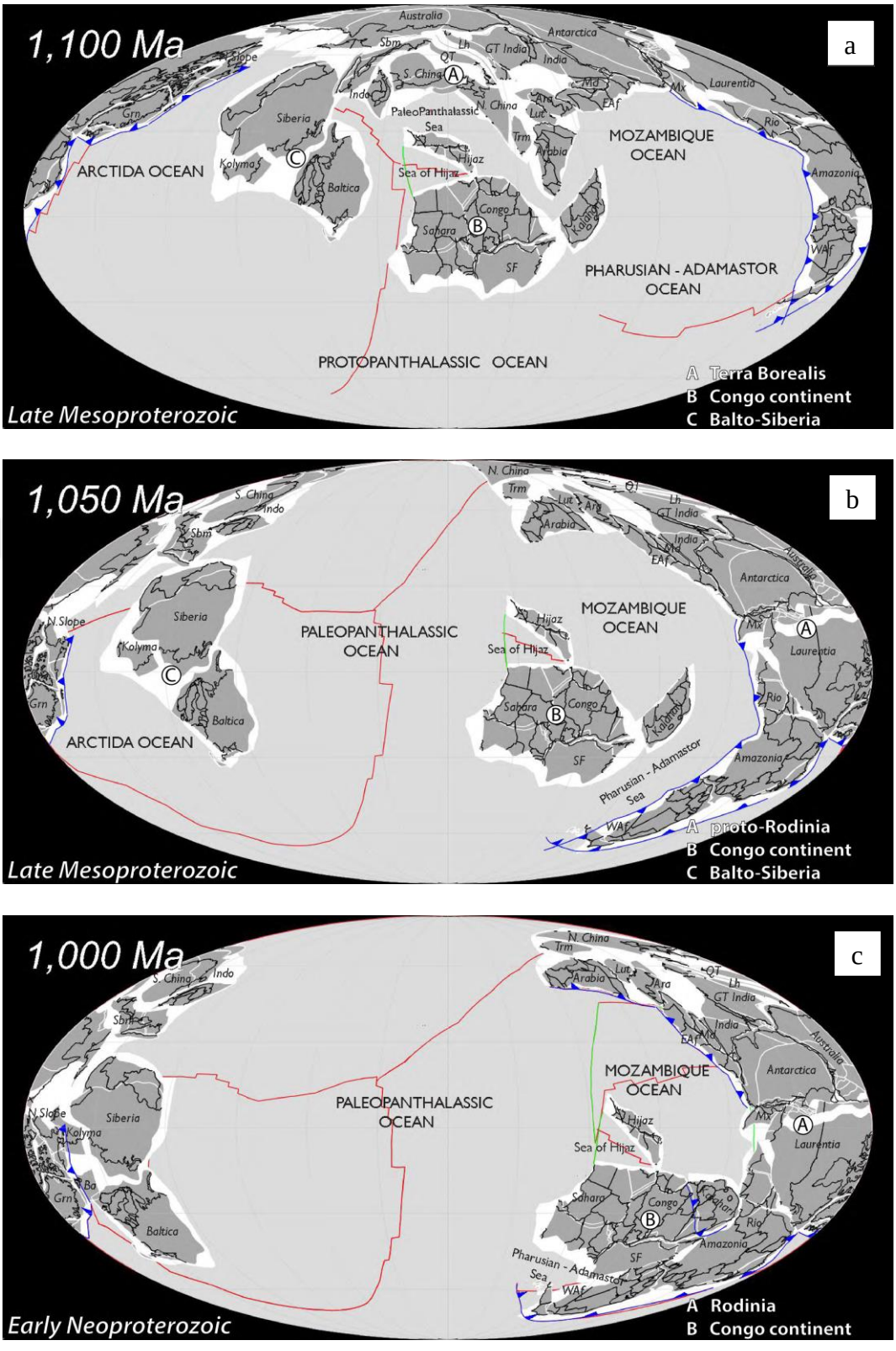
Aşağıda Pan-Afrkian evrenin oluşumu ile ilgili olarak, Scotese (2017)'un yaptığı paleotektonik haritalardan faydalanılmıştır.

Pasifik okyanusu büyüklüğündeki Mozambik okyanusunun 1150 My önce Mezoproterozoyik dönemde, Pasifik okyanusu büyüklüğünde olduğu belirtilmiştir (Şekil 4.246). Kongo kıtası ve Balto-Sibirya, PaleoPanthalasik Denizi'ni ve Hicaz Denizi'ni oluşturan riftleşme ile Terra Borealis'ten ayrılmış, Arabistan ve Kalahari kratonlarıda birbirinden uzaklaşmıştır.



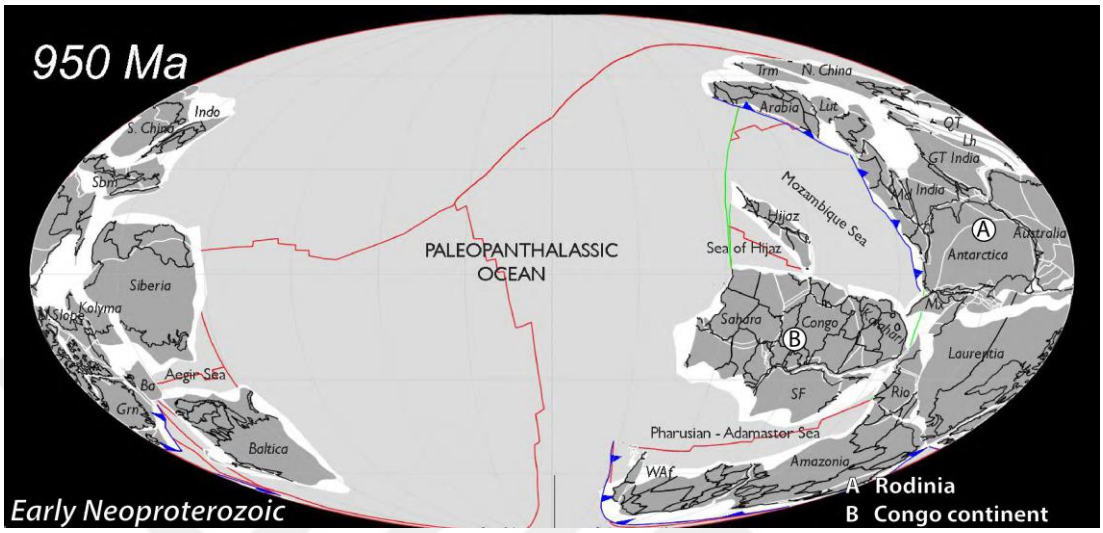
Şekil 4.246. 1150 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritaları.

1100 - 1000 My: Bu evrede PaleoPanthalasik Okyanusu, ProtoPanthalasik Okyanusu'na göre genişlemeye devam etmiştir. Balto-Sibirya, Rodinya'yı oluşturan Grenvill kıtası ile; Kongo kıtası da Rodinya'nın güneybatı kenarıyla çarpışmıştır (Şekil 4.247a, b, c).



Şekil 4.247. a) 1100 My b) 1050 My c) 1000 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritaları.

1000 - 950 My: Kongo kıtası ile Amazonya kıtası arasındaki Pharus-Adamaster Okyanusunun açılması ile birbirinden uzaklaşmıştır. Kongo kıtasının Mozambik Denizi'ne doğru hareket etmesi ile Mozambik Denizi kapanmaya başlamıştır. Baltika, Sibirya'dan Aegir Denizi'ni açan riftler ile birbirinden ayrılır (Şekil 4.248).

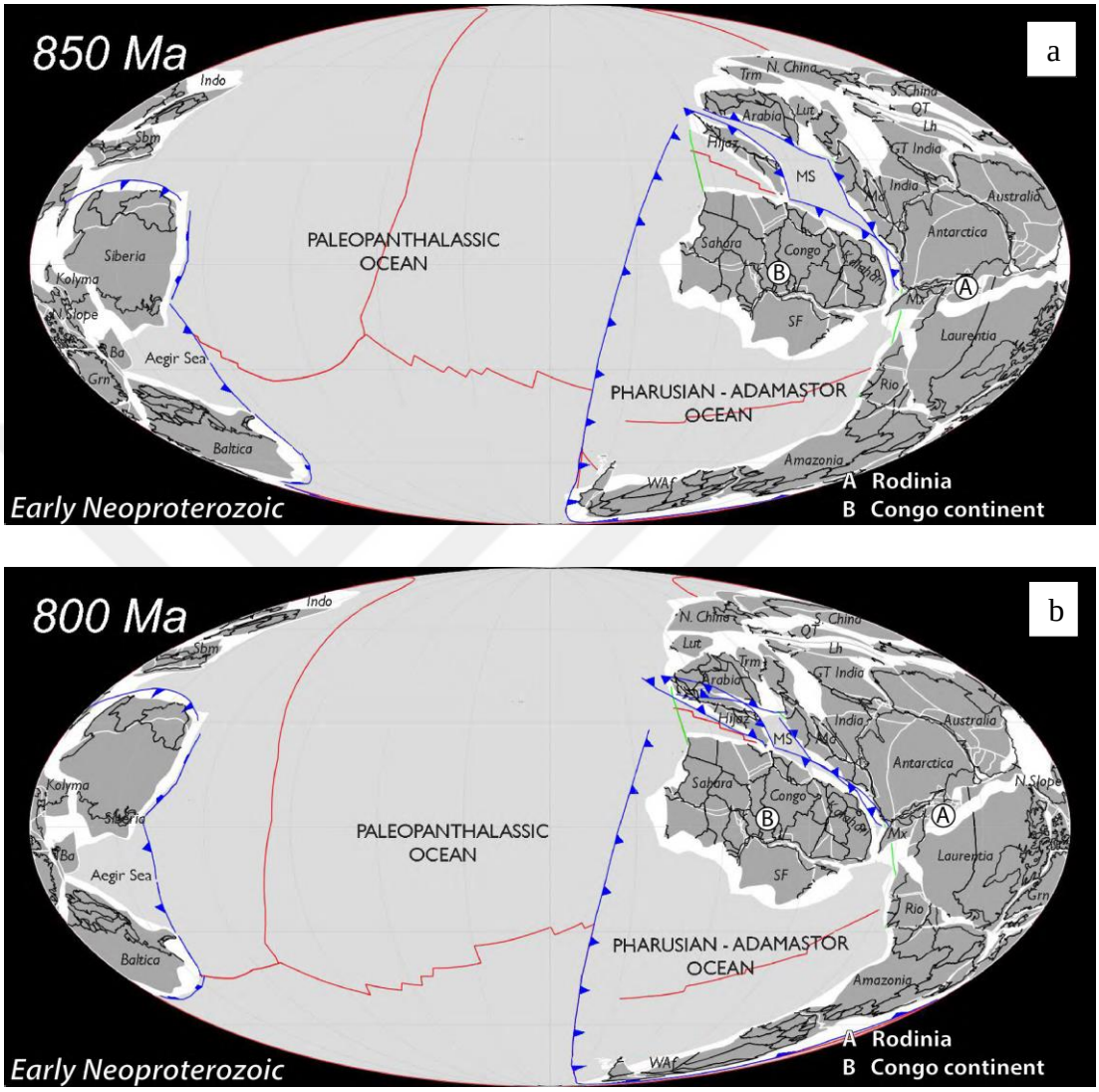


Şekil 4.248. 950 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritası.

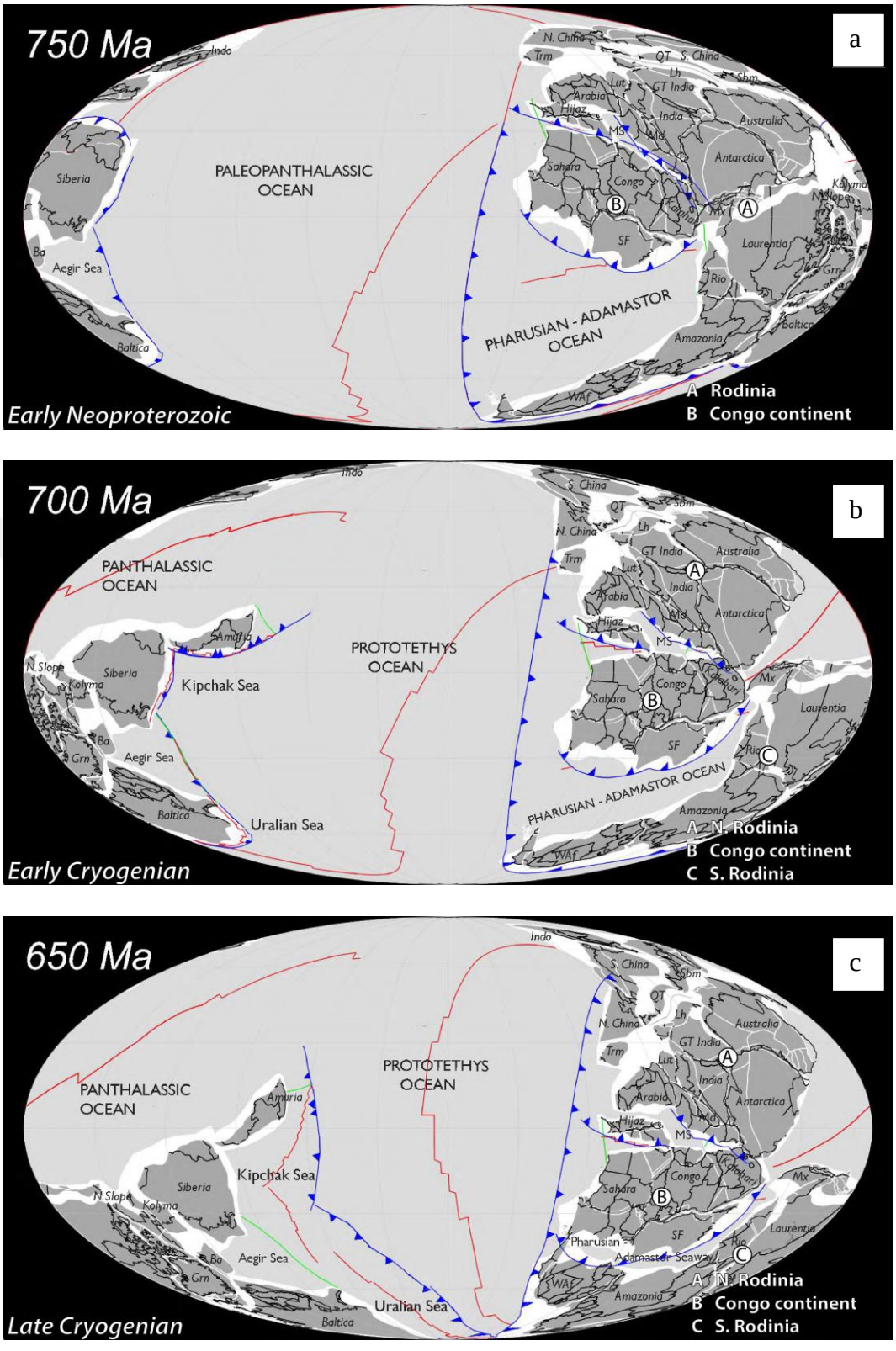
900-800 My: Kongo Kıtasının kuzeye hareketi ile daralan Mozambik Denizinin Rodinya'nın kuzeyi ve Kongo Kıtasının altına dalmasıyla Mozambik Denizi kapanmaya başlamıştır. Mozambik Denizi daraldığı için güneyde Pharusian-Adamastor Okyanusu genişlemeye devam etmiştir (Şekil 4.249a, b).

800-600 My: 750 My da bu evrede Kongo Kıtasının güneyi yitim zonu haline dönüşmüş, Pharusıan -Adamastor Okyanus ortası sırtı, Kongo Kıtasının güney sınırı boyunca dalmaya devam etmiştir (Şekil 4.250a). 750 My Mozambik Denizinin iyice kapanması ile Kongo Kıtası ve Kuzey Rodinya çarpışmıştır. Bu kuşak içerisindeki kayalar granülit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Granulit fasiyesi metamorfizma yaşları 715 - 650 My arasında değişmektedir. Bu granulitler Kenya, Tanzanya, Malawi, Sudan ve Mozambik'de geniş alanlarda yüzeylemektedir.700 My gelindiğinde Rodinya kıtası parçalanmaya başlamış aradaki Panthalasik Okyanusu'nun açılması ile Kuzey Rodinya, Güney Rodinya'dan uzaklaşmıştır. Kuzey Rodinya ile Kongo Kıtası arasında Mozambik Denizi gelişmiştir (Şekil 4.250b). Kongo Kıtasından, Hicaz Mikro Kıtası riftleşerek ayrılmıştır.650 My Pharusian-Adamastor Okyanusu, Kongo Kıtasının güney kenarı boyunca, Hicaz Denizi kuzeye

Hicaz Mikro levhasının altına, Mozambik Denizi, Kuzey Rodinyanın altına dalarak aradaki okyanusal/denizel alanların kapanmasına neden olmuştur (Şekil 4.250c).



Şekil 4.249. a) 850 My b) 800 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritaları.



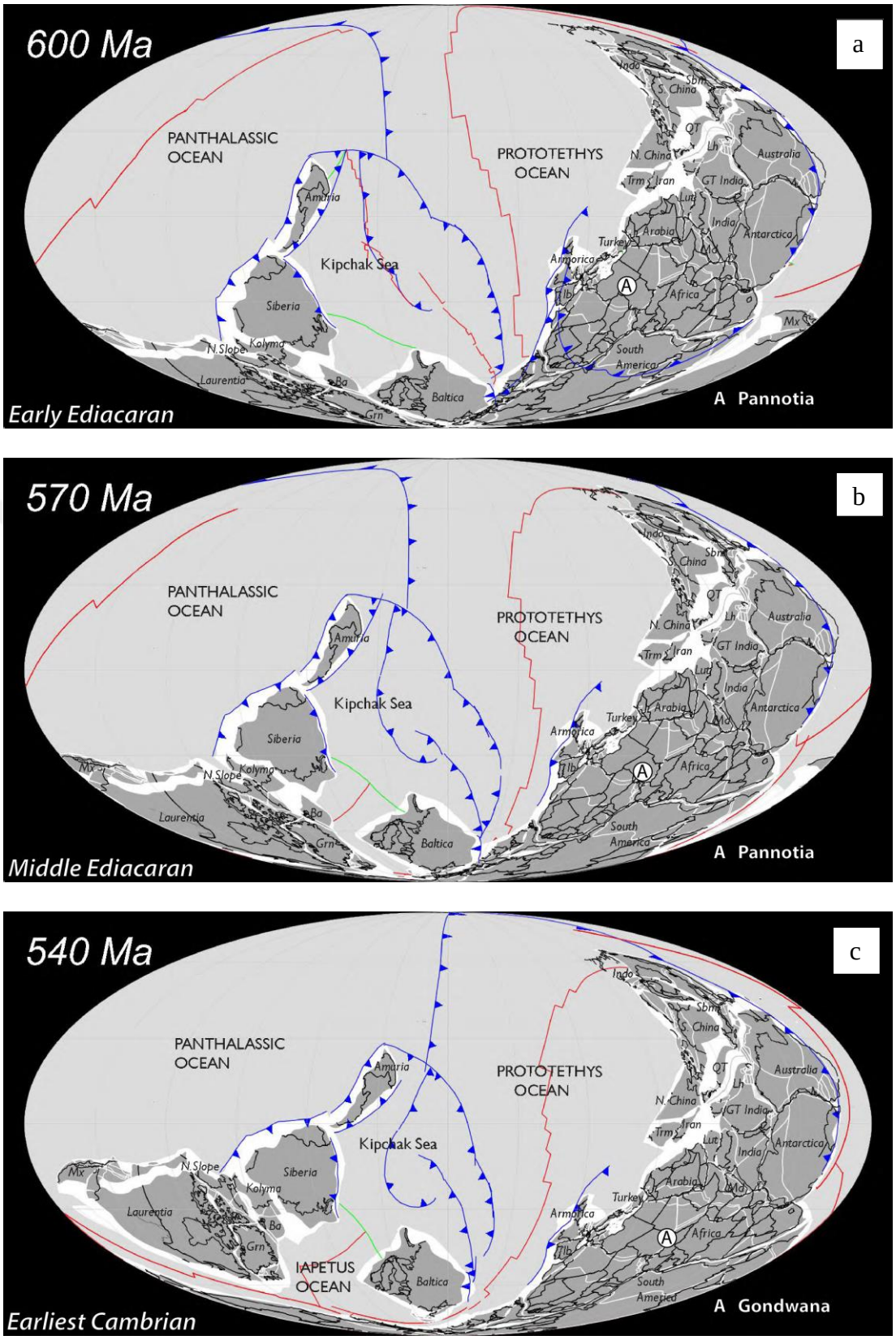
Şekil 4.250. a) 750 My b) 700My c) 650 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritaları.

600 – 540 My: 600 My gelindiğinde aradaki okyanusal alanların kapanması ile Kuzey Rodinya, Kongo ve Güney Rodinya kıtasal alanları birleşerek Pannotiya (Super Gonduvana) kıtasını oluşturmuştur. Aynı dönemde Iapetus Okyanusu açılmış, Sibirya ve Lavrentia arasındaki 1500 km sağ yanal doğrultu atımlı fay gelişmiştir (Şekil 4.251a, b, c).

Kuzey Rodinya (Doğu Gondvana) ve Kongo kıtası (Batı Gondvana) arasındaki okyanusal alanların kapanması ile Madagaskar, Hindistan, Sri Lanka ve Doğu Antartika'daki granulitler 620 - 520 My arasında, ortalama 550 My'da yoğunlaşan metamorfizmaya uğramıştır (Candan vd., 2011a, b).

Son yıllarda, Mozambik Kuşağı içerisinde yer alan kuzey Malawi'de orta-sıcaklık koşullarında bir yüksek-basınç metamorfizmasını tanımlayan eklojitlerin varlığı belirlenmiştir (Ring vd., 2002). Bunlardan seçilen zirkonlardan Pb/Pb yöntemine göre 530-500 My arasında değişen ve yüksek basınç metamorfizması yaşı olarak yorumlanan yaşlar elde edilmiştir. Dolayısıyla araştırıcılara göre Doğu-Batı Gondvana'nın çarpışması ve Mozambik Okyanusu ve/veya ona ilişkin diğer okyanusal havzaların final kenetlenme zamanları Kambriyen'dir.

Mozambik Okyanusun kapanması ve Doğu - Batı Gondvana kıtalarının çarpışması, günümüz Afrika Kıtası'nın doğu kıyısı boyunca uzanan, KG gidişli bir orojenik kuşak gelişimine neden olmuştur. Bu kuşak 'Mozambik kuşağı' veya 'Doğu Afrika Orojeni' olarak adlandırılmaktadır (Stern, 1994).



Şekil 4.251. a) 600 My b) 570My c) 540 My önceki okyanusal ve kıtasal alanların Paleotektonik haritaları.

Mozambik Kuşağı ana hatlarıyla yüksek dereceli metamorfizma ve yaygın granülit oluşumu ile karakterize olmaktadır. Genel anlamda bu granülit oluşumları Mozambik Okyanusu'nun, Doğu-Batı Gondvana kıtalarının çarpışması sonucu, kabuk kalınlaşması ile ilişkilendirilmektedir. Doğu-Batı Gondvana'nın birleşme zamanının belirlenmesinde granülit fasiyesi metamorfizmasının yaşının etkili olduğu ileri sürülmüştür (Stern, 1994).

Candan, vd., (2011b) Menderes Masifi'nin çekirdek serilerindeki granülit ve eklojit fasiyesi metamorfizma yaşlarının Mozambik Kuşağı'ndaki süreçlerle zamansal ve tektonik ortam açısından büyük uyum sunduğunu belirtmişlerdir. Çeşitli jeolojik veriler ve korelasyonlara dayalı olarak Anadolu'nun bu dönemdeki konumu için Mozambik Kuşağı'nın en kuzeyinde, Arap Yarımadası'nın batı kesimi önerilmektedir (Şengör vd., 1984; Koralay vd., 2005). Günümüzde Menderes Masifi ve Mozambik Kuşağı arasındaki doğrudan bağlantı Alpin deformasyonu nedeniyle kopmuştur. Buna karşın masiften elde edilen granülit ve eklojit fasiyesi yaşları Türkiye'deki Menderes ve Bitlis Masifleri gibi Pan-Afrikan temel içeren alanların Mozambik Okyanusu ile deneştirilmesini mümkün kılmaktadır (Candan, 2011a). Bunlara ek olarak aynı veriler okyanusun kapanması ve Doğu-Batı Gondvana'nın final çarpışmasının Prekambriyen-Kambriyen sınırında gerçekleştiği düşüncesini de desteklemektedir.

Menderes ve Bitlis Metamorfitlerinde Prekambriyen yaşlı çekirdek kayaları tanımlanmış olmasına rağmen OAKK'da Prekambriyen yaşlı istifin varlığı ortaya konmamıştır. Radyometrik yaş bulgularının (zirkon, U/Pb yaşı) Prekambriyen temelin varlığını işaret ettiği vurgulanmış, fakat Prekambriyen istif OAKK içerinde haritalanmamıştır.

OAKK içerisinde litolojik ve stratigrafik özellikleri ilk defa bu çalışmada tanımlanan Prekambriyen yaşlı (Mezoproterozoyik) granülit fasiyesi kayaları, Dedetepe Metasedimanter Birliği olarak adlandırılmış ve haritalanmıştır. Dedetepe Metasedimanter Birliğin'den radyometrik yaş tayinleri yapılmamıştır. Prekambriyen temele ait radyometrik yaşlar, magmatik kayalardan elde edilen U/Pb, zirkon çekirdek yaşlarına dayanmaktadır.

Temelden kopartılan Prekambriyen yaşlı istif genç tektonik düzlemler arasında allokton kütleler halinde gözlenir. Jeotermobarometre ve petrolojik çalışmalardan elde edilen veriler Dedetepe Metasedimanter Birliğinin üst amfibolit–granülit fasiyesinin başlangıcında metamorfizma geçirdiğini ortaya koymuştur.

Navruztepe Metasedmanter Takımından elde edilen paleontolojik yaşlar Silüriyen-Devoniyen aralığını göstermektedir. Akritarklardan elde edilen fosil bulguları Kambriyen yaşını vermektedir. Bu veriler Navruztepe Metasedimanter Birliğinin Paleozoyik boyunca Prekambriyen bir temel üzerinde çökeldiğini işaret etmektedir.

Alpin evre deformasyonlar nedeniyle Prekambriyen-Kambriyen dokanağı arazide gözlenmemiştir. Gözlenmemesine rağmen Paleozoyik istifin Prekambriyen metamorfik temel üzerine uyumsuz olarak çökelmesi gerektiği ifade edilebilir.

Magmatik kayalardan elde edilen radyometrik yaş bulguları, Dedetepe Metasedimanter Birliğinin granülit fasiyesinde metamorfize olması, üzerine Paleozoyik çökelme yaşlı, Üst Kretase metamorfizma yaşlı Navruztepe Metasedimanter Birliğinin uyumsuz olarak gelmesi Dedetepe Metasedimanter Birliğinin Pan-Afrikan evrede deformasyona uğradığını işaret etmektedir.

Dedetepe Metasedimanter Birliğinin çökelme yaşı ve Geç Proterozoyikteki granülit fasiyesi metamorfizması dikkate alındığında, Dedetepe Metasedimanter Birliğinin, Pan-Afrikan evrede metamorfize olan Menderes - Bitlis Metamorfitlerinin çekirdeğindeki istiflerle ilişkilendirilebileceğini göstermektedir.

4.9.2. Alpin evre jeolojik evrim

OAKK'nın jeolojik ve jeodinamik evrimi ile ilgili olarak yapılan çalışmalarda başlıca iki model ileri sürülmüştür.

1. Ada yayı modeli (Seymen, 1982; Şengör ve Yılmaz, 1981; 1983, Görür vd., 1984; Erler vd., 1991; Whitney ve Dilek, 1997; Kadıoğlu vd., 2003, 2006)

2. Çarpışma modelidir (Erler vd., 1991; Göncüoğlu vd., 1991, 1992, 1993, 1994; Akıman vd., 1993; Tüysüz, 1993, 1996; Erler ve Bayhan, 1995; ; Erler ve Bayhan,

1995; Yalınız vd., 1999, 2000; Boztuğ, 2000; Düzgören-Aydın vd., 2001, Köksal vd., 2012).

4.9.2.1. Ada Yayı Modeli

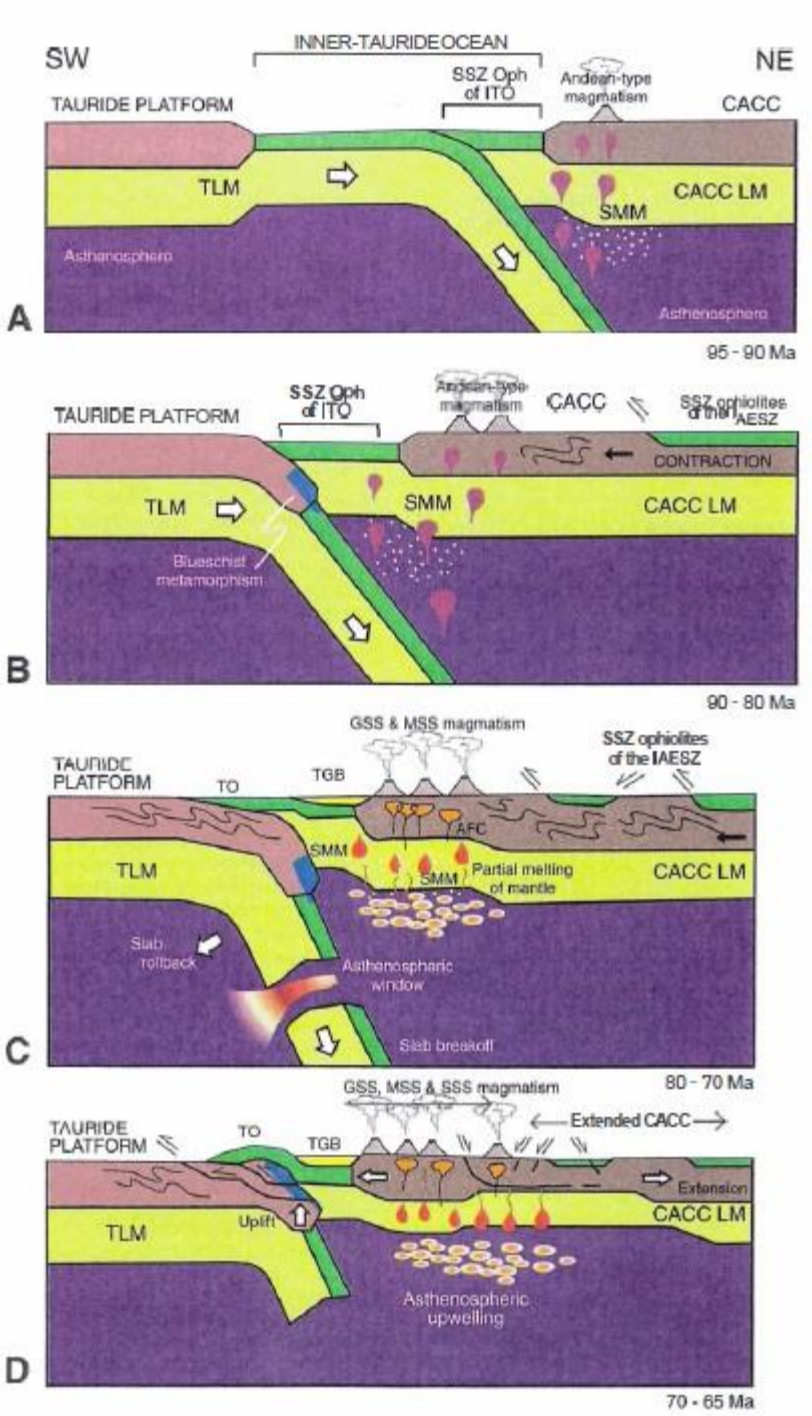
Ada yayı modelinde Triyas sonuna doğru açılmaya başlayıp, Geç Kretase döneminde kuzeye doğru yitimle kapanan 'İzmir-Ankara-Erzincan' ve 'İç Toros Okyanusu'nun jeolojik evrimi ile metamorfik ve magmatik kayalar oluşmuştur.

Kadıoğlu vd., (2006) OAKK Plütonlarının tektonik evrimini, İç Torid Okyanusunun kapanması sırasında OAKK'nin altına kuzeye dalmasıyla ortaya çıkan And tipi kalk-alkalin, yay magmatizması ile ilişkilendirmiştir (Şekil 4.252A) (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür vd., 1984, 1998; Kadıoğlu vd., 2003).

Neotetis denizinin kapanması sırasında, OAKK'nın altına daldırılan bir dalma zonunda, dalan İç Torid Okyanusuna ait okyanusal levhanın erimesiyle oluşan uçucu zengin sıvılar, üst manto kamasını metazomatize etmiştir.

Kompleksin batı kenarında İç Torid Okyanusunun kapanması sırasında okyanusal litosferin yitimiyle, dalma zonunda İç Torid Okyanusuna ait okyanusal levhanın erimesiyle oluşan uçucu zengin sıvılar, üst manto kamasını metazomatize etmiştir. Metasomatizma sonucu üst manto kamasında oluşan eriyikler, kıtasal kabuğa enjekte edilerek, kabuğun kısmen erimesine neden olmuştur. Kalk-alkali magmaları üreten asimilasyon, karıştırma ve birleşmeyi içeren manto ve kabuktan türetilmiş magmaların birbirileri ile etkileşmi sonucu granit süper suitinin gelişimine neden olmuştur (Şekil 4.252B ve C; Kadıoğlu vd., 2003, 2006; İlbeyli vd., 2004).

Kuzeydoğu daldırma yitim zonundaki İç Torid okyanusal litosferinin çöküşü ve Torid platformunun kuzey kenarına başlangıçtaki yay-önü ofiyolitlerinin yerleştirilmesinin ardından, yitim, kıtasal kabuğun yüzen platformunun alt katmanı tarafından durduruldu. Dalan Torid litosferik manto diliminin ön kenarı dilim kopması sebebiyle astenosferik pencerenin gelişmesine neden olmuştur (Şekil 4.252C). Bu astenosferik ısı kaynağı, üst kabukta monzonit süper suitinin yüksek-K şoşonitik, adakit benzeri magmalarını ve daha sonra siyenit süper suitinin daha zenginleştirilmiş alkali magmalarını ürettiği düşünülmektedir (Şekil 4.252D).



Şekil 4.252. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının Kretase dönemindeki tektonik modeli (Kadıoğlu vd., 2006'dan alınmıştır.). Subduction modifiye mantosu (SM-M). AFC-asimilasyon fraksiyonel kristallenme; CACC LM—Orta Anadolu Kristalen Kompleksi litosferik mantosu; GSS-granit supersuiti; IAESZ- İzmir-Ankara-Erzincan sütur zonu; IT-İç Toros Okyanusu; MSS-monzonit süper suiti; SMM-subduction modifiye manto; SSS-siyenit süpersuiti; SSZ-suprasubduction zonu; TGB-Tuzgolü baseni; TLM-Torid litosferik mantosu; TO-Torid ofiyolitleri.

4.9.2.2. Çarpışma Modeli

Tüysüz (1993, 1996), Göncüoğlu vd. (1991, 1992, 1993, 1994), Boztuğ (1998, 2000), Köksal vd., (2012) in çalışmalarında, Kırşehir bloğunun jeodinamik evrimi ile ilgili yay modeli'ni öne süren araştırıcıların görüşlerinden farklı olarak, 'çarpışma modeli' önerilmektedir.

Araştırmacılara göre Kırşehir Metamorfitlerindeki pelitiklerle başlayıp metakarbonatlarla sonlanan metamorfik dizilim, genel olarak kırıntılı malzeme ile beslenen, daha derin kesimlerde karbonatların çökeldiği, olasılıkla kıta şelfine ait bir ortamı yansıtan Atlantik tipi bir kıta kenarını temsil etmektedir.

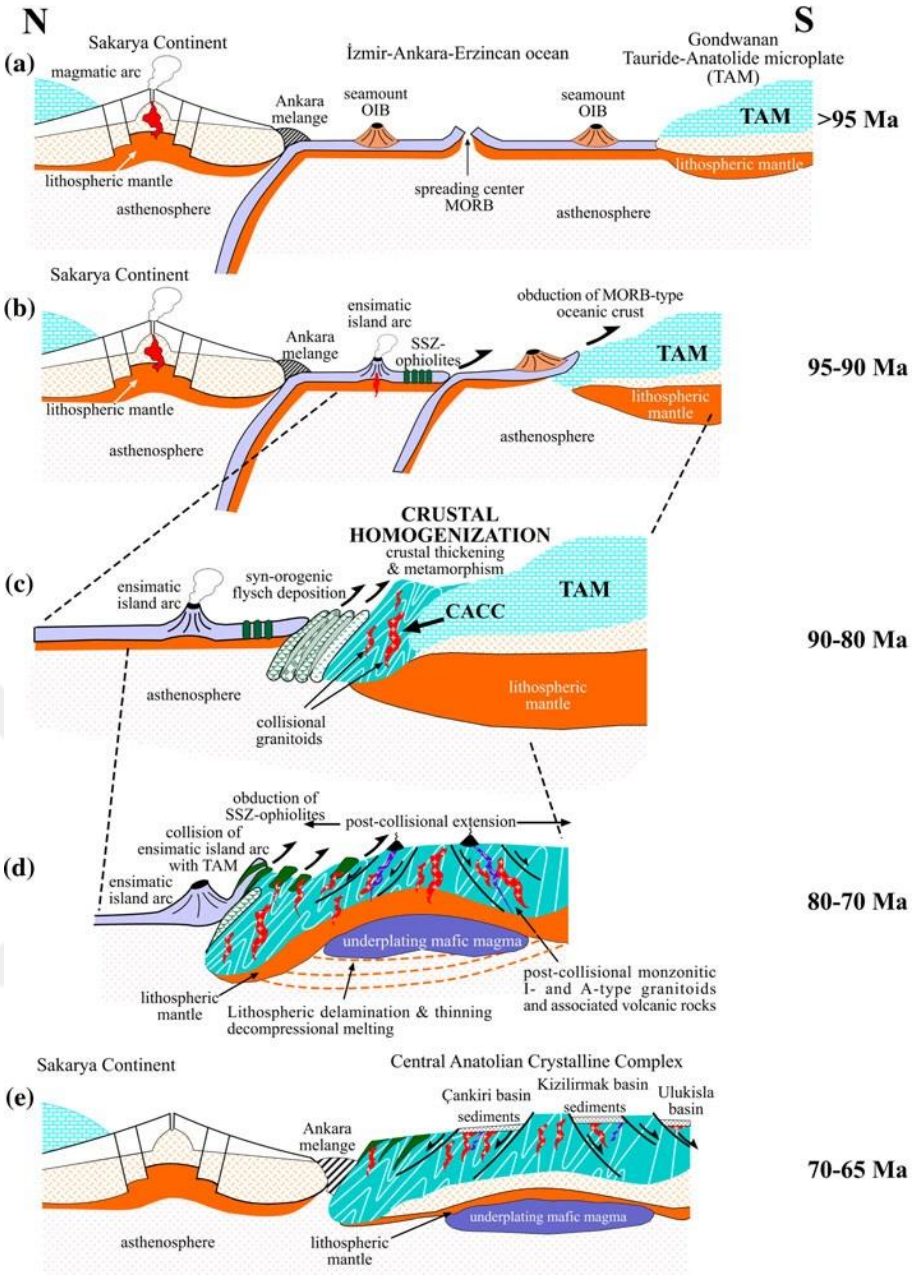
Köksal vd., (2012)'nin yaptıkları çalışmalarda çarpışma tipi model aşağıda özetlenmiştir. Orta Anadolu Granitoyidlerini (OAG), Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun (İzmir-Ankara-Erzincan sütur zonu) kapanmasından sonra oluşan çarpışma ve çarpışma sonrası granitoid olarak yorumlamaktır (Şekil 4.253a), (Göncüoğlu vd., 1991; Akiman vd., 1993; Yaliniz vd., 1999, 2000; Boztuğ 2000; Düzgören-Aydin vd., 2001). Bu modelde, MORB tipi okyanus kabuğu, okyanus adası bazaltları (OIB) tipi volkanik kayalar ve yığışım prizması materyali hepsi birlikte, Orta Kretase döneminde Torid-Anatolid mikroplakasının pasif kenarı üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. Ofiyolitik napların pasif kıta kenarı üzerine yerleşmesi kabuk kalınlaşmasına yol açmıştır (Şekil 4.253b,c). OAKK kabuğunun kalınlaşması ilk önce yüksek sıcaklık-düşük basıncın bölgesel metamorfizmasına neden olmuş ve daha sonra, muhtemelen tonalitik kaynaktan eş yaşlı veya post-metamorfik çarpışma granitoidleri oluşmuştur (Erler ve Göncüoğlu 1996; Yaliniz vd., 2000) (Şekil 4.253c). Jeokimyasal ve Sr, Nd ve Hf izotopik verilerinin yorumu ile Ağaçören Magmatik Birliği (AMB) içerisindeki 84-82 My granitoidlerinin bir kabuk kökenli olduğu yorumu birbiriyle tutarlıdır. Bu granitoidlerin oluşumu muhtemelen orta kabuğun dekompresyonel erimesiyle sonuçlanan genişleme ve hızlı sıyrılmayı (Whitney vd., 2003; Işık vd., 2008) tetiklemiştir (Whitney vd., 2003). Granitoidlerin yaşları (84-82 My) ile zirve metamorfizma yaşı (Göncüoğlu 1986; Floyd vd., 2000; Whitney vd., 2003) arasındaki uyuşma, bölgesel metamorfizma ile Orta Anadolu'daki yaygın çarpışma S ve I tipi granitik magmatizma arasında doğrudan bir bağ oluşturmaktadır. Bu dönemde geniş çapta görülen bu metamorfik ve magmatik

olaylar muhtemelen OAKK'da kabuk homojenizasyonuna neden olmuştur (Şekil 4.253c).

Bu dönemde, okyanus içi dalma ve ensimatik ada yayları oluşmuştur. Hendekteki dalan litosfer diliminin geriye dönmesi (roll back), yay önü havzasının içinde genişlemeli tektonik rejim geliştirmiş, bunun sonucunda kuzeyde İzmir-Ankara okyanusal kabuk içinde dalma batma zonu üstü (SSZ) ofiyolitlerin oluşumuna neden olmuştur. (Yaliniz vd.,2000; Floyd vd., 2000), (Şekil 4.253b, c). Geç Kretase'de devam eden sıkışmalı tektonik rejim, parçalanmış SSZ-ofiyolitlerin ve bir ensimatik ada yayının OAKK'nın kenarına üzerlemesiyle karakteristiktir (Yaliniz vd., 2000) (Şekil 4.253d).

Genişleme Kampaniyen-Erken Maestrihtiyen'in geç döneminde devam etmiş ve silise doygun ve doygun olmayan A-tipi granitoidlere ve buna bağlı volkanik kayaların oluşması ile karakterize edilmiştir (Boztuğ 2000; Köksal vd., 2001). Orta Anadolu'daki çarpışma sonrası kalınlaşma periyodu, A tipi granitoidlerin oluşumu ile sona ermiştir (Köksal vd., 2004).

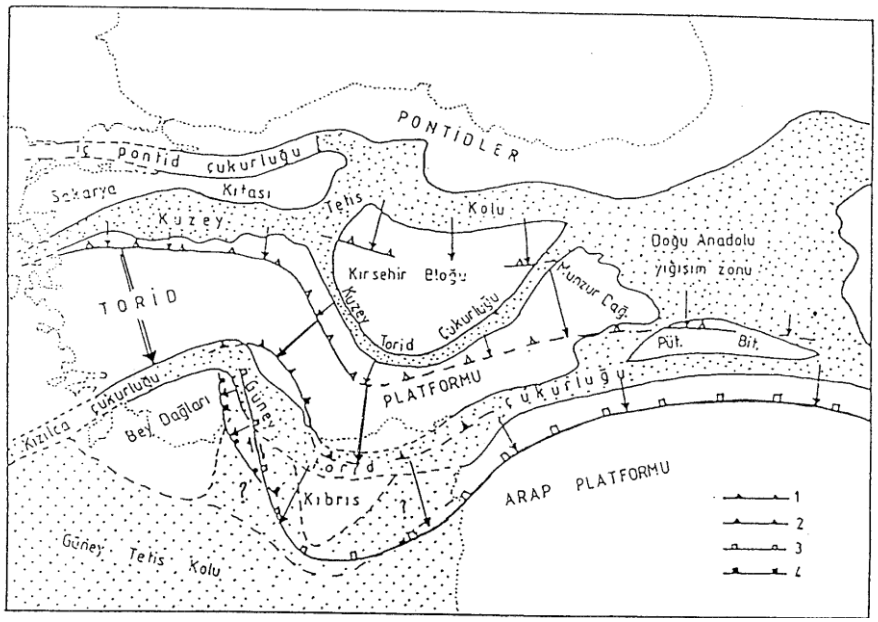
Çarpışma sonrası kalınlaşma periyodunu takip eden dönemde OAKK, içerisinde alkali volkanik kayalarla karakterize edilen genişlemeli tektonik rejim etkili olmuştur (Köksal vd., 2001). OAKK'daki son evre granitoidler ve sıyrılma olayları Erken-Orta Paleosen sırasında Orta Anadolu foreland havzaların oluşumu ile eş zamanlı olarak gelişmiştir (Boztuğ vd., 2008 Göncüoğlu vd., 1991) (Şekil 4.253e).



Şekil 4.253. Geç Kretase Döneminde OAKK'nin Tektonik evrim için önerilen modelin şematik gösterimi (Köksal vd., 2012'den alınmıştır).

4.9.3. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının (Ortaköy yöresi) Jeodinamik Evrimi

Kırşehir bloğunun (Poisson, 1986) ya da bir diğer adı ile Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın (OAKK) (Göncüoğlu, 1986) jeodinamik evrimi; onu çevreleyen okyanusal alanların jeolojik evrimi ile ilişkili olarak gelişmiştir (Şekil 4.254). Bu okyanusal alanlar OAKK'yı kuzeyden sınırlayan İç Pontid Kenedi, İzmir-Ankara-Erzincan kenedi ve Kırşehir bloğunun güneyinde dış bükey şekilli bir yay biçimindeki İç Toros kenedidir. İç Toros kenedi kuzeyde Niğde masifi, güneyde Toroslar ile sınırlanmaktadır.



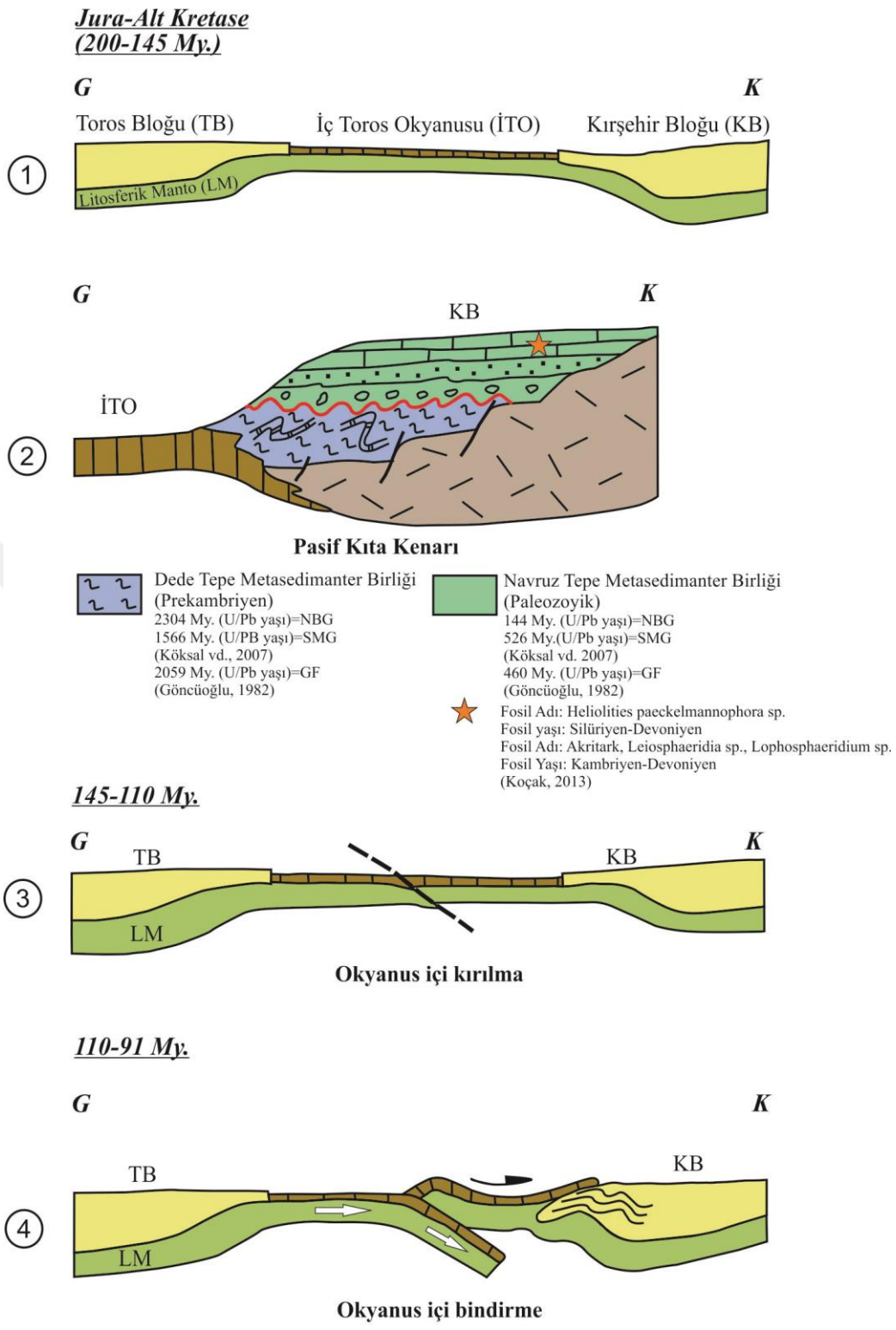
Şekil 4.254. Anadolunun jeolojik evriminde etkili olan okyanusal alanlar ve mikrokıtaların konumu (1- Kuzey Tetis okyanusal alanı ile ilgili naplar, 2- kuzey Tetis okyanusal alanı ile ilgili Üst Eosen yaşlı naplar, 3- Güney Torid okyanusal alanı ile ilgili Üst Kretase yaşlı naplar, 4- Güney Torid okyanusal alanı ile ilgili Paleosen-Alt Eosen yaşlı naplar) (Poisson, 1996'dan alınmıştır.).

İç Toros okyanusu Erken-Geç Triyas'ta açılmaya başlamış, okyanuslaşma Jura-Alt Kretase boyunca büyümeye devam etmiştir (Şekil 4.255-1). Bu dönemde Kırşehir bloğu temelde Prekambriyen yaşlı Dedetepe Metasedimanter Birliği ve üzerine uyumsuz olarak gelen Paleozoyik yaşlı Navruztepe Metasedimanter Birliğinden oluşmaktadır (Şekil 4.255-2). Navruztepe Metasedimanter Birliği pelitiklerle

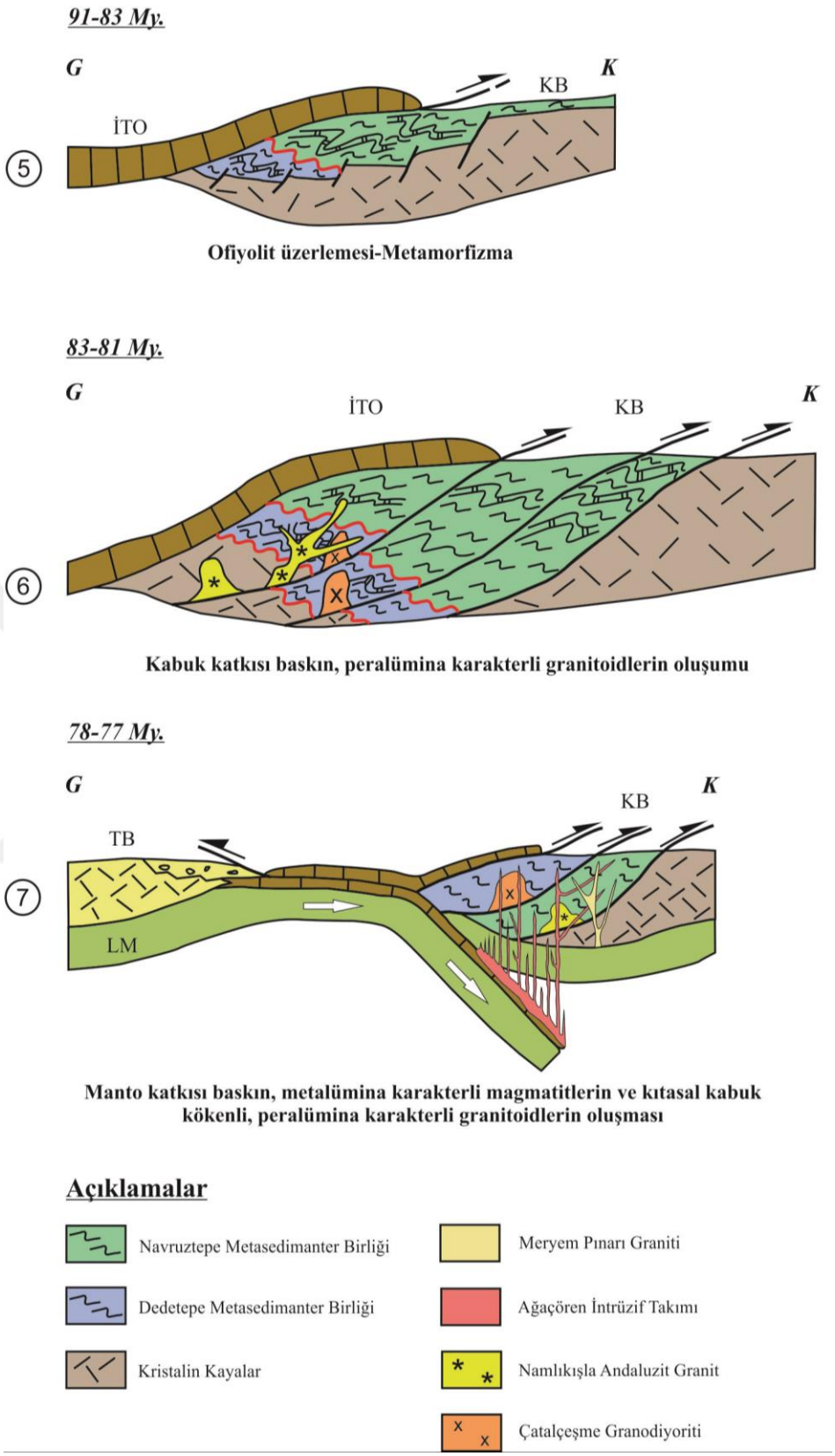
başlayıp metakarbonatlarla sonlanan metamorfik dizilim, genel olarak kırıntılı malzeme ile beslenen, daha derin kesimlerde karbonatların çökeldiği, olasılıkla kıta şelfine ait bir ortamı yansıtan Atlantik tipi bir kıta kenarını temsil etmektedir. Erken-Üst Kretase döneminde, İç Toros Okyanusu içerisinde, Kırşehir Bloğunun altına doğru okyanus içi kırılmayla yitim başlamıştır (Şekil 4.255-3). MORB (!) tipi okyanus kabuğu, Erken-Üst Kretase döneminde Kırşehir Bloğu üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. Kırşehir Bloğu üzerindeki Prekambriyen temel (Dedetepe Metasedimanter Birliği) ve Paleozoyik istif (Navruztepe Metasedimanter Birliği) ile birlikte dilimlenerek ekaylı bir içyapı gelişmiştir. Ofiyolitik napların pasif kıta kenarı üzerine yerleşmesi kabuk kalınlaşmasına yol açmıştır. Kabuk kalınlaşması, ekaylı içyapı ve derin gömülme sonucunda Paleozoyik istif metamorfizmaya uğramış, Orta Anadolu Metamorfitleri olarak bilinen metamorfitler oluşmuştur (Şekil 4.255-4, Şekil 4.256-5). Metamorfizma yeşilşist fasiyesinden, üst amfibolit fasiyesine kadar ilerleyen karakterde gelişmiştir (Seymen, 1981). Kabuk kalınlaşması sonucu ekay düzlemlerinde metapelitlerin ergimesi sonucu kabuk katkısı baskın, peralümina karakterli magmatik kayalar (Ekecik Magmatik Birliği) oluşmuştur. Çatalçeşme Granodiyoriti Ekecik Magmatik Birliği içerisinde yer almaktadır. Aynı dönemde üst kabuğun ergimesiyle felsik, peralüminalı Namlıkışla Andaluzit Graniti oluşmuştur (Şekil 4.256-6). Köksal vd., (2012)'de kabuk kökenli magmatizmanın yaşı (82-84 My) ile metamorfizmanın pik yaptığı yaş (84 My) arasındaki uyumu vurgulamıştır.

İç Toros okyanusunun yitim nedeniyle kapanmaya devam etmesi, dalan litosfer diliminin metasomatizmaya uğramasıyla oluşan eriyikler kıtasal kabuğa enjekte edilerek kabuğun kısmen erimesine neden olmuştur. Kalkalkali karakterli, magma karışım dokuları sergileyen, manto ve kabuktan türemiş fakat, manto katkısı baskın olan magmatizma (Ağaçören İntrüzif Takımı) alt kabuğa sokulum yapmıştır. 78-77 My yaşlı gabroid ve ona eşlik eden granitoidler, metalümina karakterli magmatizmayı temsil etmektedir (Kadıoğlu, vd., 2003). Manto katkısı baskın magmatik kayalar (Ağaçören İntrüzif Takımı), kabuk katkısı baskın magmatik kayaları (Ekecik Magmatik Birliği) keser. Çok büyük hacimlerde alt kabuğa yerleşen manto katkısı baskın magmalar, üst kabuğa yoğun ısı transferi nedeniyle üst kabuğun genleşmesine ve kısmi erimesine neden olmuştur. Üst kabuğun ergimesiyle oluşan magmalar, Ekecik Magmatik Birliğini ve Ağaçören İntrüzif Takımını keserek

yerleşmiştir. İnce taneli, felsik, peralüminalı bu magmatitler (Meryem Pınarı Graniti) magmatik fazın son evresini oluşturur. Kuvarzolit, aplit, pegmatit damar kayaları ve onları kesen kuvars damarları, bu magmatik fazın son evre ürünleridir (Şekil 4.256-7).



Şekil 4.255. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının (Ortaköy yöresi) Jeodinamik Evrimi.



Şekil 4.256. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının (Ortaköy yöresi) Jeodinamik Evrimi.

5. SONUÇ VE ÖNERİLER

İnceleme alanının 1/5000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış, jeolojik birimlerin stratigrafik ve yapısal ilişkilerinin yansıtıldığı farklı doğrultulardan jeolojik enine kesitler hazırlanmıştır.

İnceleme alanında Pan-Afrikan ve Üst Kretase metamorfizma yaşlı iki metamorfik birimin varlığı ortaya konmuş, jeolojik haritaları yapılmıştır.

Olasılıkla Paleoproterozoyik-Mezoproterozoyik çökelme yaşlı metamorfik birim Dedetepe Metasedimanter Birliği olarak adlandırılmıştır. Dedetepe Metasedimanter Birliği, Ediyakaran'da (Geç Neoproterozoyik) dönemde Pan-Afrikan evre deformasyonlar ile metamorfize olmuştur.

Dedetepe Metasedimanter Birliği, Harundağı ve Namlıkışla bindirme düzlemleri arasında sıkışmış, Prekambriyen yaşlı metamorfik temel kaya kalıntısını temsil etmektedir.

Dedetepe Metasedimanter Birliği ince kesitlerinden elde edilen petrografik bulgular metapelit, kalksilikat şist /gnays, mermerler ve kalksilikatların arasında metabazik ara katkılarından oluşmaktadır. Petrografik çalışmalarda belirlenen mineral parajenezleri metamorfizmanın yeşilşist, amfibolit, üst amfibolit ve granülit fasiyesinde geliştiğini ortaya koymuştur. Metamorfizma yeşil şist fasiyesinden, granülit fasiyesine kadar ilerleyen karakterde gelişmiştir.

Dedetepe Metasedimanter Birliğine ait kayalar granülit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş migmatitik kayalardan oluşmaktadır. Morfolojik sınıflamaya göre metateksit ve diateksit olarak tanımlanmıştır. Metateksitik kayalar, Topaktaş Metamorfiti olarak adlandırılmıştır. Topaktaş Metamorfiti, paleozom içermeyen neozom karakterindedir. Neozom, açık ve koyu renkli bantların yarı düzenli veya düzensiz ardalanması şeklinde tabakalı bir görünüm sunar.

İkinci derece morfolojik sınıflandırmaya göre Topaktaş Metamorfiti, stromatik (tabakalı) metateksit migmatit olarak tanımlanabilir. Lökozomlar ile melanozom

arasında koyu renkli herhangi bir kuşak gelişmemiştir. Açık renkli kısımlar lökozom, koyu renkli kısımlarda melanozom olarak tanımlanmıştır. Açık renkli bantlar felsik, kuvars ve feldispat minerallerince zengin; koyu renkli bantlar biyotit, sillimanit ve granat mineralleri ile temsil edilir.

Diateksitik migmatitler, Saytepe Metamorfiti olarak adlandırılmıştır. İkinci derece morfolojik sınıflandırmaya göre Saytepe Metamorfiti, diateksit migmatit özelliğindedir. İkinci dizi morfolojik sınıflamada metateksit ile diateksit arasında geçiş zonunda yer alan şliren, schollen veya raft, nebulit yapıları özelliği göstermez. Saytepe Metamorfitinde neozom baskındır. Neozomda lökozom veya melanozom ayrımı yapılamamaktadır. Bileşenler oldukça homojen dağılımlı, tanesel doku görünümlü, melanozoma işaret eden zayıf, koyu renkli foliasyonlar gözlenir. İçerisinde metateksit, metapelit, magmatik kayalara ait ksenolitler yeralır.

Saytepe Metamorfitindeki kordiyerit minerallerinde simplektit dokuları gelişmiştir. Bu doku kordiyerit içerisinde solucan şekilli ortopiroksen minerallerinin ortaya çıkması ile belirgindir. Literatürde simplektit doku olarak adlandırılan ortopiroksen - kordiyerit kenetlenmesi granülit fasiyesi metamorfizmasının tipik H_2O ca fakir koşulları için karakteristiktir (Bucher ve Grapes, 2011). Kordiyerit içerisinde görülen solucan şekilli yapıların bileşiminin belirlenmesi için raman konfokal spektral analizinin yapılması gereklidir.

Dedetepe Metasedimanter Birliğine ait pelitik ve kalksilikatik kayalarda tanımlanan mineral parajenezleri, metamorfizmanın yeşilşist fasiyesinin yüksek sıcaklık zonundan, amfibolit fasiyesi üst sillimanit zonu ve granülit fasiyesi başlangıcına kadar tek tip, progresif ve kesintisiz olarak geliştiğini göstermektedir. Bölgesel metamorfizmanın Baroviyen tipi düşük basınç/yüksek sıcaklık karakterinde geliştiğini işaret etmektedir.

Dedetepe Metasedimanter Birliğine ait Topaktaş Metamorfiti ve Saytepe Metamorfiti granat ve kordiyerit minerallerinden elde edilen jeotermeobarometre sonuçları sıcaklığın 519-832 ^{o}C aralığında basıncın ortalama 3.5 kb-1.5 kb aralığında geliştiğini ortaya koymuştur. Granat-kordiyerit mineralleri üzerinde, yeşilşist, amfibolit ve granülit fasiyesine ait kalıntı sıcaklık değerlerinin korunmuş olması,

özellikle DT32 nolu örnekte olduğu gibi, bu minerallerin oluşumunun sadece tek bir metamorfik fasiyese özgü değil, diğer metamorfik fasiyes süreçlerinden de etkilendiğini göstermektedir.

Granat ve kordiyerit minerallerinde farklı element çiftleri arasında difüzyon ve kimyasal bileşim değişim olayları gerçekleşmiştir. Granatta Fe-Mg konsatrasyon profiline göre difüzyon olayının gerçekleştiği fakat metamorfik fasiyesler boyunca kimyasal bileşimi değişiminin gerçekleşmediği görülmektedir. Buna karşılık Si-Fe^{+2},Ca-Mn, Mn-TAl ve Ca-TAl çiftinde amfibolit fasiyesi ve granülit fasiyesi boyunca difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri gerçekleşmiştir.

Granatın bileşiminin almandin türü granat (Mg-Fe Granat) olduğu açıktır. Fe-Mg konsantrasyon profilleri kesişmiş olsaydı, bir diğer ifadeyle kimyasal bileşim değişimi gerçekleşseydi yeni oluşan granatın bileşimi pirop (Fe-Mg granat) türü granat olacaktı. Prekambriyen temelin granülit fasiyesinin daha derin zonlarını barındıran pirop+ortopiroksen parajenezi Dedetepe Metasedimanter Birliği içerisinde gözlenmez. Bu veri pirop+ortopiroksen parajenezi içeren metamorfik kayaların OAKK içerisinde başka lokasyonlarda bulunabileceğini akla getirmektedir.

Kordiyeritte Fe-Mg element çiftinde amfibolit ve granülit fasiyesi boyunca difüzyon ve kimyasal bileşim değişimleri gerçekleşmiştir.

Sıcaklık-basınç diyagramındaki basınç piklerinin açıklığı veya konsantrasyon profilinin eğimi, konsantrasyon gradyanı ile ilişkilidir. 1, 2, 3, 4, 5, 6 ve 7 rakamları ile gösterilen pik noktaları Fe^{+2}/Mg konsantrasyon gradyanını temsil etmektedir. Genel olarak 1'den 7 doğru sıcaklık artarken basınç değerleri azalmaktadır. Granat ve kordiyerit mineralinde bu noktalarda Fe^{+2}/Mg oranı yüksektir. Bu pik noktalarında Fe^{+2} yönünden zenginleşme Mg yönünden fakirleşme söz konusudur. 1 nolu pik'den 7 nolu pike gelirken Fe^{+2} değerleri azalırken Mg değerleri artar. Bu veri dikkate alındığında Mg'un sıcaklık, Fe^{+2}'nin basınç kontrolünde hareketlendiği sonucu ortaya çıkmaktadır. Ayrıca TAl ve Mn'ın, Fe^{+2} ile uyumlu olarak basınç kontrolünde, Ca'un da Mg ile uyumlu olarak sıcaklığın kontrolünde hareket ettiği anlaşılmaktadır. 1, 2, 3, 4, 5, 6 ve 7 numaralı piklerin sıcaklık değerleri ile amfibolit ve granülit fasiyesindeki element çiftlerinin konsantrasyon profillerindeki kimyasal bileşim

değişimlerinin geliştiği sıcaklık değerleri karşılaştırıldığında, birbirleri ile büyük uyum içerisinde olduğu görülmektedir. Bu veriler basınç piklerinin, kimyasal bileşim değişiminin gerçekleştiği noktadaki sıcaklıklara karşılık geldiğini göstermektedir.

Prekambriyen yaşlı temel kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen Paleozoyik yaşlı Navruztepe Metasedimanter Birliği; Seksenuşağı Metamorfiti ve Eriklitepe Metamorfiti olarak ayrılmıştır. Başlıca tabanda metapelitlerle başlayıp (Seksenuşağı Metamorfiti) üste doğru kalksilikat şist/gnays ve mermerler (Eriklitepe Metamorfiti) ile devam eder. Kalksilikat şist/gnayslar arasında mercek şekilli metabazit ara katkılar yer alır. Petrogafik ve petrolojik verilere göre metamorfizma yeşilşist fasiyesinden üst amfibolit fasiyesine kadar ilerleyen karakterde gelişmiştir.

Üst Kretase yaşlı Magmatitler; Ekecikdağ Magmatik Birliği (Kabuk katkısı baskın manto katkısı düşük, peralüminalı, 'S tipi'), ve Ağaçören İntrüzif Takımı (Manto katkısı baskın, kabuk katkısı düşük, metalüminalı, 'H tipi') olarak iki ana başlık altında incelenmiştir. Magmatitler, Orta Anadolu Granitoidlerinden batı kuşak (Erler vd, 1991) içerisinde veya Kadıoğlu (2006)'nun tanımladığı Granit Süper Takımı içerisinde yer alır.

Çatalçeşme Granodiyoriti ve Namlıkışla Andaluzit Graniti, Ekecikdağ Magmatik Birliği'nin türevlerini oluşturur. Çatalçeşme Granodiyoriti, Dedetepe Metasedimanter Birliğini keser. Namlıkışla Andaluzit Graniti tüm metamorfik birimleri ve Çatalçeşme Granodiyoritini keser.

Çatalçeşme Granodiyoriti amfibol grubu mineralleri içermez. Biyotit içeriği çok yüksektir. Plajiyoklaslar albit-andezin bileşimindedir. Çatalçeşme Granodiyoritinde homojen magma karışım dokuları (Poikilitik doku, antirapakivi dokusu, plajiyoklaz lataları, süngerimsi hücremsi plajiyoklaz dokusu, glomeroporfirik doku, plajiyoklaz-biyotit ocellar dokusu, bıçağımsı biyotit, zonlu plajiyoklaz) yaygın olarak gözlenir.

Tüm kaya element verileri ÇGD'nin kalk-alkalen ve peralüminalı karakterinde olduğunu göstermektedir. Petrografik kesitlerde magma homojen karışım dokuları sergiliyor olması, manto katkısını da işaret etmektedir. ÇGD'de Al_2O_3 ana oksit değerinin alüminyum içeriği (%14-16) yüksektir. EMB'de yer alan ve yüksek

oranda biyotit içeren Sinandı Mikrogranitinde, biyotitlerin yüksek Al içeriğine karşı, düşük Mg/(Mg+Fe) içeriğine sahip olduğunu belirtilmiştir (Toksoy-Köksal, 2016). Yüksek alüminyum değeri Kemp (2004)'e göre, meta-sedimanter kabuk malzemesinin kısmi erimesiyle oluşan magmayı işaret etmektedir. Shabani vd. (2003)'ne göre biyotitlerde düşük Si karşın yüksek Al değerlerinin olması, alüminyumca zengin kabuk malzemesinden katılımı işaret eder. ÇGD'deki yüksek alüminyum değeri, Çatalçeşme Granodiyoriti içerisinde Topaktaş Metateksit Migmatit ksenolitlerinin bulunması ve metateksitler ile yan yana olması, ÇGD'nin kaynak kayasının metateksitlerin ergime ürünü olabileceğini düşündürmektedir. Yukarıdaki veriler birlikte değerlendirildiğinde ÇGD'nin kıtasal kabuk katkısının baskın, manto katkısının düşük olduğu metasedimanter bir kaynaktan türediği ifade edilebilir.

Namlıkışla Andaluzit Graniti (NAG); makroskobik olarak açık pembe renkli, ince-orta taneli ve mafik mineral miktarı az felsik bir granitoiddir. Holokristalin, hipidiyomorf, tanesel dokuludur. İçerisinde andaluzit, granat (spessartin) ve az sillimanit mineralleri gözlenir.

Jeokimyasal verilere göre NAG, kalkalkalen karakterli, peralimüna granit alanında yer alır. Üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş örümcek diyagramında, LIL elementlerce hafif zenginleşme gözlenirken, HFS elementlerce zayıf tüketilme gözlenir. Hafif nadir toprak elementleri, orta ve ağır nadir toprak elementlerine göre daha fazla zenginleşme gösterir. ÇGD'yi oluşturan metateksitlerin ergimesi sırasında üst kıtasal kabukta, kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak bindirme düzlemlerinde, üst kıtasal kabuğun ergimesi ile oluştuğu düşünülmektedir.

Seksenuşağı Metamorfitini kesen, Namlıkışla Andaluzit Granit örneğinde, andaluzit + sillimanit + granat birlikteliği gözlenmiştir. Genelde anadaluzit, sillimanit ve granatın metamorfik mineral olarak bilinmesine karşın; andaluzit, sillimanit ve granatın magmatik kökenli oluşabileceği literatürde belirtilmektedir (Clarke, vd., 2005). Clarke, vd., (2005), andaluzit içeren felsik magmatik kayalarda belirli dokusal ve kimyasal kriterler kullanarak, andaluzitin kökeni hakkında yaklaşımda bulunmuşlardır. Magmatik kökenli andaluzit için sekiz kriter belirtilmiş, bunlardan ilk dördünün daha önemli olduğu vurgulanmıştır. Magmatik andaluzit oluşumundaki

en önemli faktörler, eriyikteki A/CNK, Al_2SiO_5 doygunluğu ve suya doygunluktur. Magmatik kökenli andaluzit-sillimanit oluşumunda beş farklı kristalleşme yolları tanımlanmıştır. Bunlardan ilk ikisi andaluzit üretmez, son üçü andaluzit ve sillimanit üretir. Tane şekli, boyut, toplanma hali ve muskovit ile birliktelik kriterleri NAG örneklerine uyarlandığında felsik, peralüminalı NAG içerisindeki andaluzitlerin magmatik kökenli olduğu sonucuna varılmıştır.

Meryem Pınarı Graniti (MPG), Geç Üst Kretasede Ekecikdağ Magmatik Birliği ve Ağaçören İntrüzif Takımını kesen son magmatik fazdır. Kabuk katkısı (muskovit, biyotit, granat, turmalin) daha baskın olmak üzere, az oranda manto (Klinopiroksen, hornblend, titanit) katkısını gösteren mineralojik bileşime sahiptir. Ayrıca ince kesitlerde magma homojen karışım dokuları da (zonlu plajiyoklaz, antirapakivi dokusu, süngerimsi hücremsi plajiyoklas, plajiyoklaz lataları) gözlenir.

Meryem Pınarı Graniti, kalkalkalen, peralümina karakterlidir. Üst kıtasal kabuğa normalize edilmiş örümcek diyagramında, LIL elementlerce hafif bir zenginleşme gözlenirken, HFS elementleri ile nadir toprak elementleri 0,1 – 1 çizgisi aralığında değişim sunarlar. Nadir toprak elementleri üst kıtasal kabuk ve granitik kayalarda zengindir. Diyagramda Tb, Y, Tm, Yb nin 1 çizgisi üzerinde ve 1 çizgisine paralellik göstermesi MPG'nin üst kıtasal kabuk kökenli olduğunu işaret etmektedir.

Ağaçören İntrüzif Takımı, kalkalkali ve metalüminalı olmasına karşın, onu kesen MPG, felsik, peralüminalı karaktere sahiptir. Bu veri MPG'nin kaynağının Ağaçören İntrüzif Takımının kaynağından farklı olduğunu gösterir.

Prekambriyen döneme ait yaş bulguları granitoidlerden elde edilen radyometrik U/Pb, zirkon yaşlarına dayandırılmaktadır. Doğrudan Prekambriyen yaşlı olduğu bilinen bir istifden alınan yaşlar değildir. Radyometrik U/Pb zirkon yaşlarının Prekambriyeni işaret ettiği vurgulanmıştır. Çünkü bu zamana kadar OAKK'da Prekambriyen yaşlı bir istif tanımlanmadığı için bu istifden alınan harhangi bir yaş söz konusu değildir.

Paleozoyik döneme ait yaşlar radyometrik U/Pb zirkon yaşına ve stratigrafik yaşlara dayanmaktadır. Kırşehir Masifindeki Paleozoyik istifde elde edilen paleontolojik

fosil yaş bulguları Kambriyen-Devoniyen yaş aralığını vermektedir. Niğde Masifindeki Gümüşler Formasyonundaki 460 My radyometrik yaş, Orta Ordovisiyen dönemi kapsar. OAKK'da Ortaköy yöresinde yüzeylenen Namlıkışla Biyotit Graniti ve Sinandı Mikro Graniti U/Pb zirkon yaşları Prekambriyen, Paleozoyik ve Mezozoyik dönemleri işaret etmektedir. Namlıkışla Biyotit Graniti ve Sinandı Mikro Graniti sırasıyla 2304 My (Paleproterozoyik) ve 1566 My (Erken Mezoproterozoyik) radyometrik yaşları, Prekambriyeni işaret etmektedir. Sinandı Mikro Granitinden 526 My radyometrik yaşı Erken Kambriyen'e karşılık gelmektedir.

Kırşehir Masifinden 526 My ve Niğde Masifinden 460 My yaşları, Kırşehir Masifi Ortaköy yöresindeki Kambriyen-Devoniyen paleontolojik yaşları, Paleozoyik boyunca çökelmenin olduğunu kanıtlamaktadır. Paleozoyik boyunca çökelen bu birim Kırşehir masifinde Kalkanlıdağ, Tamadağ ve Bozçaldağ Formasyonu adıyla haritalanmıştır (Seymen, 1981). Bu çalışmada da Kalkanlıdağ ve Tamadağ Formasyonları sırasıyla Seksenuşağı Metamorfiti ve Eriklitepe Metamorfiti olarak tanımlanmış ve haritalanmıştır. Birbiriyle eş değer olan bu metamorfitler Paleozoyik çökelme yaşlıdır. Paleozoyik yaşlı istifin kendisinden daha yaşlı bir temel üzerinde çökelmesi gerektiği açıktır. Bu temel Prekambriyen yaşlı bir temel olmalıdır. Radyometrik yaşlar ile varlığına değinilen fakat haritalanamayan Prekambriyen yaşlı birimden literatürde söz edilmektedir.

Bu çalışmada iki farklı metamorfik topluluk ayırtlanmıştır. Paleozoyik yaşlı istif Navruztepe Metasedimanter Birliği adıyla, Prekambriyen yaşlı olduğu düşünülen metamorfik istif Dedetepe Metasedimanter Birliği adıyla tanımlanmış ve haritalanmıştır. Fakat bu çalışma döneminde Dedetepe Metasedimanter Birliğinden radyometrik yaşlandırma yapılamamıştır. Litolojik özelllikleri, mineral toplulukları ve metamorfizma derecesi yönünden, Paleozoyik yaşlı Navruztepe Metasedimanter Birliğine benzemeyen bu istif, Paleozoyikten daha yaşlı olmalıdır. Bir diğer ifadeyle Paleozoyik yaşlı istif Prekambriyen yaşlı bir temel üzerine uyumsuzlukla çökelmelidir.

Prekambriyen-Kambriyen arasındaki uyumsuzluk düzlemi söz konusu değilse; Dedetepe Metasedimanter Birliğinin, Navruztepe Metasedimanter Birliğinin taban seviyelerini oluşturduğu sonucu ortaya çıkar. Paleozoyik ve onun altındaki

metasedimanter istifin Pan-Afrikan evre deformasyonlardan etkilenmeyip sadece Alpin evre deformasyondan etkilendiği söz konusu olmaktadır. Böyle bir durumda Paleozoyik yaşlı istifin altındaki metasedimanter istifin metamorfizmasının da Üst Kretasede gerçekleşmiş olması gerekir. Bu durumda Paleozoyik yaşlı istifin tabanında gözlenen metasedimanter istifin Pan-Afrikan evre deformasyon olaylarından etkilendiği söylenemez. Çünkü Paleozoyik yaşlı istifin metamorfizma yaşının Üst Kretase olduğu literatürden bilinmektedir.

Buna karşılık OAKK'nın doğusu ve batısındaki (Menderes Masifi, Bitlis-Pütürge Masifi) Paleozoyik istiflerin tabanında Prekambriyen temelin varlığı ve bu temelde gelişen Pan-Afrikan deformasyon olayları literatürde detaylı bir şekilde verilmiştir. Radyometrik yöntemlerle elde edilen yaşlar da, Prekambriyen döneme vurgu yapmaktadır. Türkiye jeolojisinde metamorfik masiflerin çekirdek ve örtü birimlerinden oluştuğu bilinmektedir. Çekirdek Prekambriyen yaşlı temel kayaları, örtü birimleri, Paleozoyik yaşlı kayaları temsil etmektedir. OAKK içerisinde litolojisi ve metamorfizma özellikleri tanımlanmış ve haritalanmış Prekambriyen yaşlı metamorfik birim söz konusu değildir. Kırşehir, Niğde ve Akdağmadeni masiflerinde tanımlanan ve haritalanan bütün metamorfitler, Paleozoyik yaşlı örtü birimlerinden oluşur. İnceleme alanında Dedetepe Metasedimanter Birliği adıyla tanımlanan ve haritalanan metamorfik istif, OAKK içerisindeki Prekambriyen yaşlı çekirdek kayalarını temsil etmelidir.

Bu bağlamda inceleme alanında Paleozoyik yaşlı Navruztepe Metasedimanter Birliğinden farklı olarak haritalanan, litolojik ve metamorfizma özellikleri belirlenen metamorfik kayaların yaşının Prekambriyen olduğu düşünülmektedir. Bir diğer ifade ile Dedetepe Metasedimanter Birliği adıyla tanımlanan bu istif Prekambriyen yaşlı olmalıdır. Önceki çalışmalarda elde edilen radyometrik, stratigrafik yaşlar ve bölgesel stratigrafik korelasyonlar birlikte değerlendirildiğinde; genç bindirme düzlemleri arasında gözlenen granülit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metasedimanter istifin, Prekambriyen yaşlı olduğu görüşü bu çalışmada kabul edilmiştir.

Menderes Masifi ve Bitlis Masifindeki Pan-Afrikan deformasyon olayları Dedetepe Metasedimanter Birliğinde de gelişmiş olmalıdır. Çünkü Dedetepe Metasedimanter

Birliğinin litolojik özellikleri, granülit fasyesinde metamorfizma geçirmiş olması, stratigrafik konumunun Paleozoyik yaşlı istifin altında olması Dedetepe Metasedimanter Birliğinin de Pan-Afrikan evre deformasyon olaylarından etkilendiğini işaret etmektedir. Çünkü Menderes ve Bitlis Metamorfitlerindeki granülit fasiyesi metamorfizma yaşının 550-560 My (Ediyekaran) olduğu belirtilmiştir (Göncüoğlu ve Turhan, 1984; Erdem ve Bingöl, 1995; Candan, vd., 2011a, b). Magmatik kayalardan elde edilen radyometrik yaş bulguları, Dedetepe Metasedimanter Birliğinin granülit fasiyesinde metamorfize olması, üzerine Paleozoyik çökelme yaşlı, Üst Kretase metamorfizma yaşlı Navruztepe Metasedimanter Birliğinin uyumsuz olarak gelmesi Dedetepe Metamorfitinin Pan-Afrikan evrede deformasyonlarından etkilendiğini işaret etmektedir. Dedetepe Metasedimanter Birliğinin, Pan-Afrikan evrede metamorfize olan Menderes - Bitlis Metamorfitlerinin çekirdeğindeki istiflerle ilişkilendirilebileceğini göstermektedir.

Alpin evre deformasyonlarla, Erken Triyasta açılmaya başlayan İç Toros Okyanusu, Jura-Alt Kretase sonunda maksimum boyutlara ulaşmıştır. Bu dönemde Kırşehir bloğu temelde Prekambriyen yaşlı Dedetepe Metasedimanter Birliği ve üzerine uyumsuz olarak gelen Paleozoyik yaşlı Navruztepe Metasedimanter Birliğinden oluşmaktadır. Erken-Üst Kretase döneminde, İç Toros Okyanusu içerisinde, Kırşehir Bloğunun altına doğru okyanus içi yitim başlamıştır. MORB (!) tipi okyanus kabuğu, Turoniyen-Koniasiyen döneminde Kırşehir Bloğu üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. Pasif kıta kenarı çökellerini temsil eden Paleozoyik istif altındaki Prekambriyen temelle birlikte dilimlenerek Kırşehir Bloğunda ekaylı bir içyapı gelişmiş ve kabuk kalınlaşmasına yol açmıştır. Kabuk kalınlaşması, ekaylı içyapı ve derin gömülme sonucunda Paleozoyik istif metamorfizmaya uğramış, Orta Anadolu Metamorfitleri olarak bilinen metamorfitler oluşmuştur. Kabuk kalınlaşması sonucu ekay düzlemlerinde metapelitlerin ergimesi sonucu kabuk katkısı baskın, peralümina karakterli magmatik kayalar (Ekecikdağ Magmatik Birliği) oluşmuştur. Çatalçeşme Granodiyoriti, Ekecikdağ Magmatik Birliği içerisinde yer almaktadır. Aynı dönemde kristalen temeli etkileyen ekay düzlemlerinde, üst kabuğun ergimesiyle felsik, peralüminalı Namlıkışla Andaluzit Graniti oluşmuştur. Köksal vd., (2012)'de kabuk kökenli magmatizmanın yaşı (82-84 My.) ile metamorfizmanın pik yaptığı yaş (84 My) arasındaki uyumu vurgulamıştır. İç Toros Okyanusunun yitim nedeniyle

kapanmaya devam etmesi, dalan litosfer diliminin metasomatizmaya uğramasıyla oluşan eriyikler kıtasal kabuğa enjekte edilerek kabuğun kısmen erimesine neden olmuştur. Kalkalkali karakterli, magma karışım dokuları sergileyen, manto ve kabuktan türemiş fakat, manto katkısı baskın olan magmatizma (Ağaçören İntrüzif Takımı) alt kabuğa sokulum yapmıştır. 78-77 My yaşlı gabroid ve ona eşlik eden granitoidler, metalümina karakterli magmatizmayı temsil etmektedir (Kadıoğlu, vd. 2003). Manto katkısı baskın magmatik kayalar (Ağaçören İntrüzif Takımı), kabuk katkısı baskın magmatik kayaları (Ekecik Magmatik Birliği) keser. Çok büyük hacimlerde alt kabuğa yerleşen manto katkısı baskın magmalar, üst kabuğa yoğun ısı transfer etmesi nedeniyle üst kabuğun genleşmesine ve kısmi erimesine neden olmuştur. Üst kabuğun ergimesiyle oluşan magmalar, Ekecik Magmatik Birliğini ve Ağaçören İntrüzif Takımını keserek yerleşmiştir. İnce taneli, felsik, peralüminalı bu magmatitler (Meryem Pınarı Graniti) magmatik fazın son evresini oluşturur. Kuvarzolit, aplit, pegmatit damar kayaları ve onları kesen kuvars damarları, bu magmatik fazın son evre ürünleridir.

Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının en batı bölümümde yer alan Granit Süper Suiti iki farklı kökenli magmatik kaya topluluğu içemektedir. Bu magmatik topluluklardan ilki granodiyorit, granit, alkali feldispat granit, kuvarzolit ve aplit pegmatit kayaları içermektedir. Kabuk katkısı baskın, manto katkısı düşük olan bu magmatik topluluğun (Ekecik Magmatik Birliği), metamorfizmanın pik yaptığı dönemde (84 My), metapelit ve üst kıtasal kabuk malzemesinin ergimesiyle oluştuğu düşünülmektedir. İkinci magmatik topluluk gabro, diyorit, granodiyorit, granit, alkali feldispat granit türü kayalardan oluşmaktadır. Manto katkısı baskın, kabuk katkısı düşük olan bu magmatik topluluk (Ağaçören İntrüzif Takımı) metasomatize olmuş üst manto kamasının alt kabuğa enjeksiyonu ile gelişen magmaları, alt kıtasal kabuğun ergimesiyle oluşan magmaları ve bunların karışım ürünleri magmaları temsil etmektedir.

KAYNAKLAR

Abbott, R.N., ve Clarke, D.B., 1979. Hypothetical liquid relationships in the subsystem Al_2O_3–FeO–MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a(H2O) ¼ 1. Canadian Mineralogist, 17, 549–560.

Akçe, M.A., ve Kadıoğlu, Y.K., 2006. Sarıhacılı lökogranitinin mineral kimyası: Yozgat batoliti kuzeyi, 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri Özleri Kitabı, 53.

Akçe, M.A., ve Kadıoğlu, Y.K., 2009. Yozgat intrüzif kompleksindeki granatların Raman Konfokal Spektroskopik karakteristikleri, 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri Kitabı, 614-615.

Akgün, F., Olgun, E., Kuşcu, İ., Toprak, V., ve Göncüoğlu, M.C., 1995. Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin Oligo-Miyosen örtüsünün stratigrafisi, çökelme ortamı ve gerçek yaşına ilişkin yeni bulgular, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 6, 1, 51-68.

Arbaret, L., Dıot, H., Bouchez, J.L., Lespınasse P., ve De Saınt-Blanquat, M., 1997. Analoque 3D simple shear experiments o magmatic biotite subfabrics. In granite, from segregation of melt emplacement fabrics, Kluwer Academic Publisher, Netherlands, 129-143.

Arni, P., 1938a. Kırşehir-Keskin-Yerköy arasında vuku bulan yer sarsıntısına ait rapor, M.T.A Enst., Rapor no:673, Ankara, (yayımlanmamıs).

Arni, P., 1938b. Kırşehir, Keskin ve Yerköy zelzelesi hakkında, M.T.A. Enst. yayını, Seri B, 1.

Arni, P., 1938c. Kırşehir'in kuzeybatısında bulunan Kortundağ-Baranedağ granitindeki lösitporfir damarları, M.T.A Enstitüsü Rapor no 825, Ankara, (yayımlanmamış).

Atabey, E. 1989a. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritası, Aksaray-H17 paftası ve açıklaması, MTA Enstitüsü Yayınları, 12.

Atabey, E., 1989b. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritası, Aksaray-H18 paftası ve açıklaması, MTA Enstitüsü Yayınları, 14.

Ataman, G., 1972. Ankara'nın güneydoğusundaki granitik/granodiyoritik kütlelerden Cefalıkdağı radyometrik yaşı hakkında ön çalışma, H.Ü. Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 2, 1, 44-49.

Ayan, M., 1963. Contribution a l'etude petrographique et ge'ologigue de la region situěe au Nord-Est de Kaman (Turquie), MTA, 115, 332.

Aydın, N. S., Göncüoğlu, M.C., ve Erler, A., 1998. Latest Cretaceous magmatism in the CentralAnatolian Crystalline Complex: review of field, petrographic and geochemical festures, Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 259-268.

Bailey, E.B., ve McCallien, W.C., 1950. Ankara melanjı ve Anadolu şaryajı, MTA Dergisi, 40, 12-16.

Barker, A.C., 1990. Introductıon to metamorphic textures and microstructures, Blackie, NewYork, 162.

Barut, Z., 1957. Akdağmadeni bölge jeolojisi, M.T.A Enst. Rapor No 2806, Ankara (yayınlanmamış).

Baş, H., ve Koçak, K., 1989. Ortaköy (Niğde) Yöresinin Jeolojisi, Arastırma Fonu, Proje No 88/40, Konya.

Baş, H., Koçak, K., ve Poyraz, N., 1999. Ulukışla (Niğde) volkaniklerinin mineralojik özellikleri, Geosound, 34, 137-150.

Batchelor, R.A., ve Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, Chemical Geology, 48, 43-55.

Bayhan, H., 1984. Kesikköprü skarn kuşağının (Bala-Ankara) mineralojisi ve petrojenezi, Yerbilimleri, 11, 45-57.

Bayhan, H., 1986. İç Anadolu Granitoyid kuşağındaki Çelebi sokulumunun jeokimyası ve kökensel yorumu, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 29, 27-36.

Bayhan, H., 1987. Cefalıkdağ ve Baranadağ plütonlarının (Kaman) petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikleri, Geological Engineering, 30-31, 11-16.

Bayhan, H., 1988. Bayındır-Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaçların jeokimyası ve kökensel yorumu, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 31, 1, 59-68.

Bayhan, H., 1990. Ulusal birinci Türkiye jeotravers alanı içinde yer alan ortaköy granitoyidinin (Tuz gölü doğusu) mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelenmesi, Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurulu, Proje No TBAG-841, Ankara.

Baykal, F., 1941. Kırıkkkale-Kalecik ve Keskin-Bala mıntıkalarındaki jeolojik etütdler, MTA Enst., Rapor No: 2273, Ankara, (yayınlanmamış).

Beyarslan, M., Lin, Y.C., Bingöl, A.F., ve Chung, S.L., 2016. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implication of Cadomian (Ediacaran-Early Cambrian) magmatism in SE Turkey, Journal of Asian earth Sciences, 130, 223-238.

Bingöl, E., 1974. 1/2 500 000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kusakların jeotektonik evrimi üzerinde tartısmalar, MTA Enst. Derg., 83, 178-184.

Bhattacharya, A., Mazumdar, A.C., ve Sen, S.K., 1988. Fe-Mg mixing in cordierite, constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites, Am., Mineralogist, 73, 556, 338-344.

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies, In: Henderson P (eds) Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 63-114.

Boztuğ, D., 1998. Post–Collisional Central Anatolian alkaline plutonism, Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 145-165.

Boztuğ, D., 2000. S-I-A-type intrusive associations: geodynamic of significance of synchronism between metamorphism and magmatism in central Anatolia, Turkey. In: Bozkurt E, Winchester JA, Piper JDA (eds) Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geol Soc Lond Spec Publ., 173, 441–458.

Boztuğ, D., Yılmaz, S., ve Öztürk, A., 1994. İç-Doğu Anadolu da çarpışma sonrası alkali plütonizma, 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri Özleri Kitabı, 141.

Brammall, A., Harwood, H.F., 1932. The Dartmoor granites, their genetic relationships. Quart J. Geol. Soc. London 88, 171-237.

Brinkmann, R., 1971. Das kristalline Grudgebirge von Anatolıen, Geol., Rdsch., 60, 886-899.

Brinkmann, R., 1974. Geologic relations between Black Sea and Anatolia, Amer. Assoc. Petroleum Geol. Mem., 20, 63-76.

Buchardt, W. S., 1954. 1953, ve 1954 yaz aylarında Orta Anadoluda Dr. W. S. Buchardt tarafından yapılan 1/100000 ölçekli jeolojik harita alma çalısmaları hakkında rapor, M.T.A Enst. Rapor no:2675, Ankara, (yayınlanmamış).

Bucher, K., ve Grapes, R, 2011. Petrogenesis of metamorphic rocks, 8.edition, (çeviri editör, Helvacı, C., 2015), Springer-Verlag Berlin.

Callister, W.D., ve Rethwisch, D.G., 2013. Malzeme bilimi ve Mühendisliği, baskıdan çeviri, Edt. K. Genel, İstanbul.

Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhanslı, R., Koralay, E., Çetinkaplan, M., Akal, C., Satır, M., Chen, F., ve Kaya, O., 2011a. Menderes masifinin pan-afrikan temelin stratigrafisi ve Gondvana'nin Geç Neoproterozoyik/Kambriyen evrimi ile ilişkisi, MTA dergisi, 142, 25-68.

Candan, O., Oberhanslı, R., Dora, Ö.O., Çetinkaplan, M., Koralay, E., Rımmele, G., Chen, F., ve Akal, C., 2011b. Menderes masifinin pan-afrikan temel ve paleozoyik erken tersiyer örtü serilerinin polimetamorfik evrimi, MTA Dergisi, 142, 123-165.

Carmıchael, D.M., 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions ın quartz-bearing pelitic rocks, Contrib. Mineral. Petrol., 20, 244-267.

Chaput, E., 1936. Türkiyedeki jeolojik ve jeomorfolojik tetkik seyahatleri, İstanbul Üniversitesi Yayını, 324-326.

Clarke, D.B., Dorais, M., Barbarın, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., Baghdadi M., Erdmann, S., Forster, H., Gaeta M., Gottesmann B., Jamieson R., Kontak, D. J., Koller, F., Gomes, C.L., London D., Morgan Vi G.B., Neves L.J.P.F., Pattison, D.R.M., Pereira A.J.S.C., Pichavant M., Rapela C.W., Renno A.D., Richards S., Roberts M., Rottura A., Saavedra J., Sial A.N., Toselli, A.J., Ugidos, J.M., Uher P., Villaseca C., Visona, D., Whitney D.L., ben Williamson, B., ve Woodard, H.H., 2005. Occurrence and Origin of Andalusite in Peraluminous Felsic Igneous Rocks, Journal of Petrology, 46, 3.

Coşkun, E., 2003. Terziali – Çayağzı (Kırşehir) Yöresi altın silisli zonların oluşumu ve kökeni, Yüksek Lisans Tezi, H.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü (yayınlanmamış), Ankara.

Cox, K.G., Bell, J.D., ve Pankhurst, R.J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks., George Allen and Unwin.

Çelik-Karakaya M., ve Karakaya, N., 2011. Sistematik Mineraloji, Bizim büro basımevi, Ankara.

Çetinkaplan, M., 2018. Anamur (Alanya Masifi, Mersin) bölgesinde yer alan prekambriyen yaşlı kayaçların çok evreli P-T-t evrimi, Geological Bulletin of Turkey, 61, 91-130.

Daiziel, I.W.D., 1991. Pasific margins of Laurentia and east Antartica-Australia as a conjugate rift pair:Avidence and implications for an Eocambrian supercontinent. Geology, 19, 598-601.

Deniz, K., 2010. Buzlukdağı (Kırşehir) alkali magmatik kayaçların jeolojisi, petrolojisi ve konfokal raman spektometresi ile incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Dirik, K., ve Göncüoğlu, M. C., 1996. Neotectonic characteristics of Central Anatolia, Int. Geol. Reviews, 38, 807-817.

Duzgoren-Aydin, N.S., Malpas J., Goöncuoglu, M.C, Erler, A., 2001 A review of the nature of magmatism in central Anatolia during the Mesozoic post-collisional period. Int Geol. Rev. 43, 695–710.

Egeran, N., ve Lahn, E., 1951. Note on the tectonic position of the Northern and Central Anatolia, MTA Dergisi, 41, 23-27.

Ehlers, B.G., ve Blatt, H., 1982. Petrology, ıgneous, sedimantery and metamorphic, W.H. Freeman and Company, San Francisco, 732.

Eren, Y., Kurt, H., Rosselet, F., ve Stampflı, G.M., 2004. Palaeozoic deformation and magmatism in the northern area of the Anatolide block (Konya), witness of the Palaeotethys active margin, Eclogae geol. Helv., 97, 293–306.

Erguvanlı, K., 1954. Kırşehir doğusunun jeolojik etüdü hakkında rapor, M.T.A Enst. Rapor no:2373, Ankara, (yayınlanmamış).

Erkan, Y. 1975. Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizmanın petrolojik incelemesi, Doçentlik Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Yer Bilimleri Enstitüsü (yayınlanmamış), Ankara.

Erkan, Y., 1976a. Kırşehir çevresindeki rejyonal metamorfik bölgede saptanan izogradlar ve bunların petrolojik yorumlanmaları, Yerbilimleri, 2, 23-54.

Erkan, Y., 1976b. Orta Anadolu Masifindeki karbonatlı kayaçlarda plajiyoklaz bileşimi ile metamorfizma arasındaki ilişkilerin incelenmesi, Yerbilimleri, 2, 1, 107-111.

Erkan, Y., 1977. Orta Anadolu Masifinin güneybatısında, Kırşehir bölgesinde etkili rejyonal metamorfizma ile amfibol minerallerinin arasındaki ilişkiler, Yerbilimleri, 3, 1, 41-46.

Erkan, Y., 1978. Kırşehir Masifinde granat minerallerinin kimyasal bileşimi ile rejyonal metamorfizma arasındaki ilişkiler, T.J.K. Bülteni, 21, 42-49.

Erkan, Y., 1980. Amfibolit sorunu ve Orta Anadolu amfibolitlerinin oluşum ve kökenlerinin incelenmesi, Yerbilimleri, 5-6, 61-76.

Erkan, Y., 1981. Orta Anadolu masifinin metamorfizması üzerine yapılmış çalışmalarda varılan sonuçlar. İç Anadolu'nun jeolojisi Simpozyumu, TJK 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 9-11.

Erkan, Y., ve Ataman, G., 1981. Orta Anadolu masifinin (Kırşehir yöresi) metamorfizma yaşı üzerine K/Ar yöntemi ile bir inceleme, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 8, 27-30.

Erkan, Y., 2001. Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, 42.

Erler, A., Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, B., Geven, A., ve Önen, P., 1989. Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir masifi magmatik kayalarının petrografisi ve jeokimyası., Tübitak Projesi, TBAG -667, 1-13.

Erler, A., Akıman, O., Unan, Ç., Dalkılıç, F., Dalkılıç, B., Geven, A., ve Önen, P., 1991. Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayaçlarının petrolojisi ve jeokimyası, 44. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri Kitabı, 25.

Erler, A., ve Bayhan, H., 1995. Orta Anadolu granitoidlerinin genel değerlendirmesi ve sorunları, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 17, 49-67.

Erler, A., ve Goncuoglu, M.C., 1996. Geologic and tectonic setting of the Yozgat batholith, northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, Int., Geol., Rev., 38, 714–726

Ferry, J.M., ve Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet, Contrib., Mineral Petrol., 66, 113-117.

Flöttmann, T., 1990. Fibrolitic sillimanite in retrograd shear zones of the Central Schwarzwald basement (Southwest Germany), deformation-dehydration interastion, microstructural implications, J., Metamorphic Geol., 30-45.

Genç, Y., 2003. Kırsehir Masifi Metamorfitleri stratigrafisinde yeni gözlemler, 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiriler Kitabı, Ankara, 315.

Geven, A., 1992. Mineralogy, petrography and geochemistry of Cefalıkdag Plutonic rocks (Kaman Region, Central Anatolia), Yüksek Lisans Tezi, O.D.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Göncüoğlu, M.C., 1981a. Niğde Masifinde viridin gnaysın kökeni Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24, 45-51.

Göncüoğlu, M.C., 1981b. Niğde Masifinin jeolojisi, TJK 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Ankara, 16-19.

Göncüoğlu, M.C., 1982. Niğde Masifi paragnayslarında zirkon U/Pb yaşları, T.J.K. Bült., 25, 1, 61-66.

Göncüoğlu, M. C., 1986. Orta Anadolu masifinin güney ucundan jeokronolojik yaş bulguları, MTA Dergisi, 105-106, 111-124.

Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Dirik, K., ve Yalınız, K., 1994. Sivas Baseni'nin batısı'nın jeolojisi, 1993 saha raporu, ODTÜ AGÜDOS Proje No: 93-03-09-01-06, 8.

Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, V., Olgun, E., Yalınız, K., Kuşçu, İ., Dirik, K., 1993. Orta anadolu masifinin orta bölümünün jeolojisi, Bölüm 3: Orta Kızılırmak Tersiyer baseninin jeolojik evrimi, TPAO Rapor No: 3313, 104.

Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E., ve Rojay, B., 1992. Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta kesim, TPAO Rapor No, 3155.

Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., Ronner, R., ve Köksal, F., 2004. Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U-Pb titanite ages from the Alpine Central Anatolian granitoids (Turkey), Int., J., Earth Sci., 93, 974-989.

Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erler, A., ve Olgun, E., 1991. Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim, TPAO Rapor No, 2909, 140.

Göncüoğlu, M.C., ve Türeli, K., 1993. Petrology and geodynamic interpretation of plagiogranites from the Central Anatolian Ophiolites (Aksaray-Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, 2, 195-203.

Göncüoğlu, M.C., Gürsu, S., Tekin, U.K., ve Okuyucu C., 2007. The Mississippian in the Central and Eastern Taurides (Turkey), Constraints on the tectonic setting of the, Geologica Carpathica, 58, 5, 427-442.

Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I., and Sengor. A.M.C., 1984. Paleotectonic evolution of the Tuzgolü basin complex, Central Turkey, Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure, in Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds., The geological evolution of the eastern Mediterranean, Geological Society of London Special Publication, 17, 467-482.

Görür, N., 1998. Türkiye'nin Triyas-Miyosen paleocoğrafya atlası, TÜBİTAK-Global Tektonik Araştırma Ünitesi ve MTA, 43.

Görür, N., Tüysüz, O., ve Şengör, A.M.C., 1998. Tectonic evolution of the Central Anatolian Basin., International Geology Review, 40, 831-850.

Güleç, N., 1994. Rb-Sr isotope data from the Agaçören Granitoid (East of Tuz Gölü), geochronological and genetical implications, Turkish Journal of Earth Sciences, 3, 39-43.

Gürsu, S., 2002, Geology and petrogenesis of pre-Palaezoic magmatic rocks in the Inner Western Anatolia (SW Afyon) region, Ph.D. thesis, Hacettepe University, 204.

Gürsu, S., ve Göncüoğlu, M.C., 2008. Petrogenesis and geodynamic evolution of the Late Neoproterozoic post-collisional felsic magmatism in NE Afyon area, western central Turkey, Geological Society, London, Special Publications, 297, 409-431.

Gürsu, S., Möller, A., Göncüoglu, MC., Köksal, S., Demircan, H., Toksoy Köksal, F., Kozlu, H. ve Sunal, G., 2015. Neoproterozoic continental arc volcanism at the northern edge of the Arabian Plate, SE Turkey. Precambrian Research, 258, 208-233.

Holdaway, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminosilicate phase diagram, American Journal of Science, 271, 97–131.

Holdaway, M.J., ve Lee, S.M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations, Contrib., Miner., Petrol., 63, 2, 175-198.

Holdaway, M.J., Dutrow, B.L., ve Hinton, R.W., 1988. Devonian and Carboniferous metamorphism in westcentral Maine, the muscovite, almandine geobarometer and the staurolite problem revisited, Am., Mineralogist, 73, l-2, 2047.

Holdaway, M.J., ve Mukhopadhyay, B., 1993. A re-evaluation of the stability relations of andalusite, thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicate, American Mineralogist, 78, 298–315.

Holland, T., ve Powell, R., 2001. Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset, Journal of Petrology, 42, 673–683.

Holtz, F., Johannes, W., ve Pichavant, M., 1992. Peraluminous granitoids, the effect of alumina on melt composition and coexisting minerals, Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 86, 409–416.

Ilbeyli, N., 2004, Petrographic and geochemical characteristics of the Hamit Alkaline Intrusion in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, Turkish Journal of Eanh Sciences, 13, 269-286.

İlbeyli, N., ve Uras, Y., 2005. Subalkalen Baranadağ (Kaman-Kırşehir) plütonunun petrojenezi ve jeokimyasal özellikleri, Geosound, 47, 13-28.

Ildefonse, B., Launeau, P., Bouchez, J.L., ve Fernandez, A., 1992. Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientations, a two dimensional experimental approach, Journal of Structural Geology, 14, 73-83.

İlhan, E., 1976. Türkiye Jeolojisi, O.D.T.Ü Müh., Fak., Yayını, 51, 29.

Irvıne, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.

İskit, M., 1966. Bayındır-Kaman radyoaktif flüorit zuhurları ve civarı kayaçlarının petrografik etüdü, M.T.A. Enst., Derg., 66, 149-166.

Işık, F., 1999. Ekecekyeniköy-Mamasun (Aksaray), Yesilhisar (Kayseri) arasının jeolojisi ve gabroyik ve granitoyidik kayaçların petrografik -mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.

Işık, F., ve Koçak, K., 2005. Ekecek dağı granitoyidinin (Aksarayın kuzeydoğusu) petrografik ve jeokimyasal özellikleri, Geosound, 45, 83-105.

Isik, V., Lo C.H., Goncuoglu, M.C., Demirel, S., 2008. 39Ar–40Ar ages from the Yozgat batholith, preliminary data on the timing of Late Cretaceous extension in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, J Geol., 116, 510–526.

Işık, V., 2009. Ductile shear zone in granitoid of Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, ımplications for Late Cretaceous extensional deformation, Journal of Asian Earth Sciences, 34, 507-521.

Joyce, D.B., ve Voigt, D.E., 1994. A phase equilibrium study in the system $KAlSi_3O_8$–$NaAlSi_3O_8$–SiO_2–Al_2SiO_5–H_2O and petrogenetic implications. American Mineralogist, 79, 504–512.

Kaaden, G., 1971. Basement rocks of Turkey geology and history of Turkey, Ed., A., S., Campell, Petroleum, Expl., Soc., Libya-Tripoli, 191-209.

Kadıoğlu, Y.K., 2001. Yozgat-Kırsehir-Kırıkkale çevresinin jeoloji ve kırıklarının genel özellikleri, Yukarı Orta Anadolu Jeofizik Toplantısı, 89-103.

Kadıoğlu, Y.K., 1991. Geology, Petrograpy and Geochemistry of Ağaçören (Aksaray) Magmatic Rocks., M.Sc.Thesis, Middle East Technical University, Ankara.

Kadıoğlu, Y.K., Dilek, Y., ve Foland, K.A., 2006. Slab Break And Syncollisional Origin of the Late Cretaceous Magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, Geological Society of America Bulletin, 409, 381-415.

Kadıoğlu, Y.K., Dilek, Y., Güleç, N., ve Foland, K.A., 2002. Structure, petrology and geocronology of the Agaçören ıntrusive suite and ıts tectonic ımplications for the geodynamic evolution of Central Anatolia, International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering, İstanbul, Abstracts, 115.

Kadıoğlu, Y.K., Dilek, Y., Güleç, N., ve Foland, K.A., 2003. Tectonomagmatic evolution of bimodal plutons in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, Geological Journal, 111, 671-690.

Kadıoğlu, Y.K., ve Güleç, N., 1992. Ağaçören (Aksaray) magmatik kayaçlarının jeolojisi ve petrografisi, 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri Kitabı, 70.

Kadıoğlu, Y.K., ve Güleç, N., 1993. Granitoidler içindeki anklavların kökeni ve Türkiyeden örnekler, 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri Kitabı, 89.

Kadıoğlu, Y.K., ve Güleç, N., 1995. Ağaçören (Aksaray) intrüzif takımının petrolojisi, Ç.Ü. 20.Yıl Sempozyumu, Adana, Bildiri Kitabı, 40.

Kadıoğlu, Y.K., 1996. Anklavların mineral kimyası ve petrografik özelliklerinden yararlanarak kökeninin incelenmesi, Karakay (Eskişehir) graniti, SDÜ, 9. Müh.Sempozyumu Bildiriler, 161-170.

Kadıoglu, Y.K., ve Özsan, A., 1998. Sulakyurt granitoidindeki gabroların derin yapısının sondajlarla belirlenmesi. Türkiye Jeol., Bült., 41, 2, 177-185.

Kadıoğlu, Y.K., ve Güleç, N., 2001a. Gabro types in the Central Anatolian Crystalline Complex; field apects, petrographic features and geochemistry, Fourth International Turkish Geology Symposium, Çukurova University, Adana, Abstracts, 206.

Kadıoğlu, Y.K., ve Güleç, N., 2001b. Nature and distribution of felsic plutons in central anatolian crystalline complex, Time-Space Relations, Fourth International Turkish Geology Symposium, Çukurova University, Adana, Abstract, 202.

Kara, H., ve Dönmez, M., 1990. 1/100000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi Kırsehir-G17 paftası, M.T.A. Enst., Jeoloji Etüdleri Dairesi, Ankara, 17.

Kaya, A., 2016. Keban metamorfitlerinin stratigrafisine ilişkin yeni yaş bulguları, Pamukkale Univ., Muh., Bilim Derg., 22, 3, 189-199.

Kerrıck, D.M., 1990. The Al_2SiO_5 polymorphs, Reviews in mineralogy, Miner., Soc., Of America, 22.

Ketin, İ., 1955. Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu masifinin tektonik durumu, TJK, 6, 1-40.

Ketin, İ., 1963. 1/500000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası ‘Kayseri’ paftası, M.T.A Enst., Yay., Ankara, 83.

Ketin, İ., 1966. Anadolu’nun tektonik birlikleri, MTA Dergisi, 66, 20-35.

Koçak, K., 1993. The petrology and geochemistry of the Ortaköy area, Central Turkey, PhD thesis, Glasgow Uni., Scotland, 280 (Yayımlanmamış).

Koçak, K., 2000a. Horoz granodiyoritinin jeokimyası, Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma, 139-147.

Koçak, K., 2000b. Ortaköy (Aksaray) yöresindeki kırıntılı kayaçların bölgesel metamorfizması, Maden Tetkik Arama Dergisi, 122, 43-52.

Koçak, K., 2006. Mafik ve felsik magmaların melezleşmesi-Orta Anadolu'dan bir çalışma, 30.yıl Fikret Kurtman Jeoloji Sempozyumu, Selçuk Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya, Bildiri Kitabı, 140.

Koçak, K., ve Kansun, G., 2008. Chemical and mineralogical characteristics of the garnets from Ortaköy (Kırşehir Massif) and Alanya (Alanya Massif) areas, Selçuk University Journal of Engıneering Scıence and Technology, 23, 1, 41-50.

Koçak, K., 2013. Constraints on the Age of metasedimentsfrom the western part (Ortaköy- Aksaray) of the CACC Turkey, STARTI 2013, Sprınger Geology, 527-531.

Koçyiğit, A., 1991. An example of an accretionary forarc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey, Geological Society of America Bulletin, 103, 22-36.

Koçyiğit, A., 2003. Orta Anadolu'nun genel Neotektonik özellikleri ve depremselliği, Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma, TPJD, 5, 1-26.

Koçyiğit, A., ve Beyhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure, the Central Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics, 284, 317-336.

Koralay, E., Chen, F., Candan, O., Dora, O.Ö., Satır, M. ve Oberhänsli, R., 2005. Pb-Pb geochronology of detrital zircons from Neoproterozoic paragneisses in the Menderes Massif, Turkey. International Earth Scieences Colloqium on the Aegean Regions, İzmir-Turkey, 69.

Köksal, S., Möller, A., Freı, D., Göncüoğlu, M.C., ve Köksal-Toksoy, F., 2007. Petrological characteristics and LA-SF-ICP-MS U-Pb ages of S-type granitoids from Central Turkey, Geochimica et Cosmochimica Acta, 71, Supplement 1, Goldschmidt Conference, A505.

Küçük, G.E., 2005. Kırşehir yakın çevresindeki bölgesel metamorfik serilerde bulunan kuvarsitlerin petrografik incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Kröner, A., 1984. Late Precambrian plate tevtonics and orogeny, a need to redefine the term Pan- African. In: J Klerkx, J Michot (ed). African Geology, Tervuren, Musccc. R. I'Afrique Centrale, 23-28.

Lahn, E., 1940. Kızılırmak-Yeşilırmak arasındaki mıntıkaya ait rapor, M.T.A Enst. Rapor No: 1026, Ankara, (yayınlanmamış).

Lang, H.M., ve Rice J.M., 1985. Geothermometry, geobarometry and T-X (Fe-Mg) relations in metapelites, Snow Peak, northern Idaho. J Petrol, 26, 889-924.

Lefebvre, C., Vissers, R.L.M., ve Hinsbergen, V.D., 2009. Kırşehir masifindeki sıyrılma fayı ve makaslama kinematiği, Orta Anadolu Kristalen Kompleksi, Türkiye, 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri Kitabı, 24-25.

Lefebvre, C., Barnhoorn A., Hinsbergen V.D., Kaymakci, N., ve Vissers, R.L.M., 2011. Late Cretaceous extensional denudation along a marble detachment fault zone in the Kırsehir massif near Kaman, central Turkey, Journal of Structural Geology, 33, 1220-1236.

Lejeune, A.M., ve Rıchet, P., 1995. Rheology of crystal-bearing silicate melts, an experimental study at high viscosities, Journal of Geophysical Research 100, 4215-4230.

Maniar, P.D., ve Picolli, P.M., 1989. Tectonic discriminations of granitoids, Geological Society of America Bulletin, 101, 635-643.

Mehnert, K.R., 1968. Migmatites and Origin of Granitic Rocks, Elsevier, Amsterdam Netherlands.

Middlemost, E.A.K., 1985. Naming materials in the magma/igneous rock system, Earth Sciences Reviews, 37, 215-224.

Okay, A.I., ve Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey, In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (Eds), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen., Geological Society, London, Special Publications, 156, 475-515.

Oktay, F.Y., 1983. Orta Anadolu Masifi tortul örtüsünün Kaman-Kırşehir yöresinde stratigrafisi ve jeoloji evrimi, 37. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara,Bildiri Kitabı, 17.

Önen, P., ve Unan, Ç., 1988. Kaman (Kırsehir) kuzeydogusunda bulunan gabroların mineralojisi ve petrografisi, T.J.K Bült., 31, 2-28.

Özkan, A., 1959. Çayıralan, Akdağ- Yozgat çevresinin jeolojisi, MTA Enst Rapor No: 2701, Ankara, yayınlanmamış.

Passchier, C.W., ve Trouw R.A.J., 2005. Microtectonics, second edition, Springer-Verlag, Heidelberg, Germany.

Pawley, M., Reid, A., Dutch, R., ve Preises, W., 2013. A users guide to migmatites, Report Book, Government of South Australia.

Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams, In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.

Pearce, J.A., Harris, N.W., ve Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, J Petrology, 25, 956-983.

Perchuk, L.L., Aranovich, L.Y., Podlesskii, K.K., Lavrenteva V., Gerasimov V.Y. Fed'Kin. V.V, Kitsul, V.I., Karasakov, LP., ve Berdnikov, N.V., 1985, Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR, Jour. Metamorphic Geology, 3, 3, 265-310.

Poisson, A., 1986. The Anatolian micro-continent in the Eastern Mediterranian context, The neo-tethysian oceanic troughs, Sciences de la Terre, Memorie, 47, 311-328.

Reche, J., ve Martınez, J.M., 1996. GPT: An excel spreadsheet for thermobarometrıc calculatıons ın metapelıtıc rocks, Computers and Geosciences, 22, 7, 775-884.

Renner, J., Evans, B., ve Hirth, G., 2000. On the rheologically critical melt fraction, Earth and Planetary Science Letters, 191, 585-594.

Richardson, S.W., Gilbert, M.C., ve Bell, P.M., 1969. Experimental determination of kyanite–andalusite and andalusite–sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point, American Journal of Science, 267, 259–272.

Ronner, F., 1958. Ekzojen-Endojen metamorfizma münasebetleri hakkında bir etüd (Kırşehir Masifi-Merkezi Anadolu) bir granit mermer kontağındaki müşahadeler, M.T.A Enst., Derg., 50, 59-79.

Rose, E.L., 1957. Andalusite and corundum-bearingpegmatitesin Yosemite National Park, California, Am., Mineralogist, 42, 635-647.

Sanver, M., ve Ponat, E., 1981. Kırşehir ve dolaylarına ilişkin paleomanyetik bulgular, Kırşehir Masifinin rotasyonu, İstanbul Earth Sciences Review, 2, 3-4, 231-238.

Sawyer, E.W., 2008. Atlas of Migmatites, The Canadian Mineralogist Special Publication, Canada.

Sengor, A.M.C., Yılmaz, Y., and Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys, in Dixon. J.E., and Robertson, A.H.F., eds., The geological evolution of the Eastern Meditermnean, Geological Society of London Special Publication, 17, 77-112.

Seymen, İ., 1981a. Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin metamorfizması, 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Ankara, 12-15.

Seymen, İ., 1981b. Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin stratigrafisi ve metamorfizması, TJK, 24, 7-14.

Seymen, İ., 1982. Kaman dolayında Kırşehir Masifinin jeolojisi, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.

Seymen, İ., 1983. Tamadağ (Kaman-Kırşehir) çevresinde Kaman grubunun ve onunla sınırdaş oluşukların karşılaştırmalı tektonik özellikleri 37. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara,Bildiri Kitabı, 9.

Seymen, İ., 1984. Kırşehir masifi metamorfitlerinin jeoloji evrimi, Ketin Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını, 133-148.

Seymen, İ., 1998. Savcılıbeyit (Kaman) ve Yeşilli (Kırşehir) köyleri arasında Kırşehir Masifi'nin jeolojisi, Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, Ankara, Bildiri Özleri Kitabı, 6-7.

Shand, S. J., 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York, John Wiley and Sons.

Sobolev, N.V., 1972. The facies of metamorphism, Canbera, Australian National University Press, Canberra, A.C.T. 416.

Staublı, A., 1989. Polyphasemetamorphism and the development of the Main Cantral Thrust, J., Metamorphic Geol., 7, 73-93.

Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collusion in the Proterozoic east African orogen: Implications for the consolidation of Gondwanaland, Annual Review Earth Planetary Science, 22, 319-351.

Stchepinsky, V., 1942. Kırsehir-Boğazlıyan çayı bölgesinin jeolojisi ve mineral kaynakları, M.T.A. Enst., Mec., 28, 3, 489-502.

Şahin, Ş., ve Ünlügenç, U.C., 2014. Bayat-Bolvadin (Afyonkarahisar) Arasındaki Bölgenin Stratigrafisi, Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi, 29, 1, 173-191.

Şaroğlu, F., Boray, A., Özer, S., ve Kuşçu, İ., 1982. Orta Anadolunun Neotektoniğiüzerine bazı görüşler, 36. Türkiye Jeoloji Kurultay, Ankara, Bildiri Kitabı, 4.

Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-241.

Şengör, A.M.C., Satır, M. ve Akkök, R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey. Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey, Tectonics, 3, 7, 693-707.

Şengün, M., 1993. Bitlis Masifinin Metamorfizmasi ve Örtü Çekirdek İlişkisi, MTA Dergisi, 115, 1-13.

Taylor, S.R., ve McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust, Reviews in Geophysics, 33, 241-265.

Tenekecioğlu, G., 2005. Kışehir yöresinde bölgesel metamorfik kayaçlardaki granat-biyotit jeotermometresi kullanılarak metamorfizma sıcaklığının belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Thompson, A.B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks, II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations, Am., Jour., Sci., 276, 4, 425-454.

Tokel, S., ve Ercan, T., 1992. Anadoluda çarpışma-sonu volkanizmasının jeokimyasal ayırtman özellikleri: Yiten blok-manto etkileşimi, 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri Özleri, 36.

Toksoy-Köksal, F., 2016. Ekecikdağ Magmatik Birliği (Orta Anadolu) Granitoyidlerinin Petrojenezi: Mineral Kimyası Perspektifi, Yerbilimleri, 37, 2, 139-178.

Tolluoğlu, A.Ü., 1986. Orta Anadolu Masifi'nin güneybatısında (Kırsehir Yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler, Doktora Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü (yayınlanmamış), Ankara.

Tolluoğlu, A.Ü., 1987. Orta Anadolu Masifi Kırşehir Metamorfitlerinin (Kırsehir kuzeybatısı) petrografik özellikleri, Doğa Bilim Dergisi, 11, 3, 344-361.

Tolluoğlu, A.Ü., 1988. Orta Anadolu Masifi Kırsehir Metamorfitlerinin mezoskobik tektonik özellikleri (Kırsehir kuzeybatısı), H.Ü. Yerbilimlerinin 20.Yılı Sempozyumu, Ankara, Bildiriler Kitabı, 33.

Tolluoğlu, A.Ü., 1993. Kırşehir Masifini kesen Kırşehir Metamorfitlerinin (Kırşehir kuzeybatısı) petrografik özellikleri, Doga Bilim Derg., TU Müh., ve Çevre D., 11, 3, 344-361.

Tolluoğlu, A.Ü., ve Erkan, Y., 1989. Regional progressive metamorphism in the Central Anatolian Basement, NW Kırsehir Massif, Turkey, M.E.T.U. Journal of Pure and Appl. Sc., 2, 3, 19-41.

Tolluoğlu, A.Ü., ve Erkan, Y., 1990. Orta anadolu Masifi Kırşehir metamorfitlerinin petrolojik özellikleri (Kırşehir kuzeybatısı), Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A, Yer Bilimleri, 6-7, 3-17.

Tolluoğlu, A.Ü., ve Erkan, Y., 1993. Kırşehir metasedimanter grubunda progresif metamorfizmanın petrolojik karakteri, A., Suat Erk Jeoloji Simpozyumu, Ankara, Bildiri Kitabı, 329-334.

Tolluoğlu, A.Ü., Erkan, Y., Sümer, Ö.E., Boyacı, M.N., ve Yavaş, F., 1997. Afyon metasedimanter grubunun Mesozoyik öncesi metamorfik evrimi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 40, 1, 1-17.

Tuttle, O.F., ve Bowen, N.L., 1958. Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $NaAlSi_3O_8$–$KAlSi_3O_8$–SiO_2–H_2O, Geological Society of America, Memoir, 74.

Türeli, K., Göncüoğlu, M.C., ve Akıman, O., 1993. Ekecikdağ Granitoyidinin Petrolojisi Ve Kökeni (Orta Anadolu Kristolen Kütlesi Batısı), MTA Dergisi, 115, 15-28.

Tüysüz, O., 1993. Karadenizden Orta Anadoluya bir jeotravers, TPJD Bült., 5, 1, 1-33.

Tüysüz, O., 1996. Amasya ve çevresinin jeolojisi, Türkiye 11. Petrol kongresi ve sergisi, bildiriler, 32-48.

Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Collins, A.S., Robertson, A.H.F., 2009. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey:magmatism along the developing northern margin of Gondwana, Tectonophysics, 473, 99–112.

Vache, 1963. Akdağmadeni kontakt yatakları ve bunların Orta Anadolu Kristaline karşı olan jeolojik çevresi, MTA Enst., Bulk., 60, 22.

Wells, P.R.A., 1979. Chemical and thermal evolution of Archaen sialic crust, southern West Greenland, Jour. Petrology, 20, 2, 187-226.

Wells, P.R.A., ve Richardson, S.W., 1979. Thermal evolution of metamorphic rocks in the Central Highlands of Scotland, in Harris, A.L., Holland, C.H..and Leake, B E., eds., The Caledonides of the British Isles-Reviewed, Geol., Sot., Lond., Spec., Pub., 8, 339-344.

Wilson, T.J., Grunow, A.M. ve Hanson, R.E., 1997. Gondwana assembly: The view from southern Africa and east Gondwana. Journal of Geodynamics, 23, ¾, 263-286.

Wıntsch, R.P., Ocannell, A.F., ranson, B.L., ve Wıechmann, M.J., 1981. Evidence for the influence of f_{CH4} on the cistalinity of disseminated carbon in greenschist facies rocks, Rhode ısland, USA, Contr. Mineral Petrol., 77, 50-73.

Wıntsch, R.P., ve Andrews, M.S., 1988. Deformationinduced growth of sillimanite, stress minerals revisited, J. Geol., 96, 143-161.

Whitney, D., ve Dilek, Y., 2001. Metamorphic and tectonic evolution of the Hırkadağ block , Central Anatolian Crystalline Complex, Turkish Journal of Earth Sciences, 10, 1-15.

Whitney, D., ve Hamilton, M.A., 2004. Timing of high grade metamorphism in Central Turkey and the assembly of Anatolia, Journal Geological Society, 161, 823-828.

Whitney, D., Teyssier, C., Dilek, Y., ve Fayon, A.K., 2001. Metamorphism of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, influence of orogen normal collision vs. wrench dominated tectonics on P–T–t paths, Journal of Metamorphic Geology, 19, 411-432.

Whitney, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., Hamilton M.A., Heizler, M., 2003. Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion: timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Nigde Massif, Turkey. Tectonophysics 376, 37–60.

Williams, M., and Grambling, J.A., 1990. Manganese, ferric iron and the equilibrium between garnetand biotite, American Mineralogist, 75, 7, 886-908.

Winkler, H.G.F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks, Spinger-Verlag, 5. Edition, Newyork.

Yalınız, M. K., ve Göncüoğlu, M.C., 1998. General geological characteristic and distribution of the Central Anatolian ophiolites, Yerbilimleri, 20, 19-30.

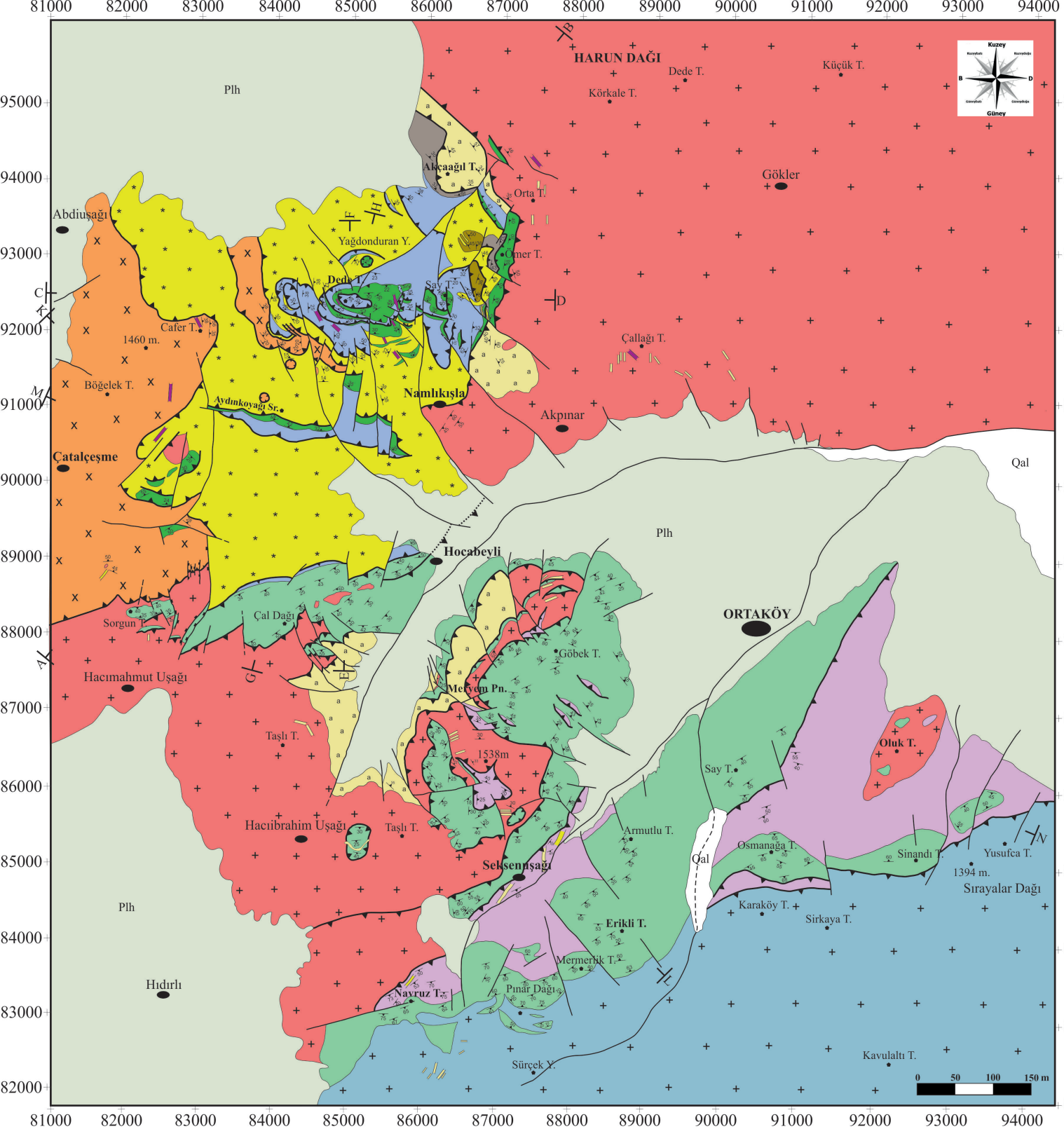
Yardley, B.W.D., 1989. An İntroduction to metamorphic petrology, Longman Earth Sci. Series, 248.

Yeniyol, M., 2009. Mineraloji, Dilek ofset matbaacılık, İstanbul.

Yeşilören, N., 2003. Kırsehir-Kaman Bölgesi Metamorfik serilerde vollastonit oluşumunun incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü (yayınlanmamış), Ankara.

Yılmaz, S., ve Boztuğ, D., 1994. Granitoyid petrojenezinde magma mingling/mixing kavramı:Türkiyeden bazı örnekler, 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri Özleri Kitabı, 138-139.

Zoroğlu, O., 2009. Sivrihisar-Günyüzü (Eskişehir) granitoyidlerinin jeolojisi, petrolojisi ve anklavların kökeni, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi (yayımlanmamış), 252.



AÇIKLAMALAR

Dedetepe Metasedimanter Birliği

PREKAMBRİYEN (Proterozoyik)
- Saytepe Metamorfiti
- Ömertepe Metamorfiti
- Akçaağıl Metamorfiti
- Topaktaş Metamorfiti

Navruztepe Metasedimanter Birliği

PALEOZOYİK
- Eriklitepe Metamorfiti (Alt Silüriyen-Üst Devoniyen)
- Seksenuşağı Metamorfiti (Kambriyen-Alt Silüriyen)

Ekecikdağ Magmatik Birliği

ÜST KRETASE (Geç Santoniyen)-(Erken Kampaniyen)
- Namlıkışla Andaluzit Graniti
- Çatalçeşme Granodiyoriti
- Ekecikdağ Magmatik Birliği(Ayırtlanmamış)

Ağaçören İntrüzif Takımı

ÜST KRETASE (Kampaniyen)
- Granodiyorit Porfir
- Meryem Pınarı Graniti
- Gabro-Diyorit-Granodiyorit-Granit-Alkali Feldispat Granit

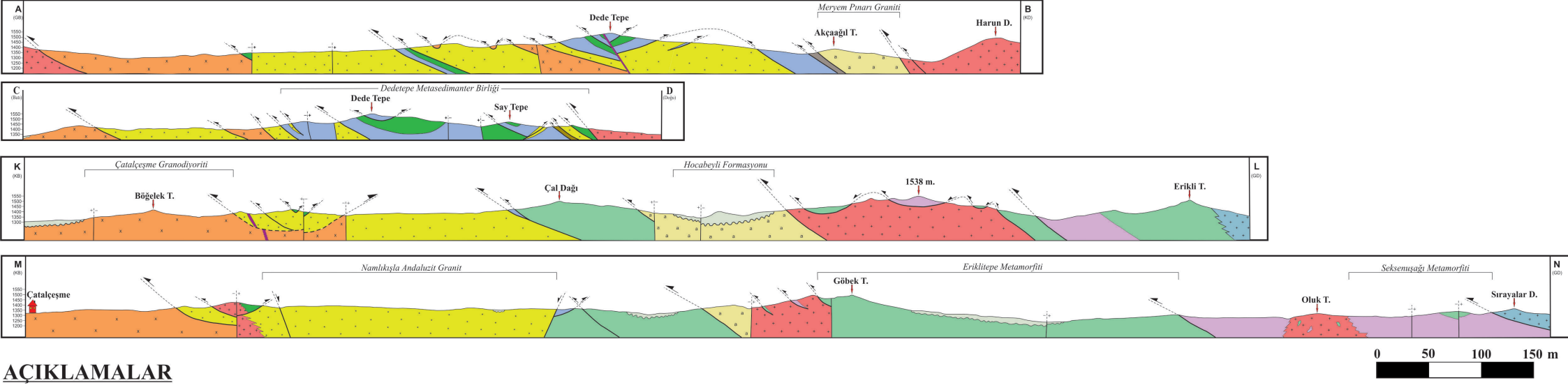
Post Orojenik Birimler

SENOZOYİK
- Qal — Alüvyon (Kuvaterner)
- Plh — Hocabeyli Formasyonu (Alt Pliyosen)

Sembollerin Açıklamaları

- Olası Fay
- Oblik Fay
- Olası Ters Fay
- Şehir Merkezi
- Normal Fay
- Ters Fay
- Foliasyon
- Yerleşim Yeri

EK A. Çalışma alanının jeoloji haritası



AÇIKLAMALAR

Dedetepe Metasedimanter Birliği

PREKAMBRİYEN (Proterozoyik)

- Saytepe Metamorfiti
- Ömertepe Metamorfiti
- Akçaağıl Metamorfiti
- Topaktaş Metamorfiti

Navruztepe Metasedimanter Birliği

PALEOZOYİK

- Eriklitepe Metamorfiti (Alt Silüriyen-Üst Devoniyen)
- Seksenuşağı Metamorfiti (Kambriyen-Alt Silüriyen)

Ekecikdağ Magmatik Birliği

ÜST KRETASE (Geç Santoniyen)-(Erken Kampaniyen)

- Namlıkışla Andaluzit Graniti
- Çatalçeşme Granodiyoriti
- Ekecikdağ Magmatik Birliği(Ayırtlanmamış)

Ağaçören İntrüzif Takımı

ÜST KRETASE (Kampaniyen)

- Granodiyorit Porfir
- Meryem Pınarı Graniti
- Gabro-Diyorit-Granodiyorit-Granit-Alkali Feldispat Granit

Post Orojenik Birimler

SENOZOYİK

- Alüvyon (Kuvaterner)
- Hocabeyli Formasyonu (Alt Pliyosen)

EK B. Çalışma alanının jeolojik enine topografik kesitleri

EK C. SM örneklerindeki granat minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D17-2-2GAR-1	D17-2-2GAR-2	D17-2-2GAR-3	D17-2-2GAR-4	D28-1-3GAR-1	D28-1-3GAR-2	D28-1-3GAR-3	D28-1-3GAR-4
SiO_2	34.14	35.79	35.99	36.28	35.59	35.4	35.96	36.02
TiO_2	0.03	0.05	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03
Al_2O_3	20.68	19.05	19.68	19.61	20.36	20.51	20.47	20.08
Cr_2O_3	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
FeO	38.01	38.41	37.65	36.78	36.69	36.42	35.99	36.25
MnO	4.05	0.6	0.58	0.63	1.96	1.84	1.78	1.87
MgO	1.69	3.76	4.06	4.31	3.81	4.15	4.18	4.37
CaO	1.39	2.31	1.99	2.35	1.57	1.64	1.58	1.37
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01
FeOcalc	38.01	38.41	37.65	36.78	36.69	36.42	35.99	36.25
Totalcalc	99.98	99.56	99.34	99.20	99.30	99.56	99.00	99.74
O_F_Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CTotal	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00
TSi	2.794	2.892	2.898	2.913	2.868	2.845	2.888	2.894
TAl	0.206	0.108	0.102	0.087	0.132	0.155	0.112	0.106
Top_T	3	3	3	3	3	3	3	3
Al^{VI}	1.787	1.705	1.763	1.767	1.8	1.786	1.823	1.793
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002
Cr	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Top_A	1.79	1.71	1.767	1.77	1.801	1.789	1.826	1.796
Fe^2	2.602	2.596	2.535	2.47	2.472	2.448	2.417	2.435
Mg	0.206	0.453	0.487	0.516	0.458	0.497	0.5	0.523
Mn	0.281	0.041	0.04	0.043	0.134	0.125	0.121	0.127
Ca	0.122	0.2	0.172	0.202	0.136	0.141	0.136	0.118
Top_B	3.21	3.29	3.233	3.23	3.199	3.211	3.174	3.204
Top_kat	8	8	8	8	8	8	8	8
O	12	12	12	12	12	12	12	12
Alm	81.036	78.904	78.398	76.447	77.278	76.221	76.14	76.013
And	0	0	0	0	0	0	0	0
Gross	3.76	5.968	5.273	6.186	4.201	4.326	4.248	3.61
Pyrope	6.423	13.769	15.07	15.969	14.305	15.482	15.764	16.335
Spess	8.745	1.248	1.223	1.326	4.181	3.9	3.814	3.971
Uvaro	0.036	0.112	0.036	0.072	0.035	0.071	0.035	0.071
XCagnt	0	0	0	0	0	0	0	0
XFegnt	1	1	1	1	1	1	1	1
XMggnt	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe_Mggnt	0	0	0	0	0	0	0	0

EK C (devam). SM örneklerindeki granat minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D28-1-3GAR-5	D28-1-3GAR-6	D28-1-3GAR-7	D32-1-1GAR-1	D32-1-1GAR-2	D32-1-1GAR-3	D32-1-1GAR-4	D32-1-1GAR-5	D32-1-1GAR-6
SiO_2	35.41	36.14	35.27	36.86	34.98	37.13	35.77	35.99	34.48
TiO_2	0	0	0.02	0.05	0.04	0.01	0	0.04	0.02
Al_2O_3	20.34	20.42	20.78	19.81	21.44	19.6	20.14	20.93	19.63
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.03	0.02	0	0.02	0.01	0.01	0.01
FeO	36.57	36.04	37.11	35.17	35.41	35.11	36.17	35.33	38.75
MnO	1.71	1.58	2.21	3.19	4.15	5.05	5.22	2.32	2.6
MgO	4.23	4.28	3.05	2.43	1.96	1.79	1.51	2.98	2.78
CaO	1.72	1.53	1.53	2.47	2.02	1.3	1.18	2.4	1.73
Total	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00
FeOcalc	36.57	36.04	37.11	35.17	35.41	35.11	36.17	35.33	38.75
Totalcalc	99.41	99.95	99.86	99.81	99.59	99.88	99.82	99.66	99.24
O_F_Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CTotal	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00
TSi	2.846	2.9	2.854	2.99	2.842	3.033	2.93	2.902	2.808
TAl	0.154	0.1	0.146	0.01	0.158	0	0.07	0.098	0.192
Top_T	3	3	3	3	3	3.033	3	3	3
Al^{VI}	1.77	1.83	1.834	1.882	1.893	1.885	1.872	1.89	1.691
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0.001	0.003	0.002	0.001	0	0.002	0.001
Cr	0.001	0.001	0.002	0.001	0	0.001	0.001	0.001	0.001
Top_A	1.771	1.83	1.837	1.887	1.895	1.887	1.873	1.893	1.693
Fe^2	2.458	2.419	2.511	2.386	2.406	2.398	2.477	2.383	2.639
Mg	0.507	0.512	0.368	0.294	0.237	0.218	0.184	0.358	0.338
Mn	0.116	0.107	0.151	0.219	0.286	0.349	0.362	0.158	0.179
Ca	0.148	0.132	0.133	0.215	0.176	0.114	0.104	0.207	0.151
Top_B	3.229	3.17	3.163	3.113	3.105	3.08	3.127	3.107	3.307
Top_kat	8	8	8	8	8	8	8	8	8
O	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Alm	76.115	76.308	79.388	76.628	77.492	77.882	79.215	76.693	79.806
And	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gross	4.551	4.116	4.089	6.827	5.663	3.626	3.276	6.641	4.527
Pyrope	15.694	16.154	11.631	9.438	7.646	7.078	5.895	11.531	10.206
Spess	3.605	3.388	4.788	7.039	9.198	11.346	11.579	5.101	5.423
Uvaro	0.036	0.035	0.104	0.068	0	0.068	0.035	0.034	0.038
XCagnt	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XFegnt	1	1	1	1	1	1	1	1	1
XMggnt	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe_Mggnt	0	0	0	0	0	0	0	0	0

EK C (devam). SM örneklerindeki granat minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D32-1-1GAR-7	D32-1-1GAR-8	D57-1-1GAR-1	D57-1-1GAR-2	D57-1-1GAR-3	D57-1-1GAR-4	D57-1-1GAR-5	D57-1-1GAR-6	DT106-3-1GAR-1
SiO_2	35.17	33.65	35	28.83	35.26	36.26	34.87	34.95	35.08
TiO_2	0.1	0.23	0.01	0	0.05	0.03	0.08	0	0
Al_2O_3	19.76	20.01	19.83	19.04	19.5	19.32	18.96	19.25	19.5
Cr_2O_3	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0	0.02
FeO	37.37	38.11	39.71	47.53	39.12	38.62	40.21	40.2	39.1
MnO	2.75	2.7	2.72	1.69	0.79	1.17	1.13	1.32	2.77
MgO	2.7	2.57	2.06	2.09	2.95	2.39	2.3	2.89	2.67
CaO	2.14	2.7	0.64	0.81	2.31	2.19	2.44	1.39	0.86
Total	100.00	100.00	99.99	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
FeOcalc	37.37	38.11	39.71	47.53	39.12	38.62	40.21	40.2	39.1
Totalcalc	99.62	99.86	99.26	99.46	99.86	99.36	99.78	99.80	99.88
O_F_Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CTotal	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00
TSi	2.859	2.739	2.867	2.392	2.863	2.952	2.85	2.849	2.863
TAl	0.141	0.261	0.133	0.608	0.137	0.048	0.15	0.151	0.137
Top_T	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Al^{VI}	1.75	1.657	1.781	1.252	1.727	1.805	1.674	1.696	1.738
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.006	0.014	0.001	0	0.003	0.002	0.005	0	0
Cr	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0	0.001
Top_A	1.757	1.673	1.783	1.253	1.732	1.808	1.68	1.696	1.739
Fe^2	2.54	2.594	2.721	3.298	2.656	2.63	2.748	2.74	2.669
Mg	0.327	0.312	0.252	0.258	0.357	0.29	0.28	0.351	0.325
Mn	0.189	0.186	0.189	0.119	0.054	0.081	0.078	0.091	0.192
Ca	0.186	0.235	0.056	0.072	0.201	0.191	0.214	0.121	0.075
Top_B	3.243	3.327	3.217	3.747	3.268	3.192	3.32	3.304	3.261
Top_kat	8	8	8	8	8	8	8	8	8
O	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Alm	78.328	77.959	84.567	88.01	81.266	82.396	82.77	82.939	81.856
And	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gross	5.71	6.961	1.674	1.817	6.074	5.915	6.396	3.674	2.232
Pyrope	10.088	9.371	7.82	6.899	10.924	9.09	8.439	10.629	9.964
Spess	5.838	5.594	5.867	3.169	1.662	2.528	2.356	2.758	5.873
Uvaro	0.037	0.115	0.073	0.105	0.074	0.071	0.038	0	0.074
XCagnt	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XFegnt	1	1	1	1	1	1	1	1	1
XMggnt	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe_Mggnt	0	0	0	0	0	0	0	0	0

EK C (devam). SM örneklerindeki granat minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	DT106-3-1GAR-2	DT106-3-1GAR-3	DT106-3-1GAR-4	DT106-3-1GAR-5	DT106-3-1GAR-6	DT106-3-1GAR-7	DT106-3-1GAR-8	DT106-3-1GAR-9	DT106-3-1GAR 10
SiO_2	35.29	34.6	36.53	35.98	34.99	34.51	37.07	37.57	35.88
TiO_2	0.01	0.02	0.02	0.02	0	0.03	0.04	0.02	0.01
Al_2O_3	19.59	19.72	20.31	20.22	19.88	19.68	20.72	20.8	20.36
Cr_2O_3	0.02	0.03	0.02	0.02	0	0.01	0.03	0.01	0.02
FeO	39.12	39.15	35.72	36.01	39.39	40.22	33.02	32.49	35.91
MnO	2.13	2.29	1.41	1.53	1.7	1.76	0.81	0.86	1.68
MgO	3.12	3.48	5.21	4.61	3.31	3.04	6.5	6.46	4.32
CaO	0.71	0.71	0.78	1.62	0.73	0.75	1.81	1.78	1.81
Total	99.28	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	99.99	99.99
FeOcalc	39.12	39.15	35.72	36.01	39.39	40.22	33.02	32.49	35.91
Totalcalc	99.14	99.82	99.26	99.98	99.61	99.77	99.95	99.49	99.06
O_F_Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CTotal	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00	99.00
TSi	2.894	2.81	2.918	2.883	2.842	2.812	2.923	2.96	2.879
TAl	0.106	0.19	0.082	0.117	0.158	0.188	0.077	0.04	0.121
Top_T	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Al^{VI}	1.786	1.697	1.829	1.791	1.743	1.701	1.847	1.891	1.802
Fe^{3}	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0	0.002	0.002	0.001	0.001
Cr	0.001	0.002	0.001	0.001	0	0.001	0.002	0.001	0.001
Top_A	1.788	1.7	1.831	1.793	1.743	1.703	1.851	1.892	1.804
Fe^{2}	2.683	2.659	2.386	2.413	2.675	2.741	2.177	2.141	2.409
Mg	0.381	0.421	0.62	0.551	0.401	0.369	0.764	0.759	0.517
Mn	0.148	0.158	0.095	0.104	0.117	0.121	0.054	0.057	0.114
Ca	0	0.062	0.067	0.139	0.064	0.065	0.153	0.15	0.156
Top_B	3.212	3.3	3.169	3.207	3.257	3.297	3.149	3.108	3.196
Top_kat	8	8	8	8	8	8	8	8	8
O	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Alm	83.52	80.585	75.304	75.252	82.153	83.129	69.158	68.898	75.392
And	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gross	0	1.759	2.038	4.267	1.951	1.948	4.756	4.803	4.798
Pyrope	11.874	12.769	19.579	17.173	12.306	11.2	24.268	24.419	16.167
Spess	4.606	4.774	3.011	3.238	3.591	3.684	1.718	1.847	3.572
Uvaro	0.072	0.113	0.069	0.071	0	0.038	0.101	0.033	0.07
XCagnt	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XFegnt	1	1	1	1	1	1	1	1	1
XMggnt	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe_Mggnt	0	0	0	0	0	0	0	0	0

EK D. TM örneklerindeki granat minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D11-1-1GAR-1	D11-1-1GAR-2	D11-1-1GAR-3	D11-1-1GAR-4	D11-1-1GAR-5	D11-1-1GAR-6	D14-1-1GAR-1	D14-1-1GAR-2
SiO_2	36.03	36.84	36.53	34.86	36.7	35.75	34.26	35.58
TiO_2	0.02	0.05	0.04	0.08	0.03	0.05	0.02	0.02
Al_2O_3	19.96	20.58	21.26	21.54	19.91	19.41	21.22	20.04
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0	0.01
FeO	37.57	36.54	35.62	37.74	36.7	39.15	37.59	37.16
Fe_2O_3	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.71	0.73	0.51	0.67	0.52	0.81	3.4	0.69
MgO	3.17	3.57	4.41	3.29	4.35	2.95	1.81	4.5
CaO	2.53	1.68	1.61	1.81	1.76	1.85	1.7	2
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
FeOcalc	37.57	36.54	35.62	37.74	36.7	39.15	37.59	37.16
Totalcalc	99.42	99.45	99.36	99.25	99.27	99.82	99.41	99.83
TSi	2.911	2.964	2.919	2.809	2.945	2.904	2.794	2.855
TAl	0.089	0.036	0.081	0.191	0.055	0.096	0.206	0.145
Top_T	3	3	3	3	3	3	3	3
Al^{VI}	1.81	1.915	1.919	1.854	1.826	1.761	1.832	1.748
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.001	0.003	0.002	0.005	0.002	0.003	0.001	0.001
Cr	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0	0.001
Top_A	1.812	1.918	1.922	1.859	1.83	1.766	1.833	1.75
Fe^2	2.539	2.459	2.38	2.544	2.463	2.66	2.564	2.493
Mg	0.382	0.428	0.525	0.395	0.52	0.357	0.22	0.538
Mn	0.049	0.05	0.035	0.046	0.035	0.056	0.235	0.047
Ca	0.219	0.145	0.138	0.156	0.151	0.161	0.149	0.172
Top_B	3.188	3.082	3.078	3.141	3.17	3.234	3.167	3.25
Top_kat	8	8	8	8	8	8	8	8
O	12	12	12	12	12	12	12	12
Alm	79.629	79.789	77.333	80.983	77.695	82.249	80.947	76.709
And	0	0	0	0	0	0	0	0
Gross	6.835	4.667	4.413	4.942	4.67	4.87	4.69	5.253
Pyrope	11.977	13.896	17.067	12.585	16.416	11.048	6.948	16.559
Spess	1.524	1.614	1.121	1.456	1.115	1.724	7.415	1.443
Uvaro	0.035	0.033	0.066	0.034	0.104	0.109	0	0.036
XCagnt	0	0	0	0	0	0	0	0
XFegnt	1	1	1	1	1	1	1	1
XMggnt	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe_Mggnt	0	0	0	0	0	0	0	0

EK D (devam). TM örneklerindeki granat minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D14-1-1GAR-3	D14-1-1GAR-4	D14-1-1GAR-5	D14-1-1GAR-6	D14-3-2GAR-1	D14-3-2GAR-2	D14-3-2GAR-3	D14-3-2GAR-4
SiO_2	35.49	35.1	37.22	33.16	34.83	35.75	34.03	34.7
TiO_2	0	0.03	0.02	0.01	0.02	0	0	0.03
Al_2O_3	20.1	19.29	17.42	21.24	18.26	21.44	19.91	19.56
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0	0	0
FeO	37.43	38.96	38.4	38.78	41.02	37.33	40.37	40.19
Fe_2O_3	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	1.41	2.11	2.17	3.53	2.75	1.89	1.88	1.75
MgO	3.62	2.74	2.47	1.58	1.65	2.24	2.21	2.27
CaO	1.94	1.76	2.28	1.68	1.46	1.35	1.6	1.5
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
FeOcalc	37.43	38.96	38.4	38.78	41.02	37.33	40.37	40.19
Totalcalc	99.56	99.03	99.58	99.20	99.97	99.67	99.63	99.81
TSi	2.864	2.86	3.043	2.713	2.872	2.9	2.783	2.837
TAl	0.136	0.14	0	0.287	0.128	0.1	0.217	0.163
Top_T	3	3	3.043	3	3	3	3	3
Al^{VI}	1.774	1.711	1.677	1.76	1.645	1.949	1.7	1.721
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0.002	0.001	0.001	0.001	0	0	0.002
Cr	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0	0	0
Top_A	1.775	1.713	1.68	1.762	1.647	1.949	1.7	1.723
Fe^2	2.526	2.655	2.626	2.654	2.829	2.533	2.761	2.748
Mg	0.435	0.333	0.301	0.193	0.203	0.271	0.269	0.277
Mn	0.096	0.146	0.15	0.245	0.192	0.13	0.13	0.121
Ca	0.168	0.154	0.2	0.147	0.129	0.117	0.14	0.131
Top_B	3.225	3.287	3.277	3.238	3.353	3.051	3.3	3.277
Top_kat	8	8	8	8	8	8	8	8
O	12	12	12	12	12	12	12	12
Alm	78.311	80.769	80.131	81.946	84.374	83.017	83.645	83.85
And	0	0	0	0	0	0	0	0
Gross	5.164	4.637	6.019	4.475	3.808	3.846	4.247	4.009
Pyrope	13.501	10.126	9.188	5.951	6.05	8.88	8.163	8.442
Spess	2.988	4.43	4.586	7.555	5.729	4.257	3.945	3.698
Uvaro	0.036	0.038	0.077	0.073	0.04	0	0	0
XCagnt	0	0	0	0	0	0	0	0
XFegnt	1	1	1	1	1	1	1	1
XMggnt	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe_Mggnt	0	0	0	0	0	0	0	0

EK D (devam). TM örneklerindeki granat minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D14-3-2GAR-5	D14-3-2GAR-6	DT102-1-1GRA-1	DT102-1-1GRA-2	DT102-1-1GRA-3	DT102-1-GRA-4	DT102-1-GRA-5	DT102-2-GRA-1
SiO_2	36.08	47.89	99.09	37.17	36.02	36.61	36.24	35.45
TiO_2	0.01	0	0.02	0.08	0.06	0.09	0.09	0.01
Al_2O_3	19.72	32.74	0.73	20.92	19.48	20.73	20.97	20.32
Cr_2O_3	0.01	0	0.01	0.03	0.01	0	0.01	0.02
FeO	38.9	13.4	0.07	30.68	33.62	31.5	31.87	37.69
Fe_2O_3	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	1.91	0.18	0	1.09	1.19	1.23	1.22	1.24
MgO	1.94	5.77	0.01	5.06	5.24	4.19	5.01	4.12
CaO	1.43	0.02	0.07	4.97	4.38	5.65	4.6	1.15
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00
FeOcalc	38.9	13.4	0.07	30.68	33.62	31.5	31.87	37.69
Totalcalc	99.09	99.60	99.92	99.29	99.37	99.50	99.13	99.29
TSi	2.949	3.6	7.918	2.934	2.863	2.906	2.868	2.855
TAl	0.051	0	0	0.066	0.137	0.094	0.132	0.145
Top_T	3	3.6	7.918	3	3	3	3	3
Al^{VI}	1.846	2.898	0.069	1.879	1.687	1.844	1.822	1.782
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.001	0	0.001	0.005	0.004	0.005	0.005	0.001
Cr	0.001	0	0.001	0.002	0.001	0	0.001	0.001
Top_A	1.848	2.898	0.071	1.886	1.691	1.85	1.828	1.783
Fe^2	2.659	0.842	0.005	2.025	2.235	2.091	2.109	2.538
Mg	0.236	0.647	0.001	0.595	0.621	0.496	0.591	0.495
Mn	0.132	0.011	0	0.073	0.08	0.083	0.082	0.085
Ca	0.125	0.002	0.006	0.42	0.373	0.481	0.39	0.099
Top_B	3.152	1.502	0.012	3.114	3.309	3.15	3.172	3.217
Top_kat	8	8	8	8	8	8	8	8
O	12	12	12	12	12	12	12	12
Alm	84.337	56.082	39.435	65.04	67.541	66.381	66.493	78.91
And	0	0	0	0	0	0	0	0
Gross	3.937	0.107	49.628	13.399	11.236	15.254	12.262	3.013
Pyrope	7.498	43.047	10.042	19.122	18.765	15.74	18.633	15.376
Spess	4.194	0.763	0	2.34	2.421	2.625	2.578	2.629
Uvaro	0.035	0	0.895	0.099	0.037	0	0.034	0.071
XCagnt	0	0	0	0	0	0	0	0
XFegnt	1	0	0	1	1	1	1	1
XMggnt	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe_Mggnt	0	0	0	0	0	0	0	0

EK D (devam). TM örneklerindeki granat minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	DT102-2-1GRA-2	DT102-2-1GRA-3	DT102-2-1GRA-4	DT47-2-1GRA-1	DT47-2-1GRA-2	DT47-2-1GRA-3	DT47-2-1GRA-4
SiO_2	35.94	34.74	33.81	36.02	36.04	36.4	34.99
TiO_2	0	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03
Al_2O_3	21.11	20.77	18.37	19.95	19.42	20.27	20.59
Cr_2O_3	0.04	0	0.01	0.02	0.02	0	0.01
FeO	35.4	37.44	41.7	37.24	37.94	36.7	38.01
Fe_2O_3	0	0	0	0	0	0	0
MnO	1.12	1.28	1.84	2.62	2.53	2.29	2.42
MgO	5	4.55	2.77	2.6	2.54	2.98	2.52
CaO	1.39	1.19	1.48	1.5	1.49	1.34	1.43
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
FeOcalc	35.4	37.44	41.7	37.24	37.94	36.7	38.01
Totalcalc	99.56	99.56	99.29	99.74	99.04	99.30	99.98
TSi	2.866	2.788	2.771	2.928	2.936	2.947	2.845
TAl	0.134	0.212	0.229	0.072	0.064	0.053	0.155
Top_T	3	3	3	3	3	3	3
Al^{VI}	1.848	1.751	1.544	1.838	1.799	1.88	1.816
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002
Cr	0.003	0	0.001	0.001	0.001	0	0.001
Top_A	1.851	1.753	1.546	1.842	1.802	1.882	1.819
Fe^2	2.361	2.513	2.858	2.532	2.585	2.485	2.584
Mg	0.594	0.544	0.338	0.315	0.308	0.36	0.305
Mn	0.076	0.087	0.128	0.18	0.175	0.157	0.167
Ca	0.119	0.102	0.13	0.131	0.13	0.116	0.125
Top_B	3.149	3.247	3.454	3.158	3.198	3.118	3.181
Top_kat	8	8	8	8	8	8	8
O	12	12	12	12	12	12	12
Alm	74.955	77.401	82.742	80.172	80.828	79.699	81.244
And	0	0	0	0	0	0	0
Gross	3.635	3.152	3.72	4.068	3.995	3.728	3.881
Pyrope	18.872	16.768	9.798	9.978	9.646	11.536	9.602
Spess	2.402	2.68	3.698	5.713	5.459	5.037	5.239
Uvaro	0.136	0	0.042	0.07	0.071	0	0.035
XCagnt	0	0	0	0	0	0	0
XFegnt	1	1	1	1	1	1	1
XMggnt	0	0	0	0	0	0	0
Fe_Mggnt	0	0	0	0	0	0	0

EK E. SM örneklerindeki kordiyerit minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D32-2-1CORD-1	D32-2-1CORD-2	D32-2-1CORD-3	D32-2-1CORD-4	D32-2-1CORD-5	D32-2-1CORD-6	D32-2-1CORD-7
SiO_2	46.93	47.21	46.99	47.23	47.29	47.51	47.36
TiO_2	0	0.01	0.01	0	0.01	0	0
Al_2O_3	34.25	34.48	34.7	34.44	34.5	34.47	34.46
FeO	11.54	10.28	10.33	10.49	9.79	9.77	9.88
Fe_2O_3	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.43	0.3	0.24	0.27	0.21	0.19	0.25
MgO	6.67	7.47	7.5	7.42	7.89	7.82	7.79
CaO	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Na_2O	0.16	0.21	0.18	0.13	0.26	0.2	0.22
K_2O	0.01	0.02	0.03	0	0.02	0.01	0.01
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si	4.839	4.838	4.817	4.842	4.836	4.854	4.844
Al	4.159	4.162	4.189	4.158	4.155	4.147	4.151
Ti	0	0.001	0.001	0	0.001	0	0
Fe^2	0.995	0.881	0.886	0.899	0.837	0.835	0.845
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0.038	0.026	0.021	0.023	0.018	0.016	0.022
Mg	1.025	1.141	1.146	1.134	1.203	1.191	1.188
Ca	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003
Na	0.032	0.042	0.036	0.026	0.052	0.04	0.044
K	0.001	0.003	0.004	0	0.003	0.001	0.001
Katyon	9	9	9	9	9	9	9
Mg#	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

EK E (devam). SM örneklerindeki kordiyerit minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D32-2-1CORD-8	D32-2-1CORD-9	D32-2-1CORD-10	D57-2-1CORD-1	D57-2-1CORD-2	D57-2-1CORD-3	D57-2-1CORD-4
SiO_2	47.56	46.83	47.2	49.27	48.93	49.68	48.83
TiO_2	0	0	0	0	0	0	0
Al_2O_3	34	34.11	33.98	33.58	33.61	34.08	34.69
FeO	10.59	11.79	11.24	6.99	6.55	6.06	6.37
Fe_2O_3	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.35	0.44	0.36	0.05	0	0.01	0.04
MgO	7.26	6.65	6.96	2.67	2.63	2.58	2.59
CaO	0.01	0	0.02	0.04	0.12	0.05	0.08
Na_2O	0.18	0.16	0.19	0.12	0.11	0.05	0.12
K_2O	0.05	0.02	0.05	7.28	8.05	7.49	7.28
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si	4.88	4.836	4.86	5.139	5.119	5.156	5.079
Al	4.108	4.149	4.121	4.124	4.141	4.166	4.249
Ti	0	0	0	0	0	0	0
Fe^2	0.909	1.018	0.968	0.61	0.573	0.526	0.554
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0.03	0.038	0.031	0.004	0	0.001	0.004
Mg	1.11	1.024	1.068	0.415	0.41	0.399	0.402
Ca	0.001	0	0.002	0.004	0.013	0.006	0.009
Na	0.036	0.032	0.038	0.024	0.022	0.01	0.024
K	0.007	0.003	0.007	0.969	1.074	0.992	0.966
Katyon	9	10	9	9	10	9	9
Mg#	1.00	0.50	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00

EK E (devam). SM örneklerindeki kordiyerit minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D57-2-1CORD-5	D57-2-1CORD-6	DT106-2-1CORD1	DT106-2-1CORD2	DT106-2-1CORD3	DT106-2-1CORD4	DT106-2-1CORD5
SiO_2	49.39	45.17	47.37	47.19	47.25	47.18	47.35
TiO_2	0	0	0.01	0.01	0.03	0.01	0
Al_2O_3	34.33	31.61	34.3	34.31	34.17	34.46	33.97
FeO	6.41	10.35	10.05	10.17	9.83	9.95	10.7
Fe_2O_3	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0.08	0.25	0.31	0.32	0.25	0.28
MgO	2.5	4.78	7.82	7.81	7.5	7.92	7.49
CaO	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Na_2O	0.09	0.15	0.16	0.17	0.27	0.18	0.16
K_2O	7.23	7.83	0.01	0.01	0.61	0.02	0.03
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si	5.129	4.861	4.848	4.835	4.851	4.829	4.862
Al	4.199	4.006	4.134	4.14	4.132	4.154	4.107
Ti	0	0	0.001	0.001	0.002	0.001	0
Fe^2	0.557	0.932	0.86	0.871	0.844	0.852	0.919
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0.007	0.022	0.027	0.028	0.022	0.024
Mg	0.387	0.767	1.193	1.193	1.148	1.208	1.146
Ca	0.006	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002
Na	0.018	0.031	0.032	0.034	0.054	0.036	0.032
K	0.958	1.075	0.001	0.001	0.08	0.003	0.004
Katyon	9	9	9	9	9	9	9
Mg#	0.00	0.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

EK F. TM örneklerindeki kordiyerit minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D11-2-1CORD-1	D11-2-1CORD-2	D11-2-1CORD-3	D11-2-1CORD-4	D11-2-1CORD-5	D11-2-1CORD-6	D14-3-1CORD-1	D14-3-1CORD-2
SiO_2	46.79	47.02	46.4	47.43	46.82	46.71	46.77	46.95
TiO_2	0	0.01	0	0	0	0	0.02	0.01
Al_2O_3	34.24	33.69	34.49	34.63	34.21	33.76	34.3	34.28
FeO	12.37	12.47	12.35	10.93	12.32	13.02	11.79	11.27
$Fe2O_3$	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.1	0.14	0.05	0.06	0.1	0.09	0.21	0.23
MgO	6.31	6.36	6.53	6.07	6.32	6.17	6.62	7.05
CaO	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.05	0.02	0.01
Na_2O	0.15	0.28	0.15	0.24	0.2	0.19	0.26	0.2
K_2O	0.01	0.01	0	0.6	0.01	0.03	0.01	0
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si	4.836	4.865	4.798	4.879	4.839	4.845	4.827	4.833
Al	4.168	4.105	4.2	4.195	4.164	4.124	4.169	4.156
Ti	0	0.001	0	0	0	0	0.002	0.001
Fe^2	1.069	1.079	1.068	0.94	1.065	1.128	1.018	0.97
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0.009	0.012	0.004	0.005	0.009	0.008	0.018	0.02
Mg	0.972	0.981	1.007	0.931	0.974	0.954	1.019	1.082
Ca	0.003	0.002	0.003	0.004	0.002	0.006	0.002	0.001
Na	0.03	0.056	0.03	0.048	0.04	0.038	0.052	0.04
K	0.001	0.001	0	0.079	0.001	0.004	0.001	0
Katyon	9	9	10	8	9	9	10	9
Mg#	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.50	1.00

EK F (devam). TM örneklerindeki kordiyerit minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	D14-3-1CORD-3	D14-3-1CORD-4	D14-3-1CORD-5	D14-3-1CORD-6	D14-3-1CORD-7	D14-3-1CORD-8	D14-3-1CORD-9	D14-3-1CORD-10
SiO_2	47.05	46.34	46.91	47.08	46.96	47.28	47.26	47.04
TiO_2	0	0	0	0.01	0	0	0	0.01
Al_2O_3	34.15	33.8	33.56	33.39	33.92	33.89	33.86	33.85
FeO	11.36	12.99	12.95	12.95	12.11	11.51	11.68	11.66
Fe_2O_3	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.15	0.19	0.18	0.21	0.21	0.16	0.21	0.24
MgO	7.04	5.74	6.09	6.16	6.52	6.85	6.77	6.65
CaO	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04	0.05	0.02	0.03
Na_2O	0.22	0.88	0.27	0.19	0.23	0.23	0.19	0.48
K_2O	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si	4.844	4.823	4.866	4.882	4.852	4.87	4.871	4.857
Al	4.14	4.143	4.1	4.077	4.128	4.111	4.11	4.116
Ti	0	0	0	0.001	0	0	0	0.001
Fe^2	0.978	1.131	1.123	1.123	1.046	0.991	1.007	1.007
Fe^3	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0.013	0.017	0.016	0.018	0.018	0.014	0.018	0.021
Mg	1.08	0.891	0.942	0.952	1.004	1.052	1.04	1.024
Ca	0.002	0.004	0.003	0	0.004	0.006	0.002	0.003
Na	0.044	0.178	0.054	0.038	0.046	0.046	0.038	0.096
K	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.004	0.001	0.005
Katyon	9	9	9	9	10	9	10	10
Mg#	1.00	0.00	0.00	0.00	0.50	1.00	0.50	0.50

EK F (devam). TM örneklerindeki kordiyerit minerallerinin mikroprob sonuçları.

Örnek	DT47-3-1CORD-1	DT47-3-1CORD-2	DT47-3-1CORD-3	DT47-3-1CORD-4	DT47-3-1CORD-5	DT47-3-1CORD-6
SiO_2	46.85	47.42	46.94	47.29	48.1	47.77
TiO_2	0	0	0	0.01	0	0.01
Al_2O_3	34.68	34.25	34.56	34.08	33.36	33.54
FeO	10.45	10.16	10.5	10.62	10.45	10.57
Fe_2O_3	0	0	0	0	0	0
MnO	0.31	0.26	0.27	0.27	0.24	0.28
MgO	7.49	7.69	7.6	7.56	7.72	7.62
CaO	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Na_2O	0.13	0.18	0.09	0.13	0.1	0.17
K_2O	0.05	0.01	0.01	0.01	0	0.01
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si	4.808	4.855	4.816	4.853	4.926	4.899
Al	4.191	4.13	4.175	4.119	4.023	4.051
Ti	0	0	0	0.001	0	0.001
Fe^2	0.897	0.87	0.901	0.911	0.895	0.907
Fe^3	0	0	0	0	0	0
Mn	0.027	0.023	0.023	0.023	0.021	0.024
Mg	1.146	1.174	1.162	1.157	1.179	1.165
Ca	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Na	0.026	0.036	0.018	0.026	0.02	0.034
K	0.007	0.001	0.001	0.001	0	0.001
Katyon	9	9	9	9	9	9
Mg#	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

ÖZGEÇMİŞ

Adı ve Soyadı : Murat KALKAN

Doğum Tarihi ve Yeri: Aydın

E-posta adresi : mkalkan@aksaray.edu.tr

EĞİTİM BİLGİLERİ (Kurum ve Yıl)

Lisans :Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği-2009

Yüksek Lisans :Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği-2011

Doktora :Aksaray Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği-2018

MESLEKİ DENEYİM VE ÖDÜLLERİ

1) Aksaray Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Uzman (2011-2018)

2) Aksaray Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Görevlisi (2018-….)

TEZDEN ÜRETİLEN YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER

1) Kalkan M., ve Yıldız, M., 2017. S-tipi Namlıkışla Andaluzit Granitinin jeolojisi ve jeokimyasal özellikleri, Orta Anadolu, Ortaköy/Aksaray, 70. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri özleri Kitabı, 10-14 Nisan, Ankara, 440-441.

2) Kalkan, M. ve Yıldız, M., 2017. S-tipi Çatalçeşme Granodiyoritinin petrografisi ve jeokimyasal özellikleri, Orta Anadolu, Ortaköy/Aksaray, Uluslar arası katılımlı Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 40. Yıl Jeoloji Sempozyumu, 3-6 Mayıs, Adana, 148-149.

3) Yıldız, M., and Kalkan, M., 2017. Geologıcal Posıtıon and Geoochemical Characterstıcs of S-type Meryem Pınarı Granite, Ortaköy/Aksaray, Central Anatolia, Turkey, 2. Internatıonal Conference On Cıvıl and Envıronmental Engineering (ICOCEE2017), 8-10 May, Nevşehir, 2605.