T.C.
KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

KABİL BLOĞU'NDAKİ METAMORFİK VE METAMAGMATİK KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ VE JEOKİMYASI, KABİL, AFGANİSTAN

Ahmad Omid AFZALI

DOKTORA TEZİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Haziran-2024
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Ahmad Omid AFZALI tarafından hazırlanan "**Kabil Bloğu'ndaki metamorfik ve metamagmatik kayaçların petrolojisi ve jeokimyası, Kabil, Afganistan**" adlı tez çalışması 27/06/2024 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri	**İmza**
Başkan Prof.Dr. Hüseyin KURT (Konya Teknik Üniversitesi)	……..
Danışman Dr.Öğr.Üyesi Gürsel KANSUN (Konya Teknik Üniversitesi)	……..
Üye Prof.Dr. Kerim KOÇAK (Konya Teknik Üniversitesi)	……..
Üye Doç.Dr. Bahattin GÜLLÜ (Aksaray Üniversitesi)	……..
Üye Dr.Öğr.Üyesi Mustafa YILDIZ (Aksaray Üniversitesi)	……..

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Mevlüt UYAN
Enstitü Müdürü

Bu tez çalışması Konya Teknik Üniversitesi BAP Koordinatörlüğü tarafından 211107067 nolu proje ile desteklenmiştir.

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all material and results that are not original to this work.

Ahmad Omid AFZALI

03.07.2024

ÖZET

DOKTORA TEZİ

KABİL BLOĞU'NDAKİ METAMORFİK VE METAMAGMATİK KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ VE JEOKİMYASI, KABİL, AFGANİSTAN

Ahmad Omid AFZALI

Konya Teknik Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Dr.Öğr.Üyesi Gürsel KANSUN
2024, 390 Sayfa

Jüri
Dr.Öğr. Üyesi Gürsel KANSUN
Prof.Dr. Hüseyin KURT
Prof.Dr. Kerim KOÇAK
Doç.Dr. Bahattin GÜLLÜ
Dr.Öğr.Üyesi Mustafa YILDIZ

Çalışma alanı Afganistan'ın kuzey doğusunda Kabil İli civarında yer alır. Bu çalışmada, Kabil Bloğu'nun stratigrafik, petrografik, jeokimyasal ve yapısal durumu ile metamorfizma özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Çalışma alanı, Orta Asya'da Geç Paleojen'de Hint ve Arap plakaları ile Avrasya plakası arasındaki çarpışmaya bağlı olarak gelişen, tektonik olarak aktif Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alır. Kabil Bloğu, Hindistan ve Avrasya kıtaları arasındaki kesişme noktasında oluşan tektonik bir parçadır.

Kabil Bloğu'nun çekirdeğinde temel kayaçlar açığa çıkmaktadır. Kabil Bloğu'na ait bu temel kayaçlar tektonostratigrafik olarak alttan üste doğru; Welayeti formasyonu, Anjerak formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı, Khair Khana Dağları ortognaysı, Sherderwaza formasyonu ve Alghoi metagranitoyidi'nden oluşur. Bu temel kayaçlar, Miyosen-Pliyosen yaşlı metasedimentlerden yapılı Lataband formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür. Çalışma alanında, Sherderwaza formasyonu Welayeti formasyonu üzerinde tektonik bir dokanakla izlenmiştir. Sınır ilişkisi olmamakla birlikte, Anjerak formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı ve Khair Khana Dağları ortognaysının da Welayeti formasyonu üzerinde tektonik bir dokanakla yeraldığı düşünülmektedir. Kasaba Dağları ortognaysı ve Khair Khana Dağları ortognaysı Anjerak formasyonunu keserek bölgeye yerleşmiştir. Sherderwaza formasyonu ise bu ortognaysların üzerinde belli-belirsiz bir uyumsuzlukla yeralır.

Welayeti formasyonu Paleoproterozoyik-Neoproterozoyik (?) protolit yaşlı olup, alttan üste doğru; "granat-amfibolit ve amfibol şist", "mikaşist ve granat mikaşistler", "kuvarsit" ve "stavrolit- disten- granat mikaşist"lerden yapılıdır. Eo-Mezoarkeen (?) protolit yaşlı Anjerak formasyonu olivinli mermer, tremolit mermer ve kalkşistden oluşur. Yer yer kalksilikatik ara seviyeler içerir. Kasaba Dağları ortognaysı Neoarkeen protolit yaşlı olup, amfibolit ara tabakalı, yer yer anateksinin izlendiği mesokratik ortognayslardan oluşur. Khair Khana Dağları ortognaysı Paleoproterozoyik protolit yaşlıdır. Birim, yaygın olarak lökokratik ortognayslardan oluşur. İçerisinde mercek görünümlü felsik ve mafik granulit blokları ve amfibolit-amfibolşist düzeyleri izlenir. Ayrıca, yer yer anateksi oluşumları da gözlenmektedir. Paleoproterozoyik-Neoproterozoyik (?) protolit yaşlı Sherderwaza formasyonu alttan üste doğru; "migmatit", "paragnays (biyotit

gnays, epidot-biyotit gnays ve mika gnays)", "kuvarsit", "mermer", "amfibolit ve amfibol şist" ve "mikaşist ve biyotit şist"lerden yapılıdır. Alghoi metagranitoyidi Neoproterozoyik (?) yaşlı olup metagranitlerden yapılıdır.

Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler *şeyl* kökenlidir. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler *killi kumtaşı*'ndan, mikaşistler *kumlu kiltaşı*'ndan, biyotit gnayslar *kumtaşı*'ndan (arkoz-grovak) itibaren metamorfizmayla açığa çıkmıştır. Bu metasedimanter kayaçlar, *asidik ve ortaç bileşimli volkanik yay granitlerinden* malzeme almıştır ve *aktif kıta kenarında* oluşmuştur.

Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler *gabro* kökenli, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler *diyoritik gabro* kökenli, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar *granodiyorit* kökenli, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar *granit-granodiyorit/trondjemit* kökenli ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler ise *granit* kökenlidir. Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde izlenen felsik granulitler *kuvarsofeldispatik kayaçların (granit-granodiyorit)* yüksek sıcaklıklı metamorfizması sonucu oluşmuştur. Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde izlenen mafik granulitler, *gabroik/bazaltik bileşimli bazik magmatitlerden* itibaren yüksek sıcaklık metamorfizma ile oluşmuştur. Bütün bu metamagmatitler *subalkalin magma serisine* aittir.

Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler *toleyitik seri* magmaya aittir. Bu kayaçlar, *okyanusal kabuk kökenlidir* ve *okyanus ortası sırtı bazalt (MORB)* karekteri sunar. Bunlardaki negatif Nb anomalisi, dalma-batma ile ilişkili kaynak materyaline işaret eder. LILE ve HFSE 'lerdeki zenginleşmeler, ana magmanın kıta altı litosferik/astenosferik bir kaynaktan türediğini gösterir.

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar *yüksek-K kalk-alkalin serisi* magma karekterindedir. Bunlar, *orojenik* özellik gösterir ve *volkanik yay granitleri* ne aittir. I-tipi granit özelliği gösterirler. Mesokratik ortognayslar alt kıtasal kabuk bileşimine yakındır ve *kalınlaşmış yay kabuğunun tabanında amfibolit/eklojitin kısmi erimesiyle* oluşan 3.5 Ga 'dan sonra oluşmuş Geç Arkeen-TTG gnaysları ile benzerlikler gösterir.

Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar *kalk-alkalin seri* ve *şoşonit serisi* magma karekterindedir. Bunlar, *orojenik* özellik gösterir ve *volkanik yay granitleri* ne aittir. I-tipi granit özelliği gösterirler. Lökokratik ortognayslar alt kıtasal kabuk bileşimine yakındır ve *kalınlaşmış yay kabuğunun tabanında amfibolit/eklojitin kısmi ergimesiyle* oluşan Paleoproterozoyik (2.3 Ga) TTG gnayslarına aittir.

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*toleyitik seri*" magma serisine aittir. Bu kayaçlar, *okyanusal kabuk kökenlidir* ve *okyanus ortası sırtı bazalt (MORB)* karekteri sunar. Amfibolitlerde negatif Nb anomalisi, dalma-batma ile ilişkili kaynak materyaline işaret eder. LILE ve HFSE 'lerdeki zenginleşmeler, ana magmanın kıta altı litosferik/astenosferik bir kaynaktan türediğini gösterir.

Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitler *kalk-alkalin serisi* magma karekterindedir. Felsik granulitler *orojenik* özellik gösterir. *Kıtasal kabuk* ve *volkanik yay* kökenlidirler. Bunlar I-tipi granitlere aittirler.

Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitler *kalk-alkalin serisi* magma karekterindedir. Mafik granulitleri oluşturan bazik magmatitler *manto kaynağı* ve *kabuk-manto karışım kaynağı* özellikleri gösterir. Mafik granulitleri oluşturan bazaltik kayaçlar *dalma-batma zonuna* aitdir.

Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler *kalk-alkalin seri* ve *şoşonit serisi* magma karekterindedir. Metagranitler *I-tipi granit* bileşimindedir. Bunlar *orojenik* özellik gösterir ve *volkanik yay granitlerine* aittir. Metagranitler zayıf bir Th tükenmesi gösterir. Ayrıca, bunlar Nb, La, Ce ve Pb değerleri açısından, ortognayslardan daha zengindir ve bu HFSE 'ler üst kabuk bileşimine yakındır.

Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysları ve felsik granulitleri ile Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı *CAG-Kıtasal Yay Granitoyidleri* tektonik zonuna aittir.

Arkeen – Proterozoyik yaş verileri gösteren Kabil Bloğu'nun temel kayaçları farklı indeks mineral ve mineral parajenezleri ile çok evreli metamorfizma ve deformasyonlara maruz kalmıştır.

Kabil Bloğu'nun tabanında gözlenen Welayeti formasyonu başlangıçta, stavrolit-disten-granat mikaşistlerde izlenen 509±20 - 511±20 ^{o}C sıcaklık (pik sıcaklık 511±20 ^{o}C) - 6.9±0.8 kbar basınç şartlarında Neoproterozoyik (0.83-0.90 Ga) yaşlı "epidot-amfibolit fasiyesi"nde metamorfizmaya uğramıştır. Daha sonra, formasyon, ilerleyen reaksiyonlarla birlikte, granat amfibolitlerde izlenen 616.57±40 – 640.47±30 ^{o}C sıcaklık (pik sıcaklık 640.47±30 ^{o}C) ve 6.7±0.5 kbar basınç şartlarında, Kambriyen-Neoproterozoyik (0.5-0.6 Ga) yaşlı amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"nde metamorfizma geçirmiştir. Welayeti formasyonu, son evrede, 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında, yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesinde gerileyen metamorfizma etkileri gösterir.

Başlangıçta granulit fasiyesi (>820 ºC sıcaklık ve >8.2 kbar basınç) ve onu takip eden amfibolit fasiyesinde (520-650 ºC sıcaklık ve 5.8-7.0 kbar basınç) metamorfizma etkileri gösteren Anjerak formasyonu, daha sonra 375-430 ºC sıcaklık ve 3.2-4.2 kbar basınç şartları altında yeşilşist fasiyesinde gerileyen bir metamorfizmaya uğramıştır. Anjerak formasyonunda, başlangıçta izlenen granulit fasiyesi metamorfizması 1.5-1.6 Ga (Paleoproterozoyik) yaşlı olmalıdır.

Kasaba Dağları ortognaysı, başlangıçta 795.27±25 ºC sıcaklık ve 7.6±1.8 kbar basınç şartlarında Paleoproterozoyik (1.8 Ga) yaşlı granulit fasiyesi metamorfizmasına uğramıştır. Ortognayslar, daha sonra, 790.09±25 ºC sıcaklık ve 6.6±1.8 kbar basınç şartlarında, Paleoproterozoyik (1.77 Ga) yaşlı gerileyen tarzda granulit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Kasaba Dağları ortognaysı, başlangıçta gelişen granulit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 650-690 ºC sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında Neoproterozoyik (0.82 Ga) yaşlı amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır. Kasaba Dağları ortognaysı, en son evrede, yine gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesinde izlenen bu son metamorfizma, 375-430 ºC sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiştir.

Khair Khana Dağları ortognaysı, maksimum P-T şartları felsik granulitlerde izlenen, başlangıçta 872±30 ºC sıcaklık ve 8.23±1.7 kbar basınç şartlarında Paleoproterozoyik (1.8 Ga) yaşlı granulit fasiyesi metamorfizmasına uğramıştır. Bu birim daha sonra, yine maksimum P-T şartları felsik granulitlerde izlenen, 864±30 ºC sıcaklık ve 7.52±1.7 kbar şartlarında, Paleoproterozoyik (1.77 Ga) yaşlı gerileyen tarzda granulit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Khair Khana Dağları ortognaysı başlangıçta gelişen granulit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 650-690 ºC sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında, amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır. Khair Khana Dağları ortognaysı, en son evrede, yine gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesinde izlenen bu son metamorfizma, 375-430 ºC sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiştir.

Sherderwaza formasyonu, başlangıçta, etkileri epidot-biyotit gnayslarda ve biyotit gnayslarda izlenen, 527.40±50 ºC sıcaklık ve 7-8 kbar basınç şartlarında epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Sherderwaza formasyonu ortamda artan sıcaklıklarla birlikte daha sonra, etkileri migmatitlerde ve biyotit gnayslarda izlenen, maksimum 656±50 ºC sıcaklık ve maksimum 6.2±1.5 kbar basınç şartlarında "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde Neoproterozoyik (0.67-0.77 Ga) yaşlı ilerleyen bir metamorfizmaya maruz kalmıştır. Sherderwaza formasyonu, bu amfibolit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 375-430 ºC sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır.

Alghoi metagranitoyidi başlangıçta 450-550 ºC sıcaklık ve 4-7 kbar basınç şartlarında epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmış, birim daha sonra, 375-450 ºC sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına uğramıştır.

Kabil Bloğu Arkeen kratonlarının bir parçasıdır. Kabil Bloğu Paleoproterozoyik'de Columbia ve Neoproterozoyik'de Rodinia süper kıtalarının orojenezleri ile yakın bir ilişkili sunar. Dolayısıyla, Kabil Bloğu başlangıçta Grenvilliyen orojenezi ile ilişkilidir. Kabil Bloğu Tarim Bloğu ve Güney Çin Bloğu ile yakın litolojik ve yaş benzerlikleri sunar.

Kabil Bloğu muhtemelen Mesozoyik sırasında Paleo-Tetis ve Neo-Tetis arasına yerleştirilmiş Gondwana'nın bir parçasıydı. Mesozoyik'te Paleotetis'in kapanması ve bu dönemde Neotetis'in açılmasıyla Kabil Bloğu bir mikrokraton gibi Gondwana'nın bir parçası olarak ortaya çıkmıştır. Kabil Bloğu, Hint plakasının Avrasya ile çarpışmasından sonra, günümüze kadar karmaşık deformasyon-tektonik gelişimini sürdürmüştür ve bu olay devam etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Amfibolit fasiyesi, Arkeen kratonu, Granulit fasiyesi, Jeokimya, Kabil Bloğu.

ABSTRACT

PhD THESIS

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF METAMORPHIC AND METAMAGMATIC ROCKS IN THE KABUL BLOCK, KABUL, AFGHANISTAN

Ahmad Omid AFZALI

Konya Technical University
Institute of Graduate Studies
Department of Geological Engineering

Advisor: Assist. Prof. Dr. Gürsel KANSUN

2024, 390 Pages

Jury
Assist.Prof.Dr. Gürsel KANSUN
Prof.Dr. Hüseyin KURT
Prof.Dr. Kerim KOÇAK
Assoc.Prof.Dr. Bahattin GÜLLÜ
Assist.Prof.Dr. Mustafa YILDIZ

The study area is located around Kabul Province in the north-east of Afghanistan. In this study, it was aimed to determine the stratigraphic, petrographic, geochemical and structural situation and metamorphism characteristics of the Kabul Block. The study area is located in the tectonically active Alpine-Himalayan orogenic belt, which developed due to the collision between the Indian and Arabian plates and the Eurasian plate in the Late Paleogene in Central Asia. The Kabul Block is a tectonic fragment formed at the intersection between the Indian and Eurasian continents.

Basement rocks are exposed in the base of the Kabul Block. Tectonostratigraphically, the basement rocks of the Kabul Block, from bottom to top, consist of the Welayeti formation, Anjerak formation, Kasaba Mountains orthogneiss, Khair Khana Mountains orthogneiss, Sherderwaza formation, and Alghoi metagranitoid. These basement rocks are unconformably covered by the Lataband formation, composed of Miocene-Pliocene aged metasediments. In the study area, the Sherderwaza formation was observed with a tectonic contact on the Welayeti formation. Although there is no contact relationship, it is thought that the Anjerak formation, Kasaba Mountains orthogneiss, and Khair Khana Mountains orthogneiss are also tectonically in contact with the Welayeti formation. The Kasaba Mountains orthogneiss and Khair Khana Mountains orthogneiss cut through the Anjerak formation and settled in the region. The Sherderwaza formation overlies these orthogneisses with a indefinite unconformity.

Welayeti formation is of Paleoproterozoic-Neoproterozoic (?) protolith age and from bottom to top; It is made up of “garnet-amphibolite and amphibole schist”, “micaschist and garnet micaschists”, “quartzite” and “staurolite-kyanite-garnet micaschists”. The Eo-Mesoarchean (?) protolith aged Anjerak formation consists of olivine marble, tremolite marble and calcschist. It contains calcsilicate intermediate levels in some places. The Kasaba Mountains orthogneiss is of Neoarchean protolith age and consists of mesocratic orthogneisses with amphibolite interlayers and anatexis observed in some places. The protolith age of Khair Khana Mountains orthogneiss is Paleoproterozoic. This formation commonly consists of leucocratic orthogneisses. Lens-like felsic and mafic granulite blocks and amphibolite-amphibolschist layers. Additionally, anatexis formations are also observed in some places. Paleoproterozoic-Neoproterozoic (?)

protolith aged Sherderwaza formation, from bottom to top; It is made up of "migmatite", "paragneiss (biotite gneiss, epidote-biotite gneiss and mica gneiss)", "quartzite", "marble", "amphibolite and amphibole schist" and "micaschist and biotite schist". Neoproterozoic (?) aged Alghoi metagranitoid is consist of metagranites.

Garnet micaschists belonging to the Welayeti formation are of *shale* origin. Migmatites belonging to the Sherderwaza formation were exposed through metamorphism from *clayey sandstone*, micaschists from *sandy claystone*, and biotite gneisses from *sandstone* (arkose-graywacke). These metasedimentary rocks received material from *volcanic arc granites of acidic and intermediate composition* and were formed on the *active continental margin*.

Garnet amphibolites belonging to the Welayeti formation are of *gabbro* origin, amphibolites in the Khair Khana Mountains orthogneiss are of *dioritic gabbro* origin, mesocratic orthogneisses of the Kasaba Mountains orthogneiss are of *granodiorite* origin, leucocratic orthogneisses of the Khair Khana Mountains orthogneiss are of *granite-granodiorite/trondjemite* origin, and metagranites of the Alghoi metagranitoid are *granite* origin. Felsic granulites observed within the Khair Khana Mountains orthogneiss were formed as a result of high-temperature metamorphism of *quartzofeldspathic rocks (granite-granodiorite)*. Mafic granulites observed within the Khair Khana Mountains orthogneiss were formed by high temperature metamorphism from *basic magmatites with gabbroic/basaltic composition*. All these metamagmatites belong to the *subalkaline magma series*.

Garnet amphibolites belonging to the Welayeti formation belong to the *tholeiitic series* magma. These rocks are of *oceanic crust origin* and present *mid-ocean ridge basalt (MORB)* character. The negative Nb anomaly in these indicates source material associated with subduction. Enrichments in LILE and HFSE indicate that the main magma derives from a subcontinental lithospheric/asthenospheric source.

Mesocratic orthogneisses belonging to the Kasaba Mountains orthogneisses have the character of *high-K calc-alkaline series* magma. These show *orogenic* features and belong to *volcanic arc granites*. They show I-type granite characteristics. Mesocratic orthogneisses are close to the composition of the lower continental crust and are similar to the Late Archean-TTG gneisses formed after 3.5 Ga, formed by the *partial melting of amphibolite/eclogite* at the *base of the thickened arc crust*.

Leucocratic orthogneisses belonging to the Khair Khana Mountains orthogneisses have the character of *calc-alkaline series* and *shoshonite series* magma. These show *orogenic* features and belong to *volcanic arc granites*. They show I-type granite characteristics. Leucocratic orthogneisses are close to the lower continental crust composition and belong to the Paleoproterozoic (2.3 Ga) TTG gneisses formed by *partial melting of amphibolite/eclogite* at the *base of the thickened arc crust*.

Amphibolites within the Khair Khana Mountains orthogneiss belong to the *"tholeiitic series"* magma series. These rocks are of *oceanic crust origin* and present *mid-ocean ridge basalt (MORB)* character. Negative Nb anomaly in amphibolites indicates source material associated with subduction. Enrichments in LILE and HFSE indicate that the main magma derives from a lower continental lithospheric/asthenospheric source.

Felsic granulites belonging to the Khair Khana Mountains orthogneiss have the character of *calc-alkaline series* magma. Felsic granulites show *orogenic* properties. They originate from *continental crust* and *volcanic arcs*. These belong to I-type granites.

Mafic granulites belonging to the Khair Khana Mountains orthogneiss have the character of *calc-alkaline series* magma. Basic magmatites that form mafic granulites show *mantle source and crust-mantle mixture source* characteristics. Basaltic rocks forming mafic granulites belong to the *subduction zone*.

Metagranites belonging to the Alghoi metagranitoid have the character of *calc-alkaline series* and *shoshonite series* magmas. Metagranites have *I-type granite* composition. These show *orogenic* features and belong to *volcanic arc granites*. Metagranites show a weak Th depletion. Additionally, they are richer in Nb, La, Ce and Pb values than orthogneisses, and these HFSEs are close to the upper crust composition.

Metagranites belonging to the Alghoi metagranitoid, the leucocratic orthogneisses and felsic granulites of the Khair Khana Mountains and the mesocratic orthogneiss of the Kasaba Mountains belong to the *CAG-Continental Arc Granitoids* tectonic zone.

The basement rocks of the Kabul Block, which shows Archean-Proterozoic age data, have been exposed to multi-phase metamorphism and deformations with different index minerals and mineral parageneses.

Welayeti formation observed at the base of the Kabul Block was initially formed in the Neoproterozoic (0.83-0.90 Ga) aged has undergone metamorphism "epidote-amphibolite facies" under conditions of 509±20 - 511±20 ºC temperature (peak temperature 511±20 ºC) - 6.9±0.8 kbar pressure, observed in staurolite-kyanite-garnet micaschists. Later, with the progressive reactions, the formation was

formed under the conditions of 616.57±40 – 640.47±30 ºC temperature (peak temperature 640.47±30 ºC) and 6.7±0.5 kbar pressure, which are observed in garnet amphibolites, and formed the Cambrian-Neoproterozoic (0.5-0.6 Ga) aged amphibolite facies. It has undergone metamorphism in the "kyanite-almandine-muscovite subfacies". In the last phase, the Welayeti formation shows regressive metamorphism effects in the quartz-albite-muscovite-biotite subfacies of the greenschist facies, under 375-430 ºC temperature and 2-3.5 kbar pressure conditions.

The Anjerak formation, which initially showed metamorphism effects in the granulite facies (>820 ºC temperature and >8.2 kbar pressure) and subsequently in the amphibolite facies (520-650 ºC temperature and 5.8-7.0 kbar pressure), later It has undergone a regressive metamorphism in the greenschist facies under 375-430 ºC temperature and 3.2-4.2 kbar pressure. In the Anjerak formation, the initially observed granulite facies metamorphism must be 1.5-1.6 Ga (Paleoproterozoic) in age.

The Kasaba Mountains orthogneiss initially underwent Paleoproterozoic (1.8 Ga) aged granulite facies metamorphism under conditions of 795.27±25 ºC temperature and 7.6±1.8 kbar pressure. The orthogneisses were later subjected to Paleoproterozoic (1.77 Ga) regressive granulite facies metamorphism under conditions of 790.09±25 ºC temperature and 6.6±1.8 kbar pressure. After initially developing granulite facies metamorphism, the Kasaba Mountains orthogneiss underwent regressive metamorphism in the "sillimanite-almandine-orthoclase subfacies" of the Neoproterozoic (0.82 Ga) aged amphibolite facies under the conditions of 650-690 ºC temperature and 5.5-7.5 kbar pressure. The Kasaba Mountains orthogneiss was subjected to greenschist facies in a regressive manner metamorphism in the last phase. This last metamorphism, observed in the quartz-albite-muscovite-biotite subfacies of the greenschist facies, took place under 375-430 ºC temperature and 2-3.5 kbar pressure conditions.

Khair Khana Mountains orthogneiss underwent Paleoproterozoic (1.8 Ga) aged granulite facies metamorphism, initially under 872±30 ºC temperature and 8.23±1.7 kbar pressure conditions, with maximum P-T conditions observed in felsic granulites. This unit was later subjected to Paleoproterozoic (1.77 Ga) aged regressive granulite facies metamorphism under conditions of 864±30 ºC temperature and 7.52±1.7 kbar, again with maximum P-T conditions observed in felsic granulites. Khair Khana Mountains orthogneiss, after the initial granulite facies metamorphism, underwent regressive metamorphism in the "sillimanite-almandine-orthoclase subfacies" of the amphibolite facies, under the conditions of 650-690 ºC temperature and 5.5-7.5 kbar pressure. The Khair Khana Mountains orthogneiss in a regressive manner was subjected to greenschist facies metamorphism in the latest phase. This last metamorphism, observed in the quartz-albite-muscovite-biotite subfacies of the greenschist facies, took place under 375-430 ºC temperature and 2-3.5 kbar pressure conditions.

The Sherderwaza formation initially underwent metamorphism in the epidote-amphibolite facies under the conditions of 527.40±50 ºC temperature and 7-8 kbar pressure, the effects of which were observed in the epidote-biotite gneisses and biotite gneisses. With increasing temperatures in the environment The Sherderwaza formation was subjected to progressive metamorphism in the "sillimanite-almandine-orthoclase subfacies of the amphibolite facies" under conditions of maximum temperature of 656±50 ºC and maximum pressure of 6.2±1.5 kbar in the Neoproterozoic (0.67-0.77 Ga), the effects of which are observed in migmatites and biotite gneisses. After these amphibolite facies metamorphisms, the Sherderwaza formation underwent regressive metamorphism in the "quartz-albite-muscovite-biotite subfacies" of the greenschist facies under the conditions of 375-430 ºC temperature and 2-3.5 kbar pressure.

The Alghoi metagranitoid was initially exposed to epidote-amphibolite facies metamorphism under 450-550 ^{oC} temperature and 4-7 kbar pressure conditions, and later this formation underwent regressive greenschist facies metamorphism under 375-450 ºC temperature and 2-3.5 kbar pressure conditions.

The Kabul Block is part of the Archean cratons. The Kabul Block is closely related to the orogenies of the supercontinents Columbia in the Paleoproterozoic and Rodinia in the Neoproterozoic. Thus, the Kabul Block is initially associated with the Grenvillian orogeny. The Kabul Block presents close lithological and age similarities with the Tarim Block and the South China Block.

The Kabul Block was probably part of Gondwana located between Paleo-Tethys and Neo-Tethys during the Mesozoic. With the closure of Paleotethys in the Mesozoic and the opening of Neotethys in this period, the Kabul Block emerged as a part of Gondwana like a microcraton. The Kabul Block has continued its complex deformation-tectonic development until today, after the collision of the Indian plate with Eurasia and this process are continuing in the region.

Keywords: Amphibolite facies, Archean craton, Granulite facies, Geochemistry, Kabul Block.

ÖNSÖZ

Bu tez, Kabil Bloğu'nda bulunan metamorfik ve metamagmatik kayaçların petrolojisi ve jeokimyası üzerine derin ve kapsamlı bir araştırma içermektedir. Bu çalışma, jeolojik süreçlerin anlaşılması ve bölgesel jeolojik evrimin kavranması için önemli bir katkı sağlamayı amaçlamaktadır. Orta Asya Orojenik Kuşağı'nın karmaşık tektonik çerçevesi içinde yer alan Kabil Bloğu, zengin metamorfik ve magmatik kayaç dizisiyle büyüleyici bir jeolojik ortamı temsil etmektedir. Bu bölge, Kuzeydoğu Afganistan'ın karmaşık jeolojik tarihini ve tektonik evrimini ortaya çıkarmak için eşsiz ve önemli bir bloktur. Metamorfik kayaçlar, yeniden kristalleşmiş dokuları ve mineral topluluklarıyla bir bölgenin tektonotermal geçmişine dair çok değerli bilgiler sağlar. Metamorfik kayaçların mineralojik bileşimini, dokusunu ve yapısal özelliklerini inceleyerek, jeolojik zaman boyunca Kabil Bloğu'nu şekillendiren basınç-sıcaklık koşullarını ve deformasyon süreçlerini belirtebilir.

Bu tezin ana araştırma kısmında Kabil Bloğu içerisindeki metamorfik ve metamagmatik kayaçların petrolojik ve jeokimyasal özelliklerinin kapsamlı bir şekilde araştırılması yer almaktadır. Ayrıntılı saha gözlemleri, laboratuvar analizleri ve jeokimyasal modelleme yoluyla bu kayaçların kökenlerini, süreçlerini ve jeolojik önemini açıklamayı amaçlamaktadır.

Bu tez çalışması Konya Teknik Üniversitesi BAP (Bilimsel Araştırma Projeleri) Koordinatörlüğü tarafından 211107067 nolu proje ile desteklenmiştir.

Bu tez çalışmasında başlangıcından itibaren bilgi ve tecrübesi ile yetişmemi sağlayan, sabrı ve desteğiyle her zaman yanımda olan danışmanım ve değerli hocam Sn. Dr. Öğr. Üyesi Gürsel KANSUN'a, içtenlikle saygı ve sevgi ile teşekkür ederim.

Doktora program sürecinde bilgi ve desteklerinden yararlandığım, her an ve her aşamada beni yönlendiren ve destekleyen, konu ile ilgili bilgi ve birikimlerini bana aktaran çok değerli hocalarım Sn. Prof. Dr. Kerim KOÇAK ve Sn. Dr. Öğr. Üyesi Mustafa YILDIZ'a, içtenlikle saygı, sevgi ve sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Jeolojik yazılımlar ve petrolojik çalışmalarda önemli kaynaklar sağlayan, yardımlarını esirgemeyen çok değerli hocam Sn. Prof. Dr. Shah Wali FARYAD ve Sn. Prof. Dr. Kürşad ASAN'a teşekkür ederim.

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde her türlü yardımlarını esirgemeyen, kayaçların mikroprob ve jeokimyasal analizleri yapımında ve yorumlanmasında çok değerli yardımlarını ve katkılarını gördüğüm, çok değerli hocam, Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dekanı Sayın Prof. Dr. Yusuf Kağan Kadioğlu'na en içten teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmalarım ve bölgede yapısal özelliklerin belirlenmesi sırasında yardımlarını gördüğüm, Kabil Politeknik Üniversitesi jeoloji bölümü akademik personellerinden Sn. Prof. Amir Mohmmad Musazai'ye ve örneklerin incelenmesi sırasında bilgilerinden yararlandığım Sn. Dr. Hamidullah Waizy'e sonsuz teşekkürler ederim.

Bu süreçte beni her zaman destekleyen ve her zaman yanımda olan, cesaretlendiren başta sevgili eşim Dr. Wazhma Afzali olmak üzere bütün aileme, gösterdikleri desteklerinden ve sabırlarından dolayı sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Saygılarımla.

Ahmad Omid AFZALI
KONYA-2024

İÇİNDEKİLER

ÖZET ..... **iv**

ABSTRACT ..... **vii**

ÖNSÖZ ..... **x**

İÇİNDEKİLER ..... **xi**

SİMGELER VE KISALTMALAR ..... **xiv**

1. GİRİŞ **1**
1.1. Topoğrafya (Morfoloji) ve Hidroğrafya 2
1.2. İklim, Ulaşım, Bitki Örtüsü ve Ekonomik Durum 3
1.3. Afganistan'daki Metamorfik Kuşaklar ve Özellikleri 5
1.4. Bölgesel Jeoloji ve Tektonik Yapı 8
1.5. Çalışmanın Amacı 12
1.6. Kabil Bloğu 15

2. KAYNAK ARAŞTIRMASI **21**

3. MATERYAL VE YÖNTEM **32**
3.1. Arazi Çalışmaları ve Jeolojik Haritalama Çalışmaları 32
3.2. Laboratuvar Çalışmaları 36
3.2.1. İnce kesit çalışmaları 36
3.2.2. Mikroprob çalışmaları 36
3.2.3. Jeokimya çalışmaları 38
3.3. Büro Çalışmaları 38

4. ARAŞTIRMA SONUÇLARI VE TARTIŞMA **39**
4.1. Stratigrafi ve Petrografi 39
4.1.1. Welayeti formasyonu 40
4.1.1.1. Litoloji ve Petrografi 40
4.1.1.2. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık 66
4.1.1.3. Yaş 66
4.1.2. Anjerak formasyonu 68
4.1.2.1. Litoloji ve Petrografi 68
4.1.2.2. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık 72
4.1.2.3. Yaş 73
4.1.3. Kasaba Dağları ortognaysı 73
4.1.3.1. Litoloji ve Petrografi 74
4.1.3.2. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık 79
4.1.3.3. Yaş 80
4.1.4. Khair Khana Dağları ortognaysı 80

4.1.4.1. Litoloji ve petrografi 80
4.1.4.2. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık 95
4.1.4.3. Yaş 95
4.1.5. Sherderwaza formasyonu 95
4.1.5.1. Litoloji ve Petrografi 97
4.1.5.2. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık 122
4.1.5.3. Yaş 123
4.1.6. Alghoi metagranitoyidi 123
4.2. Mineral Kimyası 126
4.2.1. Welayeti formasyonu 126
4.2.1.1. Granat amfibolitler 127
4.2.1.1.1. Plajioklas 127
4.2.1.1.2. Amfiboller 129
4.2.1.1.3. Granat 132
4.2.1.2. Stavrolit-disten-granat mikaşist 136
4.2.1.2.1. Muskovit 136
4.2.1.2.2. Disten 138
4.2.1.2.3. Stavrolit 138
4.2.1.2.4. Biyotit 139
4.2.1.2.5. Granat 143
4.2.2. Kasaba Dağları ortognaysı 148
4.2.2.1. Granat 148
4.2.2.2. Plajioklas 152
4.2.2.3. Biyotit 155
4.2.3. Khair Khana Dağları ortognaysı 159
4.2.3.1. Lökokratik ortognays 159
4.2.3.1.1. Ortoklas 159
4.2.3.1.2. Biyotit 161
4.2.3.2. Felsik granulitler 165
4.2.3.2.1. Plajioklas 165
4.2.3.2.2. Ortoklas 166
4.2.3.2.3. Proksen 168
4.2.3.3. Mafik granulitler 170
4.2.3.3.1. Plajioklas 171
4.2.3.3.2. Amfiboller 172
4.2.4. Sherderwaza formasyonu 175
4.2.4.1. Migmatit 175
4.2.4.1.1. Biyotit 175
4.2.4.1.2. Muskovit 179
4.2.4.1.3. Plajioklas 181
4.2.4.1.4. Ortoklas 183
4.2.4.2. Epidot-biyotit gnays 185
4.2.4.2.1. Epidot grubu 185
4.2.4.2.2. Biyotit 188
4.2.4.2.3. Ortoklas 192
4.3. Metamorfizma 194
4.3.1. Welayeti formasyonu 195

4.3.2. Anjerak formasyonu 223
4.3.3. Kasaba Dağları ortognaysı 231
4.3.4. Khair Khana Dağları ortognaysı 253
4.3.5. Sherderwaza formasyonu 270
4.3.6. Alghoi metagranitoyidi 286
4.3.7. Kabil Bloğu'nun metamorfizma özellikleri 288
4.4. Jeokimya 294
4.4.1. Metasedimanter kayaçların jeokimyasal, ortamsal ve kökensel incelenmesi 299
4.4.2. Metamagmatik kayaçların sınıflandırması, magmatizmanın kökeni ve tektonik ortamı 314
4.4.2.1. Metamagmatik kayaçların sınıflandırması ve magmatizmanın kökeni 314
4.4.2.2. Metamagmatik kayaçların tektonomagmatik ortamlarının belirlenmesi 325
4.**5**. Kabil Bloğu'nun Jeodinamik ve Jeolojik Evrimi 341
4.5.1. Kabil Bloğu ortognaysları ve benzer bloklar ile Arkeen -TTG'ler arasındaki ilişki 343
4.5.2. Rodinia ve Columbia süper kıtaları, Grenvilliyen orojenezi 344
4.5.3. Gondwana ve Afgan blokları 348
4.5.4. Mesozoyik ve Senozoyik'te Kabil Bloğu'nun gelişimi 350

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER 355
5.1. Sonuçlar 355
5.2. Öneriler 366

KAYNAKLAR 367

EKLER 389

SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

Ab : Albit
Act : Aktinolit
Adr : Andradit
Alm : Almandin
An : Anortit
And : Andaluzit
As : Aliminosilikatlar
Atg : Antigorit
Bt : Biyotit
Cal : Kalsit
Chl : Klorit
Cld : Kloritoyid
Cpx : Klinoproksen
Crd : Kordiyerit
Czo : Klinozoisit
Di : Diyopsit
Dol : Dolomit
En : Enstatit
Ep : Epidot
Fe-St : Fe-stavrolit
Fo : Forsterit
Fs : Ferrosilit
Gl : Glokofan
Grs : Grossular
Grt : Granat
Hbl : Hornblend
Hmt : Hematit
Hu : Humit
Ilm : İlmenit
Jd : Jadeyit
Ky : Disten
Lws : Lavsonit
Mca : Mika
Mcc : Mikroklin
Ms : Muskovit
Ol : Olivin
Opx : Ortoproksen
Or : Ortoklas
Pg : Paragonit
Phe : Fenjit
Phl : Flogopit
Pl : Plajioklas
Pmp : Pumpelliyit

Prp : Prop
Qz : Kuvars
Rt : Rutil
Shr : Şorlomit
Sil : Sillimanit
Sld : Seladonit
Sph : Sfen
Sps : Spessartin
St : Stavrolit
Tlc : Talk
Tr : Tremolit
Ttn : Sfen
Uvr : Uvarovit
Wnk : Winkit
Wo : Volframit
Zo : Zoisit

Kısaltmalar

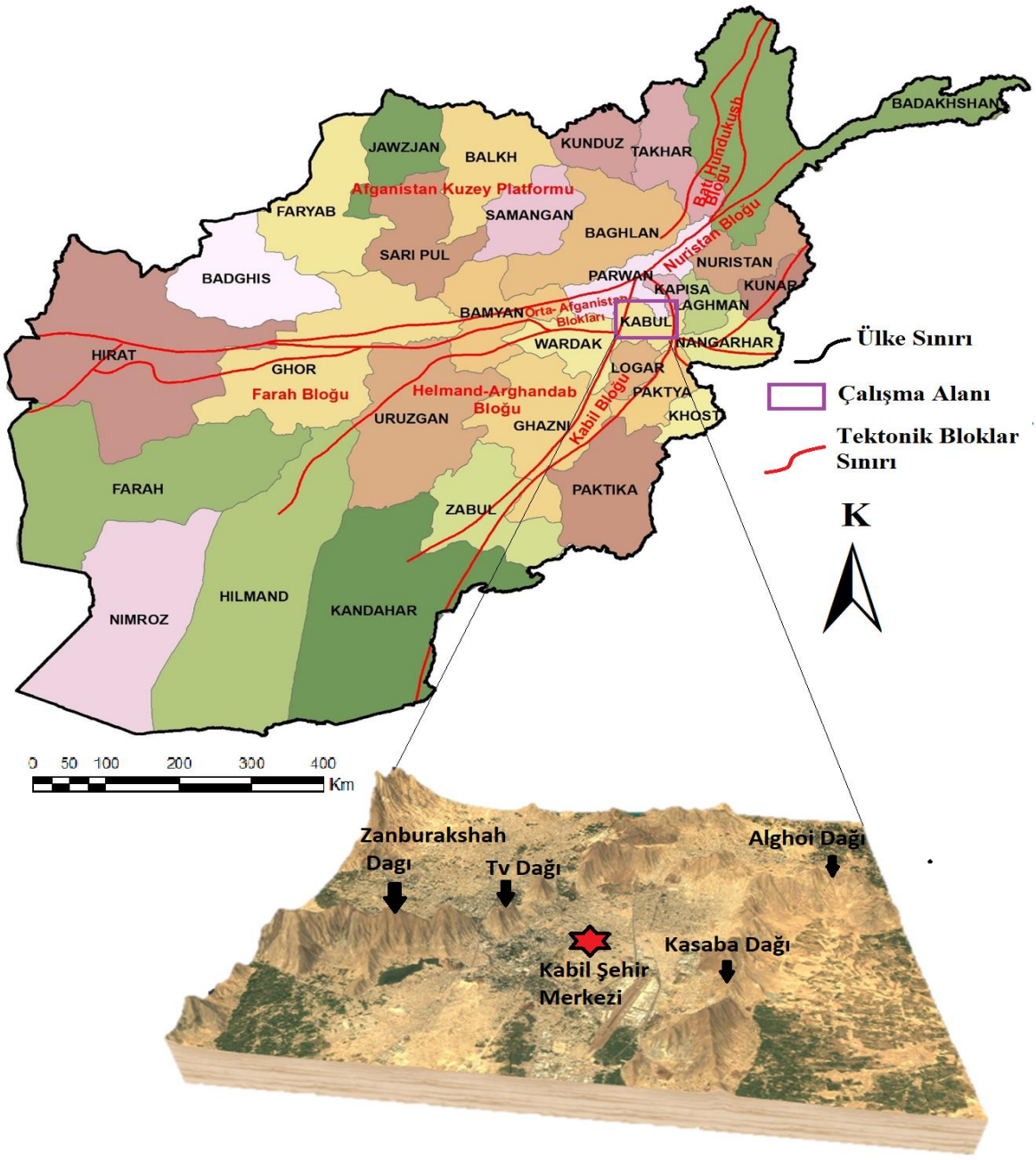
A : Alkalin
A : Yüksek basınçlı (HP) ila ultra yüksek basınçlı (UHP) kayaçlara ait granatlar
A_1 : Yay konumu, bazaltik ve andezitik döküntü
A_2 : Gelişmiş yay ayarı, felsik-plütonik döküntü
ABD : Amerika Birleşik Develetler
ACM : Aktif kıta kenarı
AF : Amfibolit fasiyesi
Afg : Kabil Bloğu dahil Afgan Merkez Blokları
AGS : Afganistan Jeolojik Araştırma Kurumu
Al : Al_2O_3
Alk : Na_2O+K_2O
AM : Amfibolit fasiyesi
AMCG : Anortozit-mangerit-şarnokit-granit
ANS : Arap-Nubian şilti
Ant : Antarktika
ARC : Okyanus adası-yay kenarı
AT : Afghan-Tajik bloğu
B : Eklojit ve granulit fasiyesi kayaçlara ait granatlar
BS : Mavişist fasiyesi
BS/GS : Mavişist/yeşilşist fasiyesi
BSk : Soğuk yarı kurak iklim
C : Amfibolit fasiyesi kayaçlara ait granatlar.
C : CaO
C1 : Geçiş alanı, yüksek amfibolit fasiyesinden granulit fasiyesine doğru kayaçlardan granatlar,
C2 : Amfibolit fasiyesindeki kayaçlardan granatlar ve aynı zamanda mavişistler,

CAG : Kıtasal yay granitoyidleri
CAS : Kalk-alkali granit alanı
CCG : Kıtasal çarpışma granitoyidleri
CEUG : Kıtasal epirojenik yükselme granitoyidleri
CS : Kalk-silikatlar
E : Eklojit
EAF : Epidot-amfibolit fasiyesi
EC/UHP : Eklojit/ultra yüksek basınç fasiyesi
EF : Eklojit fasiyesi
E-MORB : Zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı
Ep-Am : Epidot-amfibolit fasyesi
EPMA : Elektron probu mikro analizörü
G : Grandit granatlar
Ga : Milyar yıl
GASP : Granat-Al silikat-plajioklas jeobarometre
GBAQ : Granat-biyotit-Al_2SiO_5-kuvars jeobarometresi
GBMAQ : Garnet-biyotit-muskovit-alüminosilikat-kuvars jeobarometresi
GGCG : Alman Jeoloji Danışma Grubu
GLF : Glokofanit fasiyesi
GOM : Alman Jeoloji Misyonu
GR : Granulit fasiyesi
GRNF : Granulit fasiyesi
GS : Yeşilşist fasiyesi,
GTB : Büyük Tarim Bloğu
H : Yüksek basınç–sıcaklık
HFSE : Yüksek alan kuvveti elemanları
H-GR : Yüksek basınç granulit fasyesi
IAG : Ada yayı granitoidi
IF/S : Ortaç-felsik/metasedimanter
IG : Magmatik kayaçlar
K : Kabil Bloğu
Kal : Kalahari
KB : Kabil Bloğu
L : Düşük basınç–sıcaklık
L : Lut Bloğu
la : Orta basınç–sıcaklık (amfibolit fasiyesine kadar)
lg1 ve lg2 : Orta basınç–sıcaklık (granulit fasiyesi)
LILE : Büyük İyon Litofil Elementler
M : Mafik
MA : Manto kayaçları
MA : Merkezi Afgan Blokları
Ma :Milyon yıl
Mad : Madagaskar
MI : Merkezi İran Bloğu
MM : Metamorfik kayaçlar
MORB :Okyanus ortası sırt bazaltları

MS	: Metasomatik kayaçlar
NC	: Kuzey Çin
N-MORB	:Normal okyanus ortası sırtı bazaltı
NSIA	: Ulusal İstatistik ve Bilgi Kurumu (Afganistan)
ORG	: Okyanus sırtı granitleri
PM	: Pasif kenar
PM	: Primitif Manto
POG	: Post-orojenik granitoyidler
RP	: Rio de la Plata
RRG	: Yarıklıkla ilgili granitoyidler
SC	: Güney Çin
SHRIMP	: Yüksek çözünürlüklü iyon mikroprobu
SPG	: Güçlü peralüminyumlu granit alanı
Syn-COLG	: Çarpışmayla yaşıt granitler
T	: Tarim Bloğu
TTG	: Tonalit-trondjemit-granodiyorit
Tu	: Turan Bloğu
UM	: Ultramafik
USGS	: Amerika Birleşik Devletleri Jeolojik Araştırma Kurumu
VAG	: Volkanik yay granitleri
WPG	: Plaka içi granitler
YEBİM	: Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi
YŞF	: Yeşilşist fasiyesi

1. GİRİŞ

Çalışma alanı, Afganistan'ın kuzeydoğusunda Kabil Bloğu'nda yer almaktadır. Bu bölge, coğrafi konumu itibariyle Himalaya dağ silsilesinin kuzeybatı ve Hindu-Kush Sıradağları'nın güneybatı kesimlerinde yer alır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Afganistan'ın coğrafik-tektonik haritası ve çalışma alanının genel fiziksel yapısı

Kabil Bloğu, Hindistan ve Avrasya kıtaları arasındaki kesişme noktasında oluşan tektonik bir parçadır. Çalışma alanı Kabil Bloğu'nun kuzey-orta kesiminde yer almaktadır (Şekil 1.1). Kabil Bloğu Parwan Kapisa, Wardak illeri ve Kabil ilinin çoğu ve Logar ilinin neredeyse tamamı dahil olmak üzere, konum açısından Afganistan'ın çeşitli illerini kapsamaktadır. Çalışma alanı, 1:10 000 ölçekli *1a-1a'* ve *24c-24c'* numaralı topoğrafik haritalar ile 1:25 000 ölçekli *16d-16d'* ve *34r-34r'* numaralı topoğrafik haritaları içine alan, yaklaşık 957 km^2 'lik bir alanı kapsar (Şekil 1.1 ve Şekil 1.2).

1.1. Topoğrafya (Morfoloji) ve Hidroğrafya

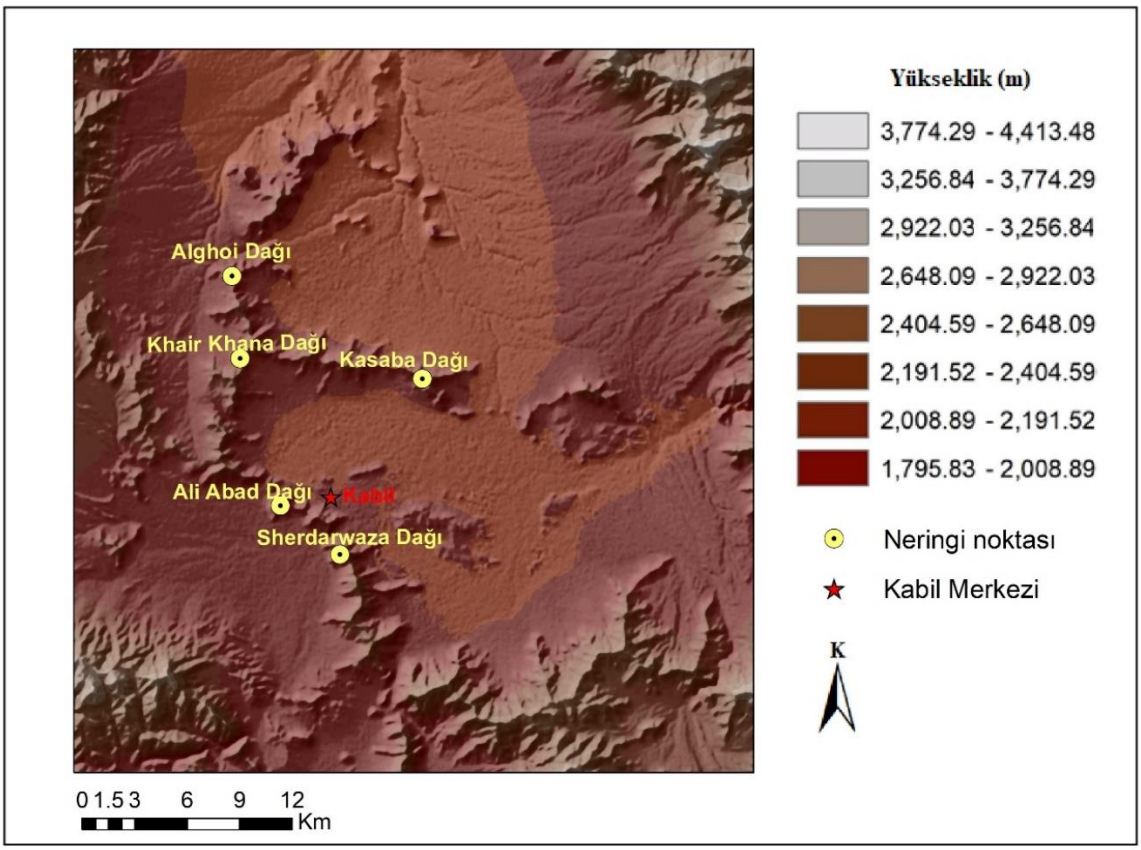
Çalışma alanı, düz alanlar, dağlar ve çok sayıda sırtın gözlendiği topografik olarak heterojen bir alandır. Çalışma alanının yüksekliği kuzeyden güneye doğru artırmaktadır.

Çalışma alanının topografyası, bölgesel ve yerel tektonik faaliyetlerden ve akarsu süreçlerinden güçlü bir şekilde etkilenir. Çalışma alanı, Kabil ili civarında yeralır (Şekil 1.2). Kabil ili, Afganistan'ın kuzey doğu kesiminde, Kabil nehri boyunca Hindu-Kush Dağları arasında sıkışmış dar bir vadide yer alır. Çalışma alanı birkaç dağ silsilesini kapsamaktadır. Güneyinde Taraki ve Chehelstoon Dağları (~2500 m) yüksekliğiyle güneyin en yüksek sıradağlarıdır. Kuzeyinde Khair Khana Dağları (~2200 m) yüksekliğiyle en yüksek sıradağları oluşturur.

Havzalar arası sırtlar (tepeler) genellikle bitişik vadi tabanlarından yaklaşık 200 ile 500 m yükselir. Kabil'in merkezi ovaları genellikle düzdür ve kademeli olarak çevredeki ana kayaç çıkıntılarına doğru yükselir. Merkez ovaların rakımları, Merkez Kabil ve güney bölgesinde yaklaşık 1800 m'den batıda 2200 m'ye kadar değişmektedir. Çalışma alanında ortalama yükseklik 1790 m ile 2500 m arasındadır. Diğer önemli yükseltiler ise Sherderwaza Dağı (1467 m), Kasaba Dağları (2200 m) Taraki Dağı (2300 m), TV Dağı (1950 m), Khwaja Rawash Dağı (1930 m), Ali Abad Dağı (2100 m) ve Sakhi Tepesi (1920 m)'dir (Şekil 1.2).

Çalışma alanı Kabil, Paghman ve Logar nehirleri havzaları içerisinde yer almaktadır. Kabil Nehri'nin membaları, çalışma alanının güneybatı köşesindedir. Kabil Nehri çalışma alanına batıdan girmekte, Kabil kentine yaklaşık 21 km kuzeye akmakta ve daha sonra doğuya doğru yönelmekte ve çalışma alanını Kohe Safi Dağları'ndaki dik bir vadi boyunca terk etmektedir. Paghman Nehri, Paghman Dağları'ndan doğuya doğru akar ve Kabil şehrinde, Kabil Nehri'nin doğuya doğru akmaya başladığı noktanın yakınında

Kabil Nehri'ne girer. Kabil Nehri'nin büyük bir kolu olan Logar Nehri, çalışma alanına güneyden dik bir vadiden girer ve yaklaşık 28 km kuzeye doğru akar (Şekil 1.3b).



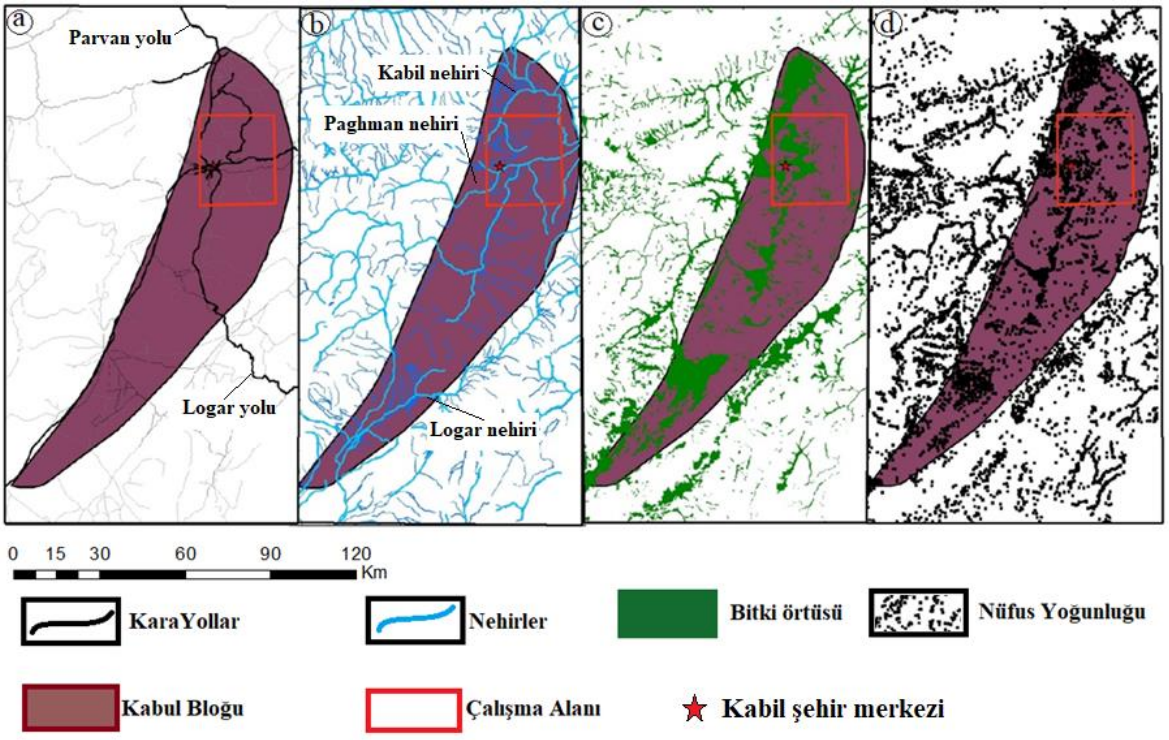
Şekil 1.2. Çalışma alanının topografik özellikleri

1.2. İklim, Ulaşım, Bitki Örtüsü ve Ekonomik Durum

İklim koşulları açısından Afganistan, alt tropik bölgede bulunur. Kışları soğuk ve yağışlı, yazları sıcak ve kuraktır. Yağış miktarı düşüktür (yılda ortalama 291 mm) (Arez, 2007).

Çalışma alanı karasal, soğuk yarı kurak bir iklime (BSk) sahiptir ve yağışlar kış (neredeyse sadece kar olarak düşüyor) ve ilkbahar aylarında yoğunlaşır. Sıcaklıklar, esas olarak şehrin yüksek rakımı nedeniyle güneybatı Asya'nın çoğuna kıyasla serindir. Yaz, çok düşük nem oranına sahiptir. Kışlar soğuktur, Ocak ayının günlük ortalaması −2.3 °C (27.9 °F) 'dir. Bahar ayları yılın en yağışlı zamanıdır. Güneşli koşullar yıl boyunca hakimdir. Yıllık ortalama sıcaklık 12.1 °C (53.8 °F) 'dir. Bu ortalama sıcaklık, Afganistan'ın diğer

büyük şehirlerinden çok daha düşüktür. Kabil bölgesinde yazlar sıcak, kurak ve açık, kışlar çok soğuk, karlı ve parçalı bulutludur. Yıl içerisinde sıcaklık normalde -4°C ila 34°C arasında değişiklik gösterir ve nadiren -10°C altında ve 37°C üzerinde olur. Araziye ulaşım yolları iki ana karayoluyla (Logar ve Parwan) sağlanır (Şekil 1.3a).



Şekil 1.3. Bölgenin genel ve coğrafik özellikleri. **a)** Karayolları ve ulaşım, **b)** Hidrografi ve nehirler, **c)** Bitki örtüsü ve ormanlar, **d)** Nüfus yoğunluğu

Kabil Bloğu'nun kapladığı alanın yüzde 50'den fazlası, meralar (otlar, sazlar, sazlıklar vb.) ve çalılıkların yer aldığı meralardan oluşmakta olup, bu meralar Kabil Bloğu'nun orta kısımlarında ve iç kısımlarda maksimuma ulaşır. Bloğun kuzey kısımları Kabil'de, ekim yapılan alan ve tarım alanları, yoğun ekili alan ve aralıklı ekilen alanlar olarak iki gruba ayrılır. Bu alanlar güneye doğru uzanır.

Bu alanda ormanlar yaygın değildir, ancak inceleme alanının bazı bölümlerinde küçük ormanlar görülmektedir. Çalışma alanının bitki örtüsü Şekil 1.3c'de gösterilmektedir. Kabil İlinin nüfusu Merkezi İstatistik Bürosu'nun 2020 yılı verilerine göre yaklaşık 5.385.526 kişidir. Nüfus dağılımı Şekil 1.3d'de gösterilmektedir.

Çalışma alanının ekonomisi ticaret, tarım ve kamu hizmetlerine bağlı olup, tarım: %44,3, sanayi: %18,1, hizmetler: %37,6 ‘dır. Afganistan'daki siyasi gelişmeler bu ülkede ekonomik dalgalanmalara neden olmuştur. 2020'de ihracat ancak 691 milyon dolara ulaşmıştır. Çalışma alanındaki popüler ihracat kalemleri arasında taze ve kuru meyveler, Afgan kilimleri, şifalı bitkiler ve daha fazlası yer almaktadır. 2021'deki ithalat miktarı 7 milyar dolardır. Bu ülkenin başlıca ürünleri: küçük ölçekli tekstil, sabun, mobilya, ayakkabı, gübre, giyim, gıda ürünleri, alkolsüz içecekler, maden suyu, çimento, el yapımı halılar, doğalgaz, kömür ve bakırdır (NSIA, 2020).

1.3. Afganistan’daki Metamorfik Kuşaklar ve Özellikleri

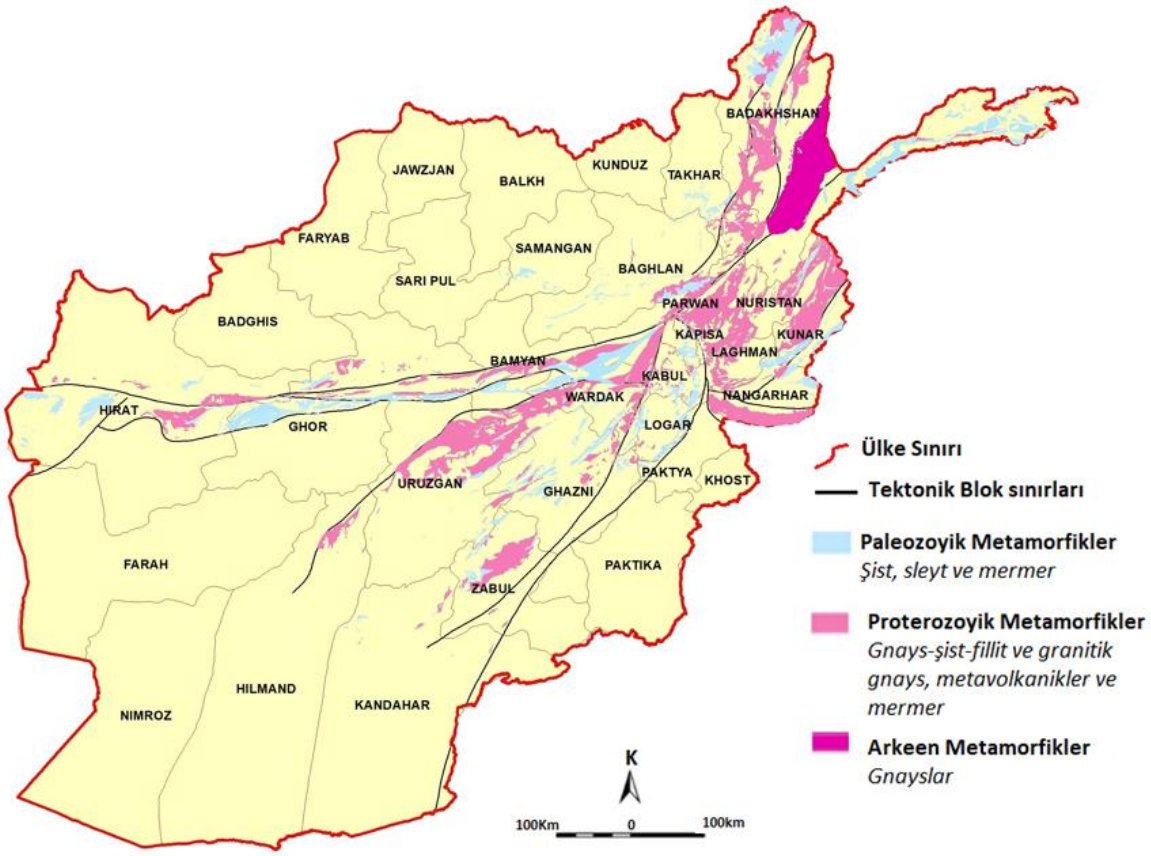
Metamorfik kuşaklar Afganistan'ın kuzeydoğu ve orta - doğu kısımlarında oldukça yaygındır.

Afganistan'da metamorfik kayaçlar kuzeydoğu-güneybatı ve doğu-batı yönünde bir yayılıma sahiptir. Özellikle ülkenin doğu ve kuzeydoğu kesimlerinde yaygın olarak gözlenir. Metamorfizma derecesi kuzeydoğudan güneybatıya doğru azalmaktadır (Şekil 1.4).

Afganistan'da bölgesel, dokanak ve hidrotermal metamorfizma tipleri yaygın olarak gözlenir (Şekil 1.5). Arkeen-Proterozoyik yaşlı bölgesel metamorfik kayaçlar, Nuristan-Pamir ve Kabil bloklarının ana bölümlerini oluşturur (Şekil 1.4 ve 1.5).

Proterozoyik ve Paleozoyik metamorfik kayaçlar Hersiniyen (Batı Hindu Kush Bloğu), Kimmeriyen (Nuristan Bloğu) ve Alpin (Kabil Bloğu ve Güney Afganistan) alanlarda yaygındır (Şekil 1.4).

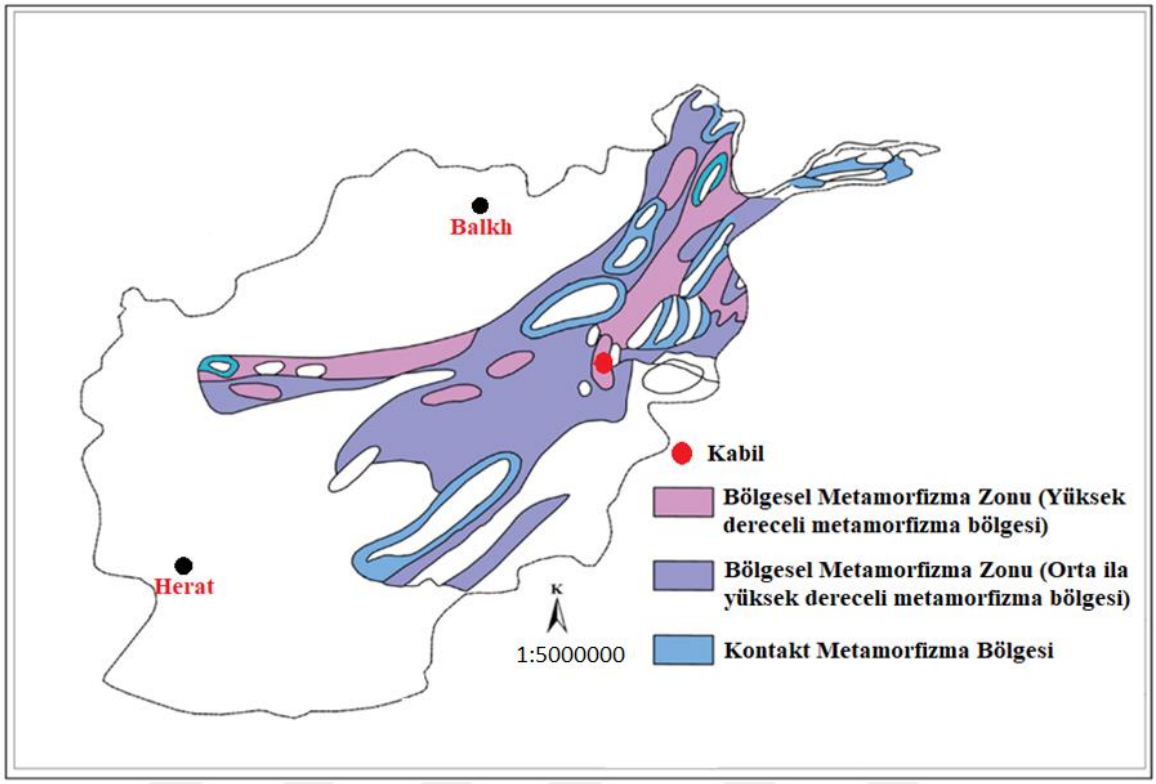
Paleozoyik - Jurasik metamorfik kayaçlar, Afganistan'ın güneyindeki Nuristan-Pamir, Kabil ve Merkez Bloklarında bulunur (Şekil 1.4). Bu metamorfik kayaçlar genellikle sleyt, siyah fillit, klorit-serisit fillit, yeşilşistler, mermerler ve kuvarsitlerdir. Bunların çoğu düşük dereceli metamorfik kayaç sınıflamasına girer ve düşük-orta sıcaklık ve düşük basınç metamorfizma bölgelerini yansıtır. Buralarda yeşilşist ila amfibolit fasiyesleri yaygındır.



Şekil 1.4. Afganistan'da Arkeen, Proterozoyik ve Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçların yayılımı

Bölgesel metamorfik kayaçlar genellikle gnays, mikaşist, kuvarsit, mermer ve amfibolitlerden oluşur. Nuristan ve Kabil bloklarında migmatitler gözlenmiştir. Genel olarak, amfibolitik ila granulitik metamorfik fasiyesler tespit edilmiştir. Bu nedenle, bu alanlar orta - yüksek dereceli metamorfik bölgelerdir (Şekil 1.5).

Afganistan'da intrüsif kütleler çok yaygındır, bu nedenle büyük intrüsif kütleleri çevreleyen kontakt metamorfik kayaçlar yaygın olarak izlenir. Bu kayaçlar, özellikle Nuristan ve Batı Hindu Kush ve Güney Afganistan'ın Orta Kütlelerinde yer alır. Bu alanlarda, mermerler ve hornfels yaygındır. Bu kayaçların yoğun bir şekilde yayılımı, Afganistan'ın doğu ve orta kesimlerinde görülür.

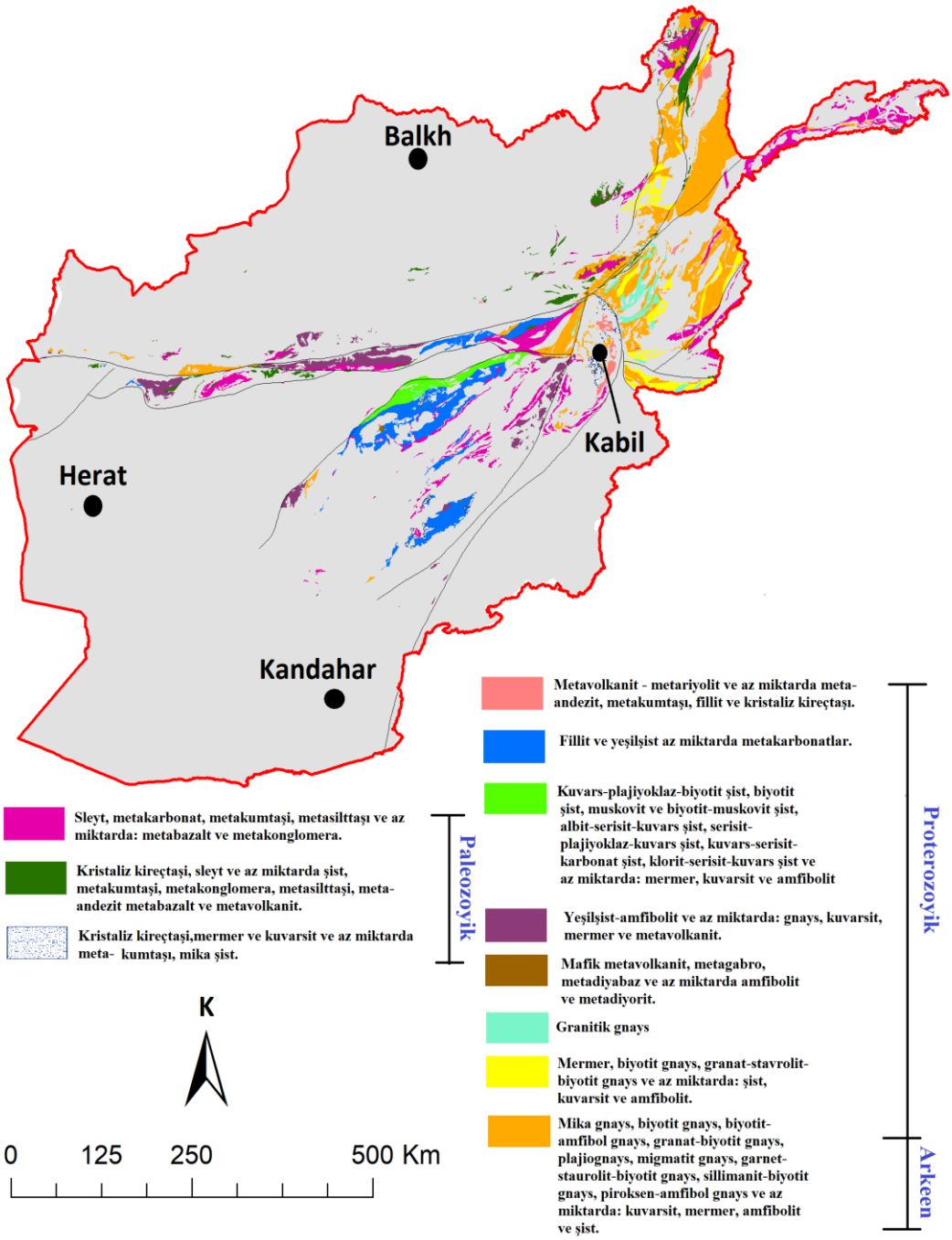


Şekil 1.5. Afganistan'da Arkeen, Proterozoyik ve Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçların metamorfizma tipi ve derecesine göre yayılım haritası

Sonuç olarak Afganistan'da bölgesel, kontakt ve hidrotermal metamorfik kayaçlar gibi çeşitli metamorfik kayaçlar yaygındır. Genellikle gnays, amfibolit, mika şist, kuvarsit ve mermerden oluşan bölgesel metamorfik kayaçlar Nuristan ve Kabil bloklarında yaygındır (Şekil 1.5). Bu kayaçlar genel olarak, amfibolitik ile granulitik metamorfik fasiyesler oluştururlar ve orta-yüksek dereceli metamorfizmaya sahiptirler.

Düşük dereceli metamorfik kayaçlar Afganistan'ın güneyindeki, Nuristan-Pamir, Kabil ve Merkez Bloklarında bulunur. Bu metamorfik kayaçlar genellikle sleyt, siyah fillitler, klorit-serisit yeşilşistler, mermerler ve kuvarsitlerdir. Bu bölgeler yeşilşist ile amfibolit fasiyeslerinde metamorfizma geçirmiştir.

Afganistan'ın doğu ve kuzeydoğusunda granitik gnayslar, sillimanit ve disten içeren paragnayslar gibi yüksek derecede metamorfizma gösteren kayaçlar (Badakhshan, Nuristan, Panjshir, Nangarhar, Laghman vilayetlerinde) yayılım gösterir. Orta ve düşük derecede metamorfik kayaçlar Afganistan'ın güney ve güneybatı kesimlerinde (Farah Bloğu ve Orta Afganistan Bloğu) yayılım göstermektedir (Şekil 1.6).

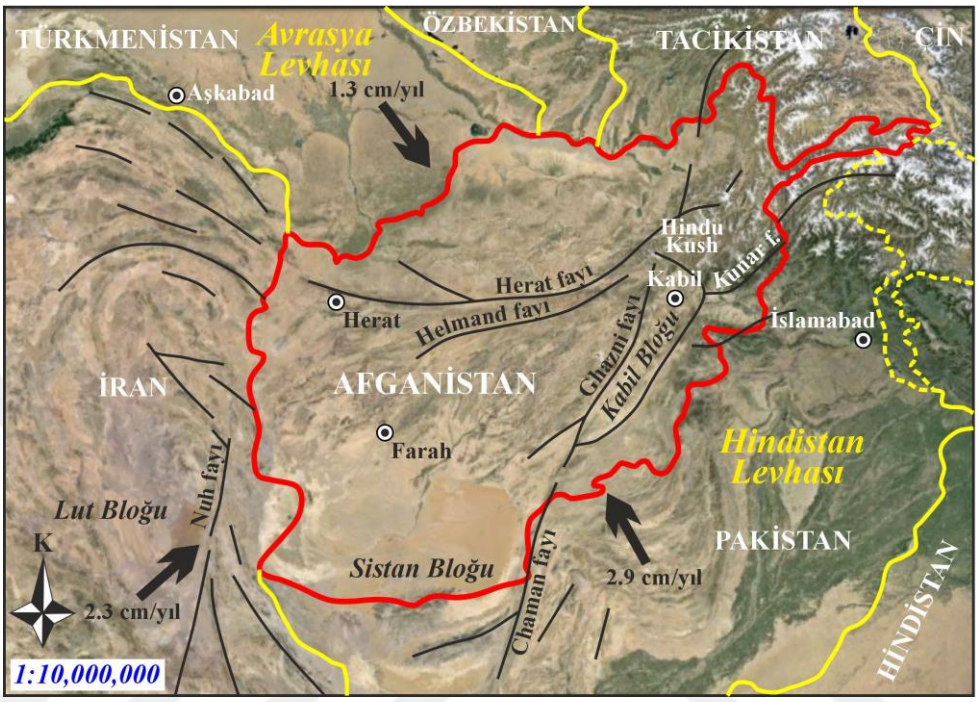


Şekil 1.6. Afganistan'da yüzeyleyen metamorfik kayaçların jeolojik haritası (litolojik ayırım)

1.4. Bölgesel Jeoloji ve Tektonik Yapı

Afganistan, Orta Asya'da Geç Paleojen'de Hint ve Arap plakaları ile Avrasya plakası arasındaki çarpışmaya bağlı olarak gelişen, tektonik olarak aktif Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alır (Boulin, 1990; Şekil 1.7). Avrasya kıtası 65 milyon yıl önce

ortaya çıkarken, çok sayıda deformasyon dönemi Afganistan'ın içindeki ve çevresindeki kabukları parçalamıştır.



Şekil 1.7. Afganistan'ın Alp-Himalaya orojenik kuşağındaki konumu ve tektonik faaliyetleri (Ambraseys ve Bilham'dan (2003) revize edilerek alınmıştır). Vektörler Hint, Avrasya ve Arap plakaları arasındaki göreceli plaka hareketlerini ve hızlarını gösterir (Crone, 2007). Harita altlığı Google Earth'den alınmıştır

Afganistan, Hindistan-Avrasya levhalarının çarpışması öncesinde ve sırasında Avrasya'nın güney kenarına eklenen, çoğunlukla Gondwana'dan kaynaklanan alanların (bölgelerin) karmaşık bir topluluğundan oluşur (Şengör, 1984; Boulin, 1991). Bu alanlar üç ayrı tektonik bölgeye ayrılmıştır (Şekil 1.8). Kuzeyde **Afghan-Tajik Platformu**; Paleozoik'ten beri Avrasya kıtasının bir parçası olan sabit bloklardan oluşur (Brookfield ve Hashmat, 2001). Güneydoğuda **Katawaz Havzası**; büyük bir bükülme havzasıdır (Treloar ve Izatt, 1993) ve Makran ekleme kompleksinin kuzey uzantısını ve Hint plakasının kuzeybatı kıta kenarını temsil eder. Bunların arasında, Mesozoyik'te ve Erken Senozoyik boyunca Avrasya ile çarpışan bir dizi KD-GB uzantılı tektonik bir blok olan **Afgan Merkez Blokları** bulunmaktadır.

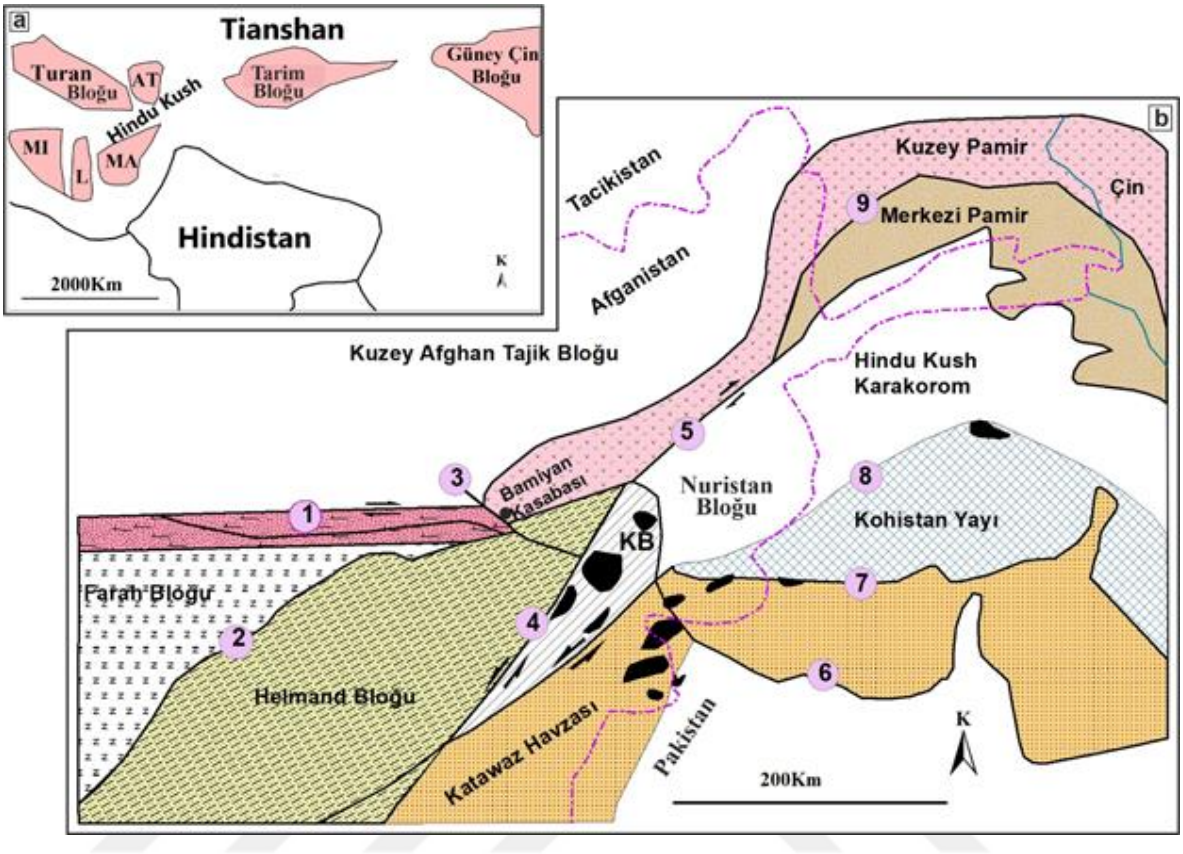
Şekil 1.8. Boulin (1991), Leven (1997) ve Bohannon'a (2010) göre Afganistan'ın tektonik ana hatları. Afganistan üç tektonik bölgeye ayrılabilir: **Avrasya bölgesi**; Afgan-Tacik Platformu ve Batı Hindu Kush'u içerir. Güneydoğu'da **Katawaz Havzası** Hint Plakasının en uzak noktasını temsil eder. **Afgan Merkez Blokları, Kabil Bloğu ve Nuristan Bloğu** Avrasya-Hindistan sınırını göstermektedir (Collett ve diğ., 2015 'den)

Afgan Merkez Blokları üç ayrı blok içerir: Kabil Bloğu, Helmand Bloğu ve Farah Bloğu (Şekil 1.8). Ancak, Kabil Bloğu'nun diğer Afgan Merkez Blokları ile ilişkileri tartışmalıdır. Tapponnier ve diğ. (1981) ve Treloar ve Izatt'a (1993) göre, Kabil Bloğu, Paleosen'de Afgan Merkez Bloklarına eklenen Hint kıtasının müstakil bir kabuk parçasını temsil eder. Bu görüşün aksine, Andritzký (1967) ve Abdullah ve Chmyriov (1977) Kabil Bloğu'nu Afgan Merkez Blokları'nın bir parçası olarak tanımlarlar.

Himalaya Orojenik Bölgesi boyunca jeolojik ve jeofizik araştırmalardaki son gelişmeler, çarpışma bölgelerindeki plaka yakınsaması ve jeodinamik süreçler hakkındaki bilgilerimizi önemli ölçüde geliştirmiştir. Ayrıca bu gelişmeler göstermiştir ki; Hindistan kıtasının Avrasya'nın güney kenarına eklenmesi, Hindistan'dan küçük blokların ayrılmasını ve Hindistan ile Avrasya arasındaki kıtasal çarpışmadan önce magmatik yayların

oluşumunu içeren aşamalı bir süreçtir (Beck ve diğ., 1996; Coward ve diğ., 1987; Khan ve diğ., 2009; Petterson ve Windley, 1985; Rehman ve diğ., 2011; Şengör, 1984; Tapponnier ve diğ., 1981; Treloar ve Izatt, 1993). Bu çarpışma bölgesinin batı kesimi, ilişkili ofiyolitlerin gözlendiği birkaç kıta bloğunun bulunduğu Doğu Afganistan'da en iyi bir şekilde gözlenir. Ek olaylar Paleozoik'te başlamış ve yakın zamanlara kadar devam etmiştir. Bununla birlikte, Afganistan'ın tektonik evriminin çoğu, Paleozoik ve Mesozoyik Tetislerinin kapanmasıyla ilgilidir. Chaman Fayı ve Hindu Kush'un bitişiğindeki doğu kenarı (Şekil 1.9), Himalaya orojenezi esnasında bölgelerin son kenetlenmesi ile bağlantılı jeokronolojik, magmatik ve metamorfik-tektonik olayları ve bundan önceki aktif And tipi kıtasal kenar ortamını gösterir (Şengör, 1984; Tapponnier ve diğ., 1981; Treloar ve Izatt, 1993).

Afganistan'da açığa çıkan tektonik bölgeler; **Kuzey Afghan Tajik Bloğu**, **Afgan Merkez Blokları** (**Farah ve Helmand Blokları**) ve Hindistan levhasının kuzeybatı kıta kenarını temsil eden ön kıvrım ve bindirme kuşaklarını (**Katawaz Havzası**) içerir (Şekil 1.8 ve 1.9b). **Kuzey Afghan Tajik Bloğu**, Harirod-Panjshir fay sisteminin (Şekil 1.9b) kuzeyinde yer alır ve Permo-Triyas öncesinden bu yana Asya levhasının bir parçasıdır. **Afgan Merkez Blokları**, Chaman Fayı'nın batısında (Şekil 1.9b) yeralır. Bunlar daha önce Gondwanaland'ın bir parçasıydılar. Fakat, Hint kıtasının ayrılmasından ve Avrasya'nın güney kenarına eklenmesinden önce Gondwanaland'dan ayrılmışlardır (Boulin, 1988, 1991; Sengör, 1984; Treloar ve Izatt, 1993). Kabil Bloğu, bu üç bölgenin üçlü kavşağında oluşmuştur. Kabil Bloğu, ya Afgan Merkez Blokları'nın en doğu kısmı olarak (Andritzky, 1967), ya da Avrasya ile Hindistan'ın çarpışmasından önce Afgan Merkez Blokları'na aykırı olarak eklenen ayrı bir bölge olarak yorumlanmıştır (Tapponnier ve diğ., 1981; Treloar ve Izatt, 1993).



Şekil 1.9. (a) Güney Asya'daki Prekambriyen bloklarının mevcut konumu (AT- Afghan-Tajik bloğu, MA- Merkezi Afgan Blokları, MI- Merkezi İran Bloğu, L-Lut Bloğu, Güney Çin Bloğu, Turan Bloğu; Moiny ve diğ., 2020). **(b)** Afganistan ve batı Himalaya-Karakoram-Hindu Kush bölgesinin basitleştirilmiş tektonik haritası (Beck ve diğ., 1996; Boulin, 1988; Lawrence ve diğ., 1992; Tapponnier ve diğ., 1981; Faryad ve diğ., 2013). Kabil Bloğu'ndaki (KB) siyah alanlar ofiyolit oluşumlarıdır. 1-Harirod Fayı (Paleozoik Süturu), 2-Helmand Fayı (Mesozoyik Süturu), 3-Bamiyan-Shibar Fayı, 4-Chaman Fayı, 5-Panjshir Fayı, 6-Ana Sınır Bindirmesi, 7-Temel Merkezi Bindirme (Indus-Tsangpo Süturu), 8-Shyok Süturu, 9-Mesozoik Süturu

1.5. Çalışmanın Amacı

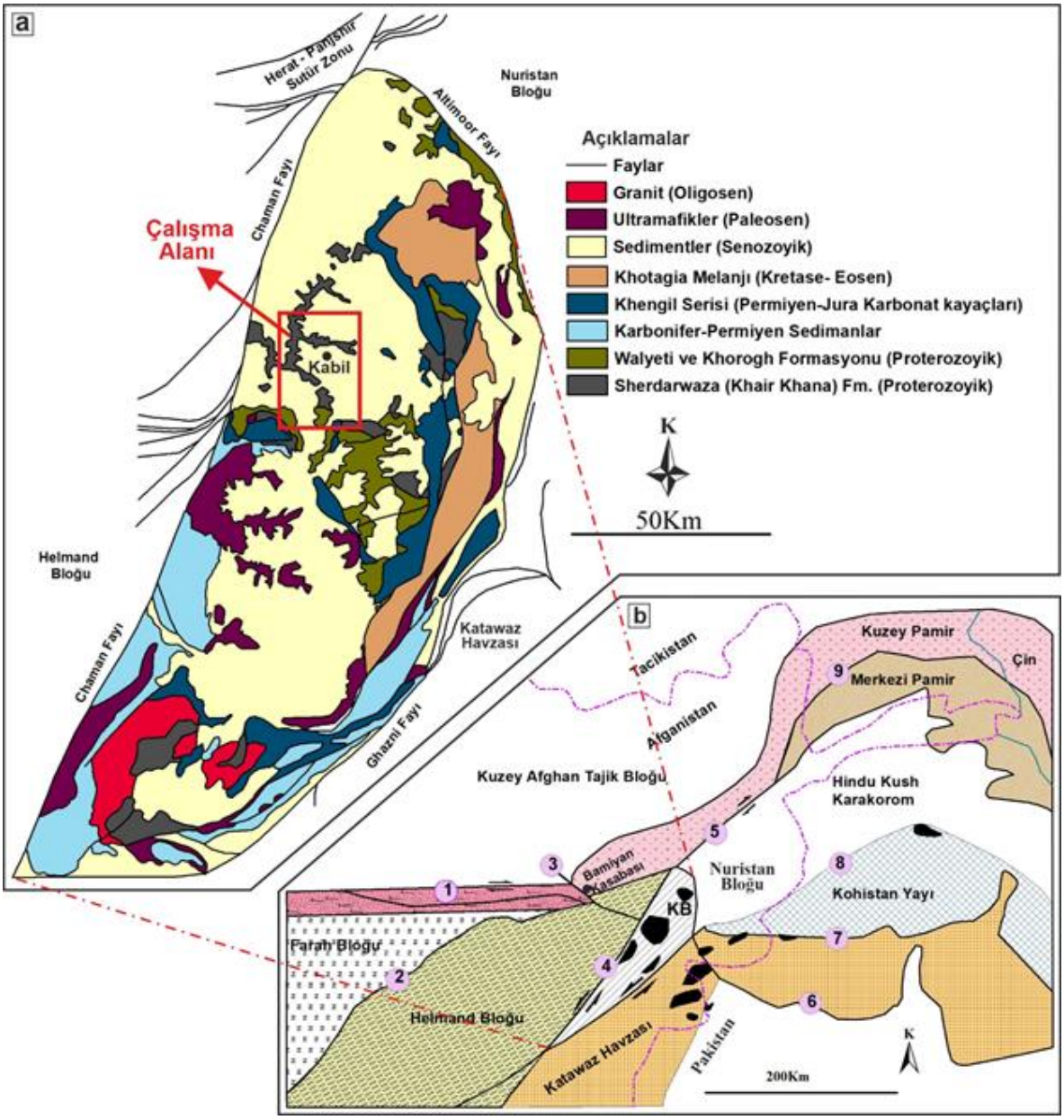
Bölgenin jeotektonik ve/veya paleocoğrafik yorumu, çoğunlukla Senozoyik-Mesozoyik tortul örtü dizilerine ve Alpin tektoniğine dayanmaktadır (Boulin 1991; Treloar ve Izatt, 1993; Faryad ve diğ., 2013). Kabil Bloğu'ndaki temel kayaçlar ve bunların metamorfik tarihçesine ait çok az bilgi vardır. Bunlar 1:100 000, 1: 500 000 ve 1: 1 000 000 gibi büyük ölçekli ve ayrıntılı olmayan jeolojik haritalara dayalı (Kafarsky ve diğ., 1975; Bohannon ve Turner, 2005) eski bilgilerdir. Daha sonra bölgede yapılan sınırlı sayıdaki makale çalışmaları (Collett ve diğ., 2015; Collett ve Faryad, 2015; Faryad ve diğ., 2016) bu jeolojik haritalara dayalı ve sınırlı sayıda örnek alımı yapılarak gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada, Kabil çevresinde Kabil Bloğu 'nun temel kayaçlarının 1:10 000 ve 1:25 000

ölçekli ayrıntılı jeolojik haritalamaları yapılmış ve Kabil Bloğu'nun tektono-stratigrafik istifi ortaya konmuştur.

Himalaya ve pre-Himalaya orojenik zamanlar boyunca (80 milyon-40 milyon yıl dolaylarında) Kabil Bloğu'nun konumu ve birikimi ile ilgili bazı kilit sorular devam etmektedir. Batı Hindu Kush içindeki Himalaya-Alpin metamorfizmasının zamanlaması ve karakteri ve Kabil Bloğu'nun yaklaşması hakkında sadece çok az bilgi vardır. Kabil Bloğu, ofiyolit kompleksleri tarafından yerel ve tektonik olarak örtülmüş Üst Paleozoyik örtülü Arkeen ve Proterozoyik temelden oluşur. Bu çalışmada Kabil Bloğu'nun özellikle Arkeen ve Proterozoyik temel birimleri (Şekil 1.10a) incelenmiştir. Kabil Bloğu'nun temel birimlerinde Himalaya-Alpin metamorfik olaylarının karakterini ve zamanlamasını ortaya koymak için, metapelitik, metapsammitik, metabazik ve metaasidik kayaçlarda, mineral kimyası ve jeokimyasal çalışmalar ile metapelitik, metapsammitik ve metamagmatik petroloji çalışmaları yapılmıştır. Ayrıca, bu metamorfik kayaçlarda metamorfizma – deformasyon tarihçesi ortaya konulmuştur.

Rodinia ve Columbia Süper kıtalarının tanımlanmasında son yıllardaki gelişmeler, çeşitli tektonik parçalar ve orojenik kuşaklar arasında korelasyonu sağlayan Dünya tarihi boyunca gerçekleşen jeodinamik süreçlerin anlaşılmasını sağlamıştır (Torsvik ve diğ., 1996; Hoffman ve diğ., 1998; Meert, 2002; Rogers ve Santosh, 2002; Zhao ve diğ., 2002; Condie, 2003; Pisarevsky ve diğ., 2003; Zhao ve diğ., 2004; Li, ve diğ., 2008; Meert, 2014). Bu bilgilerin çoğu, bu süper kıtaların en büyük ve en iyi korunmuş kratonik kalıntılarından sağlanır. Bu kratonik kalıntılarda tortul, magmatik ve tektonik süreçler jeokronolojik ve paleomanyetik verilerle desteklenir. Paleo-plaka-tektonik belirteçler olarak önemlerine rağmen, çoğu daha sonra çeşitli orojenik kuşaklarla birleştirilen daha küçük kıta parçaları, şimdiye kadar bu araştırmaya neredeyse hiç dahil edilmemiştir.

Hindu Kush - Himalaya kuşağı boyunca meydana gelen Kabil Bloğu ve ilişkili Afgan Merkez Blokları, bu tür daha küçük kıta parçalarının bir örneğidir. Genellikle Gondwana'nın ön kenarı olarak yorumlanan Kabil Bloğu; Lut Bloğu, Alborz, Sanandaj-Sirjan ve diğerleriyle birlikte Neotetis'in açılması sırasında Gondwana'dan ayrılmıştır. Bu Bloklar daha sonra Geç Kretase-Erken Paleojen sırasında Avrasya ile çarpışmıştır (Tapponnier ve diğ., 1981; Treloar ve Izatt, 1993; Stampfli ve diğ., 2002). Kabil Bloğu, üç kıta kütlesinin (Avrasya, Hindistan ve eski Gondwana'nın diğer parçaları) üçlü kavşağında



Şekil 1.10. **(a)** Kafarsky ve diğ. (1975) ve Bohannon ve Turner'e (2005) göre Kabil Bloğu'nun şematik jeolojik haritası. **(b)** Afganistan ve Batı Himalaya-Karakoram-Hindu Kush bölgesinin basitleştirilmiş tektonik haritası (Beck ve diğ., 1996; Boulin, 1988; Lawrence ve diğ., 1992; Tapponnier ve diğ., 1981; Faryad ve diğ., 2013). Kabil Bloğu'ndaki (KB) siyah alanlar ofiyolit oluşumlarıdır. 1-Harirod Fayı (Paleozoik Süturu), 2-Helmand Fayı (Mesozoyik Süturu), 3-Bamiyan-Shibar Fayı, 4-Chaman Fayı, 5-Panjshir Fayı, 6-Ana Sınır Bindirmesi, 7-Temel Merkezi Bindirme (Indus-Tsangpo Süturu), 8-Shyok Süturu, 9-Mesozoik Süturu. Tez kapsamında çalışılan alan kırmızı dikdörtgen içerisinde gösterilmiştir.

meydana gelmiştir. Bu nedenle, Kabil Bloğu'nun Prekambriyen temeli hakkında ayrıntılı bilgiler, bu bloğun daha önceki bağlantısını veya Gondwana veya Avrasya kratonlarıyla ilişkilerini ortaya koymak için gereklidir. Bu tür veriler, Kambro-Ordovisyen dönemi boyunca çeşitli kıta bloklarının (Tarim, Kuzey Çin, Güney Çin ve Afgan dahil) konumu ve

paleocoğrafik gelişimi hakkında, bu bölge için mevcut iki paleocoğrafik modelin (Stampfli ve diğ., 2002; Li ve diğ., 2008) geçerliliğini test etmeye de yardımcı olacaktır.

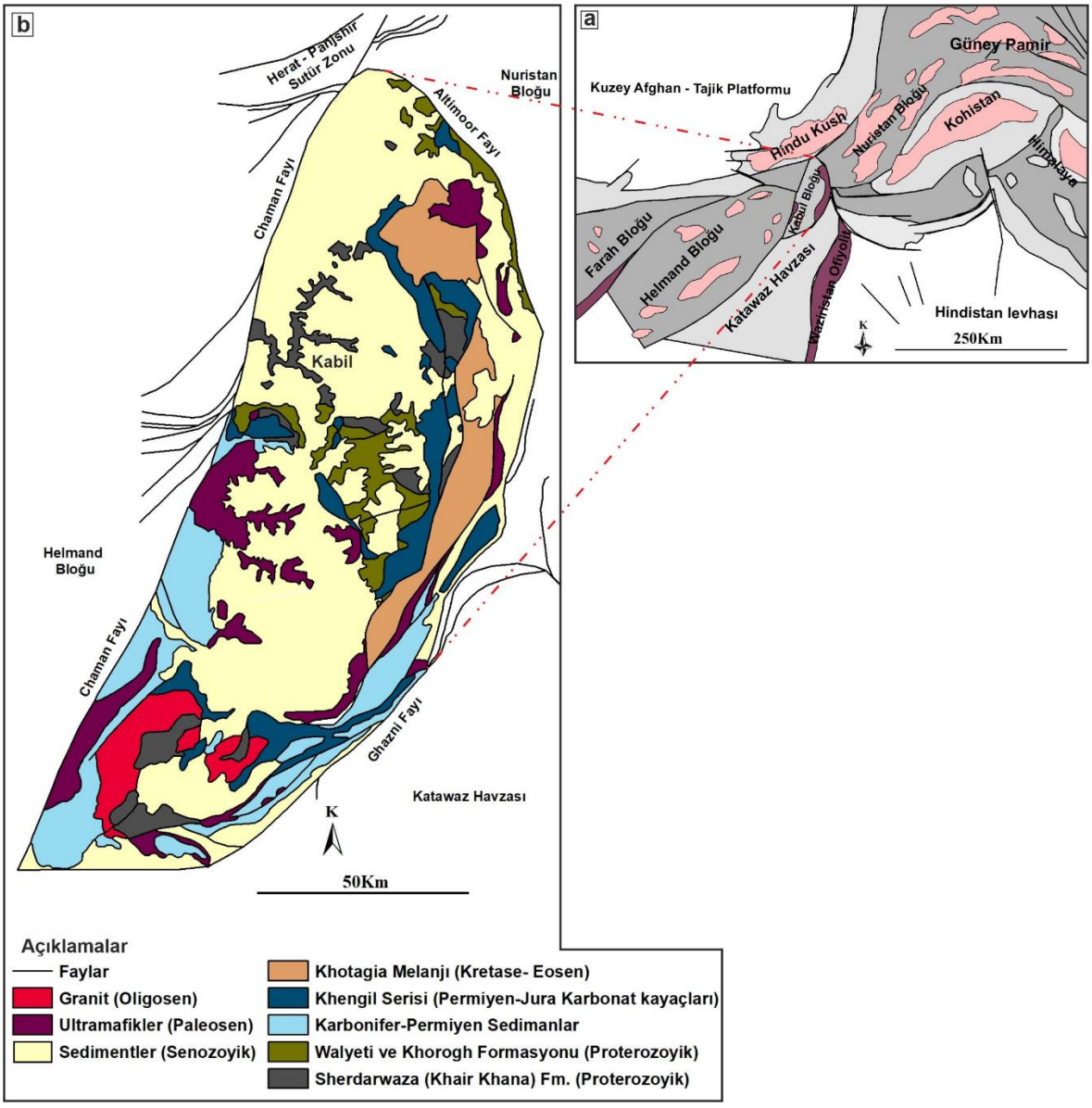
1.6. Kabil Bloğu

Kabil Bloğu, Hindistan ve Avrasya kıtaları arasındaki kesişme noktasında oluşan tektonik bir parçadır (Şekil 1.11). Farah ve Helmand Blokları ile birlikte, Afgan Merkez Blokları'nı oluşturan KD-GB uzantılı bölgenin bir parçasıdır.

Kabil Bloğu, büyük doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış yaklaşık 200 km uzunluğunda ve 50 km'ye kadar genişlikte olan tektonik bir bloktur (Şekil 1.11a ve b). Chaman Fayı (yerel olarak Paghman Fayı) Kabil Bloğu'nun batı kenarını tanımlar ve Kabil Bloğu'nu diğer Afgan Merkez Blokları'ndan ayırır (Şekil 1.8, 1.10 ve 1.11). Altimoor Fayı, doğu kenarı boyunca Kabil Bloğu'nu kuzeydoğudaki Nuristan Bloğu'ndan ayırır; Ghazni Fay Zonu ise güneydoğudaki Katawaz Havzası ile sınırını tanımlar (Şekil 1.11b). Kabil Bloğu'nun en kuzey ucu, Batı Hindu Kush'a ve başlıca Avrasya - Afgan Merkez Blokları Süturu olan Herat-Panjshir Sütur Zonu'na ulaşır (Şekil 1.11b).

Doğu-batı yönlü bir kubbe yapısını temsil ettiği düşünülen Kabil Bloğu'nun (Şekil 1.11b) çekirdeğinde temel kayaçlar açığa çıkmaktadır (Andritzký, 1967; Karapetov ve diğ. 1981). Bunlar, düşük dereceli Geç Paleozoyik ile metamorfik olmayan Senozoyik volkano-sedimanter diziler tarafından üzerlenir (Fesefeld, 1964; Andritzký, 1967; Fischer, 1971; Abdullah ve Chmyriov, 1977). Geç Paleozoyik (Karbonifer-Permiyen) istifler Bloğun güney kesiminde temel birimleri üzerler. Bunlar, düşük dereceli fillitler, metaşeyller, mermerler ve metakonglomeralar ile temsil edilirler. Üst Permiyen-Triyas örtü dizisi olan Khengil Serisi, kireçtaşı ve tüflerle üzerlenen taban konglomerasından oluşur (Fischer, 1971). Jura yaşlı volkano-sedimanter dizisini üzerleyen büyük peridotit tabakaları (Kotagai Melanjı, Şekil 1.11b), bloğun hem batı hem de doğu kenarına bindirmiştir (Mennessier, 1976; Abdullah ve Chmyriov, 1977). Doğudaki ultramafik bindirme tabakasının Khost ofiyolit kompleksine ait olduğu belirtilmektedir (Tapponnier ve diğ., 1981). Bloğun güney ve batısındaki ultramafik kayaçlar, metamorfizmaya uğramamış sedimanter örtü üzerine bindirerek klip şeklinde ortaya çıkmıştır. Tapponnier ve diğ. (1981) bu ultramafik kayaçları kuzeydoğudakilerden farklı olarak yorumlamış ve bunlara Kabil ofiyolit kompleksi adını vermiştir. Kabil Bloğu'nun güneyi, Afgan Merkez Blokları boyunca ve doğuya doğru Nuristan Bloğu'na kadar devam eden Eosen-Oligosen yaşlı bir dizi granitik kayaç

tarafından kesilmektedir. Bu granitik kayaçlar, Hint ve Avrasya levhaları arasındaki okyanusal dalma-batmadan sonra gelişen kıtasal çarpışmayla ilgilidir (Debon ve diğ., 1987). Bloğun çoğunluğu kalın, konsolide olmayan Senozoik sedimanter tabakalar ile örtülüdür (Abdullah ve Chmyriov, 1977).



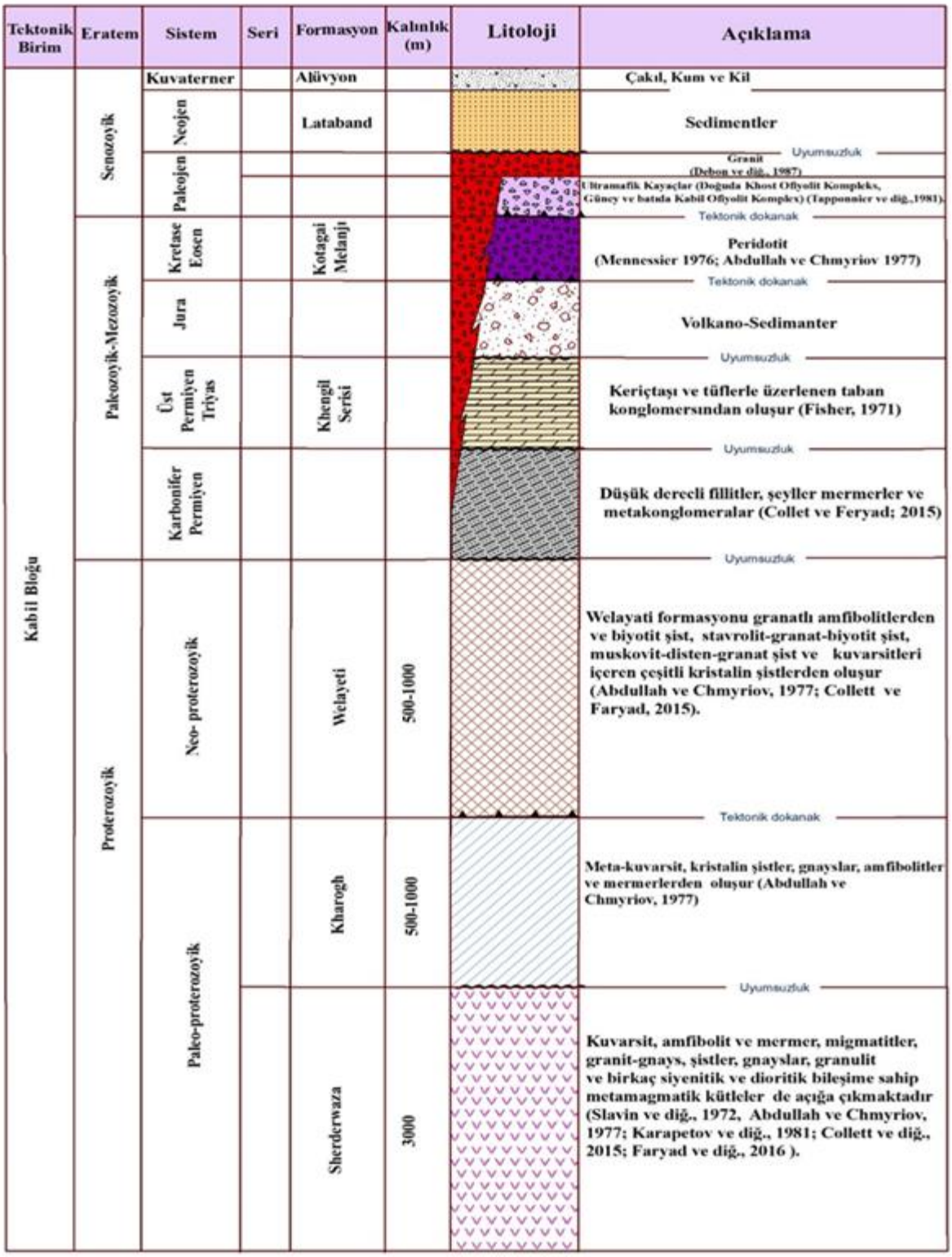
Şekil 1.11. (a) Afgan bölgesinin tektonik haritası (Stocklin, 1977 'den). Kabil Bloğu batıda Helmand Bloğu, Kuzeyde Hindu Kuş Dağları, Kuzeydoğu'da Nuristan Bloğu ve Güneydoğu'da Katawaz Baseni ile çevrilidir. **(b)** Kafarsky ve diğ. (1975) ve Bohannon ve Turner'e (2005) göre Kabil Bloğu'nun jeolojik haritası

Kabil şehri çevresindeki tepelerde ortaya çıkan temel kayaçların kubbe benzeri bir yapının sonucu olduğu varsayılmaktadır (Andritzky, 1967; Karapetov ve diğ., 1981). Önceki çalışmalarda, Kabil Bloğu'na ait temel kayaçlar, dört farklı formasyona ayrılmış, kalın Proterozoik yaşlı metamorfizma geçirmiş volkano-sedimanter dizilerle temsil edilir (Abdullah ve Chmyriov, 1977). Alttan üste doğru ve azalan metamorfizma derecesi açısından bunlar; Khair Khana, Sherderwaza, Kharog ve Welayeti formasyonlarıdır.

Kuvars-feldspatik litolojilerdeki ortoproksen varlığı ile tanınan granulit fasiyesi kayaçları, Kabil'in kuzey batısında **Khair Khana**'da Sherderwaza formasyonu içerisinde gözlenir. Burada bu kayaçlar kuvars-feldspatik gnayslar, şistler ve migmatitlerle çevrelenmiş küçük mostralar olarak yüzeyler (Collett ve diğ., 2015). Khair Khana'dan elde edilen bu granulitler ilk olarak Slavin ve diğ. (1972) tarafından Proterozoyik yaşlı ortognayslar olarak tanımlanmıştır. Bununla birlikte, Karapetov ve diğ. (1981) bunların daha yaşlı bir formasyonun (muhtemelen Arkeen) ksenolitlerini temsil edebileceklerini ileri sürmüşlerdir. Faryad ve diğ. 'ne (2016) göre, kubbenin çekirdeğindeki (Karapetov ve diğ., 1981) bu granulit fasiyesi Khair Khana kayaçları Arkeen yaşlıdır.

Sherderwaza formasyonu çoğunlukla kuvarsit, amfibolit ve mermer arakatkılı migmatitler, şistler ve gnayslar ile temsil edilir. Sherderwaza formasyonu içerisinde birkaç siyenitik ve dioritik bileşime sahip metamagmatik kütleler de açığa çıkmaktadır (Collett ve diğ., 2015; Şekil 1.12).

Faryad ve diğ. (2016), Sherderwaza formasyonu içerisindeki; ortognayslarda magmatik kristalleşme yaşını zirkonlardan yaptıkları U-Pb yaş verilerine göre 2.5-2.8 Ga olarak belirlemişlerdir. Dolayısıyla, Sherderwaza formasyonunun protolit yaşı Neoarkeen'dir.



Şekil 1.12. Önceki çalışmalar (Debon ve diğ, 1987; Tapponnier ve diğ.,1981; Mennessier, 1976; Abdullah ve Chmyriov, 1977; Fisher, 1977; Collett ve Faryad, 2015 ve 2016) baz alınarak bu çalışmada derlenmiş Kabil Bloğu'nun genel dikme kesiti

Sherderwaza formasyonuna ait gnays ve migmatitlerden 1.8-2.3 Ga aralığındaki Paleoproterozoik U-Pb zirkon metamorfizma yaşları elde edilmiştir (Faryad ve diğ., 2009; Bohannon, 2010; Collett, 2011). Aynı şekilde, Faryad ve diğ. (2016), Sherderwaza formasyonunun mermer ve kalksilikatik kayaçlarında metamorfik zirkondan U-Pb verileri ve monazitden U-Th verilerine göre 1.80-1.85 Ga, ortognayslarda metamorfik zirkondan U-Pb verilerine göre 1.82-2.1 Ga Paleoproterozoyik metamorfizma yaşları elde etmişlerdir. Faryad ve diğ.'ne (2016) göre, Sherderwaza formasyonundaki bu Paleoproterozoyik metamorfizma yaşı, 5-7 kbar basınç ve 800 ^{o}C 'de gerçekleşen granulit fasiyesi metamorfizmasına aittir.

Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler ve şistlerden biyotitin K-Ar ve Ar-Ar yaşlandırması (Andritzký, 1971; Faryad ve diğ., 2009) ile elde edilen 0,93 - 0,64 Ga Neoproterozoik yaşların Sherderwaza ve Khair Khana formasyonlarının metamorfizma yaşlarına karşılık geldiği düşünülmektedir. Aynı şekilde, Faryad ve diğ. (2016), Sherderwaza formasyonunun migmatitlerinde biyotitlerden Ar-Ar verilerine göre 0.67-0.77 Ga Neoproterozoyik metamorfizma yaşı elde etmişlerdir. Faryad ve diğ.'ne (2016) göre, Sherderwaza formasyonundaki bu Neoproterozoyik metamorfizma yaşı, başlangıçtaki Paleoproterozoyik yaşlı granulit fasiyesi metamorfizmasını takip eden ve > 9 kbar basınç - 650 ^{o}C sıcaklıkta gerçekleşen amfibolit fasiyesi metamorfizmasına aittir.

Kharog formasyonu meta-kuvarsit, kristalin şistler, gnayslar, amfibolitler ve mermerlerden oluşur (Abdullah ve Chmyriov, 1977; Şekil 1.12). Kharog formasyonunun kapsamı ve dağılımı şu ana kadar yapılan çalışmalarda tam olarak anlaşılamamıştır. Bu formasyon, Kabil'in güneyinde Kharog Dağları'ndaki stratigrafik ilişkilere göre tanımlanmıştır. Kharog formasyonu Sherderwaza formasyonunu açısal olmayan belirgin bir uyumsuzlukla örter (Collet ve diğ., 2015).

Karapetov ve diğ. (1981) ve Collett ve Faryad'a (2015) göre, Welayeti formasyonunun alt sınırı Sherderwaza formasyonu ile tektonik dokanaklıdır. Buna karşılık, ileride "stratigrafi ve petrografi bölümünde anlatılacağı gibi, bu tez çalışmasında tespit edilen verilere göre, Kabil'in güney ve güneydoğusunda gözlenen **Welayeti formasyonu** Sherderwaza formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenir. Welayeti formasyonu granatlı amfibolit, biyotit şist, stavrolit-granat-biyotit şist, muskovit-disten-granat şist ve muskovit-kuvarsitleri içeren çeşitli kristalin şistlerden oluşur (Abdullah ve Chmyriov,

1977). Collett ve Faryad'a (2015) göre, bu formasyon tabanda şist, orta kısımda amfibolit ve üstte amfibolit - şist ardalanmasından oluşur (Şekil 1.12.).

Şu ana kadar yapılan çalışmalarda, ne Kharog ne de Welayeti formasyonlarının yüksek dereceli granulit fasiyesi metamorfizmasına ait parajenetik deliller bulunamamıştır. Faryad ve diğ. (2016), Welayeti formasyonuna ait amfibol gnayslarda metamorfik zirkondan yapılan yaşlandırmayla 1.85 Ga ve uzun prizmatik zirkondan 0.5-0.6 Ga olmak üzere, sırasıyla Paleoproterozoyik ve Neoproterozoyik metamorfizma yaşları tespit etmiştir. Faryad ve diğ. (2016), ayrıca, Welayeti formasyonuna ait mikaşistlerde yer alan monazitdeki U-Th verilerine göre 0.82 Ga Neoproterozoyik metamorfizma yaşı belirlemiştir. Faryad ve diğ. (2016), Welayeti formasyonundaki 1.85 Ma Paleoproterozoyik yaşın Sherderwaza formasyonunda granulitik ortognayslarda izlenen Paleoproterozoyik metamorfizma yaşı ile benzer olduğunu söylerler.

2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

Kabil Bloğu Afganistan'ın kuzeydoğusunda bulunan tektonik bir blokdur. Kabil Bloğu'nda bugüne kadar kapsamlı bir jeolojik çalışma yapılmamıştır. Ayrıca, Kabil Bloğu 'daki temel kayaçlar ve bunların metamorfik tarihçesine ait az sayıda bilgi vardır. Bunlar, 1:100 000, 1: 500 000 ve 1: 1 000 000 gibi büyük ölçekli ve ayrıntılı olmayan jeolojik haritalara dayalı (Kafarsky ve diğ., 1975; Bohannon ve Turner, 2005) eski bilgilerdir. Daha sonra bölgede yapılan sınırlı sayıdaki makale çalışmaları (Faryad ve diğ., 2016; Collett ve diğ., 2015; Collett ve Faryad, 2015), bu jeolojik haritalara dayalı ve sınırlı sayıda örnek alımı yapılarak gerçekleştirilmiştir. Bu bölge karmaşık bir jeolojik yapıya sahiptir. Bu nedenle, farklı dönemlerde, çeşitli araştırmacılar ve jeolojik kurumlar tarafından incelenmiştir. Kabil Bloğu, Hindistan ve Avrasya tektonik plakaları arasındaki sınırda yer alır. Bu nedenle, bu alanda karmaşık bir tektonik yapı ortaya çıkmış ve bu durum metamorfik kayaçların oluşumunda ve gelişiminde önemli bir faktör olmuştur. Bölgede ve yakın civarında bugüne kadar yapılan çalışmalar kronolojik sıraya göre aşağıdaki gibi özetlenebilir:

Hayden (1911), Kabil bölgesini inceleyen ilk araştırmacılardan olan ünlü bir İngiliz bilgindir. Hayden, Kabil Stratigrafik Şeması'nı ilk olarak ortaya koymuştur. Bu şemada, Kabil Serisi, bir karbonat kompleksi olan Khingel Seri'sinin üzerinde gözlenir. Bölgenin genç tortul çökelleri, Hindistan'ın Paleosen Siwalk formasyonu ile karşılaştırılmıştır.

Slavin (1945) "Afganistan Tektoniğinin Temel Özellikleri" adlı çalışmasında, Afganistan'da Kabil Bloğu ve Batı Hindu-Kush'un iki ana tektonik blok olduğunu söylemiş ve bu blokları tanımlamıştır. Slavin bu çalışmasında, Afganistan'ı üç büyük tektonik bloğa bölmüştür. Bunları; "Afgan-Tajik Bloğu", "Güney Afganistan Bloğu" ve "Katawaz Bloğu" olarak isimlendirmiştir. Bu bloklar derin faylarla birbirinden ayrılırlar.

1950-1975 yılları arasında Kabil Bloğu'nda bakır ve kromit cevherlerinin bulunması, bloğun çeşitli yerli ve yabancı jeologlar ve kuruluşlar tarafından yoğun ilgi görmesine neden olmuştur.

Volin (1950), Logar Vadisi'ndeki kromit yatakları ile ilgili çalışmasında, bölgedeki kromit yatakları üzerinde haritalama, sondaj, kanal örnekleme ve kimyasal analizler yapmıştır. Logar Vadisi'nde bilinen kromit mineralizasyonu alanı, vadinin batı kanadı boyunca 45 km'lik bir bölümü kaplar ve en kuzeydeki oluşumlar, Kabil'in yaklaşık 14 km

güneyinde yer alır. Bu maden, yaklaşık 1 milyon ton kromit ve yaklaşık % 42.4 CrO_2 içermektedir.

Afganistan Hükümeti tarafından 7 Temmuz 1955 'te kurulan "Ulusal Jeolojik Araştırma Kurumu", ülkenin jeolojisi ve ekonomik açıdan önemli mineralleri ortaya çıkarmak açısından, ülke için önemli bir başlangıca işaret eder. Bu kurum, başlangıçta tamamen haritalama amaçlı çalışmış ve daha sonra, bazı bölgelerdeki önemli mineral kaynaklarının araştırılması ve değerlendirilmesi çalışmalarını yürütmüştür. Haritalama çalışmalarında, genelde küçük ölçekte haritalama çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda Kabil Bloğu ve Hindu Kush 'daki maden kaynaklarının beklentileri belirlenmiş ve bazı küçük ölçekli haritalar hazırlanmıştır. Kabil Bloğu maden rezervleri nedeniyle büyük ölçekli haritalanmıştır.

1950 'ler ve 1960 'larda Afganistan'da Fransız araştırmacılar ve Alman jeologlar bölgenin stratigrafik, petrografik ve tektonik özellikleri üzerine bir dizi çalışma yürütmüşlerdir. Bu çalışmaların bazıları Kabil ve Batı Hindu-Kush bölgelerini içerir.

1958 ve 1961 yılları arasında Fransız jeologlar Kabil çevresindeki bölgeyi haritalamışlardır.

Alman Jeoloji Misyonu (GOM) ve Alman Jeoloji Danışma Grubu (GGCG) Nisan 1959 'dan Aralık 1967 'ye kadar Afganistan'da çalışmalarını yürütmüş ve çabalarını jeolojik haritaların derlenmesi üzerinde yoğunlaştırmıştır. Yer alanı gözlem verilerini kullanarak bazı bölgelerin büyük ve orta ölçekli jeolojik haritalarını derlemişlerdir. Afganistan'ın orta ve güney bölümlerinin 1:1.000 000 ve 1:500 000 ölçeğinde birleşik haritaları da Alman jeologları tarafından derlenmiştir. Bu çalışmalar sonucunda, metamorfik kayaçların Kabil Bloğu ve Batı Hindu-Kush 'daki dağılımının daha yüksek olduğu, Titus okyanus kabuğunun kalıntıları olan ofiyolitlerin, Kabil Bloğu'nun güney kesiminde Logar ili civarında bulunduğu tespit edilmiştir.

Andrincell (1966), Kabil bölgesinin jeolojik yapısı ve genel petrografik özelliklerini incelemiştir. Bu çalışma sonucunda, Sherderwaza Serisi'nde gnayslar ve Walayeti Serisi'nde şistler tanımlanmıştır.

Azhipa ve Bayazitov (1969) rehberliğinde Rus ve Afgan jeolog ekipleri tarafından gerçekleştirilen çalışmada, Kabil ve Batı Hindu-Kush Bloklarının jeolojik yapısı, 1:500 000 ölçekli jeolojik haritasının tamamlanmasıyla daha da netleşmiştir.

Fischer (1971), Kabil bölgesindeki sedimanter kayaçların biyostratigrafisi üzerine ayrıntılı bir çalışma yapmıştır. Fischer, Üst Permiyen-Jura ile ilgili fosilleri topladıktan sonra Khingel Serisi'nin yaşını belirlemiştir. Bu çalışmada, Kabil bölgesi Alpin Orojenez Kuşağı'nda bağımsız bir tektonik yapı olarak kabul edilmiştir.

Kabil Bloğu ve Batı Hindu-Kush'daki jeolojik çalışmalar, 1970 'lerde ve sonrasında önem kazanmıştır. Bu dönemde, Denikayev ve diğ. (1971) tarafından 1:500 000 ölçekli jeolojik harita yapılmıştır.

Shadchinev ve diğ. (1975) Batı Hindu-Kush'u incelemiştir. Araştırmacılar bu çalışmayı, "Ghorband, Salang ve Panjsher nehirlerinin havzalarının jeolojik yapısı ve mineralleri" başlığı altında yayınlamışlardır. Araştırmacılar bu çalışmada, alçı, demir ve inşaat malzemeleri gibi bazı maden kaynaklarından bahsetmişlerdir.

Abdullah ve Chmyriov'un (1977), "Afganistan'ın Jeoloji ve Maden Kaynakları" kitabı, tüm Afganistan jeolojisinin ilk monografik tanımını içerir. Kullanılan ana kaynaklar yirmi yıllık (1958-1977) ortak Rus-Afgan jeolojik araştırmalarının sonuçlarıdır. Ayrıca Batı Avrupalı jeologlar tarafından Afganistan'da tespit edilen önemli jeolojik kanıtlar da bu çalışmada dikkate alınmıştır. Bu çalışma, Afganistan'ın tamamını kapsayan 1:500 000 ölçekli jeoloji haritasına dayanmaktadır. Bu çalışmaya göre, Kabil Kararlı Kütlesi, Spin Ghar Fay Bloğu'na dik bir açıda bulunur ve Güney Afganistan ile Nuristan-Pamir Medyan Kitleleri arasında bulunan keskin bir şekilde uyumsuz bir yapıyı temsil eder. Bu Kütlenin, Güney Afganistan Medyan Kütlesi'nin bir parçası olarak, Paleojen öncesi dönemde evrimleştiği varsayılmaktadır. Araştırmacılara göre, Hersiniyen kıvrımlanmasına ilişkin Batı-Hindu Kush Bloğu Afganistan-Kuzey Pamir Kıvrımlı Bölgesi'ne aittir. Burada, 4500 – 7400 m kalınlığında Proterozoik yaşlı metamorfitler gözlenir. Bunlar ayrı ayrı büyük fay blokları ve antiklinal çekirdeklerini oluştururlar. İntrüsif kayaçlar Batı-Hindukuş Bloğu'nda oldukça yaygındır. Bu blokda Proterozoyik, Erken Karbonifer ve Geç Triyas yaşlı migmatitler, ultrabazikler, gabro-plajiyogranitler ve şekil ve boyut olarak farklı kütleler oluşturan granitler gözlenir. Bu kompleksin granitleri Salang batolitleri adıyla incelenmiş ve bu granit kompleksi "Batı Hindu Kush Kompleksi" olarak adlandırılmıştır. Bu kompleksin granitoyidleri Batı Hindu Kush ve Faydzabad bölgelerinde yaygındır. Kompleks, en büyüğü 30 km genişliğindeki Batı Hindu Kush plütonu olan ve batıdaki Sayghan Nehri havzasından kuzeydeki Khawak Dare Nehri'nin üst kısımlarına kadar 300

km'den fazla uzanım gösteren bir dizi çok fazlı masif içerir. Bu plüton, Karbonifer-Permiyen yaşlı volkanojenik-tortul oluşumları ile Ordovisiyen ve Proterozoyik yaşlı şist-gnays arasındaki dokanakta gözlenir.

Boulin (1978), Merkezi Batı Hindu-Kush'un stratigrafik ve yapısal evriminin şematik dizilimini ortaya koymuştur. Batı Hindu-Kush'un büyük bir kısmının metamorfik kayaçlardan oluştuğunu, metamorfik kayaçlar da dahil bölgenin 115 milyon yıl öncesine kadar ulaşan jeolojik tarihçeye sahip olduğunu ve bölgede amfibolit ve yeşilşist fasiyeslerinde gelişen metamorfik kayaçlar ile granit ve granodiyoritin bulunduğunu belirtmiştir. Boulin'e göre, Batı Hindu-Kush güneye doğru yanal doğrultu atımlı bir fay ile sınırlanmıştır.

Boulin (1988) "Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions" isimli çalışmasında, Afganistan'ın etrafında toplanan bölgenin, Gondwanaland'dan türetilmiş kıtasal bloklardan oluşan bir çarpışma alanı olduğunu belirtmektedir. Boulin'e göre; bu çarpışma diğerlerinin yanı sıra şunları içerir: 1) Afganistan'da geniş çapta temsil edilen ve ayrıca kuzey İran'daki bazı seyrek mostralar tarafından temsil edilen bir Hersiniyen orojenik kuşağı; Paleotetis ile Turan-Türkistan-Tarim bloğu arasındaki sınırda inşa edilen yitim tipi bir orojendir, 2) Afganistan'da ve İran'ın kuzeyinde yaygın olarak temsil edilen kuzey Eocimerian orojenik kuşağı; Hersiniyen orojenik kuşağı ile aynı yerde inşa edilmiş çarpışma tipi bir orojendir ve Paleotetis'in kapanması ve Merkezi İran ve Orta Afganistan bloklarının Turan-Türkistan-Tarim bloğu ile çarpışmasından kaynaklanmıştır, 3) Mostraları şu anda güney İran ile sınırlı olan, ancak güney Afganistan'ın Neojen ve Kuvaterner oluşumlarının altından çıkıntı yapabilecek Güney Eocimerian orojenik kuşağı. Bu, Neotetis ile Merkezi İran - Merkez Afganistan Bloğu arasındaki sınırda inşa edilen yitim tipi bir orojendir ve kendisi o sırada bölgesel genişlemeye maruz kalmıştır; bu kuşak şimdi Alp-Himalaya orojenine dahil edilmektedir.

Tapponnier ve diğ. (1981), Kabil Bloğu'nun Geç Kretase - Erken Paleojen sırasında Avrasya Plakası ile çarpıştığını belirtmişlerdir.

Karapetov ve diğ. (1981), Kabil Bloğu'nun Kabil şehrini içeren orta kesiminde çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışmaların çoğu 1992 savaşlarının sonucunda kaybolmuştur. Bu araştırmacılara göre, Kabil Bloğu Arkeen ila Kuvarterner yaşlı kayaçlardan oluşur. Bu

araştırmacılar Kabil bölgesinde dört formasyon ayırt etmişlerdir: Sherderwaza, Welayeti, Khair Khana ve Kharog formasyonları. Araştırmacılara göre, Khair Khana formasyonu gnayslar, şistler ve mermerlerden, Khorog formasyonu kuvarsit, gnays, mermer ve meta çakıltaşlarından, Sherderwaza formasyonu gnayslar, magmatitler ve amfibolitlerden, Welayeti formasyonu ise şist ve amfibolitlerden oluşur. Neojen oluşumlar Kabil Bloğu'nun tüm alanlarına yayılmış ve bunlar Lataband Serisi olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada Neojen sedimanlarının ortalama kalınlığı 780 m olarak belirlenmiştir. Bu farklı alanların su havzaları ve yaşam koşulları ile ilgili detaylar da belirlenmiştir. Araştırmacılar, Paghman bölgesinde demir oluşumlarını ortaya koymuşlardır.

Treloar ve Izatt (1993), "Tectonics of the Himalayan collision between the Indian plate and the Afghan block: A synthesis" isimli çalışmada elde ettikleri verilere göre; Afganistan ve Batı Pakistan'dan elde edilen mevcut tektonik, yapısal, magmatik ve jeokronolojik verilerin bir sentezi, Hint Plakası ile Afgan Bloğu (Cimmeride orojenezi sırasında bir araya gelen blokların bir çarpışması) arasındaki çarpışmanın Pliyosen sırasında gerçekleştiğini göstermektedir. Bundan önce, Hint Plakasının incelmiş batı kenarı, Hint Plakasını Afgan Bloğu'ndan ayıran okyanusal kabuğa geçişle birlikte, günümüzde Sulaiman önçukuru gibi Katawaz havzasında bulunanları içeren geniş bir eğilme havzasında biriken Tersiyer kırıntılı sedimentleri bir kama gibi üzerliyordu. Böylece kuzeybatı Himalaya'da en az üç çarpışma aşaması tanınabilir: İlki, yaklaşık 100 milyon yıl önce, Kohistan-Ladakh-Doğu Nuristan ada yayının güney Asya'ya çarpması, ikincisi, yaklaşık 55 milyon yıl önce Hindistan-Asya çarpışması ve üçüncüsü, Pliyosen sırasında Hindistan-Afganistan çarpışmasını içeriyordu. Eosen ve Miyosen boyunca, Afgan Bloğu, Hindistan'ın Asya'ya girmesine tepki olarak güneye doğru yer değiştirdi. Afgan Bloğu'nun eşzamanlı olarak saat yönünün tersine dönüşü, kıtalar arası genişlemeye ve Herat Fayı boyunca alkali magmatizmaya ve sağ yanal yer değiştirmelere neden oldu. Hint Plakası Afganistan'a göre kuzeye doğru hareket ederken, Hint geçiş kabuğunda biriken kırıntılı tortuların bir kısmı Afgan Bloğu'nun ön kenarına toplandı ve kama içindeki diğer tortulara göre sinistral olarak yer değiştirdi. Bu yer değiştirmiş çökeltiler günümüzde Makran dizisini oluşturmaktadır. Helmand Bloğu'ndaki Hindistan-Afgan çarpışma bölgesinin her iki tarafındaki çarpışma yapıları ve Süleyman-Kirthar Sıradağları muhtemelen büyük kısalma miktarlarına sahip

bindirme kuşakları yerine kıtasal kenar havzalarının tersine dönmesini temsil etmektedir. Bu başlangıçtaki tersine dönmeden sonra, bu oldukça eğik çarpışmanın baskın özelliği, transpresyonel tektonik olmuştur. Kabil Bloğu, Afgan Bloğu ile son bağlantı noktasından önce, tamamen okyanus kabuğu ile çevrili ve Hindistan kıtasının kuzeybatısında yer alan bir kıta dilimiydi. Hindistan ve Kabil Bloğu arasındaki Paleosen çarpışması, Hindistan-Asya çarpışmasının başlamasından önce Hint Plakasının kalınlaşmasına yol açabilirdi.

Badshah ve diğ. (2000) "Stratigraphic and tectonic evolution of the northwestern Indian plate and Kabil Block" isimli çalışmada, Kabil Bloğu'nun Geç Proterozoyik yaşlı kristalin bir temelden oluştuğunu, bunun Permiyen – Senoniyen yaşlı şelf sedimentleri (Kingil Serisi) tarafından örtüldüğünü ve bu birimlerin Kabil-Altimur Ofiyolitik Kompleksi ile tektonik olarak üzerlendiğini belirtmişlerdir. Badshah ve diğ.'ne göre; bu ofiyolitler bölgede Santoniyen-Kampaniyen yaşlı Ali-Pai-Bel kireçtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Kabil kristalin kayaçları; hornblend-plajioklas düzeyleri, mermer araseviyeleri ve diyorit, anortozit ve diyabaz intrüzyonları içeren kuvars-granat-muskovit-biyotit ± disten şistlerden oluşur. Himalayan çarpışması, Chaman Fay Sistemi boyunca Kabil Bloğu'nun çıkışı ile sonuçlanmıştır.

Faryad (2002), Batı Hindu-Kush'un kuzeyinde "*Metamorphic Conditions and Fluid Compositions of Scapolite-Bearing Rocks from the Lapis Lazuli Deposit at Sare Sang*" isimli bir çalışma yapmıştır. Faryad'a göre; Sare Sang'da (KD Afganistan) bazı yüksek basınç amfibolit fasiyesi kalk-silikat kayaçları ve ortoproksen içeren kayalarda skapolit ve diğer halojen bakımından zengin mineraller (flogopit, amfibol, apatit, titanit ve klinohumit) bulunur. Kalk-silikat kayaçları iki gruba ayrılır; "granat içeren" ve "granatsız - flogopit içeren". Granat ve / veya flogopitin yanı sıra, kalk-silikatlardaki amfibolit fasiyesi mineral toplulukları arasında klinoproksen, kalsit, kuvars ve daha az miktarda skapolit, plajioklas, K-feldispat, titanit, apatit ve nadiren olivin bulunur. Ortoproksen içeren kayaçlar klinoproksen, granat, plajioklas, skapolit, amfibol, kuvars, kalsit, aksesuar dolomit ve alümosilikattan (disten?) oluşur. Kayaçlardaki retrograd fazlar plajioklas, skapolit, kalsit, amfibol, sodalit, hauyn, lazurit, biyotit, apatit ve dolomittir. Klinoproksenler çoğunlukla diyopsit ve nadiren de hedenberjitdir. Maksimum % 29 mol jadeyit içeriğine sahip egirin ve omfasit de bulunur. Kalk-silikatlardaki granatlar $Grs_{45-49}Pr_{0-2}$ bileşiminde ve ortoproksen

içeren kayalardaki granatlar $Grs_{10-15}Pr_{36-43}$ bileşimindedir. Mevcut değişim termobarometreleri ve TWQ programı kullanılarak hesaplanan tepe basınç-sıcaklık metamorfik koşullar 750 ^{o}C ve 1.3-1.4 GPa 'dır. Kayaç tipine bağlı olarak, skapolit geniş bir bileşim yelpazesi sergiler (Eq_{An}= 0.07, X_{Cl} = 0.99 ila Eq_{An} = 0.61, X_{Cl} = 0.07). En yüksek metamorfik koşullarda skapolit ve birlikte var olan fazlar için hesaplanan denge X_{CO2} = 0.03-0.15 verir. Skapolit için elde edilen XNaCl (sıvı) 0,04 ile 0,99 arasında değişir.

Doebrich ve diğ. (2006) tarafından, Afganistan'ın 1:850 000 ölçeğinde "Jeolojik ve Mineral Kaynak Haritası" hazırlanmıştır. Bu haritada gösterilen jeolojik ve mineral kaynak bilgileri, Abdullah ve Chmyriov (1977) ve Abdullah ve diğ. 'nin (1977) orijinal verilerinin dijitalleştirilmesinden türetilmiştir. Bu haritada, Kabil Bloğu bir mercek şeklinde gösterilir ve jeolojik oluşumları, önceki haritalardan daha açık bir şekilde tanımlanır. Bu harita, Batı Hindu-Kush'un jeolojik yapısı ve mineral kaynaklarının oldukça ayrıntılı bir açıklamasını sağlar.

Stephen ve diğ. (2007), ABD Jeolojik Araştırma Kurumu (United State Geological Survey - USGS) - Afganistan Maden Bakanlığı bünyesinde Afganistan'ın mineral kaynaklarının ön değerlendirmesini yapmışlardır.

USGS, 2006-2007 yılları arasında Afganistan'ın keşfedilmemiş yakıt dışı mineral kaynaklarını değerlendirmek için Afganistan Maden Bakanlığı bünyesindeki Afganistan Jeolojik Araştırma Kurumu (AGS) ile işbirliği yapmıştır. Bu değerlendirme, belirli kaya hacimlerinde keşfedilmemiş mineral kaynaklarının bulunma olasılığını ortaya koymuştur. Bu çalışmada, daha önce keşfedilen sedimanter kayaçlar da belirtilmiştir. Yakıt dışı mineral kaynakların bu değerlendirmesi, mümkün olan yerlerde, sonuçların sayılarla ifade edilmesiyle ölçülür. Sonuçlar olasılıksal olarak sunulmuştur. Bu raporda, Kabil Bloğu ve Batı Hindu-Kush'da beklenen bazı maden oluşumlarının ortalama değerleri ortaya konulmuştur.

Bohannon (2010), Kabil bölgesinde Paghman Dağları'nın gnayslarını Paghman Serisi altında yeni bir seri olarak tanımlamıştır. En güneydeki gnayslar amfibolitik gnays özelliğindedir. Bu gnayslar, Kabil merkez bölgesinde gözlenen kuvarsit araseviyeleri ve amfibolit düzeyleri içermemektedir. Paghman Serisi'ndeki diğer gnaysların çoğu biyotit-gnays bileşimindedir. Bohannon, Paghman Serisi'ndeki çok açık renkli gnaysları intruzif granitik gnays olarak tanımlamıştır. Paghman Serisi gnaysları için bir yaş verisi yoktur.

Bohannon bu çalışmada, bu gnaysların Nuristan kayaçlarıyla birlikte Paleoproterozoyik yaşlı olduğunu belirtir.

Faryad ve diğ. (2013), "*Magmatism and metamorphism linked to the accretion of continental blocks south of the Hindu Kush, Afghanistan*" isimli çalışmada, Hindu Kush 'un güneyinde gözlenen birimlerin, Proterozoyik yaşlı ve amfibolit fasiyesinde metamorfizma gösteren para / ortognayslar ve düşük dereceli metamorfizma etkileri gösteren Paleozoyik yaşlı volkano-sedimanter istifli migmatitler ile temsil edildiğini belirtirler. İki ortognays örneğinden yapılan ana ve iz element jeokimyası ve bu örneklerden birinden alınan zirkon üzerine yapılan yeni SHRIMP analizleri de dahil olmak üzere jeokronolojik veriler, bunların Triyas ve Kretase yaşlı iki farklı magmatik yayla ilişkili granitik kayaçlardan türediğini göstermektedir. Triyas granitleri batıdaki Hindu Kush'ta yaygındır. Bunlar, burada temel birimlerine aitdir. Kretase granit kuşağı, Hindu Kush Dağları'nın güneyindeki Afgan Merkez Blokları'na geçer. Batı Hindu Kush'un güney kesiminde üç farklı metamorfik olay ayırt edilmiştir. Temel birimleri ve Karbonifer örtü dizileri arasındaki uyumsuzluğa göre, ilk iki amfibolit ve yeşilşist fasiyesi metamorfizmaları, sırasıyla Proterozoyik ve Karbonifer öncesi yaşlıdır. Üçüncü metamorfizma, Kabil Bloğu ile temas halindeki Triyas ve Kretase granitik kayaçlarında belirlenmiştir. Bunlar Eosen yaşlıdır ve orta basınç amfibolit fasiyesi şartlarına kadar ulaşmıştır. Bu olay genetik olarak, bir dizi Trans-Afgan Merkez Bloğu magmatik yayları ve kabuk ölçeği deformasyonuna yol açan Hindistan ve Avrasya'nın çarpışmasıyla bağlantılıdır.

Collett ve diğ. (2015), "*Polymetamorphic evolution of the granulite-facies Paleoproterozoic basement of the Kabil Block, Afghanistan*" başlıklı çalışmada, Kabil Bloğu'nun, Hindistan ve Avrasya kıtalarına bitişik, Afgan Merkez Blokları'nı kesen uzun bir kabuk parçası olduğunu belirtirler. Bu araştırmacılara göre; temel kayaçlar, Kabil Şehri civarında yaygın olarak yüzeyler ve ağırlıklı olarak migmatit, gnays, şist ve az miktarda yüksek dereceli granulit fasiyesi kayaçlarından oluşur. Granulit fasiyesi toplulukları felsik ve mafik silisli kayaçlarda ve ayrıca metakarbonatlarda tanımlanmıştır. Granulit fasiyesi koşulları, felsik kayaçlarda ortoproksen ve biyotit varlığı ile belirgindir. Bu fasiyes mafik kayaçlarda ortoproksen ve amfibol, mermerlerde ise olivin ve klinohümit varlığı ile tanımlanmıştır. Granulit fasiyesi toplulukları, granat büyümesi ile karakterize edilen daha genç bir amfibolit fasiyesi ile örtülmüştür. Yaklaşık 850 ° C ve 7 kbar'a kadar olan granulit

fasiyesi için basınç-sıcaklık koşulları, geleneksel termobarometre ve faz dengesi modellemesi ile hesaplanmıştır. Daha genç amfibolit fasiyesi, yaklaşık 600 °C 'de 8,5 kbar 'a kadar orta derecede daha yüksek basınçlar gösterir. Bu metamorfizma, muhtemelen Kabil Bloğu'nun tabanındaki baskın başkalaşım olayına karşılık gelir.

Collett ve Faryad (2015), "*Pressure–temperature evolution of Neoproterozoic metamorphism in the Welayeti Formation (Kabil Block)*" isimli çalışmada, Welayeti formasyonundaki Neoproterozoyik metamorfizmasının basınç-sıcaklık evrimini araştırmışlardır. Bu araştırmacılara göre; amfibolit mercekleri içeren mika şist ve kuvarsit ardalanmasından oluşan Welayeti formasyonu, Paleoproterozoyik granulit fasiyesi ve Neoproterozoyik amfibolit fasiyesi metamorfizma özellikleri gösteren Kabil Bloğu'nun Neoarkeen yaşlı Sherderwaza formasyonunu uyumsuz bir şekilde örter. Welayeti formasyonunun metamorfik tarihini ve onun altında bulunan Sherderwaza formasyonu ile ilişkilerini analiz etmek için, petrografik çalışma ve basınç-sıcaklık (P-T) psödoseksiyon modellemesi, Kabil Şehrinin güneyinde yüzeyleyen stavrolit ve disten içeren mikaşistlere uygulanmıştır. Mikaşistlerdeki granatlarda inklüzyon izleri ve kimyasal zonlanma ile tanımlanan prograd metamorfizma, kayaçların yaklaşık 525 ^{o}C sıcaklık - yaklaşık 6,2 kbar basınçtan, yaklaşık 650 ^{o}C sıcaklık - yaklaşık 9,5 kbar maksimum basınç koşullarına gömüldüğünü gösterir. Collett ve Faryad'ın bu çalışmasının sonuçları, Welayeti formasyonundaki P-T koşullarına ve yaş tarihlemesine dayanan tek bir amfibolit fasiyesi metamorfizmasının, alttaki Sherderwaza formasyonundaki Neoproterozoyik metamorfizma ile iyi korelasyona sahip olduğunu gösterir. Araştırmacılara göre, bu kayaçlar, önceki granulit fasiyesi üzerlemesi veya sonraki Paleozoik metamorfizması için parajenetik kanıtlardan yoksundur. Kabil Bloğu'nun Hindistan-Avrasya çarpışma bölgesi içindeki konumu sayesinde, Neoproterozoyik metamorfizmanın gerilemesine ek olarak, mikaşistteki amfibolit fasiyes minerallerinin kısmen değiştirilmesi, Alpin orojeneziyle ilişkili deformasyonla ilgili olabilir.

Faryad ve diğ. (2016) Kabil Bloğu'nda, Sherderwaza ve Welayeti formasyonlarında çalışmışlardır. Bu araştırmacılara göre; Sherderwaza formasyonu, çoğunlukla, mercekli ve mafik ve karbonat kayaç tabakalarına sahip pelitik ve psammitik litolojilerden oluşan migmatitler ve gnayslarla temsil edilir. Sherderwaza formasyonunda birkaç ortognays oluşumu da belirlenmiştir. Welayeti formasyonu mikaşist, kuvarsit ve amfibolitlerle temsil

edilir. Faryad ve diğ., Sherderwaza formasyonundaki ortognaysların Neoarkeen yaşlı olduğunu söylemektedirler. Sherderwaza formasyonundaki kayaçlar, ortognayslarda ortoproksen ve Ti bakımından zengin biyotit ve mermerle temas halindeki bazı kalk-silikat kayaçlarda olivin ve flogopit varlığı ile belgelenen 5–7 kbar ve 800 °C 'lik granulit fasiyesi koşulları sergilemektedir. Bu granulit fasiyesi metamorfizmasının ise Paleoproterozoyik yaşlı olduğunu ileri sürerler. Mineral dokusal ilişkiler, ayrıca, hem Sherderwaza hem de Welayeti formasyonlarında belgelenen daha genç bir amfibolit fasiyesi metamorfizmasını gösterir. Bu metamorfizma, yaklaşık 650 °C sıcaklık ve granulit fasiyesine kıyasla, 9 kbar'a kadar nispeten daha yüksek basınç koşullarında meydana gelmiştir. Araştırmacılar, amfibolit fasiyesi metamorfizması için Neoproterozoyik yaş önermektedirler.

Afganistan Maden Bakanlığı bünyesinde metal mineralleri ekibi tarafından 2018 yılında Kasaba Dağları bölgesinde maden yataklarını belirlemek amacıyla bir çalışma gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma sonucunda, bölgenin temel litolojisi granit gnayslar, kristal şistler, amfibolitler ve mermerlerden oluşmakta olup mermer yatakları ve uranyum zenginliği, bölgenin önemli bir madencilik potansiyeline işaret etmektedir.

Abdulzada (2019), Kabil'deki Sherderwaza formasyonuna ait metasedimanter ve amfibolitlerle ilişkili bazı metamorfik kayaçları incelemiştir. Bu çalışma, Sherderwaza formasyonundaki metasedimanter kayaçlar ve Kabil Bloğu'ndaki bazı amfibolitler üzerinedir. Bu çalışma, metasedimanter kayaçların jeokronolojisinin, kırıntılı zirkon çekirdeklerden ve metamorfik kenar veya tanelerden 3600-2000 milyon yıl yaşı temsil ettiğini göstermektedir. Metamorfik zirkonlar zaman zaman sillimanit kapanımları içerir. 1850 milyon yıl yaş, matriste meydana gelen disten oluşumundan önce en yüksek metamorfik koşulları gösterir. En eski çağlar, muhtemelen Afganistan'daki en eski yaş rekoru olan Eoarkeen (yaklaşık 3600 milyon yıl) döneme aittir.

Mohmad Edris Azimi (2020) "Kabil ili Shakar Dara ilçesindeki Anjerak mermerlerinin petrografik ve fiziksel-mekanik özelliklerinin belirlenmesi" çalışmasında, bu mermerlerde olivinin varlığından bahsetmiştir.

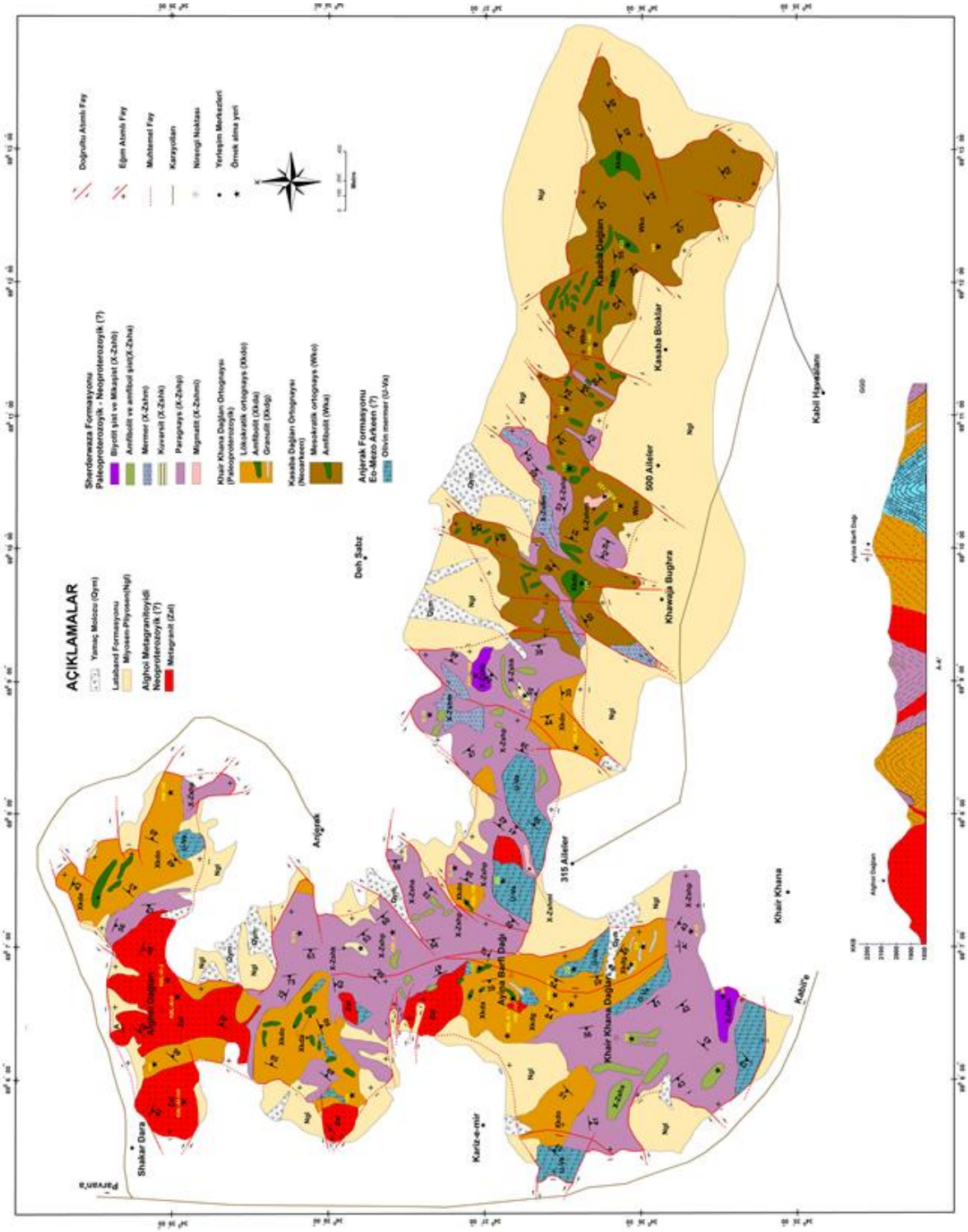
Moiny ve diğ. (2020), Batı Hindu-Kush'tan gelen temel kayaçların, Archean-Proterozoyik Afgan Merkez ve Afgan-Tajik Blokları arasındaki sınır boyunca meydana gelen çoklu metamorfik ve magmatik olayların kanıtlarını koruduğundan bahsetmektedirler. Moiny ve diğ. 'nin bu çalışmasında, farklı metamorfik aşamaları veya

olayları doğrulamak için, metamorfik temel kayaçlardaki mineral dokuları ve faz dengeleri ve bunların magmatik bölümlerle yaş ilişkileri incelenmiştir. Amfibolit mercekli kuvarso-feldspatik gnays ve migmatitler (bunların metamorfizmaları için Proterozoik yaş olduğu varsayılır), Triyas yaşlı Batı Hindu-Kush granitoyidi batolitleri ve küçük Kretase ve Oligosen granitleri tarafından kesilmiştir. Triyas batoliti tarafından termal üst baskı yaşı (210-170 milyon yıl), yeni monazit verileriyle doğrulanmıştır. Bu alanda Oligosen granitine yakın veya biraz daha genç olan torit ve huttonitte Pb-Th analizleri ile Erken Miyosen yaşı elde edilmiştir. Çok aşamalı metamorfik ve magmatik evrim, Hindu Kush Dağ Kuşağı'nı Erken Paleozoik dönemden beri aktif olan uzun ömürlü bir bölge olarak sınıflandırır. Bu çalışmanın sonuçları, Para- ve Neotetis'in evrimi sırasında, Afgan Merkez Blokları'nın Avrasya'nın güney kenarı ile olası ilişkilerinin yorumunu desteklemektedir.

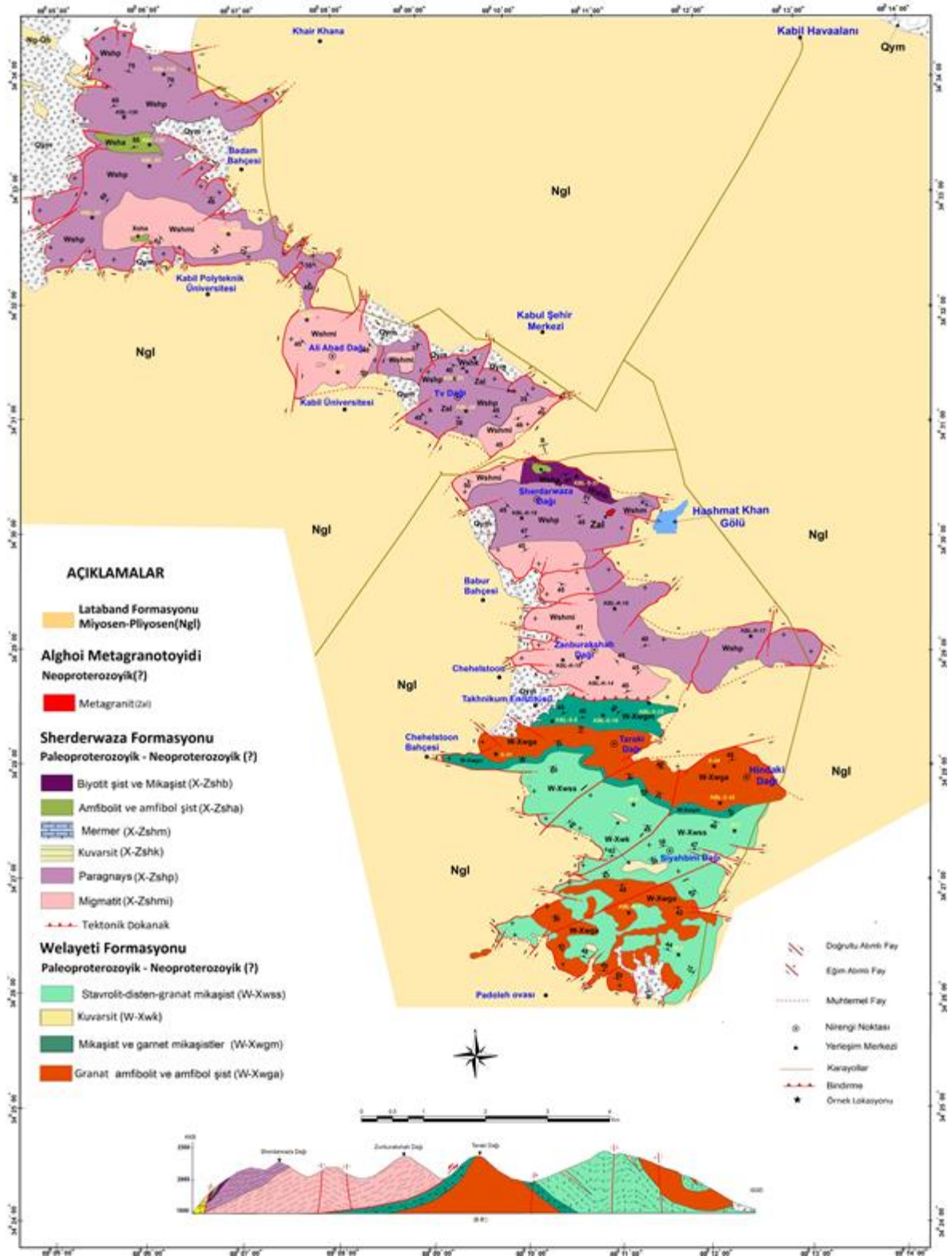
3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Arazi Çalışmaları ve Jeolojik Haritalama Çalışmaları

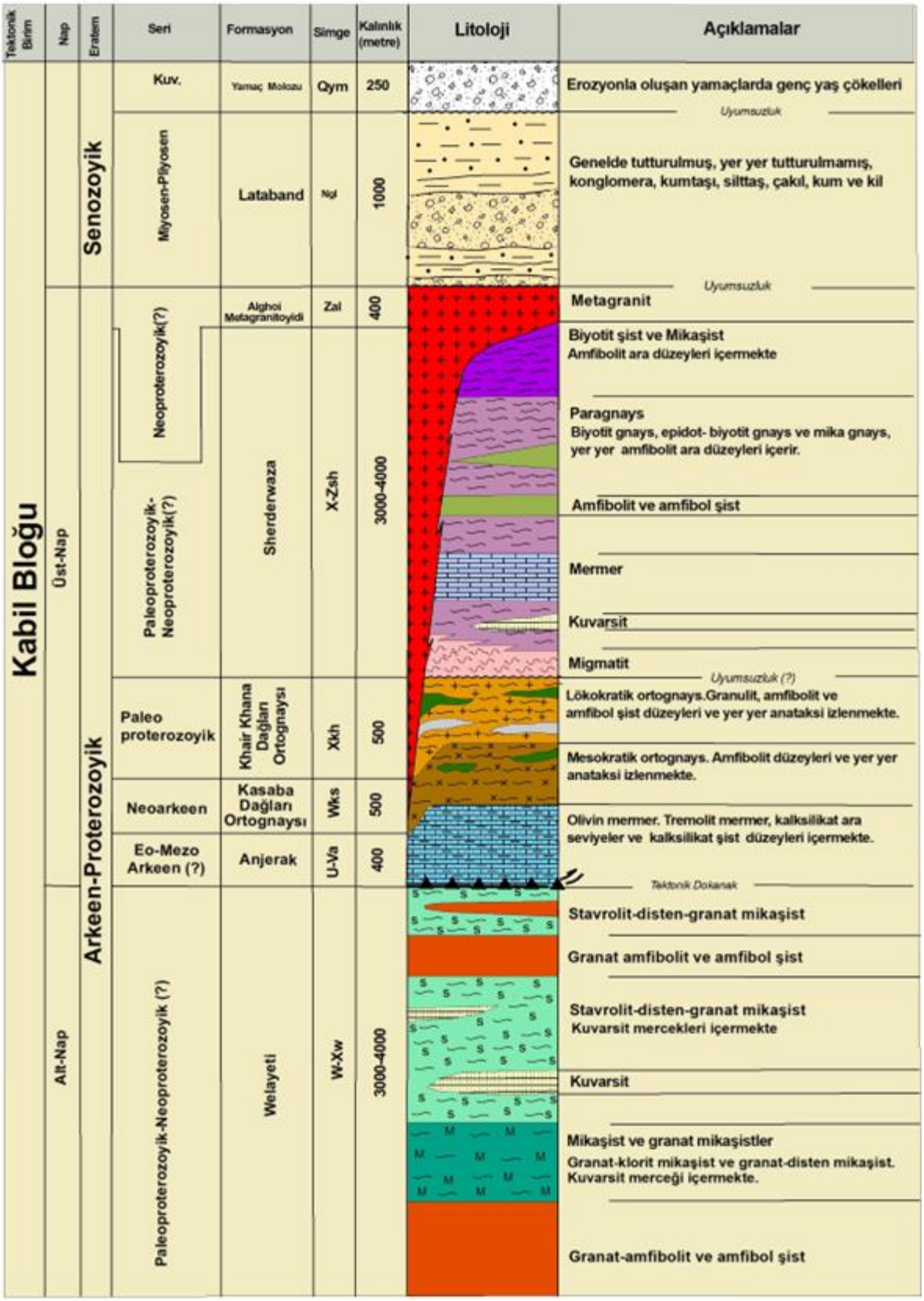
Arazi çalışmaları kapsamında, çalışma alanının güney kısmının 1/25.000 ölçekli ve çalışma alanının kuzey kısmının 1/10.000 ölçekli jeoloji haritaları oluşturulmuştur. Çalışmalar sırasında Tarauni marka tipi pusula kullanılmıştır. Tüm lokasyonlarda yapılan işlemler sırasında GPS'den yararlanılarak noktaların haritaya doğru olarak işlenmesi sağlanmıştır. Jeolojik çalışmalarda, litolojiler belirlenmiş, yapısal unsurlar tespit edilmiş, sınır ilişkileri gözlenmiş, birimlerin makro özellikleri ortaya konmuş, sistematik örnek yerleri tespit edilmiş, belirli doğrultularda ölçülü kesitler alınmış, mineralojik-petrografik, mikroprob ve jeokimyasal çalışmalar için her bir birimi temsil edecek şekilde sistematik 300 örnek alınmıştır. Birimlerin jeolojik gelişiminin tam olarak anlaşılabilmesi için kayaçların oluşum mekanizmalarını yansıtan, yapısal ve tektonik unsurlar, bunlara ait düzlemsel ve çizgisel yapılar ölçümlenerek haritaya işlenmiştir (Şekil 3.1. ve 3.2). Ayrıca, bölgenin stratigrafik dikme kesiti hazırlanmıştır (Şekil 3.3).



Şekil 3.1. Shakar Dara – Kabil Havaalanı (Kabil – Afganistan) civarının jeoloji haritası ve jeolojik yatay kesiti



Şekil 3.2. Khair Khana Mahallesi – Padoleh Ovası (Kabil-Afganistan) civarının jeoloji haritası ve jelojik yatay kesit



Şekil 3.3 Kabil Bloğu'nun genelleştirilmiştir tektono-stratigrafik dikme kesiti

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları kapsamında, araziden alınan kayaç örnekleri üzerinde petrografik amaçlı ince kesit çalışmaları, mikroprob çalışmaları ve jeokimyasal analizler yapılmıştır.

3.2.1. İnce kesit çalışmaları

Araziden alınan kayaç örneklerinden ince kesitler, Konya Teknik Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (Türkiye) ve Ankara Üniversitesi, Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM) laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Bu ince kesitler, Konya Teknik Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (Konya-Türkiye) Laboratuvarı'nda Polarizan Mikroskop altında incelenmiştir. Metamorfik kayaçlarda yapılan bu incelemeler; modal mineralojik bileşim, doku, kayaç adı, mineral dönüşümlerine ve indeks mineral - mineral topluluklarına bağlı olarak metamorfizma şartları ve metamorfizma evreleri, mikroyapılar, porfiroblast-foliasyon ilişkilerine bağlı olarak metamorfizma - deformasyon ilişkisidir.

Bu kayaç örneklerinin mikroskop altında mikrofotoları çekilmiştir. İnce kesitlerde mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenmiş, alterasyon göstermeyen veya çok az altere olan örnekler ana oksit, iz element ve nadir toprak element analizleri yapılmak üzere ayrılmıştır.

Kayaç örneklerinin sınıflandırma ve adlandırılmaları, mikroskop çalışmaları safhasında el örnekleriyle desteklenerek yapılmıştır.

3.2.2. Mikroprob çalışmaları

Petrografik incelemeler sonucunda seçilen kayaç örneklerinden Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM) laboratuvarlarında mikroprob (EPMA) analizleri yaptırılmıştır. Özel karbonlama tekniği ile hazırlanan kesitlerde, istenen bölümde istenen mineraller incelenmiş ve mineral türleri belirlenmiştir. Bu mineral kimyası analizlerine dayanarak, metamorfik kayaçlar için; minerallerin kimyasal bileşimi ve sınıflaması ve metamorfizma şartlarının (basınç-sıcaklık) belirlenmesi için jeotermobarometre çalışmaları yapılmıştır. Böylece kayaçların ilişkilerinin sağlıklı bir şekilde yorumlanması yapılmıştır.

Noktasal ve çizgisel Elektron mikroprob (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, Welayeti formasyonu, Sherderwaza formasyonu, Khair Khana Dağları ortognaysı ve Kasaba Dağları ortognaysı örneklerinden seçilen, reaksiyonları en iyi yansıtan ve temiz örnekler üzerinden alınmıştır.

Jeotermobarometre Hesaplamaları:

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistler ve granat amfibolitlerde, Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler ve epidot-biyotit gnayslarda, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslarda ve Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitler ve mafik granulitlerde jeotermobarometre hesaplamaları yapılmıştır. Jeotermobarometre hesaplamalarında, mineral çiftleri (granat-biyotit, biyotit-muskovit, hornblend-plajioklas ve diğer bazı mineral çiftleri gibi) ve amfiboldeki Al miktarı veya tek mineral jeotermobarometre hesaplamaları (klinoproksen termobarometre ve diğerleri) gibi yöntemlere dayalı olarak hesaplamalar yapılmıştır. Hesaplamalarda, katyon değişimi (granat-biyotitte Fe-Mg değişimi veya plajioklas-ortoklasda Na-K değişimi gibi) genellikle belirli bir faktöre (K_D-dağılım katsayısı) göre yapılmıştır.

Excel programı yardımıyla mevcut formüller kullanılarak veya araştırmacıların hazırladığı Excel tabloları ile (örneğin; Reche ve Martinez'in (1996) termobarometrik hesaplama Excel tabloları, Wu ve Zhao'nun (2007) granat-biyotit-muskovit-alüminosilikat-kuvars (GBMAQ) jeobarometre Excel tabloları ve Wu'nun (2017) granat–biyotit–Al_2SiO_5–kuvars (GBAQ) jeobarometre Excel tabloları) jeotermobarometrik hesaplamalar yapılmıştır. Bunların yanında, WinPyrox (Yavuz, 2013), Winfeldth (Yavuz, 2022), GCDkit ve Igpet gibi yazılım programları kullanılarak jeotermobarometrik hesaplamalar yapılmıştır. Bazı diyagram ve grafikleri sunmak için Grapher program ve bazı diyagramları çizmek için CBS10.4 kullanılmıstır.

3.2.3. Jeokimya çalışmaları

Çalışma alanından toplanan örnekler üzerinde yapılan mineraloji-petrografi çalışmalarından sonra, kayaç gruplarının jeokimyasal karakterlerini ortaya koymak amacıyla, örneklerden kayacı temsil eden taze olanlar seçilmiş ve bu örneklerden tüm kayaç jeokimya analizleri yaptırılmıştır. Çalışma alanından toplanan 300 örnek içerisinden taze olan 20 örnek seçilmiş ve bu örneklerden tüm kayaç ana element, iz element ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır. Örneklerin analizleri, Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Petrografi Uygulama ve Araştırma Laboratuvarı'nda, Spectro X-Lab 2,000 model PedXrf cihazı kullanılarak yapılmıştır.

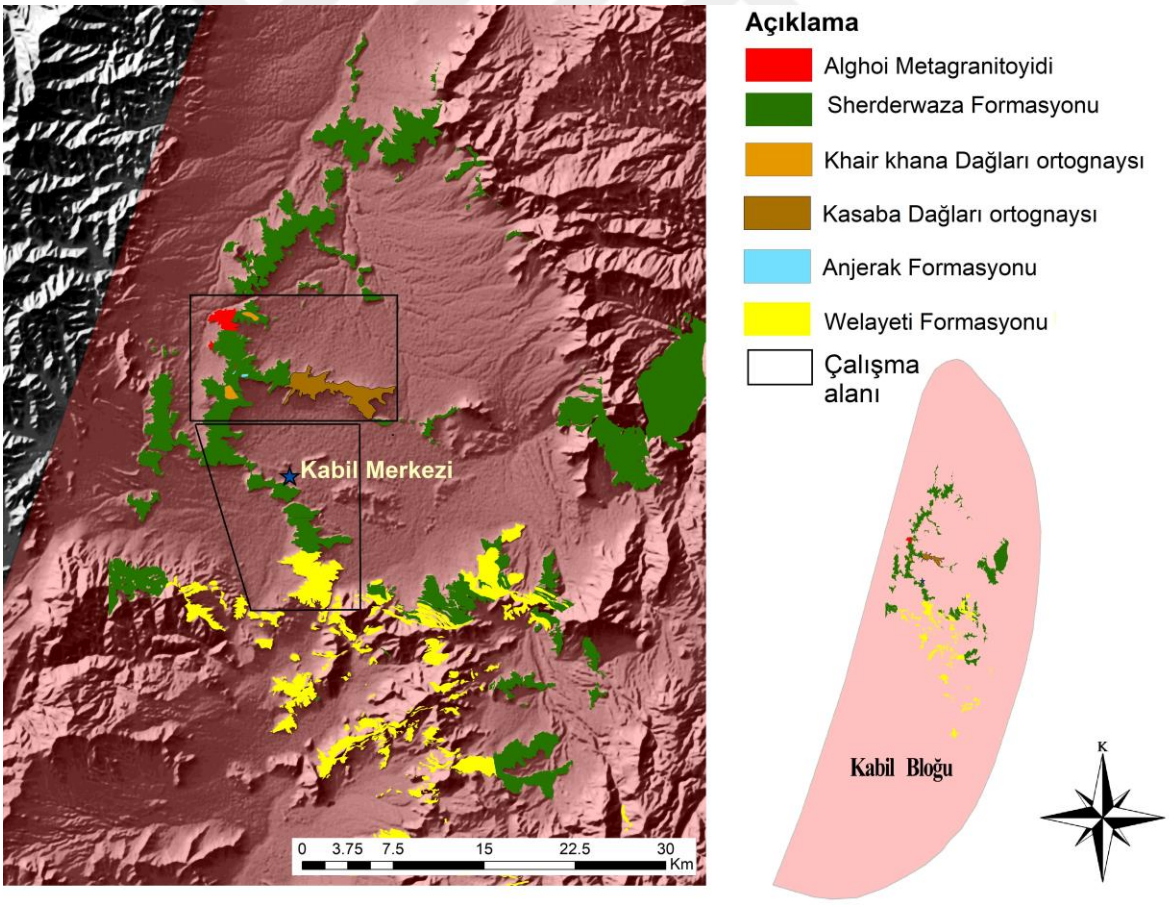
3.3. Büro Çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen veriler büro çalışmaları boyunca yorumlanmıştır. ArcMap ve CorelDRAW çizim programları kullanılarak çalışma alanının jeolojik haritaları, yatay jeolojik kesitleri ve stratigrafik dikme kesitleri çizilmiştir. Mineral kimyası ve tüm kayaç jeokimyası analizlerinden elde edilen veriler Igpet, Minpet, Winamphcal, Isoplot paket programları ve bazı mineral kimyası Excel çalışma kitapları kullanılarak uygun diyagramlarda yorumlanmıştır. Metamorfik kayaçlarda uygun indeks mineral topluluklarına göre jeotermometre ve jeobarometre hesaplamaları yapılmıştır. Bu hesaplamalar sonucunda, metamorfik kayaçlarda metamorfizma şartları (basınç-sıcaklık) tespit edilmiştir.

4. ARAŞTIRMA SONUÇLARI VE TARTIŞMA

4.1. Stratigrafi ve Petrografi

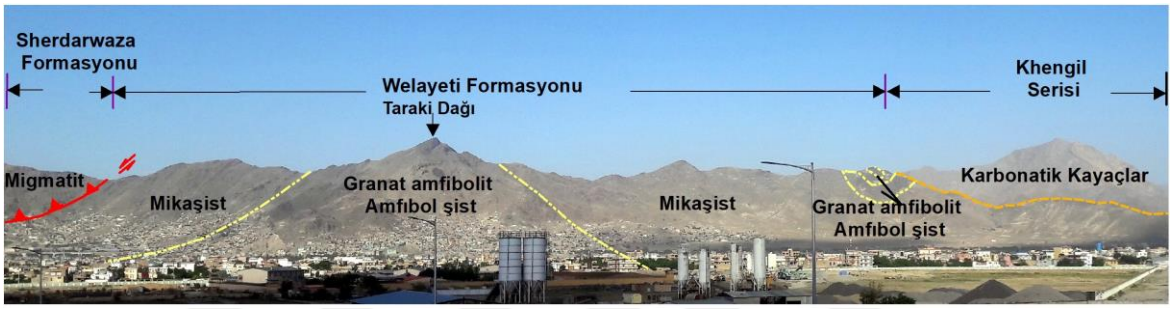
Önceki çalışmalarda, Kabil Bloğu'na ait temel kayaçlar üç ve bazen dört farklı formasyona ayrılmıştır. Alttan üste doğru ve azalan metamorfizma derecesi açısından bunlar; Khair Khana, Sherderwaza, Kharog ve Welayeti formasyonlarıdır. Bu çalışmada ise, çalışma alanımızda, Kabil Bloğu'na ait temel kayaçlar, tektonostratigrafik olarak alttan üste doğru; Welayeti formasyonu, Anjerak formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı, Khair Khana Dağları ortognaysı, Sherderwaza formasyonu ve Alghoi metagranitoyidi olmak üzere altı formasyona ayrılarak incelenmiştir (Şekil 3.1. ve Ek-1, Şekil 3.2 ve Ek-2, Şekil 3.3 ve 4.1). Kabil Bloğu'nun temel kayaçlarından olan Kharog formasyonu inceleme alanında yüzeylememektedir.



Şekil 4.1. Çalışma alanlarında Kabil Bloğu'nda ayırtedilen formasyonların yayılımları

4.1.1. Welayeti formasyonu

Genel olarak kuvarsit araseviyeleri içeren granat mikaşist, mikaşist, stavrolit-disten-granat mikaşist, granat-amfibolit ve amfibol şistlerden yapılıdır (Şekil 3.2, Şekil 3.3 ve Ek-2). İlk kez Karapetov (1981) tarafından adlandırılmıştır. İnceleme alanının güney kesiminde gözlenen (Şekil 3.2 ve Ek-2) bu formasyon, Kabil ve Logar nehirleri arasındaki dağlarda yaygın olarak izlenir. Çoğunlukla Chehelstoon Mahallesi, Taraki Dağı ve Siyahbini Dağı civarlarında gözlenir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Welayeti formasyonunun görünümü. Mevki: Padoleh ovası ve Babür Bahçesi doğu kesimleri. Fotoğraf doğuya bakılarak çekilmiştir

4.1.1.1. Litoloji ve Petrografi

Welayeti formasyonu, genel olarak gri ve kahverengi gri ve yeşilimsi gri mikaşist, granat mikaşist, granat-klorit mikaşist, granat-disten mikaşist, stavrolit-disten-granat mikaşist, granat-amfibolit, amfibol şist ve kuvarsitlerden oluşur.

Formasyon içerisinde gözlenen kayaçlar üye mertebesinde 4 değişik litoloji altında tanımlanmıştır. Bunlar alttan üste doğru;

1) Granat-amfibolit ve amfibol şist

2) Mikaşist ve granat mikaşistler

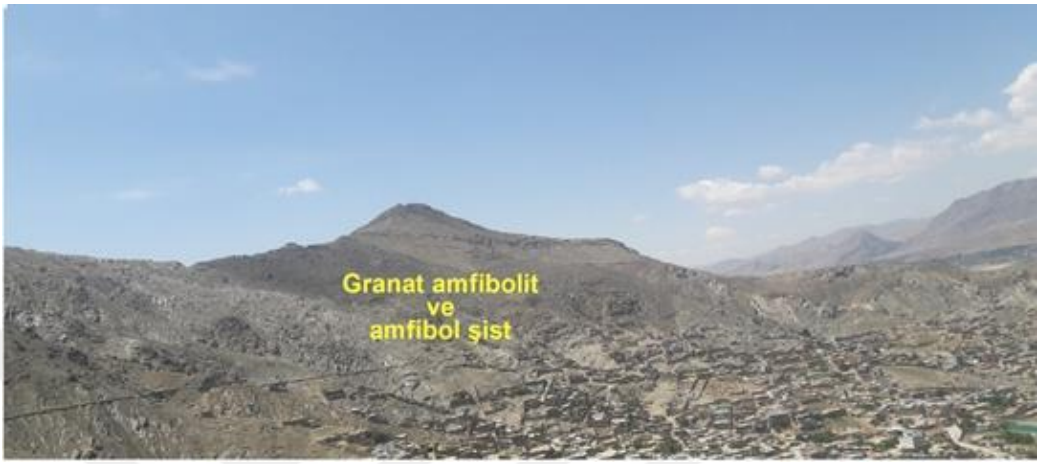
3) Kuvarsit

4) Stavrolit- disten- granat mikaşist

1) Granat Amfibolit ve Amfibol şist

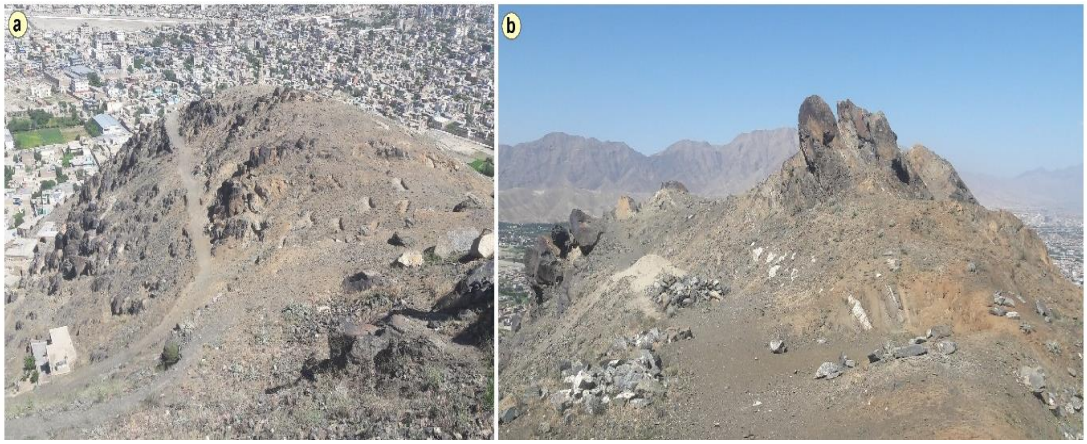
Welayeti formasyonunun tabanında geniş yayılımlı büyük kütleler halinde izlenir (Şekil 4.3). Bu seviyelerde, granat amfibolit ve amfibolşistler içerisinde yer yer mikaşist

aradüzeyleri izlenir. Ayrıca, formasyonun üst düzeylerinde, stavrolit-disten-granat mikaşistlerle ardalanma sunar.



Şekil 4.3. Welayeti formasyonundaki granat amfibolit ve amfibolşistlerin görünümü. Metabazitler yer yer mikaşist aradüzeyleri içermekte. Fotoğraf güneye bakılarak çekilmiştir. Mevki: Chehelstoon bölgesi doğusu

Granat-amfibolitler koyu gri-siyah renkli ve masif yapılı olup (Şekil 4.4a) iri granat kristalleri belirgindir. Amfibol şistler koyu gri-siyahımsı renkli, belirgin şistozitelidir. Bu kayaçlarda granat izlenmemiştir (Şekil 4.4b).



Şekil 4.4. Welayeti formasyonunda granat amfibolit **(a)** ve amfibol şistlerin **(b)** görünümü, Mevki: Chehelstoon bölgesi doğusu

Granat amfibolit

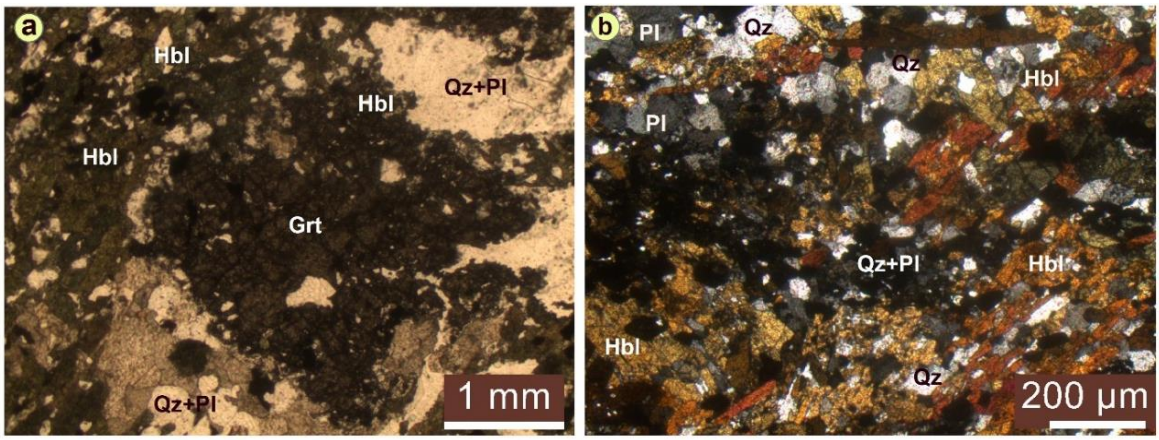
Granat amfibolitler, genelde Handaki Dağı'nın batısında yaygın olarak gözlenir (Şekil 4.5). En büyük granat amfibolit kütlesi 3000 metrekarelik bir alana yayılmıştır. El

örnekleri genellikle koyu gri-siyah renklidir ve içlerinde granat belirgin olup, feldispat mineralleri nadiren tanınır.

Şekil 4.5. Welayeti formasyonunda izlenen granat amfibolitler. Mevki: Chehelstoon bölgesi doğusu

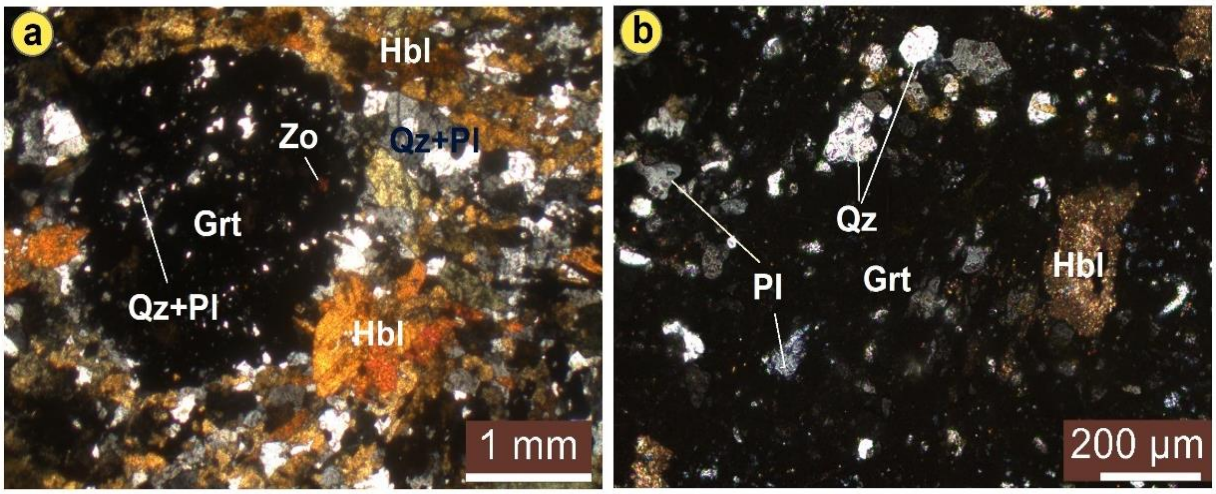
Granat amfibolitler amfibolitlere göre önemli ölçüde daha iri tanelidir. Birim; hornblend (%60-65), granat (%10-20), plajioklas (%10-15) ve kuvars (%3-5) içerir.

Doku ve mineraloji: İnce kesitlerde porfiroblastik, granonematoblastik ve yer yer poikiloblastik dokularla karekteristik olan granat-amfibolitler, hakim mineralojik bileşim olarak; *hornblend (pargasit) + plajioklas (albit, oligoklas, andezin, labrador) + granat (almandin) + kuvars + epidot + zoisit/klinozoisit + klorit + aktinolit + kalsit + sfen + apatit ± rutil* içerir (Şekil 4.6). Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.6. Welayeti formasyonunda granat amfibolitler. Grt: Granat, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Hbl: Hornblend. a: / nikol b: // nikol

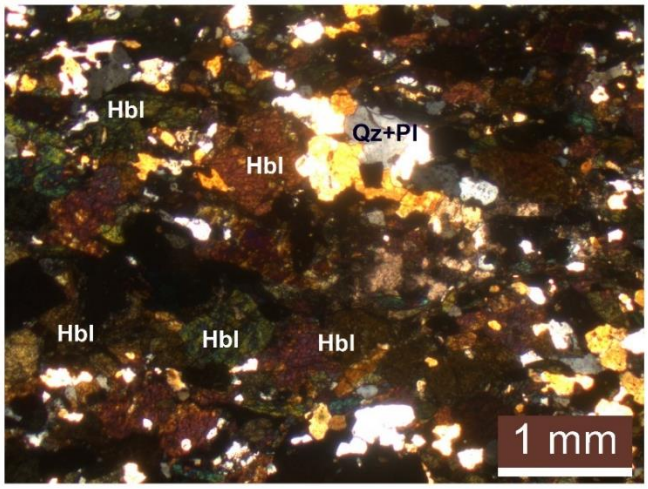
Granat; porfiroblast halde olup renksiz-soluk sarı ve bazen soluk kahverengimsi renkler sunar. Genellikle ksenoblastik, subidioblastik ve nadiren altıgen - sekizgen porfiroblastlar olarak gözlenir. Mikroprob verilerine göre granatlar almandin ($Prb_{8.13}$ $Alm_{64.17}$ $Grs_{14.68}$) bileşimindedir. Granatlarda merkezden kenara doğru gidildikçe grossular içeriği azalmakta, prop ve almandin içerikleri artmaktadır. Bu durum, ortamda azalan basınç şartlarına işaret eder. Mikroprob gözlemlerine göre, bu granatlar amfibolit fasiyesinde oluşmuştur (Şekil 4.99). Değişik miktarda epidot, zoisit/klinozoisit, plajioklas, kuvars, biyotit, ilmenit, rutil ve nadiren hornblend (yeşil-soluk yeşil) kapanımları içerir. Nispeten belirgin S_1 foliasyonunu oluşturan bu kapanımlardan, özellikle epidot, hornblend (yeşil-soluk yeşil) ve zoisit/klinozoisit, kayacın amfibolit fasiyesindeki bir metamorfizmanın etkisi altında kaldığını gösterir (Şekil 4.7).



Şekil 4.7. **a)** Granat amfibolit. Granat porfiroblastı, plajioklas, kuvars ve zoisit kapanımları içeriyor. **b)** Plajioklas, kuvars ve hornblend kapanımları içeren granat porfiroblastı. Grt: Granat, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas. Hbl: Hornblend. a ve b: // nikol

Granatlar yer yer klorite ve nadiren epidota dönüşmüştür, bu da retrograd metamorfizmaya işaret eder.

Hornblend; Hornblendler açık yeşil - koyu yeşil – yeşilimsi kahve renkler sunar. Hornblendler kimyasal bileşimlerine göre pargasit bileşimindedir. Hornblendler yarı özşekilli, özşekilsiz ve bazen uzun prizmatik kristallerden oluşmuştur (Şekil 4.8). İçlerinde epidot, plajioklas, kuvars, hornblend (yeşil-soluk yeşil), bazen de sfen kapanımları içerir. Hornblendler yer yer kenarlarından itibaren aktinolite dönüşmüştür.

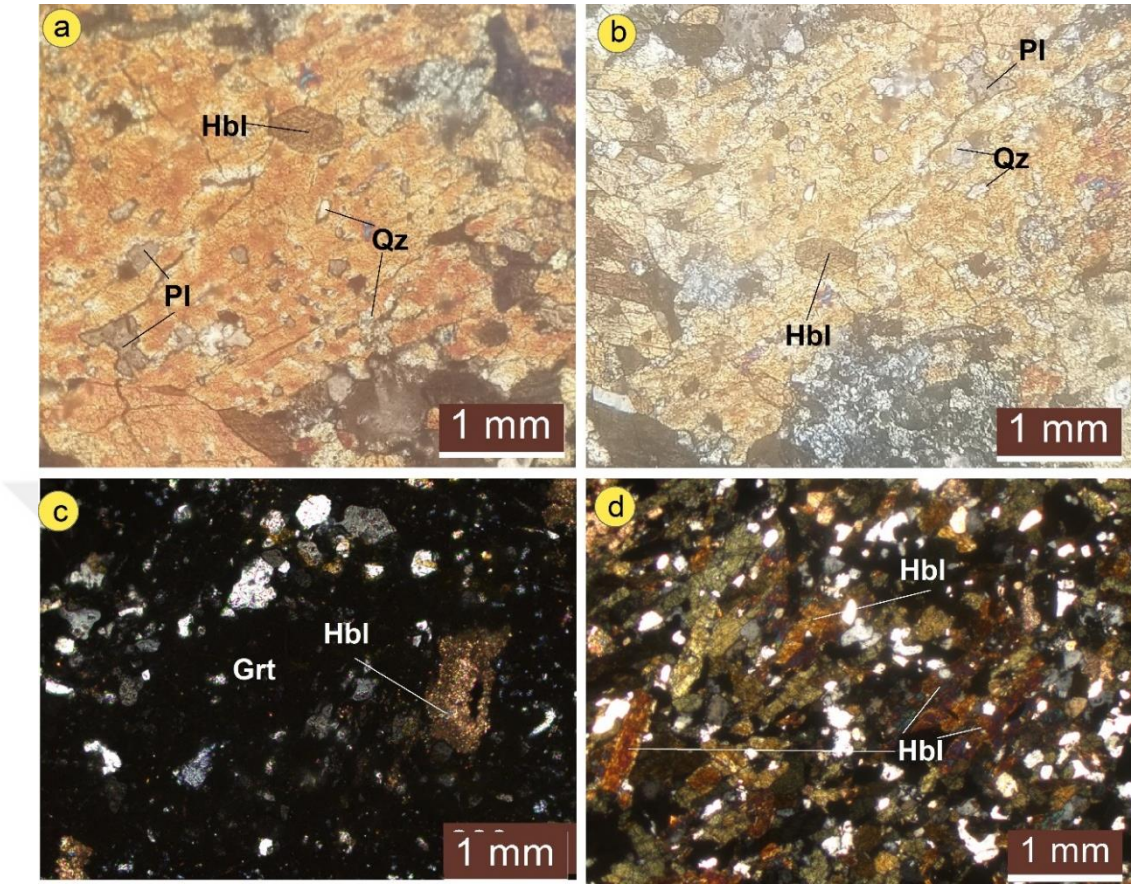


Şekil 4.8. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerdeki hornblendlerin fotomikrografı. Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Hbl: Hornblend. // nikol

Granat amfibolitlerde bazı hornblendler iri porfiroblast halde, özşekilsiz ve elek dokuludur. Bu hornblendler oryantasyonlu plajioklas+kuvars+hornblend bazen de sfen kapanımları içerir (Şekil 4.9a ve b). Mikroprob gözlemlerine göre, bu porfiroblast haldeki hornblendler pargasit bileşimindedir. Bazı hornblendler, daha ince taneli, özşekilli - yarı özşekilli ve uzun prizmatik olup kapanım içermezler (Şekil 4.9c ve d). Bu uzun prizmatik hornblendler de pargasit bileşimi gösterir. Granat-amfibolitlerdeki bazı hornblendler ise, granatlar içerisinde ince taneli kapanımlar olarak gözlenir (Şekil 4.9e).

Plajioklas; Genelde yarıözşekilli-özşekilsiz kristaller halinde ve bol kapanımlıdır. Mikroprob verilerine göre, plajioklaslar çoğunlukla labrador, nadiren andezin bileşimlidir. Ayrıca sönme açıları gözönüne alındığında oligoklas ($Ab_{75}An_{25}$) ve albit ($Ab_{96}An_{04}$) bileşimli plajioklaslara da rastlanılmıştır. Bazı plajioklaslar gerileyen metamorfizma ile serisite dönüşmüştür.

Epidot ve zoisit/klinozoisitler çok yüksek röliyefleri, genelde yarı özşekilli kristalleri ve renksiz - sarı-soluk sarı renkleri ile belirgindir. Epidot ve zoisit/klinozoisitler; bazen hornblend ve granat içerisinde özşekilsiz küçük kapanımlar halinde, bazen de matriste yarı özşekilli daha büyük kristaller halindedir.



Şekil 4.9. Granat amfibolitlerde; **a ve b)** kuvars, hornblend ve plajioklas kapanımları içeren özşekilsiz pargasitler, **c)** granat içerisindeki hornblend kapanımı**, d)** daha ince taneli, özşekilli-yarıözşekilli, kapanım içermeyen pargasitler. Hbl: Hornblend, Grt: Granat, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas. a, b, c, d: // nikol

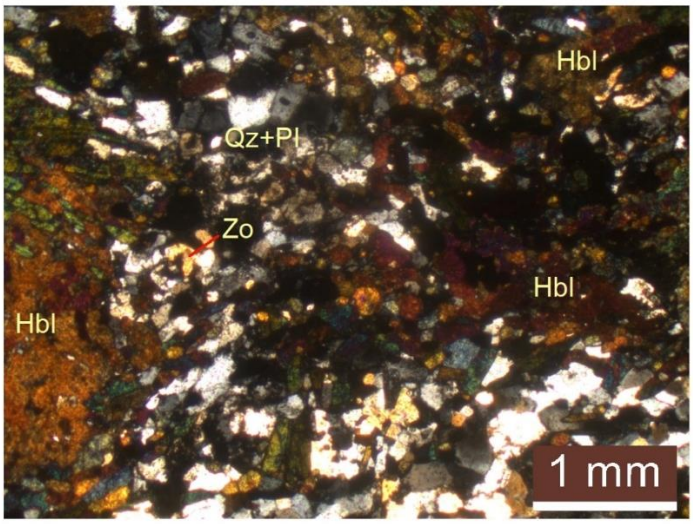
Amfibol şist

Amfibol şistler Chehelston bölgesi doğusunda, Handiki Dağı ve Padohla Ovası'nın kuzeydoğu kesimlerinde yüzeyler (Şekil 3.2 ve Ek-2) Bu kayaçlarda makro olarak gri-beyaz renkli kuvars ve feldispat ile siyah renkli hornblendler oldukça belirgindir. Orta-iri taneli olan bu kayaçlar belirgin foliasyonlu bir yapıya sahiptir (Şekil 4.10). Bazen granat-amfibolitler arasında mercekler şeklinde gözlenir ve yer yer granat-amfibolitler ile ardalanma sunar.

Şekil 4.10. Welayeti formasyonunda izlenen amfibol şistlerin; **a)** arazi görümünü, **b)** el örneğindeki görünümü. Mevkii: Chehelstoon bölgesi doğusu

Amfibol şistler %90'a kadar hornblend, %30'a kadar plajioklas ve %10'a kadar kuvars içerir.

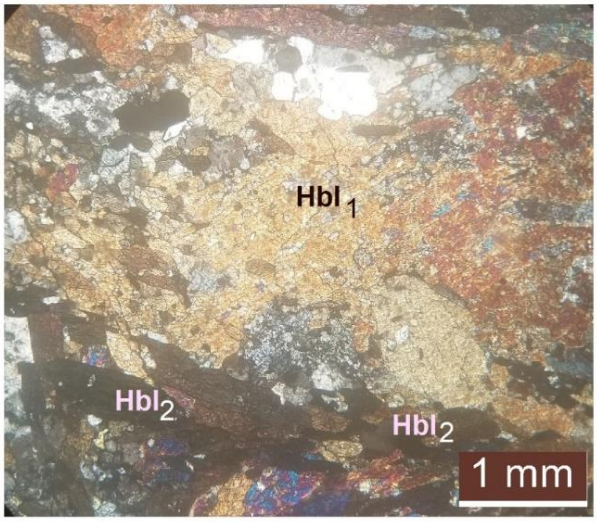
Doku ve mineraloji: İnce kesitlerde porfiroblastik, granonematoblastik ve yer yer poikiloblastik dokularla karekteristik olan amfibol şistler hakim mineralojik bileşim olarak; *hornblend (magnesio-demir hornblend, pargasit) + plajioklas (labrador, bitovnit) + kuvars + epidot + zoisit/klinozoisit ± aktinolit ± kalsit + sfen + apatit ± rutil* gözlenmektedir (Şekil 4.11). Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.11. Welayeti formasyonuna ait amfibol şist. Hbl: Hornblend, Zo: Zoisit/klinozoisit, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas. // nikol

Hornblend; amfibol şistlerin ana bileşenini oluşturur (Şekil 4.12). Bu amfibol şistler yaklaşık %75-90 hornblend içerir. Hornblendler yeşil ile yeşilimsi-kahverengi pleokroizma sergileyen, yarı özşekilli - özşekilsiz ve bazen uzun prizmatik kristallerden oluşmuştur. Bazı hornblend porfiroblastları poikiloblastiktir ve plajioklas, kuvars ve epidot/zoisit kapanımları içerir. Bu porfiroblast haldeki hornblendler, çift nikolde yeşil - soluk yeşil renge sahip olup, 1. Dizinin üst çift kırma renglerini gösterir. Bunların sönme açısı 15^o ile 20^o arasındadır. Bu hornblendler muhtemelen "magnesio-demir hornblend" bileşimindedir. Bu kayaçlarda gözlenen uzun prizmatik hornblendler genelde yeşil ile yeşilimsi-kahverenklidir ve çift nikol altında 1. Dizinin üst ve 2. Dizinin alt çift kırma renglerini gösterir. 20^o-25^o arasında düşük açılı eğik sönme gösterirler. Bu özellikleriyle hornblendler muhtemelen "pargasit" bileşimindedir.

Bazı hornblend porfiroblastları (magnesio-demir hornblend) pargasitik hornblendlerin oluşturduğu S_2 foliasyonuyla sarılmış olup F_2 deformasyon evresine göre pretektonik kristallenmiştir (Şekil 4.12).

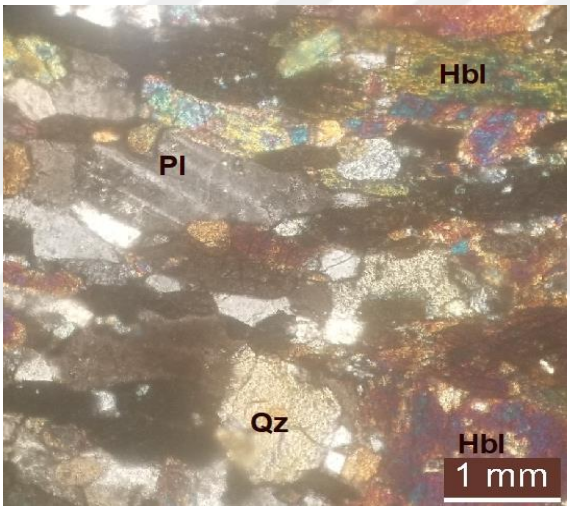


Şekil 4.12. Amfibol şistlerde izlenen iri hornblend porfiroblastı (Hbl_1) ve uzun prizmatik hornblendler (Hbl_2). // nikol

Amfibol şistlerde hornblendler iki farklı evrede oluşmuştur: İlk evre hornblendler (magnesio-demir hornblend) porfiroblastik ve özşekilsiz olup elek dokuludur ve oryantasyonlu plajioklas+kuvars kapanımları içerir (Şekil 4.12). Bu hornblendler muhtemelen düşük sıcaklıklı amfibolit fasiyesi (epidot-amfibolit fasiyesi) metamorfizması

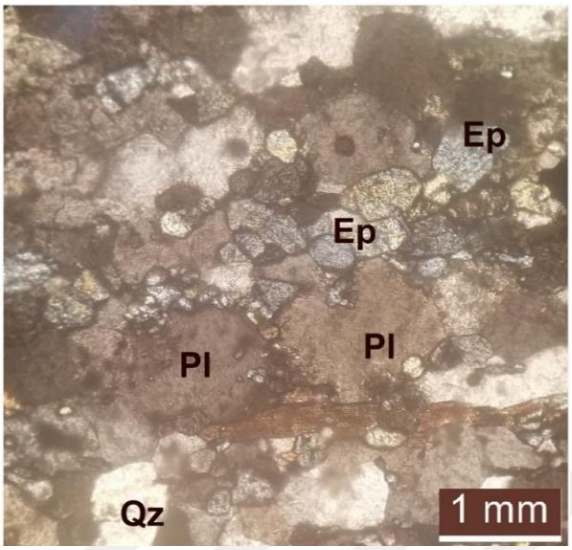
sırasında üretilmiş olmalıdır. İkinci evre hornblendler (pargasit) ise özşekilli-yarı özşekilli uzun prizmatik kristaller halindedir (Şekil 4.12). Bu hornblendler ise, sıcaklık artışı ile daha yüksek sıcaklıklı amfibolit fasiyesi şartlarında oluşmuş olmalıdır.

Feldispatlar; Amfibol şistler içerisinde feldispatları plajioklas oluşturmaktadır. Genelde ince ile orta taneli kristaller halde gözlenen plajioklaslar, çoğunlukla karlsbad ve yer yer polisentetik ikizleri ile tipiktir. Kayaçlar içinde %10-15 oranlarında izlenmektedir. Plajioklaslarda yapılan sönme açısı tayinlerinde, plajioklasların andezin ve labrador ($Ab_{65}An_{35}$, $Ab_{46}An_{54}$) bileşimlerinde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.13).



Şekil 4.13. Welayeti formasyonunda izlenen amfibol şist. Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Hbl: Hornblend. // nikol

Epidot ve zoisit/klinozoisitler; çok yüksek röliyefleri, genelde yarı özşekilli kristalleri ve renksiz-sarı-soluk sarı renkleri ile belirgindir (Şekil 4.14).. Epidotlar canlı ve orta çift kırma renkleri, zoisit ve klinozoisitler ise düşük çift kırma renkleri ile ayırt edilebilmektedir. Epidot ve zoisit/klinozoisitler bazen hornblendler içerisinde küçük kristaller halinde görülür ve hornblende poikloblastik bir doku kazandırır



Şekil 4.14. Welayeti formasyonuna ait amfibol şist. Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Ep: Epidot. // nikol

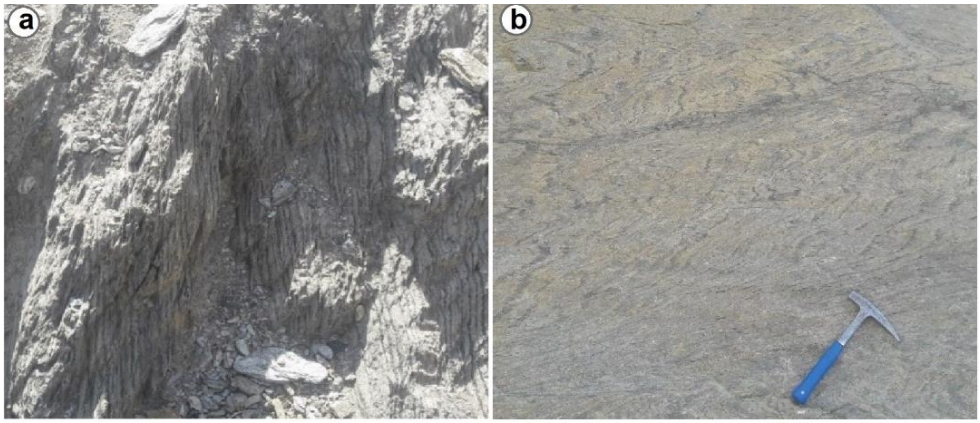
2) Mikaşist ve Granat mikaşistler

Birim; mikaşist, granat mikaşist, granat-klorit-mikaşist ve granat-disten-mikaşistlerden oluşur. Bu metapelitikşistler Welayeti formasyonunun alt düzeylerinde granat amfibolit ve amfibolşistlerin üzerinde gözlenir. Formasyonun orta-üst düzeylerinde gözlenen stavrolit-disten-granat mikaşistlerden stavrolit içermemesiyle ayırt edilir. Bu metapelitik kayaçlar granat-amfibolit ve amfibol şistlerle yer yer ardalanmalıdır.

Mikaşist

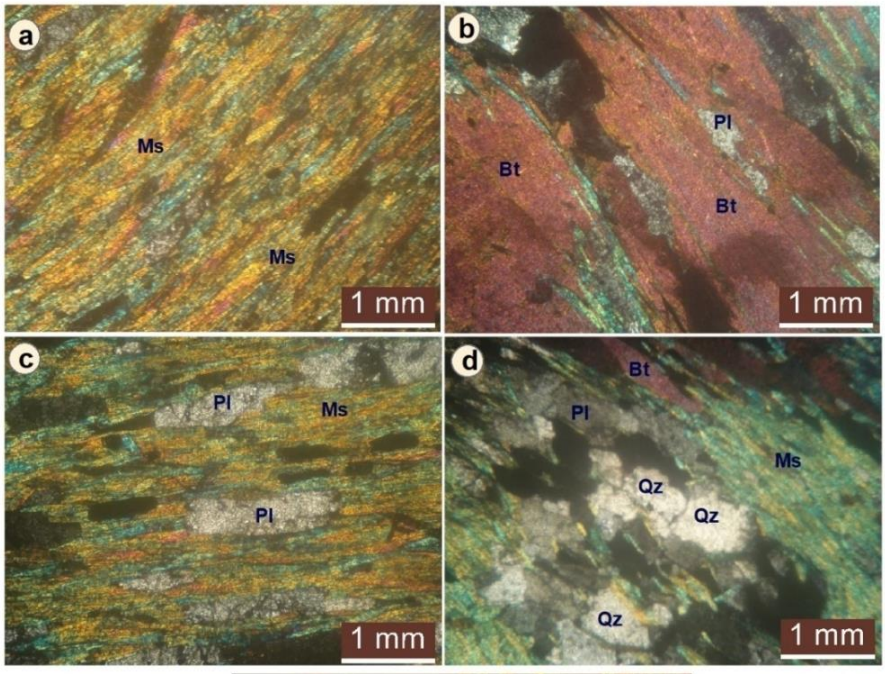
Welayeti formasyonu içerisinde yaygın olarak gözlenir. Çalışma alanının güneyinde granat mikaşist ve granat- disten-mikaşistler ile ardalanma sunar. El örneklerinde yeşilimsi gri ve koyu gri renklerde gözlenir. Mikalar tipik olarak levhamsı yapılıdır. Bazen içlerinde kuvars ve plajioklas mineralleri de ayırt edilmektedir. Birim oldukça sık kıvrımlı yapı gösterir (Şekil 4.15).

Bu kayaçlar ince ve orta tanelidir ve şistozite yapısı açıkça görülür. Bu kayaçlarda muskovit (%50-60), biyotit (%20-30), plajioklas (%10-15), kuvars (%6-10), klorit (%1-5), disten (%1-2) ve tali mineraller (turmalin, sfen, rutil ve hematit; %3) gözlenir.



Şekil 4.15. a) Welayeti formasyonunda mikaşistlerin arazi görünümü, **b**) Welayeti formasyonunda mikaşistlerdeki sık kıvrımlı yapı, Mevkii: Chehelstoon bölgesi civarı

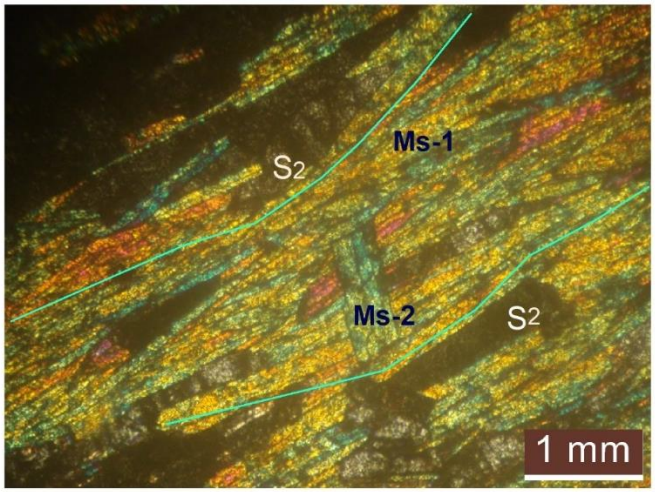
Doku ve mineraloji: Mikaşistler lepidoblastik doku gösterirler. Hakim mineralojik bileşimi; *muskovit + biyotit (yeşil+kahve) + kuvars + plajioklas (albit, andezin) ± Mg-Fe-klorit (ripidolit-piknoklorit) ± disten ± mikroklin ± turmalin ± sfen ± rutil ± hematit*'dir (Şekil 4.16).



Şekil 4.16. Welayeti formasyonunda izlenen mikaşistlerin fotomikrografları. Bt: biyotit, Ms; Muskovit; Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas. a, b, c, d: // nikol

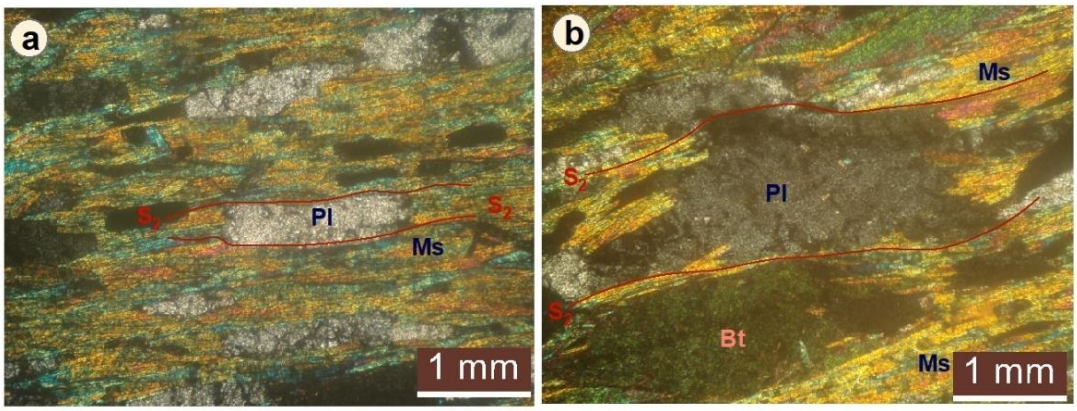
Burada belirtilen minerallerden önemli olanlarının mikroskop gözlemleri aşağıda verilmiştir.

Mikalar; Muskovit ve biyotitten ibarettir. Mikaşistlerin ana bileşenlerini oluştururlar. Tüm örneklerde toplam oranları %80 'den fazladır. ***Biyotitler;*** kahverengi ve nadiren koyu yeşil renklerde görülür. Levhaması ve sub-idoblastik taneler halindedir. Yeşilimsi kahverengiden neredeyse koyu kahverengiye kadar pleokroiktir. Biyotitler bazen gerileyen metamorfizma ile klorite dönüşmüştür. ***Muskovitler;*** Tek nikolde renksiz ve orta röliyef gösterir. Çift nikolde II.-III. Dizilerin çift kırma renklerin sahiptir. Düz sönme gösterir. Biyotit ve muskovit kayacın S_2 foliasyon düzlemini oluşturur (Şekil 4.17). Ayrıca S_2 foliasyon düzlemini kesen posttektonik muskovit kristalleri de izlenmektedir (Şekil 4.17).



Şekil 4.17. Welayeti formasyonunda mikaşistlerde S_2 foliasyonunu oluşturan muskovitler (Ms-1) ve F_2 deformasyon evresine göre posttektonik büyüyen muskovit (Ms-2) kristalleri. // nikol

Plajioklaslar; küçük boyutlu özşekilsiz kristaller halinde izlenir. Bazı plajioklas porfiroblastları muskovit ve nadiren biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyon düzlemi tarafından çepeçevre sarılmıştır. Dolayısıyla bu plajioklaslar F_2 deformasyon evresine göre pretektonik olarak oluşmuştur. Yine bu plajioklasların yer yer S_2 foliasyonunu (F_2 deformasyon evresi) kesmesi, büyümesinin F_2 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini gösterir (Şekil 4.18). Yapılan sönme açısı tayinlerine göre plajioklaslar albit ($Ab_{93}An_{07}$) ve andezin ($Ab_{58}An_{42}$) bileşimindedir.



Şekil 4.18. Welayeti formasyonuna ait mikaşistlerde gözlenen S_2 foliasyonuna göre pretektonik gelişmiş plajioklas porfiroblastları. Bt: Biyotit, Ms:Muskovit, Pl: Plajioklas. // nikol

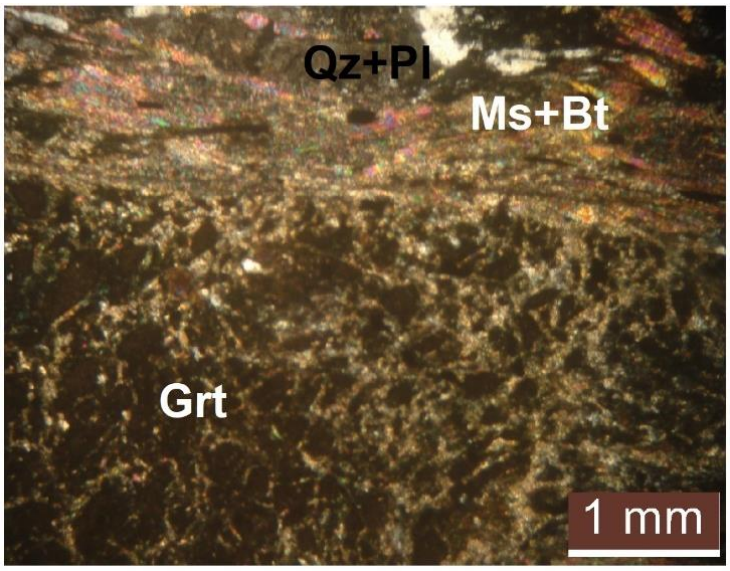
Granat mikaşist

Bu kayaçlar, bol mikalı yapıları ve granat içermesiyle belirgindir. Bölgenin güneyinde; Takhnikum Enstitüsü'nün doğusunda yüzeyler (Şekil 4.19). Birim, Welayeti formasyonunun alt seviyesindeki granat amfibolitlerin üzerinde gözlenmekte olup (Şekil 3.3), Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler tarafından tektonik olarak örtülür (Şekil 3.2 ve Ek-2). Bütün örneklerde gerileyen metamorfizmaya bağlı olarak parlak yeşil görünümlüdür. Bu mikaşistlerde makro düzeyde irili-ufaklı granat minerallerine rastlanılmaktadır.

Şekil 4.19. Welayeti formasyonunda granat-mika şistlerin arazi görünümü. Mevkii: Takhnikum Enstitüsü'nün güneyi

Bu mikaşistler orta ile iri taneli ve kalın şisti yapılıdır. Bu kayaçların ana bileşenini oluşturan mikalar iri levhamsı kristaller olarak görülür. Birim içerisinde muskovit %30-40, biyotit %20-30, plajioklas %10-15, kuvars %6-10, granat %6-10 oranlarındadır.

Doku ve mineraloji: Porfiroblastik, lepidoblastik ve granolepidoblastik dokular gösterirler. Hakim mineralojik bileşim; *muskovit+ biyotit (kahve, yeşil) + granat + kuvars + Mg-Fe-klorit (ripidolit-piknoklorit) + plajioklas ± mikroklin ± turmalin ± sfen ± rutil ± hematit*'dir (Şekil 4.20). Burada belirtilen minerallerden önemli olanlarının mikroskop gözlemleri aşağıda verilmiştir.

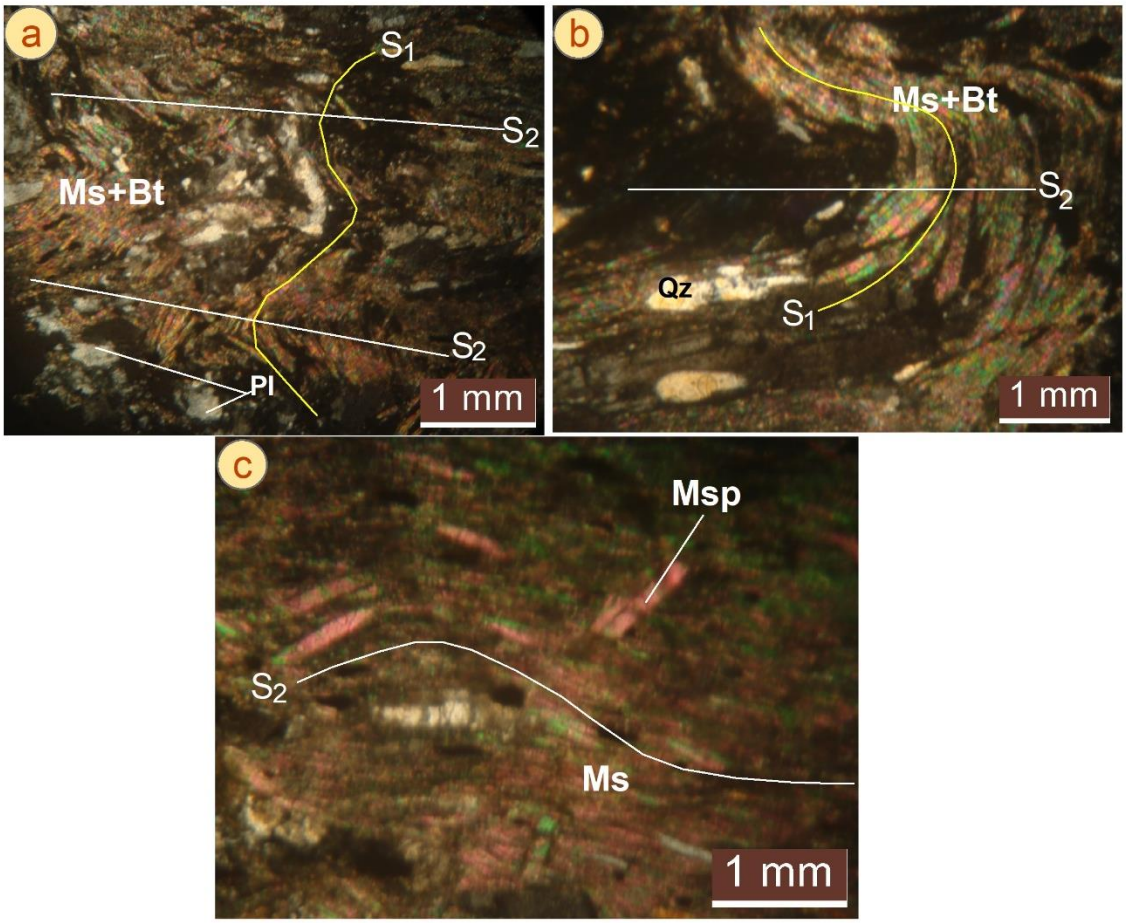


Şekil 4.20. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist. Ms: Muskovit, Bt: biyotit, Grt: Granat, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas. // nikol

Mikalar; muskovit ve nadiren biyotitten ibarettir. Mikaşistlerin ana bileşenlerini oluştururlar. Tüm örneklerde toplam oranları %60 'dan fazladır. Levhamsı biyotitler kahve ve nadiren yeşil renkleri ile tipiktir. Gerileyen metamorfizmayla yer yer klorite dönüşmüştür.

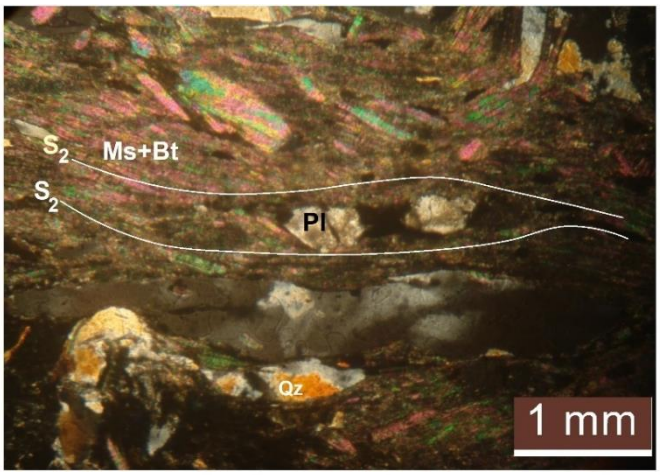
Granat mikaşistlerde, özellikle mika, bazen kloritlerin oluşturduğu iki farklı foliasyon düzlemini görmek mümkündür. Bunlar; ilk evre metamorfizmasıyla oluşmuş birincil foliasyon düzlemleri (S_1) ve ikinci evre metamorfizmasıyla oluşan ikincil foliasyon düzlemleridir (S_2). Kayaçlarda yaygın olarak izlenen S_1 foliasyon düzlemlerinde asimetrik buruşma kıvrımları (kink bant yapıları) tipiktir (Şekil 4.21). Ayrıca, S_2 foliasyon düzlemlerini kesen posttektonik muskovit oluşumları izlenmektedir (Şekil 4.21c). Granat

mikaşistlerde S_1 foliasyon düzlemlerini muskovit, biyotit ve klorit, S_2 foliasyon düzlemlerini muskovit oluşturmaktadır (Şekil 4.21).



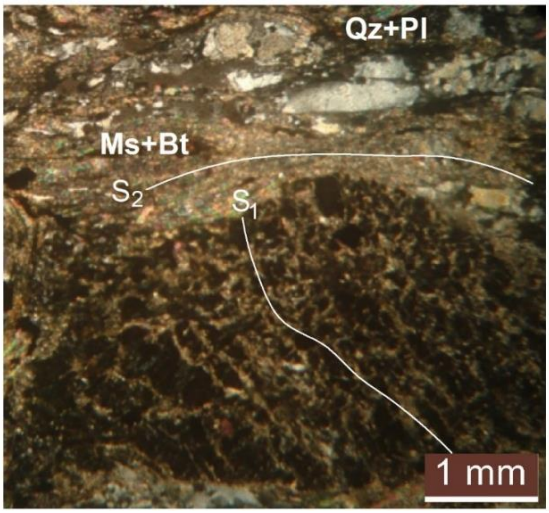
Şekil 4.21. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler. **a ve b)** Granat mikaşistlerde gelişmiş kink-bant yapıları. **c)** Granat mikaşistlerde S_2 foliasyonunu kesen muskovit porfiroblastı (Ms_p) Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Ms: Muskovit, Bt:Biyotit. a,b,c: // nikol

Feldispatlar; Feldispatları plajioklas ve ortoklas oluşturur. ***Plajioklaslar*** özşekilsiz, bazen porfiroblast haldedir. Muskovit ve nadiren biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyon düzlemi tarafından sarılan plajioklas porfiroblastları F_2 deformasyon evresine göre pretektonik olarak kristalleşmiştir (Şekil 4.22). ***Ortoklaslar*** özşekilsiz ve bazen porfiroblast haldedir (Şekil 4.22). Ortoklas ve plajioklaslar gerileyen metamorfizmayla serisite dönüşmüştür (Şekil 4.22).



Şekil 4.22. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistlerde gözlenen S_2 foliasyonuna göre pretektonik plajioklas porfiroblastı. Bt: biyotit, Ms:Muskovit, Pl: Plajioklas. // nikol

Granatlar; soluk kahverengimsi sarı renkli olup almandin bileşimindedir. Bunlar ksenoblastik olarak görülür. Bu granatlar bazen çok büyük porfiroblastlar bazen de daha küçük kristaller halinde izlenir. Granat porfiroblastları muskovit ve nadiren biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyonu tarafından sarılmıştır. Dolayısıyla bunlar F_2 deformasyon evresine göre pretektoniktir (Şekil 4.23). Granat porfiroblastları içerisinde bir yöne uzamış muskovit kapanımları S_1 foliasyonunu oluşturur (Şekil 4.23). Helisitik doku gösteren bu granat porfiroblastları, F_1 deformasyon evresine göre posttektonik gelişmiştir.



Şekil 4.23. Granat mikaşistlerde helisitik dokulu ve S_2 foliasyonuna göre posttektonik gelişmiş granat porfiroblastı, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Ms: Muskovit, Bt: Biyotit, Grt: Granat. // nikol

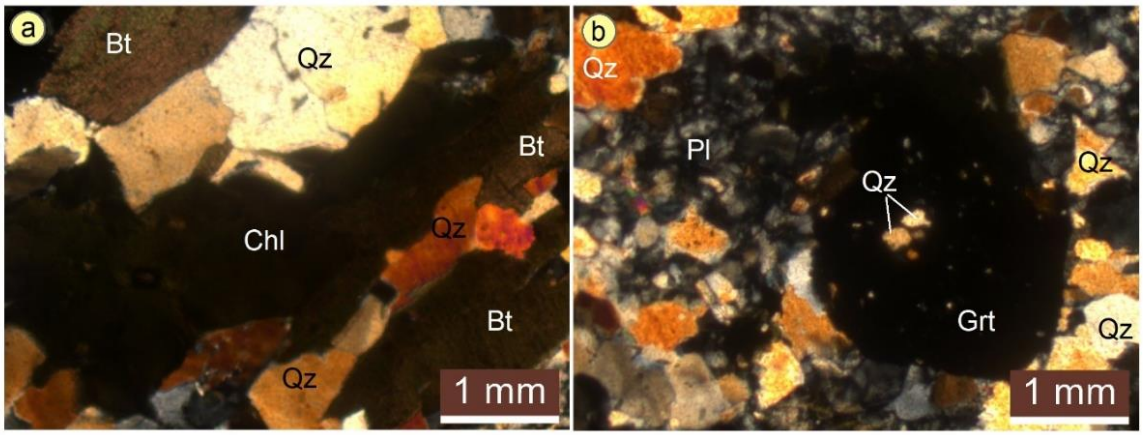
Granat-klorit mikaşist

Bu şistler, bölgenin güneyinde; Takhnikum Enstitüsü'nün doğusunda izlenmektedir (Şekil 4.24). Makro olarak, yeşil ve sarımsı gri, siyah renkler sunan bu kayaçlar, bütün örneklerde gerileyen metamorfizmaya bağlı olarak parlak yeşil görünümlüdür. Bu mikaşistlerde makro, özellikle mikro düzeyde kayaç içerisinde değişen oranlarda irili-ufaklı granat minerallerine rastlanılmaktadır. Orta-iri taneli olan bu kayaçlar kalın şisti yapılıdır (Şekil 4.24). Mikaları muskovit ve biyotit oluşturur.

Şekil 4.24. Welayeti formasyonuna ait granat-klorit mikaşistlerin arazi görünümü. Mevkii: Chehelstoon bölgesi civarı

Bu kayaçlar mineralojik bileşim olarak; kuvars (%20-30), klorit (%8-10), plajioklas (%5-10), biyotit (%5), muskovit (%3-5) ve granat (%5) içerir. Birim folasyonludur.

Doku ve mineraloji: Lepidoblastik ve granolepidoblastik dokular gösterirler. Hakim mineralojik bileşim; *kuvars + Mg-kloritler (penin-klinoklor) + Mg-Fe-klorit (ripidolit-piknoklorit) + biyotit (yeşil, kahve) + granat + plajioklas (albit, andezin) ± muskovit ± sfen ± rutil ± hematit*'dir (Şekil 4.25). Burada belirtilen minerallerden önemli olanlarının mikroskop gözlemleri aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.25. Welayeti formasyonuna ait granat-klorit mikaşistler. Grt: Granat, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Bt: Biyotit ve Chl: Klorit. a ve b: // nikol

Klorit; Granat-klorit-mikaşistlerde yaklaşık % 15 oranına kadar ulaşmaktadır. Bu şistler içerisinde iki farklı klorit oluşumuna rastlanılmıştır. Birincisi, S_2 foliasyon düzlemini oluşturan genelde mavi-kahve anormal çift kırma renkli ve soluk yeşil renkli Mg-kloritlerdir (penin-klinoklor) (Şekil 4.25). Bunlar ilk evre metamorfizmasıyla açığa çıkmış olmalıdır. Diğeri ise, yeşil renkli, anormal kahve çift kırma renkli, levhamsı-yapraksı şekilli, granat ve biyotitten itibaren yeşilşist fasiyesinde gerileyen metamorfizma ile oluşan Mg-Fe kloritlerdir (ripidolit-piknokloritler).

Granat; Porfiroblastlar halinde izlenir (Şekil 4.25). Renksiz-soluk kahverengimsi sarı renkli ve almandin bileşimli olan bu granatlar, genelde özşekilsiz bazen altıgen-sekizgen prizmatik kristaller halindedir. Bu tür granatlar S_2 foliasyonu tarafından sarılmaktadır, dolayısıyla oluşumu F_2 tektonizma (deformasyon) evresinden öncedir (pretektonik). Buna karşılık yer yer S_2 foliasyonunu kesmesi, büyümesinin F_2 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini gösterir. Degişen miktarlarda kuvars ve plajioklas kapanımları içerir. Granatlar bazen klorite dönüşmüştür, bu da retrograd metamorfizmaya işaret eder.

Feldispatlar; Plajioklas ve ortoklas olarak gözlenir. ***Plajioklaslar*** özşekilsiz, küçük kristaller halindedir ve çoğunlukla gerileyen reaksiyonlarla serisite dönüşmüştür. Yapılan sönme açısı tayinlerine göre plajioklaslar albit ($Ab_{94}An_{06}$) ve andezin ($Ab_{54}An_{46}$) bileşimindedir. ***Ortoklaslar*** da özşekilsiz olup küçük kristaller halindedir.

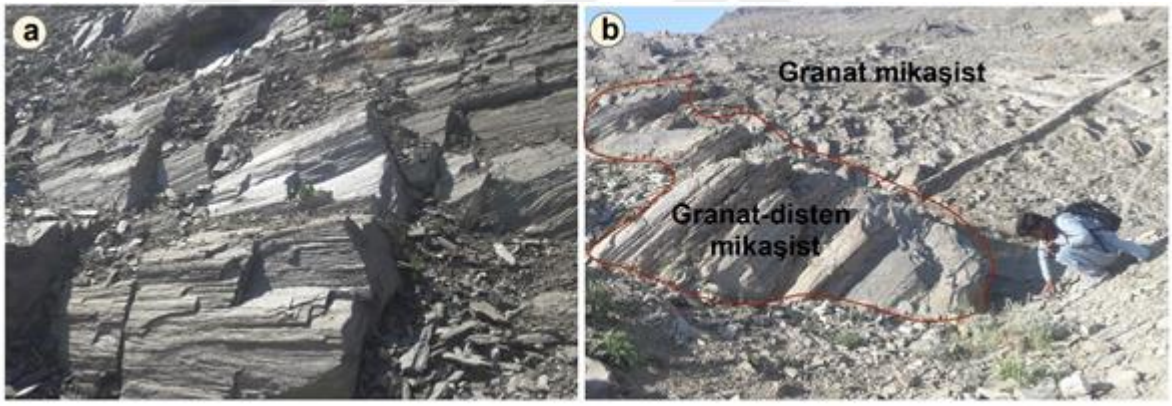
Biyotitler; kahverengi ve nadiren koyu yeşil renklerde görülür. Levhamsı ve sub-idoblastik taneler halindedir (Şekil 4.25). Biyotitler bazen klorite dönüşmüştür.

Granat-disten mikaşist

Birim granat mikaşistler içerisinde araseviyeler halinde gözlenir (Şekil 4.26b). Chehelstoon Mahallesi civarında gözlenen granat-disten mikaşistler, diğer mikaşistlerden disten içermesi ile ayırtedilir (Şekil 4.26).

El örneklerinde gri, koyu mavimsi gri ve yeşilimsi kahverengi renklerde renkte, mikanın levha yapısı açıkça görülebilmekte ve bazen içlerinde kuvars ve plajioklas taneleri de gözlenmektedir.

Orta-iri taneli olan bu kayaçlar kalın şisti yapılıdır (Şekil 4.26). Mikalar, yaygın olarak muskovit, yer yer iri levhamsı kristaller halinde gözlenir.



Şekil 4.26. Welayeti formasyonunda granat-disten mikaşistlerin (**a** ve **b**) ve granat mikaşistlerin (**b**) arazi görünümü. Mevkii: Chehelstoon bölgesi civarı

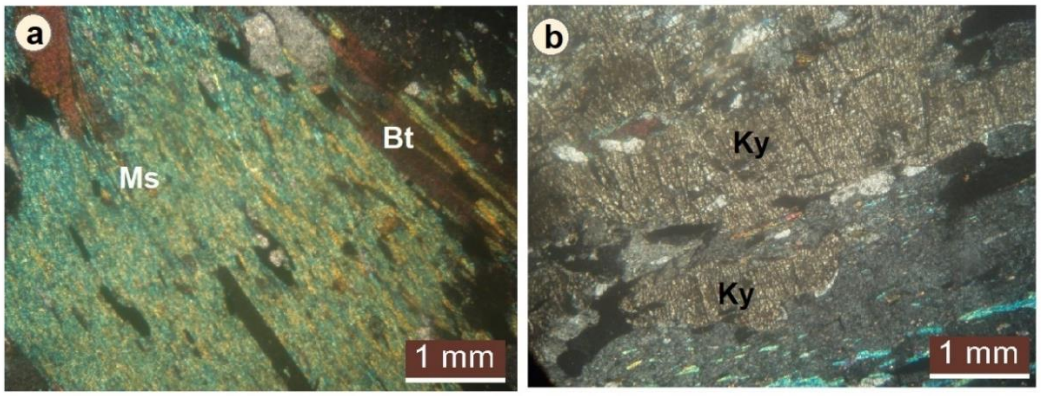
Granat-disten-mikaşistler; muskovit (%50-60), biyotit (%20-30), plajioklas (%10-15), kuvars (%6-10), disten (%5-7) ve granat (%2-5) içerir.

Doku ve mineraloji: Porfiroblastik ve lepidoblastik dokular gösterirler. Hakim mineralojik bileşim; *muskovit + biyotit (kahve) + kuvars + plajioklas + disten + granat ± klorit ± sfen ± rutil ± hematit*'dir (Şekil 4.27).

Burada belirtilen minerallerden önemli olanlarının mikroskop gözlemleri aşağıda verilmiştir.

Mikalar; Muskovit ve biyotitten ibarettir. Mikaşistlerin ana bileşenlerini oluştururlar. Tüm örneklerde toplam oranları %60 'dan fazladır. ***Biyotitler;*** kahverengi olup levhamsı ve sub-idoblastik taneler halindedir. Yeşilimsi kahverengiden neredeyse koyu

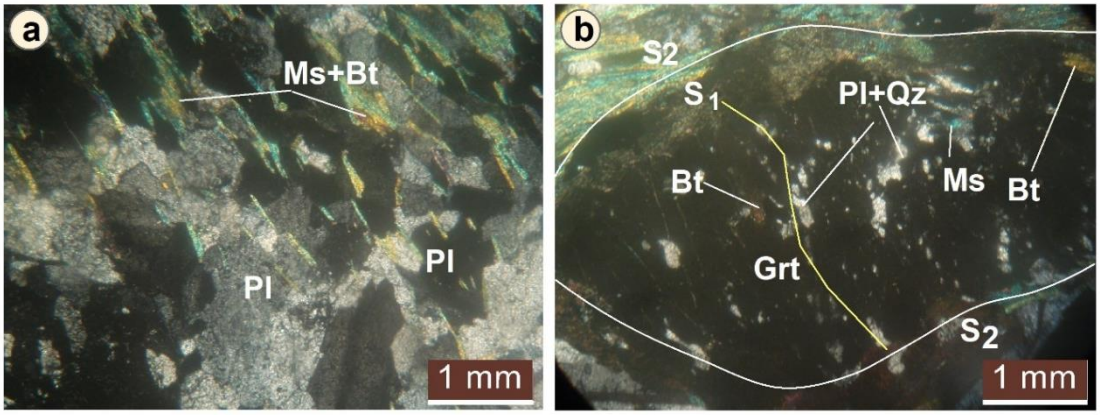
kahverengiye kadar pleokroikdir. Biyotitler gerileyen metamorfizmayla bazen klorite dönüşmüştür. ***Muskovitler;*** levhamsı şekilli, renksiz ve orta röliyeflidir (Şekil 4.27).



Şekil 4.27. Welayeti formasyonuna ait granat-disten mikaşistlerinin fotomikrografları. Ky: Disten, Bt: Biyotit, Ms: Muskovit. a.b: // nikol

Disten; genellikle porfiroblast halde sub-idioblastik ve prizmatik kristaller halindedir (Şekil 4.27). Yüksek röliyefleri, birbirine dik çift yönlü dilinimleri ve düşük açıda eğik sönmeleri (4^o - 8^o) ile belirgindir. Distenler yer yer klorite dönüşmüştür, bu retrograd metamorfizmaya işaret eder.

Granatlar; renksiz soluk kahverengimsi sarı renkli ve almandin bileşimlidir. Bunlar sub-idioblastik olarak görülür (Şekil 4.28).



Şekil 4.28. **a)** Welayeti formasyonuna ait granat disten mikaşistlerde izlenen plajioklas, muskovit ve biyotitler, **b)** Granat disten mikaşistlerde S_2 foliasyonuna göre pretektonik gelişmiş granat porfiroblastı. Grt: granat, Bt: biyotit, Ms: Muskovit, Pl: Plajioklas. a ve b: // nikol

Bu granatlar iri porfiroblastlar olarak gözlenirler. Bol miktarda kuvars, plajioklas ve az miktarda biyotit, muskovit ve apatit kapanımları içerir. Granatlar yer yer klorite dönüşmüştür. Bu da retrograd metamorfizmaya işaret eder. Granat porfiroblastları matris içinde dağılmıştır ve kısmen ana foliasyon tarafından bükülmüştür. Biyotit ve muskovit bu kayaçların ana foliasyonunu (S_2) oluşturur. Granatlar içerisindeki S_1 foliasyonunu oluşturan biyotit ve muskovit kapanımları helisitik doku sunar. Dolayısıyla granatlar F_1 deformasyon evresine göre posttektonik gelişmiştir (Şekil 4.28b). Bazı granat porfiroblastları S_2 foliasyonu tarafından sarılmıştır. Dolayısıyla F_2 deformasyon evresine göre pretektoniktir (Şekil 4.28b). Diğer taraftan, granat porfiroblastlarının S_2 foliasyonunu yer yer kesmesi, oluşumunun F_2 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini gösterir.

3) Kuvarsit

Kuvarsitler inceleme alanında genellikle gri ve beyaz renklerde görülür. Chehelstoon bölgesi doğusunda daha yaygındır (Şekil 3.2 ve Ek-2). Zanburakshah Dağı'na doğru yayılımı azalır ve şist tabakaları arasında tamamen kaybolur. Welayeti formasyonuna ait metapelitikşistlerin hemen hemen her düzeyinde izlenen kuvarsitler, yaygın olarak Welayeti formasyonunun orta seviyelerindeki stavrolit-disten-granat-mikaşitlerle ardalanma sunar. Nadiren tabaka özelliği gösterirler ve tabakalar 10 ila 35 cm arasında kalınlığa sahiptir. Welayeti formasyonundaki kuvarsitin kalınlıkları farklı olup, bazı yerlerde 20 metreye, bazen de 120 ile 140 metreye kadar ulaşmaktadır.

Bu kayaçlarda bazen foliasyon gözlenir. Bunlar kuvarsşist olarak adlandırılmıştır. İçlerinde yer yer granat da bulunur. Şistozite kısımlarında mika ve feldispat mineralleri ortaya çıkmıştır. Bazı durumlarda, kuvarsitler demirce zenginleşmiştir ve bunlar açık sarımsı-açık kırmızımsı bir renk gösterirler.

Bu kayaçlarda bol miktarda kuvars gözlenir. Kuvarsitlerde kuvars miktarı % 55 - 80, plajioklas miktarı % 20'ye kadar olup ortoklas miktarı yüzde 5 ila 20 arasındadır.

Kuvars taneleri özşekilsiz olarak izlenir. Muskovit ve biyotit, bileşimlerinde çok az oranlarda gözlenir. Ayrıca içlerindeki karbonat miktarı % 8'e kadar ulaşır (Şekil 4.29).

***Doku ve mineraloji*:** Granoblastik doku sunan kuvarsitler içerisinde; *kuvars + muskovit ± biyotit (yeşil, kahve) ± plajioklas (albit, andezin) ± mikroklin ± Mg-Fe-klorit ± epidot ± granat ± kalsit ± apatit* minerallerine rastlanılmıştır.

Kuvarsitlerin ana bileşenini oluşturan kuvarsın kayaç içerisindeki oranı %80 ’den fazladır. Levhamsı muskovit ve biyotitler tali oranlarda gözlenir.

Şekil 4.29. Welayeti formasyonunda izlenen kuvarsitler. Mevki: Siyahbini Dağı

4) Stavrolit-disten-granat mikaşist

Çalışma alanının en güney kesiminde görülmektedir. Padoleh ovasının doğusunda yeralan Chehelstoon bölgesi ve Siyahbini Dağı’nın güney tarafında yeralır. Stavrolit-disten-granat mikaşistler, Welayeti formasyonunun orta-üst düzeylerinde izlenir (Şekil 3.3). Bu mikaşistler kahverengi-gri renkli, orta ile iri taneli ve iyi şekilde foliasyon gösteren metamorfik kayaçlardır. Şistoz yapısı iyi gelişmiştir ve tektonik deformasyonun yüksek olduğu alanlarda mikro kıvrımlı görünmektedir. Bu mikaşistlerdeki granatların tane boyutu orta ile iri taneli arasında değişmektedir. Bazen, granat tanelerinin boyutu 3-6 mm arasında izlenir. Bazı örneklerde, stavrolit makro olarak da görülmektedir (Şekil 4.30).

Şekil 4.30. Welayeti formasyonunda izlenen stavrolit-disten-granat mikaşistlerin arazi görünümü. Mevkii:Siyahbini Dağı

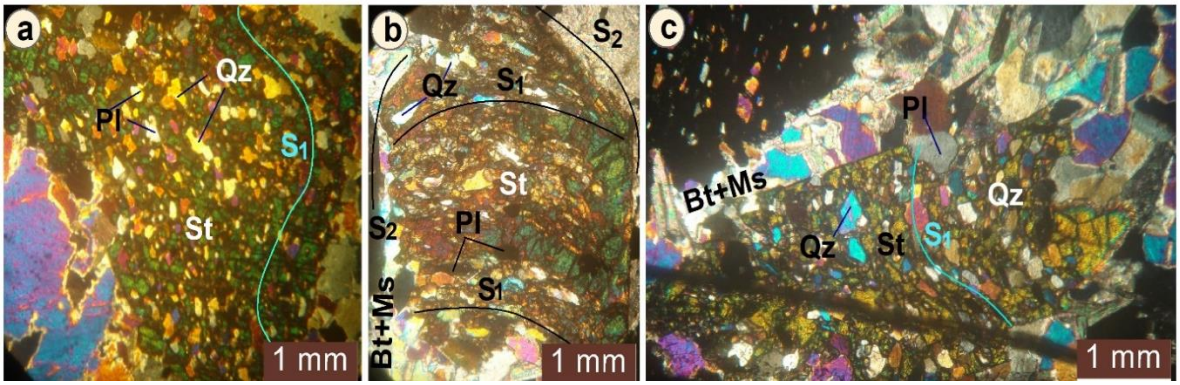
Stavrolit-disten-granat mikaşistler yaygın olarak; muskovit (%20-25), granat (%15-20), kuvars (%10-15), biyotit (%5-10), disten (%15-20), stavrolit (%15-20) ve plajioklas (%10-15)'dan yapılıdır.

Birim Welayeti formasyonunun orta-üst seviyelerinde gözlenir. Granat-amfibolitler, amfibol şistler ve kuvarsitlerle yer yer ardalanma sunar. Birim içerisinde kuvarsit mercek ve ara düzeylerine rastlanılır.

Doku ve mineraloji: Bu kayaçlar porfiroblastik, poikloblastik, lepido-granoblastik, granolepidoblastik, granoblastik ve iskelet dokuları sunar. Stavrolit-disten-granat-mikaşistlerde hakim mineralojik bileşim olarak; *muskovit + granat (almandin) + kuvars + biyotit (Mg-biyotit) + disten + stavrolit + plajioklas (oligoklas, andezin) ± Fe-klorit (piknoklorit) ± rutil ± ilmenit* gözlenmektedir. Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.

Stavrolit; Stavrolitler belirgin sarı - soluk sarı renkli ve yarıözşekilli-özşekilsiz prizmatik şekillidir. Stavrolitler genelde porfiroblast olarak görülürler. Bazen, disten ile birlikte görülür. Stavrolitler genelde bol kuvars kapanımları içerir ve ayrıca plajioklas, mika ve rutil kapanımları da stavrolit perfiroblastlarında görülür. Bazı kuvars kapanımları dalgalı sönme gösterirken, bazıları hizalı ve kısmen sigmoidal (s biçimli) kıvrımlıdır.

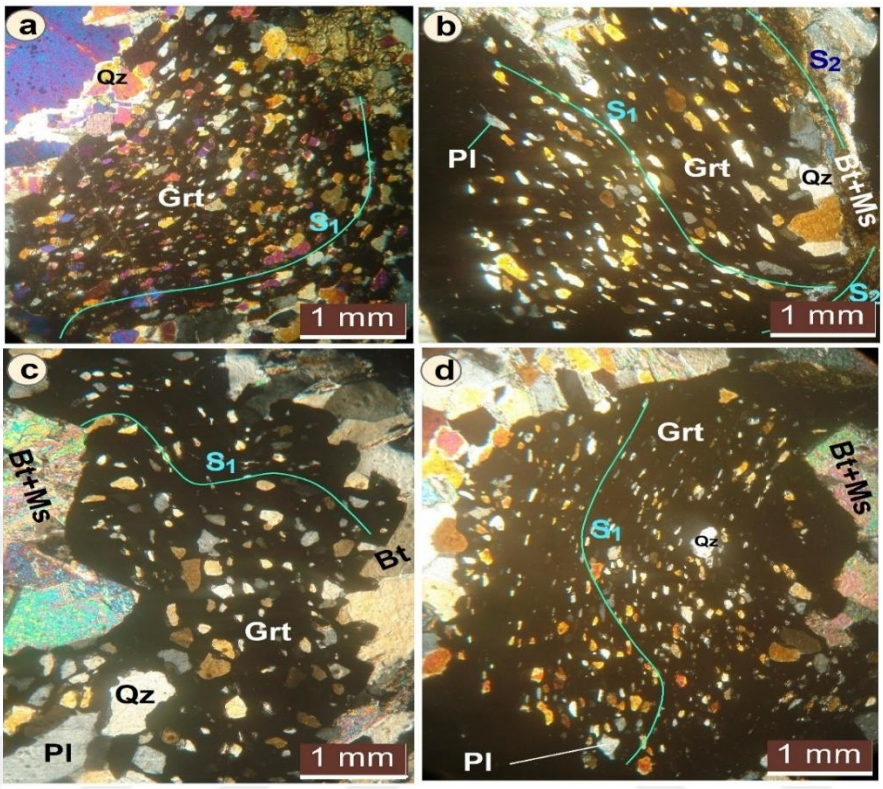
Bu şistlerde stavrolitler, biyotit ve muskovitin oluşturduğu S_2 foliasyonu tarafından kısmen sarılmıştır. Dolayısıyla bunlar F_2 deformasyon evresine göre pretektoniktir. Bu stavrolit porfiroblastları içerisindeki S_1 foliasyonunu oluşturan kahve renkli biyotit, muskovit, apatit, epidot ve ilmenit kapanımları helisitik dokuyu oluşturur (Şekil 4.31b). Helisitik doku bu stavrolitlerin posttektonik olduğunu, yani kristalleşmenin F_1 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini gösterir. Bu stavrolitlerin yer yer S_2 foliasyonunu (F_2 deformasyon evresi) kesmesi ve özşekilli olması, büyümesinin F_2 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini belirtir (Şekil 4.31a ve c).



Şekil 4.31. a, c) Stavrolit-disten-granat mikaşistte F_1 deformasyon evresine göre posttektonik gelişmiş stavrolit porfiroblastı. **b)** Stavrolit-disten-granat mikaşistte gözlenen S_2 foliasyonuna göre pretektonik ve S_1 foliasyonuna göre posttektonik gelişmiş stavrolit porfiroblastı. Bt: Biyotit, Ms:Muskovit, St: Stavrolit, Pl: Plajioklas, Qz: Kuvars, Grt: Granat. a, b ve c: // nikol.

Granatlar; renksiz soluk kahverengimsi sarı renkte olup almandin ($Prb_{10.77}$ $Alm_{78.59}$ $Grs_{8.26}$) bileşimindedir. Granatlarda merkezden kenara doğru gidildikçe grossular içeriği azalmakta, prop ve nispeten almandin içeriği artmaktadır. Bu da merkezden kenara doğru basınç azalmasına işaret eder. Bu granatlar amfibolit fasiyesinde gelişmiş olup, bunlar mikroprob sonuçlarına göre metamorfik kayaçlara aittir (*bkz. 4.2. Mineral Kimyası*). Granatlar ksenoblastik ve sub-idioblastik olarak görülür (Şekil 4.32). Granatlar genelde iri porfiroblastlar olarak gözlenirler. Bol miktarda kuvars, plajioklas ve az miktarda biyotit, muskovit, apatit, epidot ve ilmenit kapanımları içerir. Granatlar gerileyen metamorfizmayla yer yer klorite dönüşmüştür. Granat porfiroblastları kayaç içerisinde dağılmıştır ve kısmen ana foliasyon (S_2) tarafından çepeçevre sarılmıştır. Bazı granat porfiroblastları üst amfibolit fasiyesi şartlarını yansıtan S_2 foliasyonu tarafından sarılmıştır. Dolayısıyla F_2 deformasyon evresine göre pretektoniktir (Şekil 4.32).

Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde granatlar, biyotit ve muskovit oluşturduğu S_2 foliasyonu tarafından kısmen sarılmıştır. Dolayısıyla bunlar F_2 deformasyon evresine göre pretektoniktir. Bu granat porfiroblastları içerisindeki S_1 foliasyonunu oluşturan kahve renkli biyotit, muskovit, apatit, epidot ve ilmenit kapanımları helisitik dokuyu oluşturur (Şekil 4.32). Helisitik doku bu granatların posttektonik olduğunu, yani kristalleşmesinin F_1 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini gösterir. Yine bu granatların yer yer S_2 foliasyonunu (F_2 deformasyon evresi) kesmesi ve özşekilli olması, büyümesinin F_2 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini belirtir (Şekil 4.32).

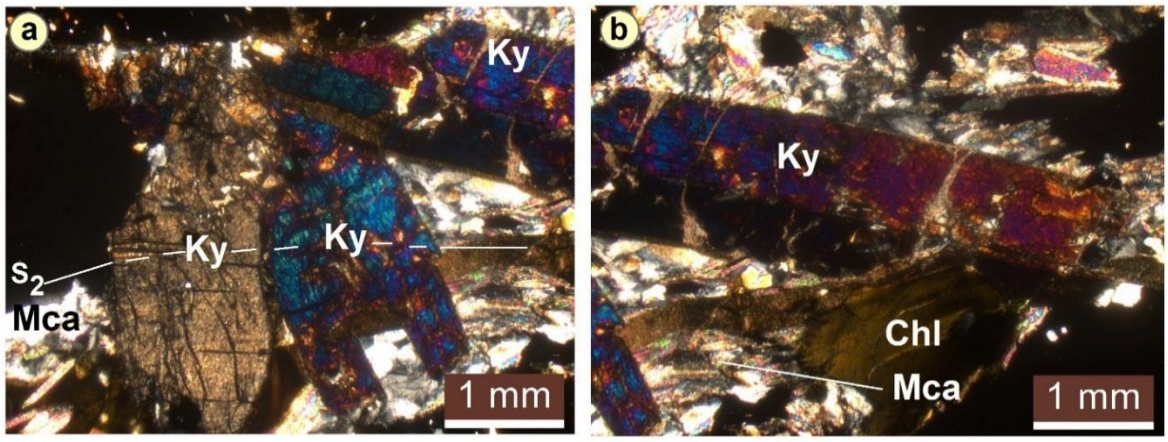


Şekil 4.32. Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistte granat porfiroblastları. **a, c, d)** Stavrolit-disten-granat mikaşistte F1 deformasyon evresine göre posttektonik gelişmiş granat porfiroblastları, **b)** Stavrolit-disten-granat mikaşistte gözlenen S_2 foliasyonuna göre pretektonik ve posttektonik gelişmiş granat porfiroblastı. Bt: biyotit, Ms:Muskovit, Grt: Granat, Pl: Plajioklas, Qz: Kuvars. a, b, c ve d: // nikol

Granatlardan mikroprob verilerine göre yapılan jeotermometre hesaplamalarında, granatlarda merkezden kenara doğru gidildikçe sıcaklık artışı izlenmektedir.

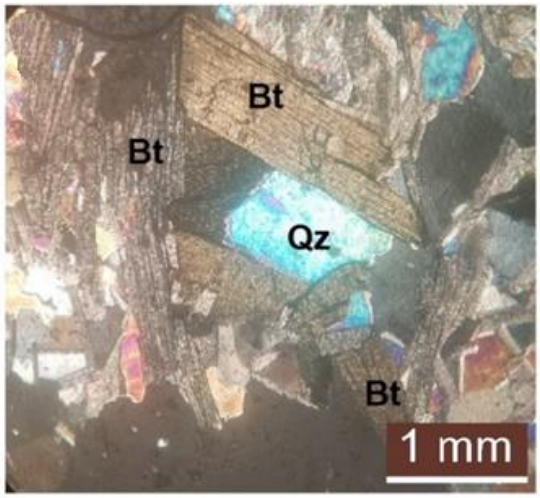
Disten; genellikle bu şistlerde sub-idioblastik ve prizmatik kristaller olarak görülür (Şekil 4.33). Düşük açıda eğik sönmeleri (4^o - 8^o), yüksek röliyefleri ve birbirine dik çift yönlü dilinimleri ile belirgindir. Distenler yer yer klorite dönüşmüştür, bu durum retrograd metamorfizmayı gösterir.

Distenler muskovit ve biyotitin oluşturduğu üst amfibolit fasiyesi şartlarını yansıtan S_2 foliasyonuna paralel olarak izlenir. Bazı özşekilli disten porfiroblastları ise, üst amfibolit fasiyesi şartlarını yansıtan S_2 folasyonununu keserek büyümüşlerdir. Dolayısıyla distenler F_2 deformasyon evresine göre post-tektonik olup, büyümesi F_2 deformasyon evresinden sonra da devam etmiştir (Şekil 4.33).



Şekil 4.33. Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde S_2 foliasyonunu keserek büyüyen disten porfiroblastları. Ky: Disten, Mca: Mika, Chl: Klorit. a ve b: //nikol

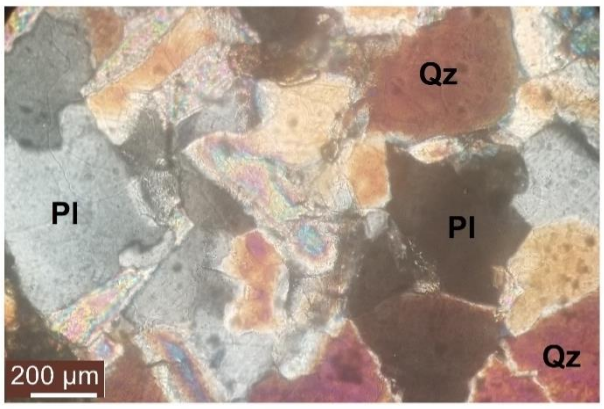
Mikalar; biyotit ve muskovitden yapılıdır. ***Muskovitlerin*** bir kısmı iri levhaması şekilli kristaller halindedir. ***Biyotitler*** kahverengi ve nadiren koyu yeşilimsi kahve renklerde olup Mg-biyotit bileşimindedir. Muskovit ve biyotit bu kayaçların ana foliasyonunu oluşturmaktadır. Biyotitlerde yer yer klorite dönüşümler izlenir. Bu durum, biyotitten sonra klorit oluşumu ile işaretlenen retrograd metamorfizmayı gösterir (Şekil 4.34).



Şekil 4.34. Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki mikalar. Bt: Biyotit, Qz: Kuvars. //nikol

Plajioklas; Çoğunlukla sub-idiyoblast - kesnoblast kristaller halindedir. Bu kayaçlar içerisindeki plajioklas miktarı çok düşüktür (Şekil 4.35). Yapılan sönme açısı

tayinlerine göre plajioklaslar oligoklas ($An_{77}An_{23}$) ve andezin ($Ab_{67}An_{33}$, $Ab_{59}An_{41}$) bileşimlidir.



Şekil 4.35. Welayeti formasyonuna ait stavrolit - disten -granat mikaşistlerde plajioklas ve kuvars. Pl: Plajioklas, Qz: Kuvars. //nikol

Klorit: Kloritler son evre metamorfizma ürünü olarak granat, biyotit ve distenden itibaren yeşilşist fasiyesinde gerileyen metamorfizma ile ortaya çıkmıştır. Kloritler yeşil renkli, anormal çift kırma renkli, levhaması-yapraksı şekilli olup, muhtemelen Fe-klorit (piknoklorit) bileşimindedir.

4.1.1.2. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık

Chehelstoon Mahallesi doğusunda Sherderwaza formasyonu Welayeti formasyonu üzerinde tektonik bir dokanakla yer alır (Şekil 3.2 ve 4.2). Welayeti formasyonunun tabanı inceleme alanında izlenememiştir. Yoğun metamorfizma ve deformasyon olayları nedeniyle formasyonunun kalınlığı kesin olarak tespit edilememiştir. Buna karşılık Welayeti formasyonunun yaklaşık 3000 m kalınlığa sahip olduğu düşünülmektedir.

4.1.1.3. Yaş

Faryad ve diğ. (2016), Welayeti formasyonuna ait amfibol gnays / amfibolitlerde uzun prizmatik zirkondan 0.5-0.6 Gpa (Kambriyen-Neoproterozoyik) ve mikaşistlerde yer alan biyotitden Ar-Ar verilerine göre 0.83-0.90 Ga (Neoproterozoyik) amfibolit fasiyesi metamorfizma yaşları belirlemişlerdir.

Welayeti formasyonunun, çalışma alanının güneyindeki Chehelstoon Mahallesi doğusunda sınırı izlenen (Ek-2, Şekil 4.2) Paleoproterozoik-Neoproterozoyik (?) protolit yaşlı Sherderwaza formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenmiştir. Sherderwaza

formasyonunun stratigrafik gelişimine baktığımızda; alt-orta seviyelerde metabazit-metakarbonat-kuvarsit ara seviyeleri ve mercekleri içeren yaygın metasemipelitik-metapsammitik paragnayslardan, üst seviyelerde ise metabazit ara düzeyli metapelitikşistlerden (mikaşist) yapılı olduğu görülür (Şekil 3.3). Welayeti formasyonu ise; Sherderwaza formasyonunun üst seviyelerine benzer şekilde, metabazit ve kısmen kuvarsit ara seviyeleri ve mercekleri içeren yaygın metapelitikşistlerden (mikaşist) yapılıdır (Şekil 3.3).

Diğer taraftan, Sherderwaza ve Welayeti formasyonlarının metamorfizma şartlarına baktığımızda; her iki formasyonunda başlangıçta epidot-amfibolit fasiyesinden amfibolit fasiyesine doğru Neoproterozoyik yaşlı ilerleyen amfibolit fasiyesi metamorfizmasına uğradıkları, daha sonra bölgenin yükselmesi sonucu her iki formasyonun da gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya maruz kaldığı görülmektedir (*bkz. 4.3. Metamorfizma*).

Bu nedenle, Sherderwaza ve Welayeti formasyonlarının stratigrafik gelişimi ve metamorfizma şartları açısından benzerliği bizi şu yoruma götürmektedir: Başlangıçta, Paleoproterozoyik-Neoproterozoyik (?) zamanda, altta Sherderwaza formasyonuna ait litolojiler üstte ise Welayeti formasyonuna ait litolojiler olmak üzere, bu formasyonlar aynı stratigrafik seviyede yer almaktaydı. Tüm bu litolojiler (Sherderwaza ve Welayeti formasyonları) Neoproterozoyik'de amfibolit fasiyesinde ilerleyen metamorfizmaya uğradı. Daha sonra, Kabil Bloğu'nun Lut Bloğu, Alborz, Sanandaj-Sirjan ve diğer bloklarla (İran'daki mikro bloklar) birlikte, Geç Kretase-Erken Paleojen sırasında Avrasya ile çarpışması sonucu, Kabil Blok'da gelişen sıkışmalar - naplaşmalarla istifte kopmalar olmuş ve Sherderwaza formasyonu, başlangıçta aynı stratigrafik seviyede ve üstünde yeralan Welayeti formasyonunu tektonik olarak üzerlemiştir (Ek-2, Şekil 4.2). Daha sonra her iki formasyon da gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Stratigrafik olarak altta bukunması gereken, buna karşılık, sıkışma-naplaşmalar sonucu tektonik dokanakla Welayeti formasyonunu üzerleyen Sherderwaza formasyonunun Welayeti formasyonu ile birbirine uyumlu foliasyon göstermesi, bölgede Geç Kretase-Erken Paleojen'deki sıkışma-naplaşmalarla eş zamanlı veya daha sonra gelişen yeşilşist fasiyesindeki metamorfizma etkisiyle olmalıdır. Bölgede, Kabil Bloğu üzerinde

metamorfizma etkileri göstermeyen en genç birim Miyo-Pliyosen yaşlı Lataband formasyonudur. Dolayısıyla, yeşilşist metamorfizmasının yaşı Geç Paleojen olmalıdır.

Tüm bu verilere göre, Welayeti formasyonunun protolit yaşı, Sherderwaza formasyonuna benzer şekilde muhtemelen Paleoproterozoyik-Neoproterozoyik (?) olmalıdır.

4.1.2. Anjerak formasyonu

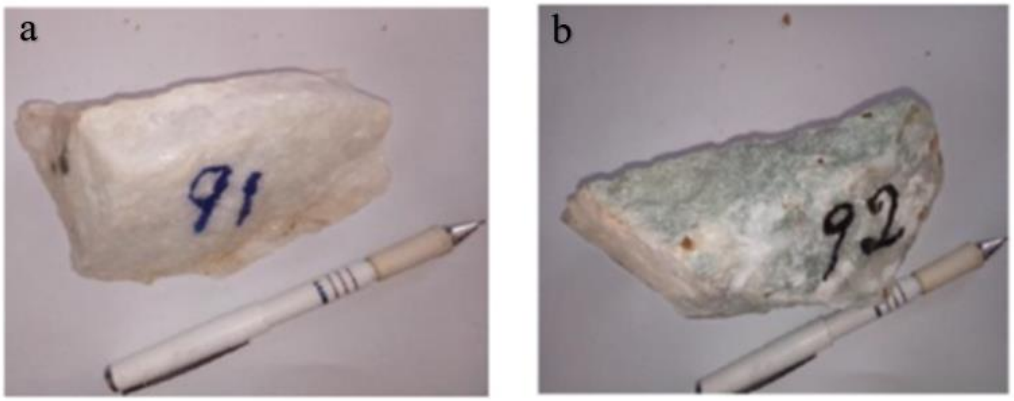
Birim; olivinli mermer, tremolit mermer ve kalkşistden oluşur (Şekil 3.1, Şekil 3.3 ve Ek-1). Yer yer kalksilikatik ara seviyeler içerir. Çalışma alanında olivin mermerler Khair Khana Dağları doğu ve batı kesimlerinde, Ayina Barfi Dağı kuzey ve doğusunda, 315 Aileler Mahallesi kuzeyinde yüzeyler. Özellikle Hazara Baghal Mahallesi civarı, Kariz-e-mir Mahallesi doğusu ve Khair Khana Dağları doğusunda yüzeyleyen mermerler içerisinde yer yer iri granat kristalleri içeren kalksilikatik araseviyeler gözlenir. Bunlar, mermerler içerisindeki kontak metamorfik (metasomatik) oluşumlardır. 315 Aileler Mahallesi kuzeyinde izlenen olivin mermerler yaklaşık 5 km^2'lik bir alanı kaplar. Bu mermerlerin kalınlıkları 50 ile 250 m arasında değişmektedir (Şekil 4.36).

Şekil 4.36. Anjerak formasyonuna ait olivinli mermerlerin arazi görünümü. Mevki: Khair Khana Dağları

4.1.2.1. Litoloji ve Petrografi

Mermerlerde üç farklı stratigrafik seviye ayırt edilmiştir. Bunlar alttan üste doğru; koyu-siyah renkli mermer, yeşilimsi beyaz renkli mermer ve iri taneli beyaz mermerlerdir. Beyaz mermerler daha masiftir.

Olivinli mermerlerin ana bileşenleri kalsit ve kısmen dolomitdir (Şekil 4.37a). Bu mermerler beyaz ve açık yeşil olmak üzere iki farklı renktedir. Bu mermerler yaygın olarak kalsit, dolomit, olivin ve flogopit içerir. Genelde iri tanelidirler. Özellikle 315 Aileler Mahallesi kuzeyinde izlenen tremolit mermerler oldukça belirgin yeşil renkli ve yer yer iri granat kristallidir (Şekil 4.37b). Tremolit mermerlerin ana bileşenleri dolomit ve kalsitdir. Bu mermerler açık yeşil renktedir. İçerisinde gözlenen diğer yaygın mineraller tremolit, flogopit ve yer yer granatdır.



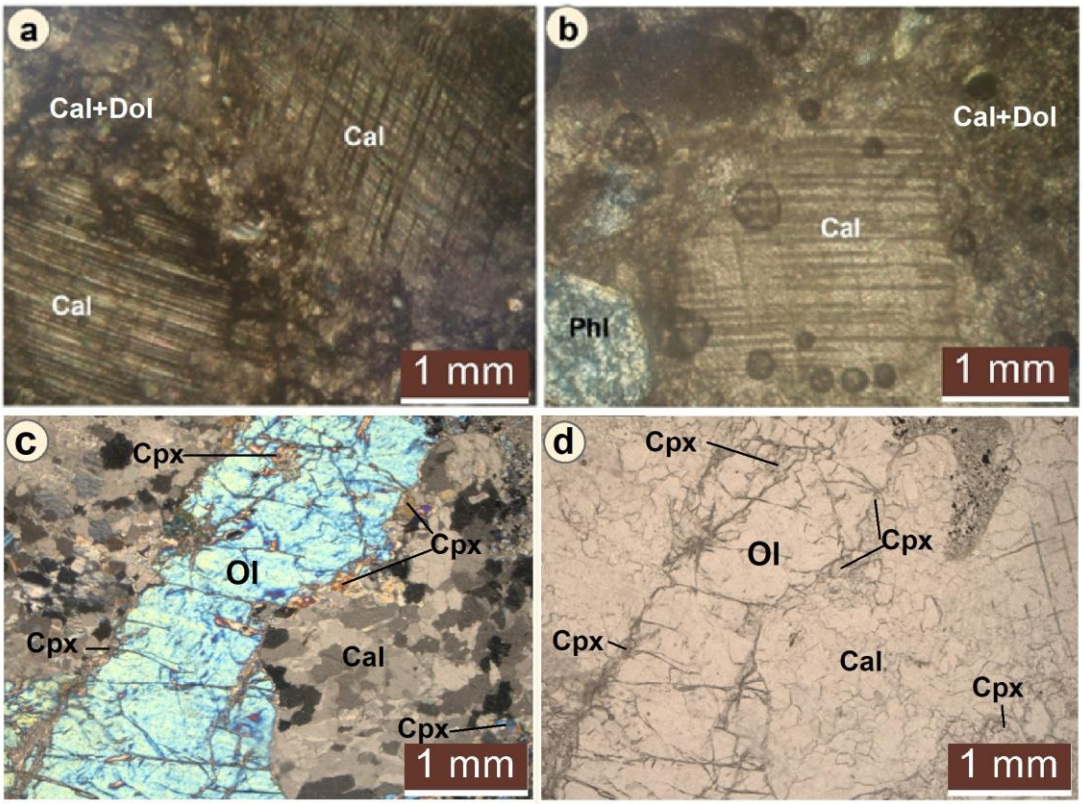
Şekil.4.37. a) Khair Khana Dağları doğusunda izlenen olivinli mermer, **b**) 315 Aileler Mahallesi kuzeyinde izlenen iri granat kristalli yeşil tremolit mermer

Olivin mermerler mineralojik bileşim olarak; kalsit (%55-65), dolomit (%15-20), olivin (%5-10), flogopit (%5-7), klinoproksen (diyopsit) (3-5%), tremolit (%4), klinohumit (%1-2), talk (%2), kuvars ve apatit içerir.

Doku ve mineraloji: Granoblastik ve porfiroblastik dokular ile daha az oranda lepidogranoblastik doku sunar. Bu mermerlerde hakim mineralojik bileşim olarak; *kalsit + dolomit + olivin ± klinoproksen (diyopsit) ± tremolit ± flogopit ± klinohumit ± talk ± kuvars ± apatit* gözlenmektedir (Şekil 4.38).

Olivinli mermerler içerisindeki kalsitler genelde özşekilsiz olup nadiren poligonaldir. Mükemmel bölünmelere sahip kalsit, bazen polisentetik ikizlenme gösterir (Şekil 4.38c ve d). Dolomitler ise genelde romboeder görünümlü özşekilli yer yer özşekilsiz kristaller halindedir. Olivinler özşekilsiz-yarıözşekilli prizmatik kristaller halinde olup bol çatlaklıdır. Gerileyen reaksiyonlarla kenarlarından ve çatlaklarından itibaren klinoproksene (diyopsit) dönüşmüştür (Şekil 4.38c ve d).

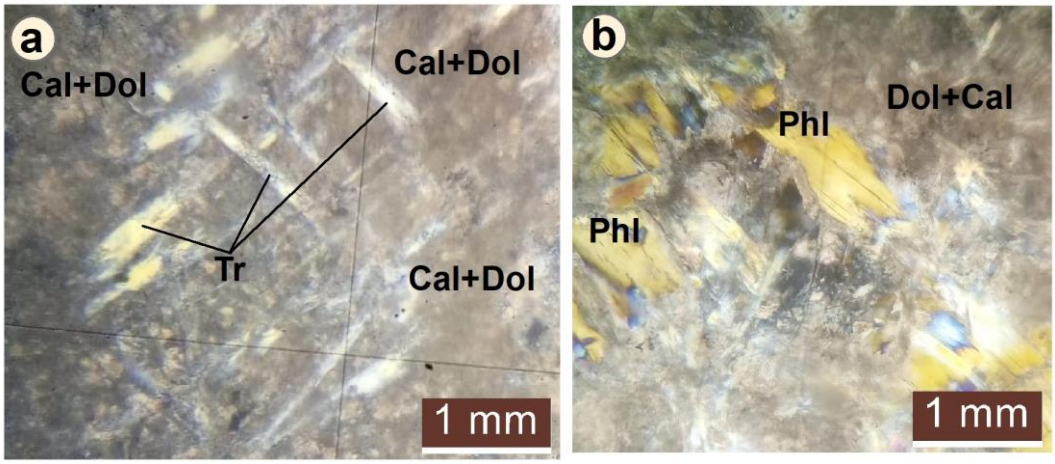
Olivin mermerler içerisindeki klinoproksenler genelde özşekilsiz-yarı özşekilli prizmatik kristaller halindedir. Renksiz – çok soluk sarımsı renkleri ve 43º-44º eğik sönmeleri ile muhtemelen diyopsit bileşimindedir (Şekil 4.38c ve d). Flogopitler renksiz, sarımsı yeşilimsi renkli ve belirgin pleokroiktir. Genelde levhamsı, yer yer psödoheksagonal görünümlü altıgendir (Şekil 4.38b). Tremolitler ince prizmatik – yer yer lifsi, şekilli, soluk yeşil renk ve düşük açılı eğik sönmeleri ile belirgindir. Tremolitler olivin ve klinoproksenlerden itibaren gerileyen reaksiyonlarla açığa çıkmış olmalıdır. Klinohumit yeşilimsi sarı renkli ve nispeten belirgin pleokroiktir. Yüksek rölyeflleri ve genelde levhamsı şekilleri ile belirgindir. Olivinli mermerler içerisinde tali miktarlarda izlenen talklar pulsu – özşekilsiz, düşük röliyefli ve yüksek çift kırmalıdır. Talklar flogopitten itibaren gerileyen reaksiyonlarla ve/veya dolomit+kuvars'dan itibaren açığa çıkmış olmalıdır.



Şekil 4.38. Anjerak formasyonuna ait olivinli mermerlerin mikrofotografı. Cal: Kalsit, Dol: Dolomit, Ol: Olivin, Cpx: klinoproksen (diyopsit), Phl: Flogopit. a, b, c: // nikol ve d: / nikol

Tremolit mermerler mineralojik bileşim olarak; dolomit (%35-45), kalsit (%30-40), tremolit (%10-20), flogopit (%10-15), granat (%1-3), talk, kuvars ve apatit içerir. Kayaçta ince taneli dolomit kristalleri görünür. Bu mermerler, granoblastik ve porfiroblastik dokular ile daha az oranda lepidogranoblastik dokular sunar (Şekil 4.39). Tremolit mermerler *dolomit + kalsit + tremolit ± flogopit ± granat ± talk ± kuvars ± apatit* mineral parajenezi ile belirgindir.

Tremolit mermerlerin ana bileşenini oluşturan kalsit ve dolomitler, çok yüksek çift kırmaları ve özşekilsiz (kalsit) – bazen özşekilli (dolomit) olmaları ile belirgindir. Dolomitler genelde romboeder görünümlü özşekilli yer yer özşekilsiz kristaller halinde, kalsitler ise çoğunlukla özşekilsizdir. Bu karbonat minerallerinde yer yer ikizlenmeler karekteristiktir. Bu kayaçlar içerisindeki tremolitler ince prizmatik – lifsi şekillidir (Şekil 4.39a). Çok soluk yeşil renkleri ve düşük açılı eğik sönmeleri ile belirgindir.



Şekil 4.39. Anjerak formasyonuna ait tremolit mermerlerin fotomikrografları. Tr: Tremolit, Dol: Dolomit, Cal: Kalsit, Phl: Flogopit. a, b: // nikol

Tremolit mermerlerdeki flogopitler renksiz, sarı renkli ve belirgin pleokroik olup levhamsı şekiller sunar (Şekil 4.39b). Kayaç içerisinde tali oranlarda gözlenen granatlar çoğunlukla porfiroblast haldedir. Yine tali oranlarda izlenen, özşekilsiz ve yüksek çift kırmaları ile belirgin talklar, flogopit ve tremolitten itibaren gerileyen reaksiyonlarla ve/veya dolomit+kuvars'dan itibaren açığa çıkmış olmalıdır.

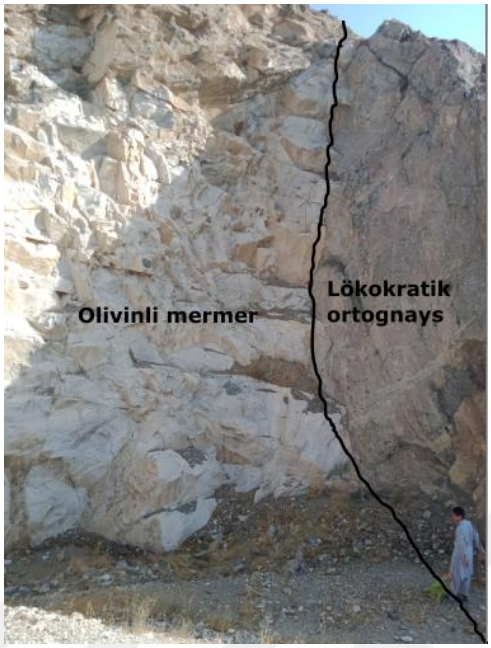
Çalışma alanında, mermerlerin içerisinde muskovit oranının arttığı yerlerde kalkşistler açığa çıkar (Şekil 4.40). Kalkşistler belirgin foliasyonlu olup bu foliasyonlar mermerlerin tabaka düzlemlerine paraleldir. Granolepidoblastik dokuları ile belirgin

kalkşistler, *kalsit* + *muskovit* + *klorit* mineral topluluğu ile belirgindir. Ana bileşeni kalsitlerden yapılı olan bu kayaçlar içerisinde %25 ‘e kadar muskovit gözlenir. Kloritlerin oranı ise %5-7 arasındadır.

Şekil 4.40. Khair Khana Dağları’nın güneydoğusunda izlenen mermer ve kalkşistler

4.1.2.2. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık

Anjerak formasyonu, inceleme alanının kuzeyinde Khair Khana Dağları ve Ayina Barfi Dağları civarında (Şekil 3. 1 ve Ek-1), Khair Khana Dağları ortognaysı tarafından kesilmekte, Sherderwaza formasyonu paragnaysları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Çalışma alanında Anjerak formasyonu ile Kasaba Dağları mesokratik ortognayları arasında sınır ilişkisi gözlenmemiştir. Buna karşılık, mineral parajenezlerine göre 850 ^{o}C ‘den yüksek sıcaklıklarda metamorfize olmuş Anjerak formasyonu, jeotermobarometre hesaplamalarına göre 763-870 ^{o}C sıcaklık şartlarında metamorfizmaya uğramış Kasaba Dağları ortognaysları altında yeralmış olmalıdır (Şekil 3.3). İnceleme alanının güneyindeki haritalama alanında Anjerak formasyonu gözlenmemektedir (Şekil 3.2 ve Ek-2). Anjerak formasyonunun Welayeti formasyonuyla sınır ilişkisi gözlenmemekle birlikte; Anjerak formasyonunun Sherderwaza formasyonu altında uyumsuzlukla yeralması ve inceleme alanının güneyinde Sherderwaza formasyonunun Welayeti formasyonunu tektonik olarak üzerlemesi gözönüne alındığında, tektono-stratigrafik olarak Anjerak formasyonu Welayeti formasyonu üzerinde tektonik bir dokanakla yerleşmiş olmalıdır (Şekil 3.3). Anjerak formasyonun kalınlığı, en kalın yüzeylemelerinin gözlendiği Khair Khana Dağları civarına istinaden, yaklaşık 400 m ‘dir (Şekil 4.41).



Şekil 4.41. Anjerak formasyonuna ait olivinli mermer ve Khair Khana Dağları ortognaysı. Mevki: Khair Khana Dağları

4.1.2.3. Yaş

Anjerak formasyonunun protolit yaşıyla ilgili kesin bir veri yoktur. Faryad ve diğ. (2016), Sherderwaza formasyonu içerisinde tanımladıkları kalksilikatik mermerlerde yer alan fologopitde, Ar-Ar verilerine göre 1.5 -1.6 Ga Paleoproterozoyik metamorfizma yaşı belirlemişlerdir. Yukarıda, *4.1.2.1. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık* bölümünde de belirtildiği gibi, Anjerak formasyonu, Paleoproterozoyik protolit yaşlı Khair Khana Dağları ortognaysı ve Neoarkeen protolit yaşlı Kasaba Dağları ortognaysı altında bulunması nedeniyle, muhtemelen Eo-Mezoarkeen protolit yaşlı olmalıdır (Ek-1, Ek-2 ve Şekil 3.3).

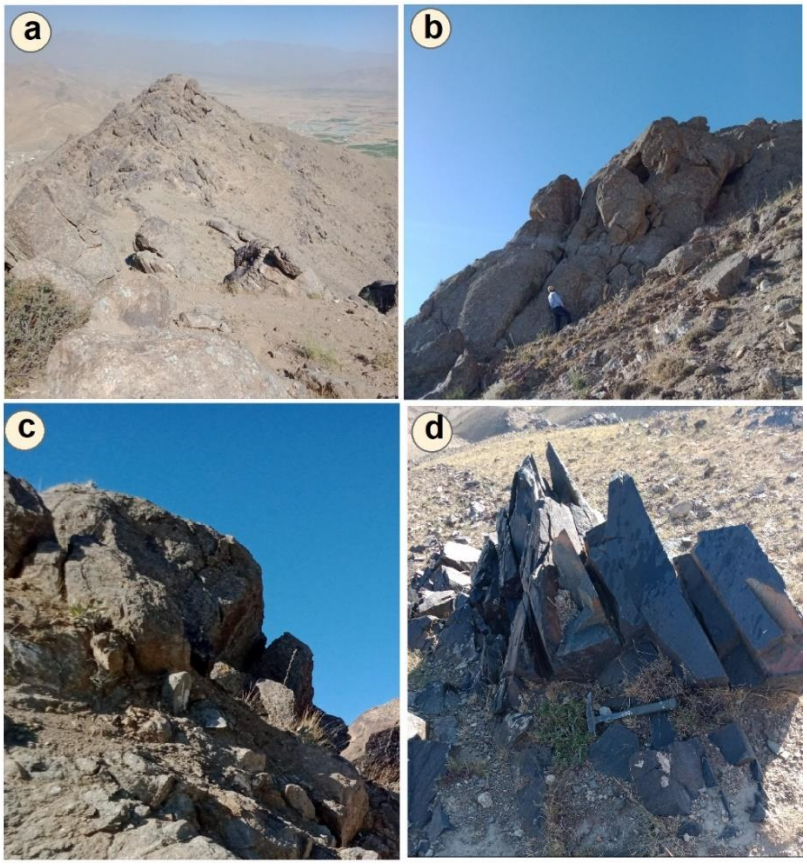
4.1.3. Kasaba Dağları ortognaysı

Birim, amfibolit ara tabakalı, yer yer anateksinin izlendiği mesokratik ortognayslardan oluşur. Çalışma alanında yaygın olarak Kasaba Dağı civarında gözlenen mesokratik ortognaysların yayılımı, doğuya doğru, Khawja Bughra Mahallesi kuzeyine kadar ulaşmaktadır (Şekil 3.1 ve Ek-1). Birim içerisindeki amfibolit düzeyleri, özellikle Kasaba Dağları civarı ve 500 Aileler Mahallesi kuzeyinde mesokratik ortognayslar içerisinde oldukça yaygın ara seviyeler ve mercekler halinde izlenir (Şekil 4.42d).

4.1.3.1. Litoloji ve Petrografi

1. Mesokratik ortognays

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar gri – nispeten koyu gri renkli, iri-çok iri taneli, genelde masif, yer yer foliasyonludur (Şekil 4.42a, b, c ve 4.43a). Bu ortognayslar, SCMR (Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks) isimlendirme şemasına göre "mesokratik ortognays" olarak adlandırılmıştır. Bu kayaçlar, yaygın olarak, koyu renkli minerallerden granat ve biyotit içermektedir. Bu nedenle, SCMR'nin önerdiği isimlendirme kılavuzuna göre, bu kayaçlar aynı zamanda "granat-biyotit ortognays" olarak adlandırılmıştır. El örneklerinde oldukça sert yapıdadır. Yaygın olarak biyotit ve granat varlığından dolayı nispeten koyu gri bir renge sahiptir. Makro örneklerde kahverenkli granat porfiroblastları belirgindir (Şekil 4.42 ve 4.43a).

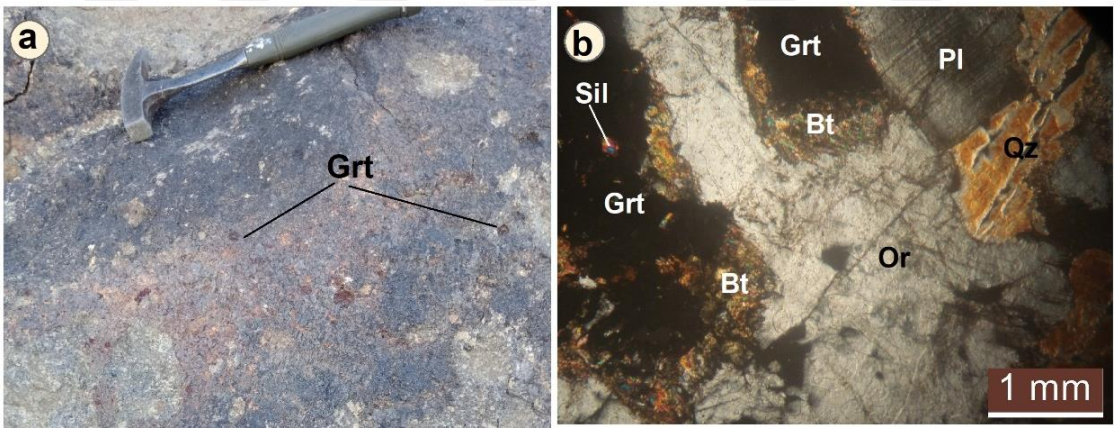


Şekil 4.42. a, b, c) Kasaba Dağları ortognaysının arazi görünümü, Mevki: Kasaba Dağları, **d)** Kasaba Dağları civarında ortognays içerisindeki amfibolit düzeyi

Bu ortognayslar, ileride, "*4.2. Mineral Kimyası*" ve "*4.3. Metamorfizma*" bölümlerinde ayrıntılı olarak anlatıldığı gibi, başlangıçta granulit fasiyesi metamorfizmasına, daha sonra bunu takip eden, sırasıyla, amfibolit ve yeşilşist fasiyesi metamorfizmalarına uğramıştır. Dolayısıyla, bu ortognayslar aynı zamanda "*granulitik ortognays*" olarak da adlandırılabilir.

Bileşimlerinde plajioklas (%25-30), ortoklas (%15-20), kuvars (%10-30), biyotit (%20), granat (%10), mikroklin (%2), %2'ye kadar sillimanit, ayrıca tali oranlarda muskovit ve klorit gözlenir (Şekil 4.43b).

Doku ve mineraloji: Mesokratik ortognayslar porfiroblastik, granolepidoblastik ve granoblastik dokularla karekteristiktir. Bu gnayslarda hakim mineralojik bileşim olarak; *plajioklas (albit, andezin, bitovnit) + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + kuvars + biyotit (kahve, yeşil) + granat (almandin) + sillimanit ± hornblend (çermakit) ± muskovit ± klorit ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit* gözlenir (Şekil 4.43b). Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.



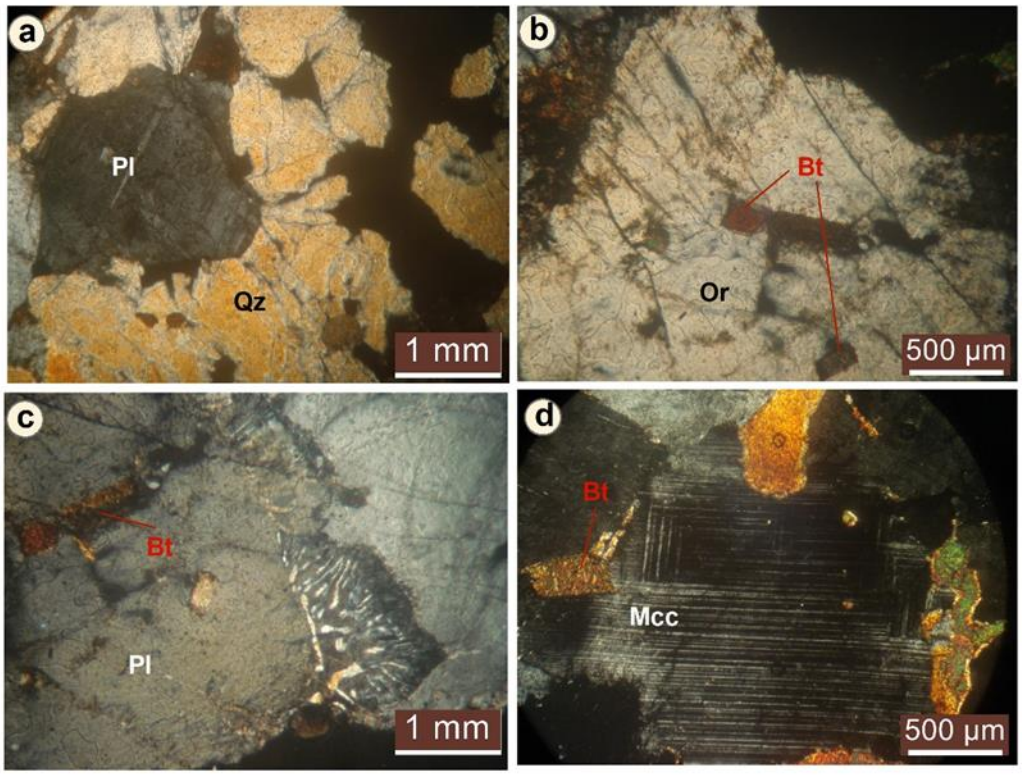
Şekil 4.43. Kasaba Dağları mesokratik ortognaysların; **a)** arazi görümünü, **b)** fotomikrografı. Or: Ortoklas, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Grt: Granat, Sil: Sillimanit. Bt: Biyotit, b: // nikol

Feldspatlar; bu kayaçlar içerisinde plajioklas, ortoklas ve mikroklin olarak gözlenir. ***Plajioklaslar*** genelde porfiroblast halde, bazen de daha küçük boyutlu yarıözşekilli – özşekilsiz kristaller halinde izlenir. Plajiyoklarda bazen kurtçuklar şeklinde kuvars kapanımları izlenir. Bu mirmekitik dokuyu göstermektedir. (Şekil 4.44 c). Plajioklaslar içerisinde lameller şeklinde gözlenen ortoklas kapanımları ise antipertitik yapıyı oluşturur. Mikroprob verilerine göre plajioklaslar bitovnit bileşimindedir. Ayrıca, sönme açısı

hesaplamalarına göre, ortognayslar içerisinde albit ($Ab_{93}An_{07}$, $Ab_{94}An_{06}$) ve andezin ($Ab_{54}An_{46}$) bileşimli plajioklaslara rastlanılmıştır. Plajioklaslar yer yer gerileyen reaksiyonlarla serisite dönüşmüştür.

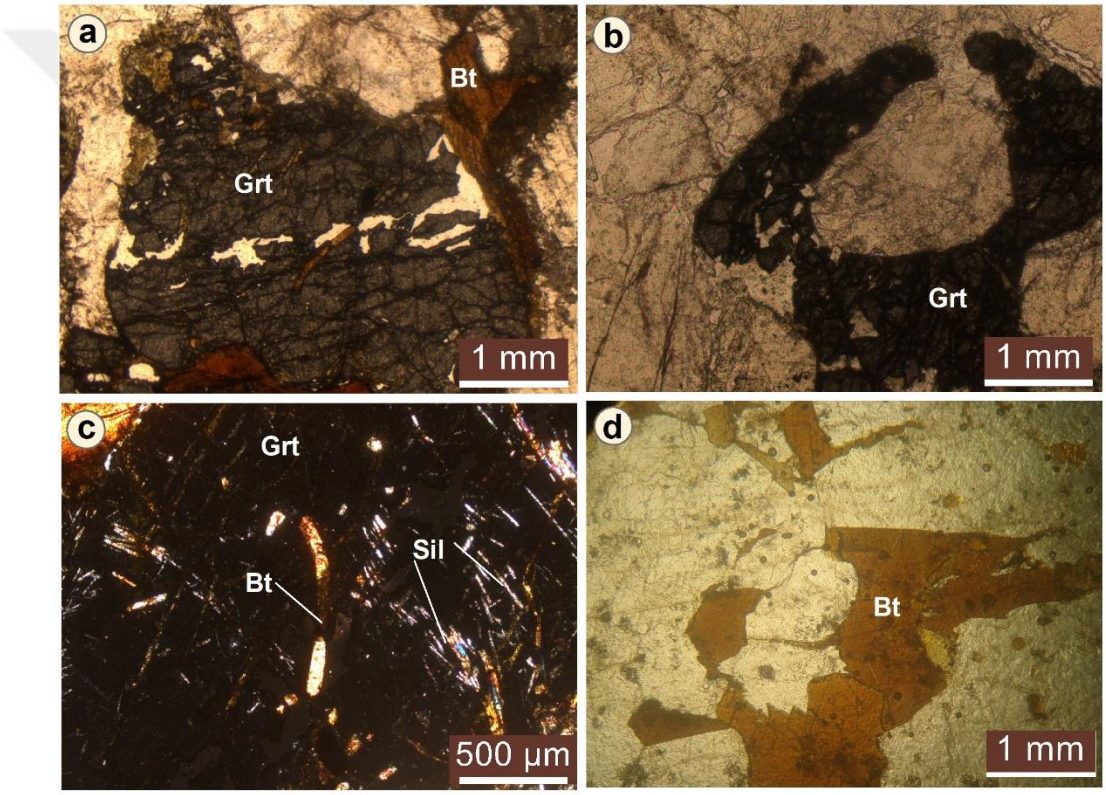
Ortoklaslar çoğunlukla subidioblastik ve bazen kesnoblastiktir (Şekil 4.44b). Çoğunlukla porfiroblast haldedir. Ortoklaslarda yaygın olarak ilmenit, apatit ve opak mineral kapanımları gözlenir. Ortoklaslar nadiren pertitik bir yapıya sahiptir. Ortoklaslar yer yer gerileyen reaksiyonlarla serisite dönüşmüştür. ***Mikroklinler*** çoğunlukla ksenoblastik formlarda görülürler. Ayırt edici bir şekilde albit-periklin ikizleri ile karakteristiktir (Şekil 4.44d).

Biyotitler; Biyotitler çoğunlukla levhamsı şekilli ve kırmızı- kahve renklidir (Şekil 4.44 ve 4.45). Yer yer yeşil renkli biyotitler de izlenmektedir. Mesokratik ortognayslarda oranları % 20 'e kadar ulaşır. Biyotitler Mg-biyotit bileşimindedir. Özellikle kahve renkli biyotitler kenar ve dilinimlerinden itibaren gerileyen metamorfizma ile klorite dönüşmüştür.



Şekil 4.44. Mesokratik ortognaysların fotomikrografları. (**c**) 'de plajioklas ve ortoklas sınırında mirmekitik dokulu plajioklaslar izlenmekte. Or: Ortoklas, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Bt: Biyotit, Mcc: Mikroklin. a, b.c, d: // nikol

Granat; renksiz - soluk kahverengimsi sarı renktedir. Bazı granatlar altıgen-sekizgen prizmatik kristaller halindedir. Yaygın olarak subidioblastiktir. Çoğunlukla porfiroblast olarak gözlenen (Şekil 4.45) granatlar almandin bileşimindedir. Mikroprob verilerine göre, bu granatlar granulit fasiyesinde oluşmuştur. Granat porfiroblastları kuvars, feldispat, biyotit ve sillimanit kapanımları içerir (Şekil 4.43b ve 4.45c). Granatların bazıları daha ince taneli ve küçük kristaller halinde izlenir. Bunlar muhtemelen amfibolit fasiyesi şartları altında oluşan granatlardır. Bazı granatlarda klorite dönüşümler izlenir.



Şekil 4.45. a ve b) Mesokratik ortognayslarda granat ve biyotit porfiroblastları, **c)** Mesokratik ortognayslarda granatların içerisindeki iğnemsi sillimanit kapanımları **d)** Mesokratik ortognayslarda izlenen kahverenkli biyotitler. Grt: granat, Sil: Sillimanit, Pl: Plajioklas, Bt: Biyotit. a, b, d: / nikol ve c: // nikol

Mikroprob verilerine göre, granatların merkez ve kenarları gözönüne alındığında; grossular (145-Grt-A3 hariç) ve prop içeriklerinde azalma, buna karşılık almandin içeriğinde artış izlenir (bkz. *4.2.2. Kasaba Dağları ortognaysı*). Bu durum, granat-biyotit çiftinden yapılan jeotermobarometre hesaplamaları ile birlikte düşünüldüğünde, ortamda

birbirini takip eden ve basınç-sıcaklık azalışını gösteren granulit fasiyesi metamorfizmalarına işaret eder.

Granatların merkezi kesimlerinde yoğunlaşan sillimanit kapanımları, muhtemelen granulit fasiyesi şartlarını gösterir (Şekil 4.43b ve 4.45c).

Granatlar, bazen kenarlarından itibaren biyotite dönüşmüştür (Şekil 4.43b ve 4.45a). Bu biyotitler amfibolit fasiyesi şartlarını karekterize eder.

Sillimanit; çoğunlukla iğnemsi yer yer prizmatik şekillidir. Kayaç içerisinde çoğunlukla granatlar içerisinde kapanımlar şeklinde gözlenir (Şekil 4.43b ve 4.45c). Ayrıca, ortognayslar içerisinde mineralojik bileşime katılır.

Hornblend; Hornblendler yeşil – yeşilimsi kahve renkli ve prizmatik şekillidir. Muhtemelen çermakit bileşimindedir.

Klorit; Tali miktarlarda gözlenir. Yeşil-koyu yeşil renkli olup muhtemelen Fe-klorit bileşimindedir.

2. Amfibolit

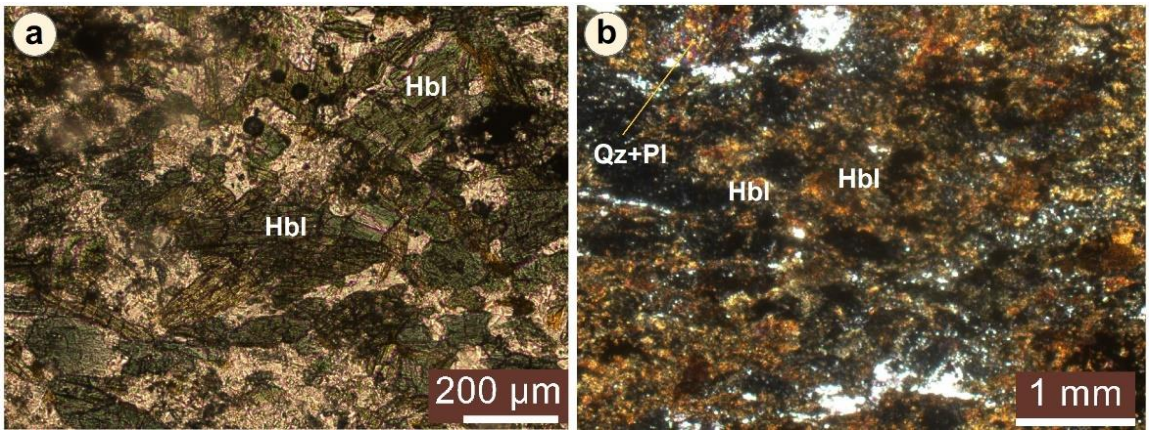
Amfibolitler koyu gri - siyah, bazen koyu yeşilimsi siyah renkli olup orta-ince tanelidir. Bu kayaçlar yaygın olarak hornblend ve plajioklas içerir. Amfibolitler masif yapılıdır (Şekil 4.42d). Amfibolitlerde hornblend miktarı %70-80'e kadar, plajioklas miktarı %18'e kadar izlenir. %2-5'e kadar kuvars gözlenir.

Doku ve mineraloji: İnce kesitlerde nematoblastik ve granonematoblastik dokularla karekteristik olan amfibolitler hakim mineralojik bileşim olarak; *hornblend (çermakit)* + *plajioklas* + *kuvars* ± *epidot* ± *klorit* ± *aktinolit* ± *sfen* ± *apatit* ± *rutil* içerir (Şekil 4.46).

Hornblend; Hornblendler plajioklasla birlikte amfibolitlerin ana bileşenini oluşturur (Şekil 4.46). Yeşil – yeşilimsi kahve renkli ve yarıözşekilli - özşekilsiz prizmatik kristaller halinde izlenir. Nadiren porfiroblast halde gözlenirler. Bu porfiroblastlar plajioklas, bazen de kuvars ve sfen kapanımları içerir. Hornblendler muhtemelen çermakit bileşimindedir.

Plajioklas; Genelde yarıözşekilli-özşekilsiz kristaller halinde izlenir. Çoğunlukla kapanımlı, yer yer albit ve karlsbad ikizlidir. Sönme açısı tayinlerine göre plajioklasların albit ($Ab_{93}An_{07}$) andezin ($Ab_{56}An_{44}$) ve labrador ($Ab_{45}An_{55}$) bileşimli olduğu görülmektedir.

Klorit; Yeşil renkli ve genelde özşekilsiz olup muhtemelen Fe-klorit bileşimindedir. Kayaç içerisindeki kloritler hornblendden itibaren gerileyen reaksiyonlarla oluşmuştur.



Şekil 4.46. Kasaba Dağları ortognaysı içersinde izlenen amfibolitlerin fotomikrografları. Hbl: Hornblend, Pl: Plajioklas, Qz: Kuvars, a: / nikol b: // nikol

Aktinolit; Amfibolitlerde tali olarak izlenir. Genelde ince prizmatik-iğnemsi ve lifsi şekilleri ve yeşil renkleri ile belirgindir. Muhtemelen hornblendden itibaren gerileyen reaksiyonlarla oluşmuştur.

4.1.3.2. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık

İnceleme alanının kuzeyinde Kasaba Dağları civarında yüzeyleyen Kasaba Dağları ortognaysı, Sherderwaza formasyonuna ait paragnayslar ve mermerler tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Ek-1). Kasaba Dağları ortognaysları, çalışma alanının kuzeyinde gözlenen Khair Khana Dağları ortognaysı ile sınır ilişkisi yoktur. Buna karşılık, stratigrafik olarak, Neoarekeen yaşlı (Faryad ve diğ., 2016) Kasaba Dağları ortognaysı, Paleoproterozoyik yaşlı (Faryad ve diğ., 2016) Khair Khana Dağları ortognaysı tarafından örtülmektedir (Şekil 3.3). Çalışma alanının güneyinde izlenemeyen (Ek-2) Kasaba Dağları ortognaysının tabanı, yüzeylediği kuzey kesimlerde de (Ek-1) gözlenememiştir. Yukarıda *4.1.2.1. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık* bölümünde de belirtildiği gibi, çalışma alanında Anjerak formasyonu ile Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı arasında sınır ilişkisi gözlenmemiştir. Buna karşılık, mineral parajenezlerine göre 850 ^{o}C ‘den yüksek sıcaklıklarda metamorfize olmuş Anjerak formasyonu, jeotermobarometre hesaplamalarına göre 763-870 ^{o}C sıcaklık şartlarında metamorfizmaya uğramış Kasaba Dağları ortognaysı altında yeralmış olmalıdır (Şekil 3.3). Kasaba Dağları ortognaysının kalınlığı, en kalın yüzeylemelerinin gözlendiği Kasaba Dağları civarına istinaden, yaklaşık 500 m ‘dir.

4.1.3.3. Yaş

Faryad ve diğ. (2016), Kabil Havaalanı ortognaysları olarak adladığı Kasaba Dağları ortognaysında magmatik kristalleşme yaşını, zirkonlardan yaptıkları U-Pb yaş verilerine göre 2.5-2.8 Ga olarak belirlemişlerdir. Dolayısıyla, Kasaba Dağları ortognaysının protolit yaşı Neoarkeen (2.5-2.8 Ga) 'dir. Bu araştırmacılar, bu ortognayslarda metamorfik zirkondan yapılan yaşlandırmayla 1.8 Ga (Paleoproterozoyik) ve monazitdeki U-Th verilerine göre 1.77±0.013 Ga (Paleoproterozoyik) metamorfizma yaşları tespit etmişlerdir. Faryad ve diğ. (2016), bir ortognays örneğinde Ar-Ar yöntemiyle 0.82 Ga (Paleoproterozoyik) metamorfizma yaşı ortaya koymuşlardır.

4.1.4. Khair Khana Dağları ortognaysı

4.1.4.1. Litoloji ve petrografi

Birim yaygın olarak lökokratik ortognayslardan oluşur. İçerisinde mercek görünümlü granulit blokları ve amfibolit-amfibolşist düzeyleri izlenir. Ayrıca, yer yer anateksi oluşumları da gözlenmektedir.

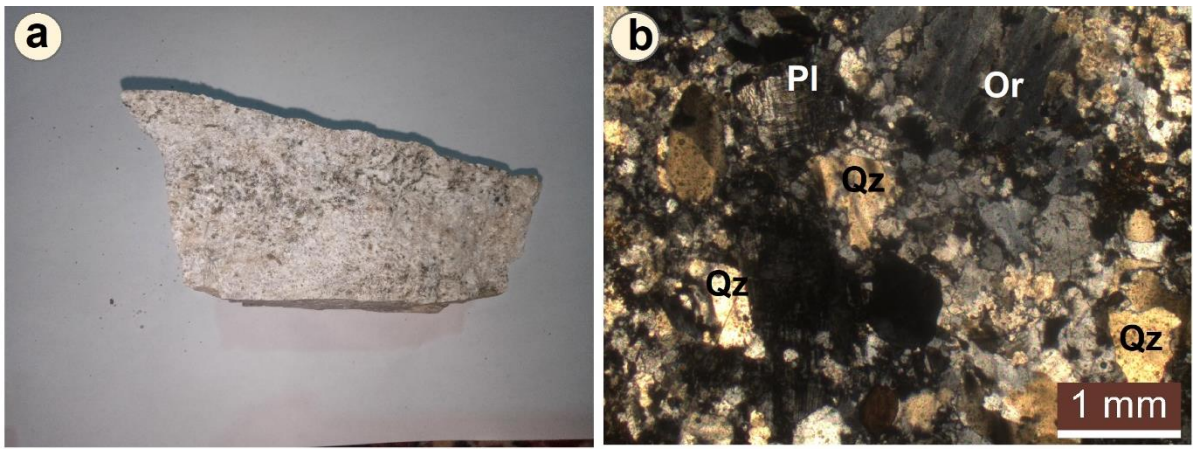
1. Lökokratik ortognays

Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar çoğunlukla beyazımsı gri renkli, iri taneli, nadiren orta taneli, masif yapılı, nadiren folasyonludur. Çalışma alanının kuzeyinde Khair Khana Dağları, Ayina Barfi Dağları ve Alghoi Dağları civarında ve 315 Aileler Mahallesi doğusunda yüzeyler (Ek-1). Lökokratik özellikte olan birim, yaygın olarak kuvars ve feldispattan oluşur. Felspatlar pembe veya beyaz renklidir (Şekil 4.47 ve 4.48a).

Bileşimlerinde K-feldispat (%30-40), plajioklas (%20-60), kuvars (%10-30), %4'e kadar biyotit, %3'e kadar granat ve tali miktarlarda sillimanit, hornblend, epidot ve ziosit/klinozoisit gözlenir. Bu kayaçlar, SCMR isimlendirme şemasına göre "lökokratik ortognays" olarak adlandırılmıştır.

Doku ve mineraloji: Lökokratik ortognayslar granoblastik ve porfiroblastik dokular gösterir. Bu gnayslarda hakim mineralojik bileşim olarak; *kuvars + k-feldispat (ortoklas, mikroklin) + plajioklas (albit, andezin, bitovnit) + granat (almandin) ± biyotit (Fe-biyotit) ± hornblend (çermakit) ± epidot ± zoisit/klinozoit ± sillimanit ± muskovit ± klorit ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit* gözlenir (Şekil 4.48b). Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.

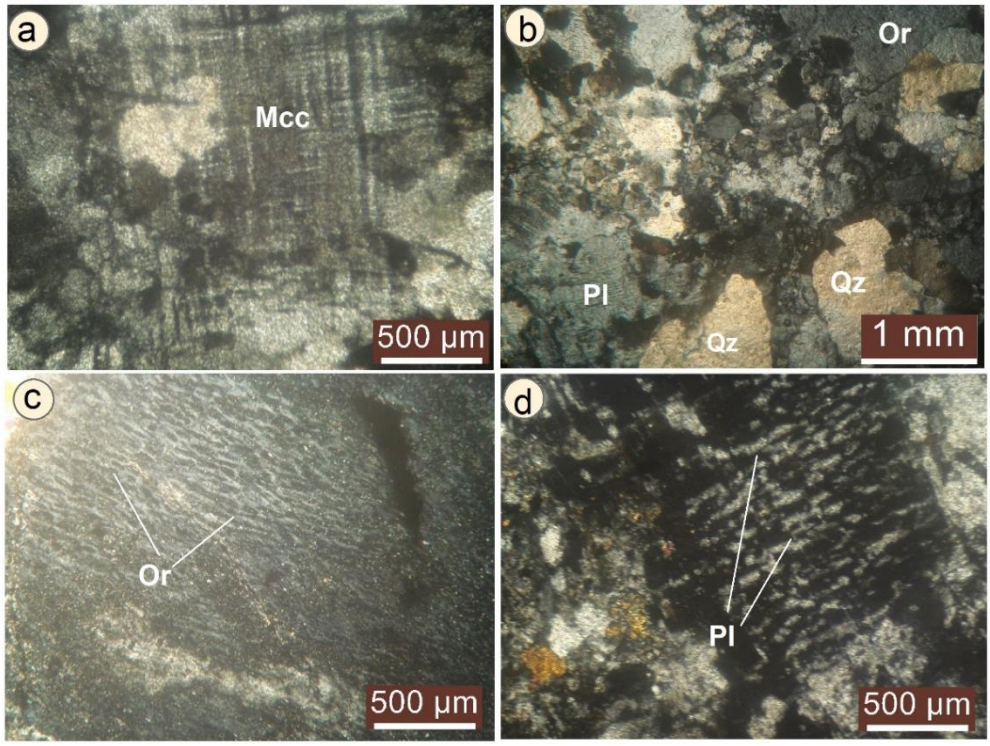
Şekil 4.47. a, b, c) Khair Khana Dağları ortognaysının arazi görünümü. Mevki: Khair Khana Dağları



Şekil 4.48. Khair Khana Dağları ortognaysının; **a)** el örneği, **b)** fotomikrografı. Or: ortoklas, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas. b: // nikol

Plajioklas; oldukça değişken oranlarda %20-60) gözlenir. Genellikle subidioblastik ve ksenoblastik olup yer yer ikizlenmelidir (Şekil 4.48b). Plajioklaslar yer yer K-feldispat lamelleri içerir ve bu antipertit dokusu oluşturur (Şekil 4.49c). Sönme açısı tayinlerine göre plajioklasların bileşimi albit ($Ab_{94}An_{06}$), andezin ($Ab_{60}An_{40}$, $Ab_{54}An_{46}$) ve bitovnit ($Ab_{13}An_{87}$, $Ab_{15}An_{85}$) bileşimindedir. Plajioklaslarda yer yer serisitleşme izlenir.

K-Feldispat; Ortoklas ve nadiren mikroklin şeklinde gözlenir. ***Ortoklaslar*** bol kapanımları, düşük rölyefleri birinci diziye ait gri gri-beyaz girişim renkleri ile karakteristiktir. Ortoklaslarda bazen pertitik yapı gözlenir (Şekil 4.49d). Ortoklaslar yer yer serisite dönüşmüştür. ***Mikroklinler*** albit-periklin ikizleri ile belirgindir (Şekil 4.49a)..



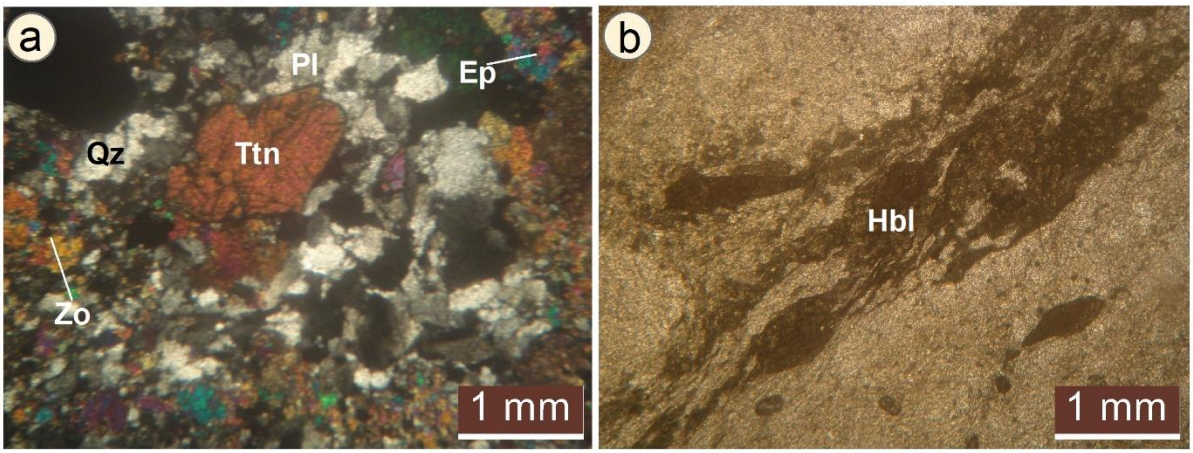
Şekil 4.49. Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslardaki feldispatların fotomikrografları. **a**) Lökokratik ortognayslarda izlenen mikroklin, **b**) Lökokratik ortognayslarda izlenen paljioklas, kuvars ve ortoklas, **c**) Lökokratik ortognayslarda alkali feldispatların plajioklasa inklüzyonu sonucu oluşan antipertit yapısı, **d**) Lökokratik ortognayslarda plajioklasın ortoklasa inklüzyonu sonucu oluşan pertit yapısı. Or: Ortoklas, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Mcc: Mikroklin. a, b.c, d: // nikol

Biyotit; Lökokratik ortognayslarda %4 oranına kadar izlenen biyotitler levhamsı şekilli ve kahverenklidir. Mikroprob sonuçlarına göre Fe-biyotit bileşimindedir. Ayrıca, kayaçta düşük dereceli metamorfizma ile oluşmuş yeşil renkli biyotitler de izlenir. Dilinim ve kristal kenarlarından itibaren yer yer klorite (Fe-klorit) dönüşmüştür.

Epidot grubu; Lökokratik ortognayslarda epidot ve zoisit/klinozoist olarak izlenir. Tipik olarak küçük taneler halinde görünürler ve çok yüksek röliyefe sahiptirler. Zoisit/klinozoitler anormal mavi çift kırılmalarıyla ayırt edilir. Epidotlar, muhtemelen

plajioklas ve amfibollerden itibaren gerileyen metamorfizma ile oluşmuştur. Bu kayaçlarda en fazla %3 ‘e kadar epidot ve zoisit/klinozoisitlere rastlanılmıştır (Şekil 4.50a).

Hornblend; Lökokratik ortognayslarda tali oranlarda izlenen hornblendler, yeşilimsi kahverengi renkli ve prizmatik şekilli olup muhtemelen çermakit bileşimindedir (Şekil 4.50b).



Şekil 4.50. a) Lökokratik ortognaysda izlenen kuvars, plajioklas, epidot, zoisit/klinozoisit ve sfen, **b**) Lökokratik ortognaysda hornblend kristali, Hbl: Hornblend, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Ttn: Sfen, Zo: Zoisit/klinozoisit, Ep: Epidot, a: // nikol ve b: / nikol

Granat; Genelde orta taneli kristaller, nadiren porfiroblast halde izlenir. Özşekilsiz-yarıözşekilli prizmatik kristaller halinde olup, muhtemelen almandin bileşimindedir. Kayaç içerisinde iki farklı boyutlu granatlara rastlanılır. Bazı granatlar porfiroblast haldeyken, bazıları daha küçük yarıözşekilli kristaller halindedir. Granatlarda gerileyen reaksiyonlarla yer yer klorite dönüşümler izlenir.

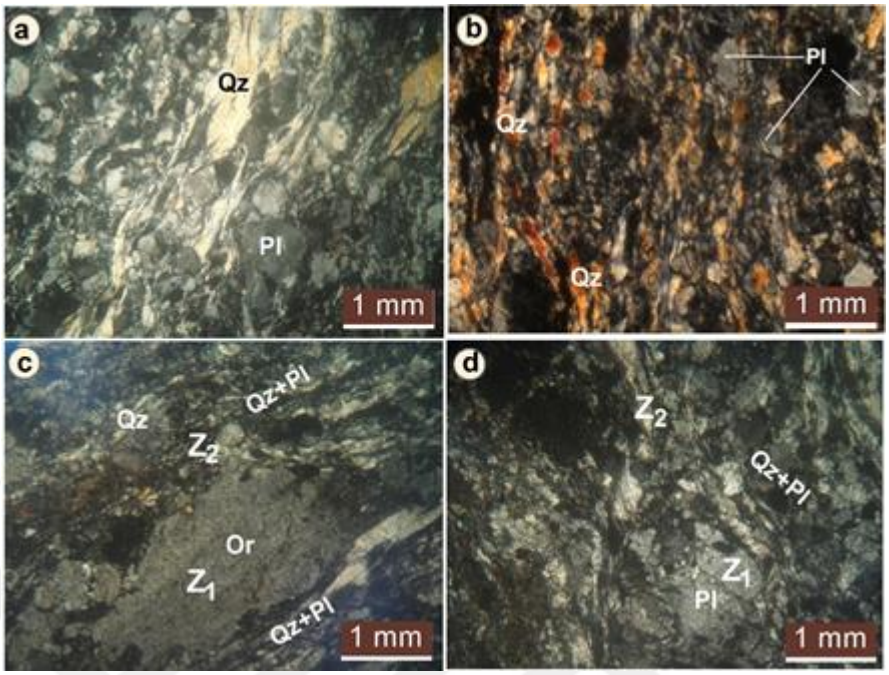
Sillimanit; Lökokratik ortognayslar içerisinde tali oranlarda gözlenir. İnce prizmatik-yer yer lifsi kristalleri ile belirgindir. Bazen granatların merkezinde, bazen de kenar zonlarında kapanımlar halinde izlenir. Granatların merkezindeki sillimanit kapanımları granulit fasiyesine ait olmalıdır. Granatın kenar zonlarındaki sillimanitler ise, amfibolit fasiyesi şartlarında granattan itibaren gerileyen reaksiyonlarla oluşmuş olmalıdır. Ayrıca, bazı sillimanitlerin muskovitten itibaren ilerleyen reaksiyonlarla açığa çıktığı düşünülmektedir.

İnceleme alanında faylar boyunca uzanan lökokratik ortognayslar, makaslama zonlarının artması nedeniyle *milonitik ortognayslara* dönüşmüştür. Bu ortognayslar bileşim olarak masif lökokratik ortognayslara benzemekle birlikte, deformasyon sonucu foliasyon kazanmış ve "milonitik ortognays" şeklinde ortaya çıkmıştır (Şekil 4.51).

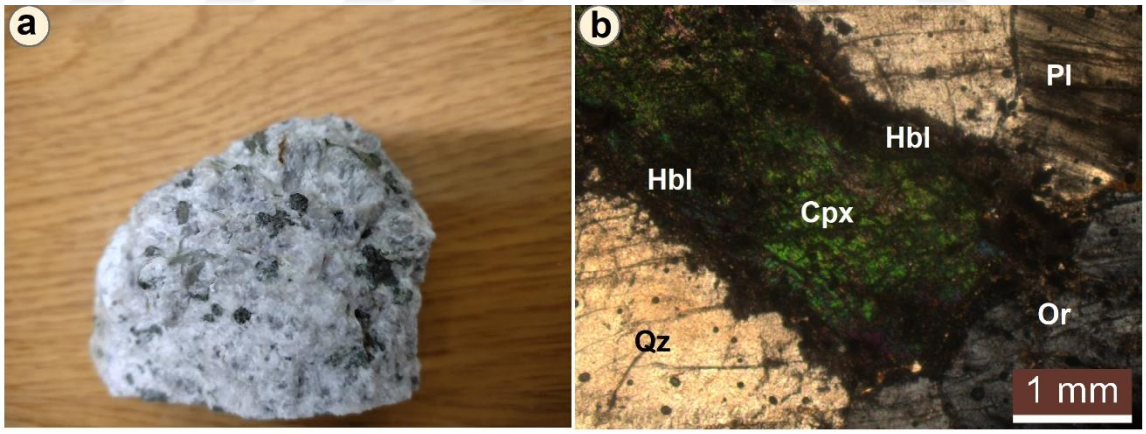
Şekil 4.51. Khair Khana Dağları'nda fay zonlarında foliasyon kazanmış milonitik ortognaysın arazi görünümü

Bu milonitik ortognayslar esas olarak *kuvars + K-feldspat + plajioklas ± hornblend ± epidot ± zirkon ± apatit* 'den oluşur. Kuvars taneleri, kuvars şeritleri (quartz ribbons) olarak görülebilen kristal plastik deformasyonun imzasını gösterir. Kuvars şeridine bitişik plajioklasın tercih edilen yönelimi folasyonu tanımlar. Kuvars sünek bir şekilde akar ve yeniden kristalleşir. Bu milonitik ortognayslar genellikle güçlü sünek deformasyon için kanıt gösterir ve normal olarak yuvarlak porfiroklastlar ve matristeki minerallere benzer bileşime sahip litik parçalar içerir (Şekil 4.52).

Khair Khana Dağları'ndaki lökokratik ortognayslar bazen klinoproksen içerir. Klinoproksen içeren lökokratik ortognayslarda klinoproksen miktarı %10-15'e kadar yükselir. Bu nedenle bu lökokratik ortognays *proksen ortognays* olarak da adlandırılabilir. Bu gnaysların bileşiminde K-feldispat (% 25-30), plajioklas (% 20-25), kuvars (% 15-20) , klinoproksen (% 10-20), hornblend (% 2-5) ve granat (% 2-3) yer almaktadır. Bu kayaçlar da, diğer lökokratik ortognayslar gibi masif – yer yer foliasyonlu bir yapıya sahiptir. Dokuları granoblastik ve granolepidoblastiktir (Şekil 4.53).



Şekil 4.52. Khair Khana Dağları milonitik ortognaysların fotomikrografları. Z1: Porfiroblastlar, Z2: İnce taneli yeniden kristalize agregaların kuvars şeritleri oluşturma bölgesi ve kataklastik olarak deforme olmuş feldispat. Or: Ortoklas, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas. a, b, c, d: // nikol

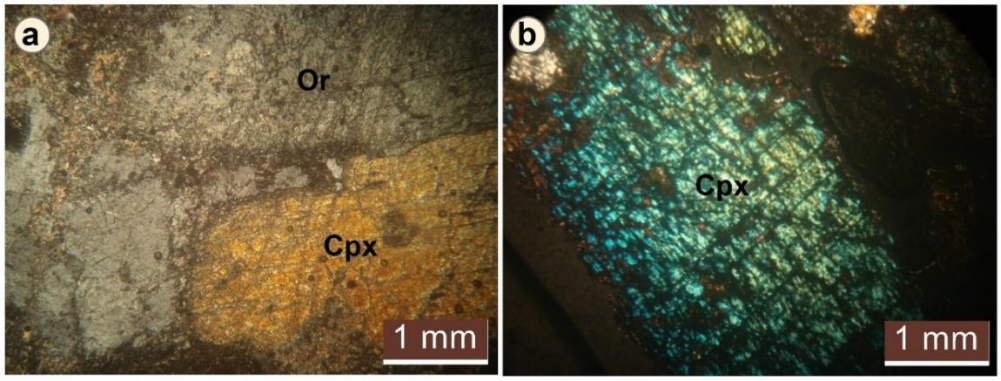


Şekil 4.53. **a**) Proksen ortognays el orneği, **b**) Proksen ortognaysın fotomikrografı. Or: Ortoklas, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Cpx: Klinoproksen, Hbl: Hornblend. b: // nikol

Proksen ortognayslar; *kuvars + K-feldspat (ortoklas, mikroklin) + plajioklas (andezin, bitovnit) + granat (almandin) + hornblend (hastingsit) + klinoproksen ± epidot ± zoisit/klinozoisit ± zirkon ± apatit* mineral topluluğu içeren iri taneli kayaçlardır. Büyük kuvars kristalleri özşekilsiz olup dalgalı sönme gösterir. K-feldispatları ortoklas oluşturur. Feldispatlar, yer yer gerileyen metamorfizmayla epidot ve zoisit/klinozoisite dönüşmüştür.

Hornblend; Proksen ortognayslarda izlenen hornblendler yeşilimsi kahverengi bir renge sahiptir. Tek nikolde sarı-yeşilden koyu kahverengiye kadar pleokroizma gösterir. Bazen porfiroblast oluşturan bu hornblendler, çoğunlukla yarıözşekilli-özşekilsiz prizmatik kristaller halindedir. 25^{o}-30^{o} arasında düşük açılı eğik sönme gösterir. Bu özellikleriyle hornblendler muhtemelen "hastingsit" bileşimindedir. Bu kayaçlardaki hornblendler, klinoproksenlerden itibaren gerileyen reaksiyonlarla oluşmuştur (Şekil 4.53b). Bu da ortamda azalan bir sıcaklığa işaret eder.

Klinoproksen; Proksen ortognayslarda izlenen klinoproksenler uzun prizmatik şekilli, dik dilinimli ve çok soluk kahverengi renklidir (Şekil 4.54). 44^{o}-46^{o} arasında eğik sönme gösterirler. Bu özellikleri ile muhtemelen "diyopsit/ojit" bileşimindedir. Klinoproksenler ortamda azalan sıcaklıkla birlikte kenarlarından itibaren hornblende dönüşmüştür (Şekil 4.53b).



Şekil 4.54. Khair Khana Dağları lökokratik ortognayslarda (proksen ortognays) izlenen klinoproksen ve ortoklas kristalleri. **Or**: Ortoklas, **Cpx**: Klinoproksen. a, b: // nikol

Granat; Proksen ortognayslarda granatlar genelde yarıözşekilli prizmatik kristaller halindedir. Küçük-orta taneli kristaller halinde izlenir. Muhtemelen almandin bileşimindedir.

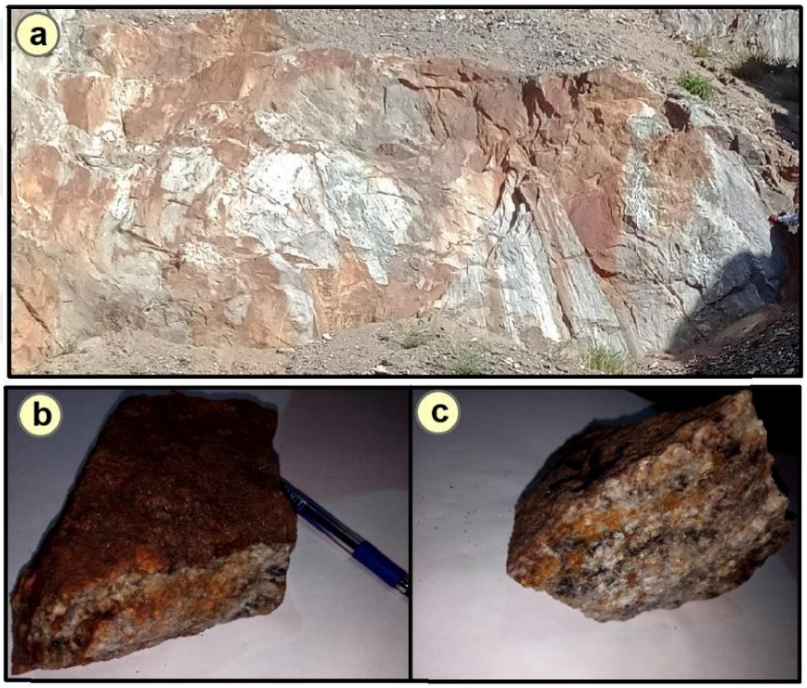
Plajioklas; Proksen ortognayslarda plajioklaslar genelde yarıözşekilli kristaller halindedir. Albit ve karlsbad ikizleri belirgindir. Yapılan sönme açısı tayinlerine göre plajioklaslar andezin ($Ab_{56}An_{44}$) ve bitovnit ($Ab_{14}An_{86}$) bileşimindedir.

2. Granulit

Çalışma alanında felsik ve mafik granulitler halinde izlenir.

Felsik granulitler

Felsik granulitler çalışma alanının kuzeyinde yapılan haritalamada, Khair Khana Dağları'nın doğusunda yüzeylemektedir (Şekil 3.1, Şekil 4.55 ve Ek-1). Bu granulitler; orta-iri taneli, kahvemsi altere renkli, yeşilimsi gri taze yüzey renkli, masif ve oldukça sert yapılı kayaçlardır.

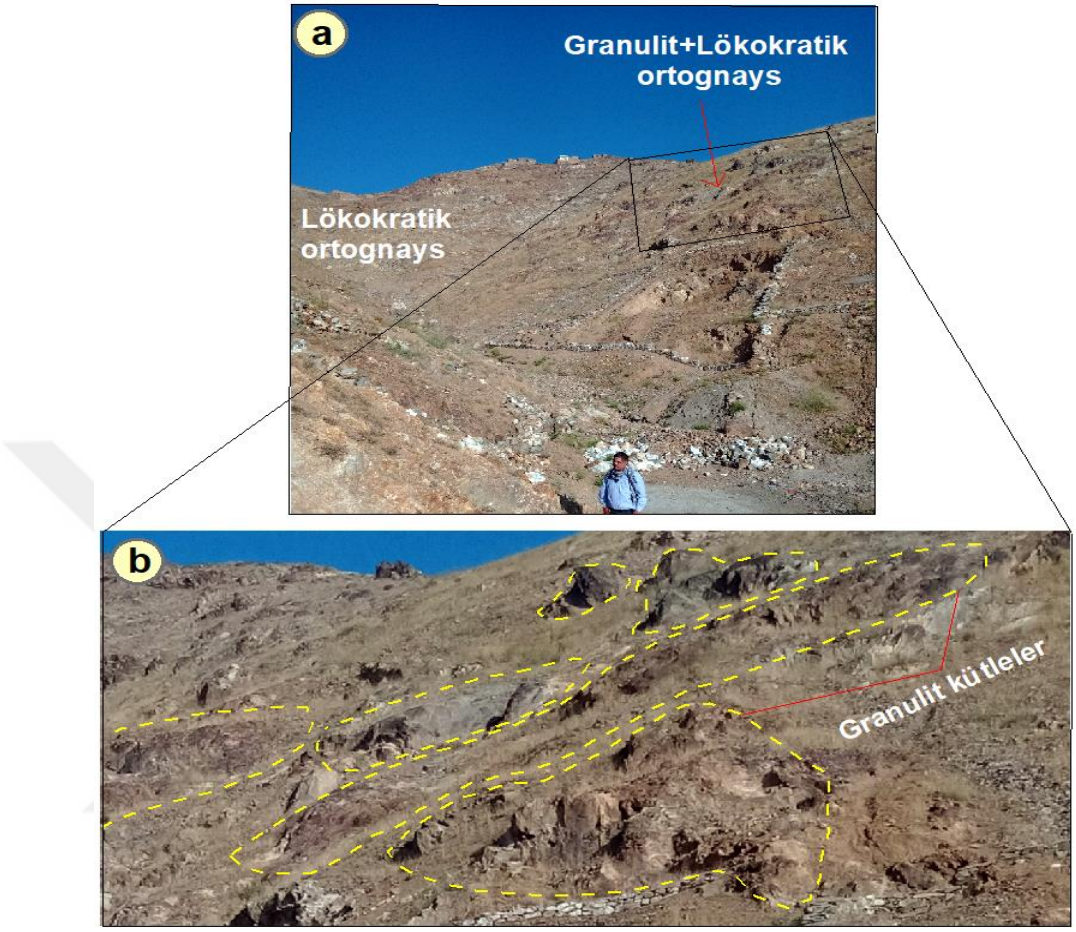


Şekil 4.55. Felsik granulitlerin arazi görünümü **(a)** ve el örnekleri **(b ve c)**. Mevkii: Khair Khana Dağları doğusu

Felsik granulitler lökokratik ortognayslar içerisinde boyutları değişken bloklar halinde bulunurlar (Şekil 4.56).

Khair Khana Dağlarında izlenen felsik granulitlerde makro örneklerde proksenler belirgindir. Ayrıca, bazı feldispat mineralleri de profiroblastlar halindedir.

Felsik granulitler mineralojik bileşim olarak; plajioklas (%30-40), kuvars (%25-30), K-feldspat (%10-15), ortoproksen (<%4), klinoproksen (<%10), hornblend (0-8) ve biyotit (%0-4) içerir.

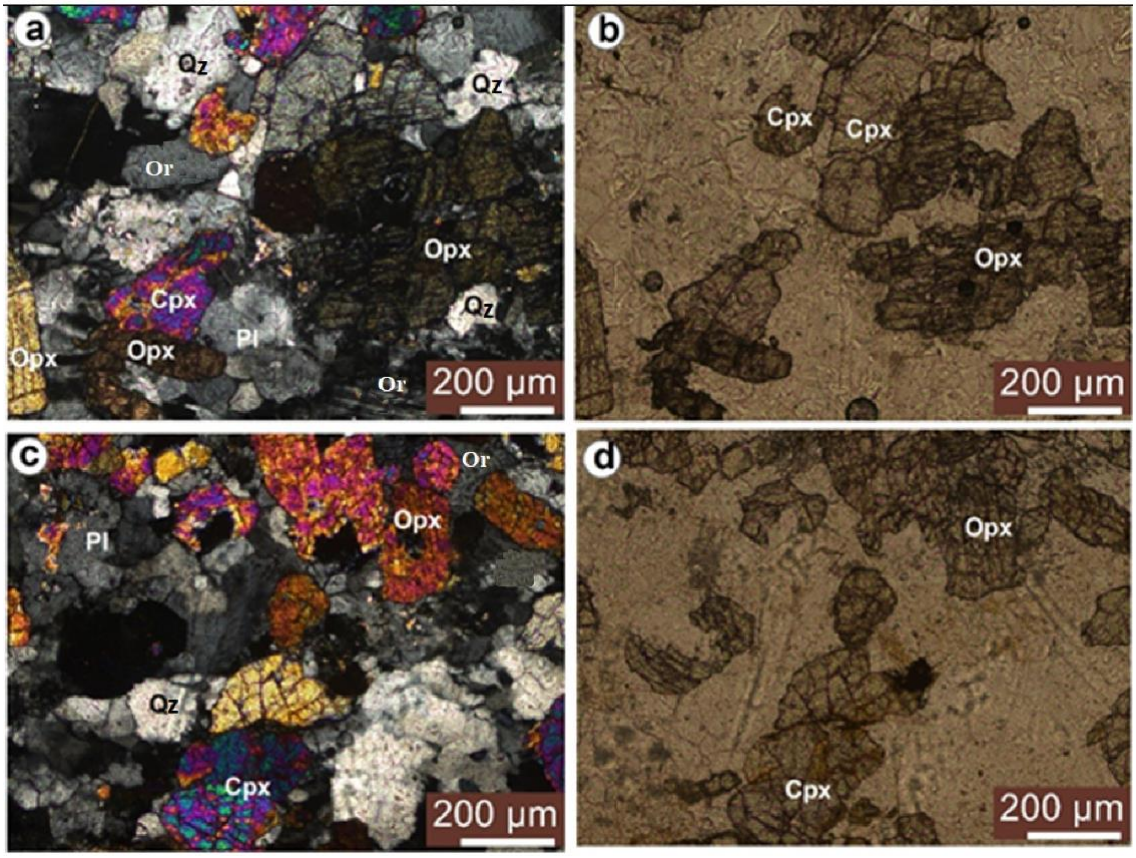


Şekil 4.56. a ve b) Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde felsik ve mafik granulit kütleleri. Mevkii: Khair Khana Dağları doğusu

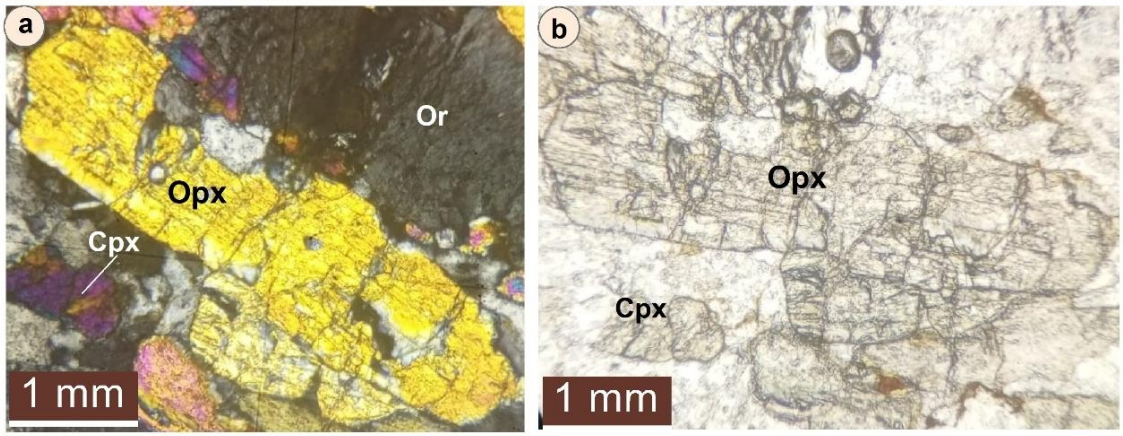
Doku ve mineraloji: Felsik granulitler, granoblastik doku ve daha az ölçüde porfiroblastik ve poikiloblastik dokular sunar. Bu granulitlerde hakim mineralojik bileşim olarak; *plajioklas (albit, andezin, bitovnit) + kuvars + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + klinoproksen + ortoproksen + hornblend (çermakit) + granat (almandin) + biyotit (kahve, yeşil) ± sillimanit ± klorit ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit* gözlenir (Şekil 4.57). Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.

Proksenler; Yaygın olarak klinoproksen ve daha az oranda ortoproksenden oluşur. Ortoproksenler, yaklaşık olarak 0,8 – 1,9 mm çapındaki sub-idioblastik ile ksenoblastik prizmatik kristaller halinde bulunurlar ve belirgin bir şekilde çift yönlü birbirine dik dilinimlidir (Şekil 4.57 ve 4.58). Düz sönmeleri ve çok soluk kahve – renksiz olmaları ile

muhtemelen “enstatit” bileşiminde olduğu düşünülmektedir. Ortoproksenler, bazen uzun prizmatik kristaller oluştururlar.



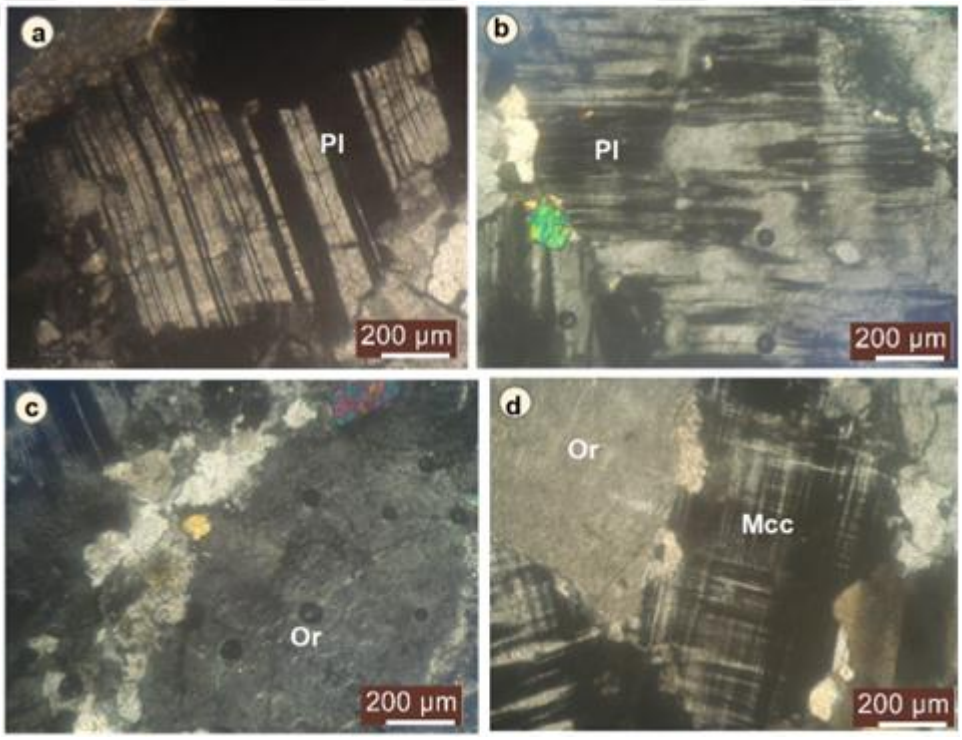
Şekil 4.57. Felsik granulitlerin fotomikrografları. Q: Kuvars, Pl: Plajioklas, Cpx: Klinoproksen, Opx: Ortoproksen, Or: Ortoklas. a, c: // nikol, b, d: / nikol.



Şekil 4.58. Felsik granulitlerin ince kesit görünümü. Cpx: Klinoproksen, Opx: Ortoproksen, Or: Ortoklas. a: // nikol ve b: /nikol.

Klinoproksenler uzun-kısa prizmatik şekilli, dik dilinimli ve çok soluk yeşil renklidir (Şekil 4.57). 44^{o}-49^{o} arasında eğik sönme gösterirler. Mikroprob verilerine göre klinoproksenler çoğunlukla ojit, bazen de diyopsit bileşimleri gösterir.

Feldspatlar; felsik granulitlerin ana bileşenlerinden birini oluşturur. Bu kayaçlar içerisinde feldispatlardan plajioklas, ortoklas ve mikroklin gözlenir. ***Plajioklaslar*** bazen porfiroblast halde, bazen de daha küçük boyutlu genelde yarıözşekilli – özşekilsiz kristaller halinde izlenir. Plajioklaslar, antipertitik ve mirmekitik dokunun gözlendiği, genellikle ince bir polisentetik ikizleri olan hipidiyomorfik formlara sahiptirler (Şekil 4.59). Deformayonlar sonucu oluşan mekanik ikizlenmeler, ayrıca karlsbad ve albit-periklin ikizleri gösterirler (Şekil 4.59). Mikroprob verilerine göre plajioklaslar bitovnit bileşimindedir. Ayrıca, plajioklaslardan yapılan sönme açısı tayinlerine göre, kayaç içerisinde albit ($Ab_{93}An_{07}$, $Ab_{94}An_{06}$) ve andezin ($Ab_{58}An_{42}$, $Ab_{55}An_{45}$) bileşimli plajioklaslar da izlenmektedir. Plajioklaslar gerileyen metamorfizmayla yer yer serisite dönüşmüştür.



Şekil 4.59. Felsik granulitlerde izlenen plajioklas (Pl), ortoklas (Or) ve mikroklin (Mcc) kristalleri. // nikol

Ortoklaslar çoğunlukla ksenoblast halde olup yer yer pertitik bir yapıya sahiptir (Şekil 4.59c ve d). Yer yer serisitleşme izlenir. ***Mikroklinler;*** Özşekilsiz – yarıözşekilli kristaller halinde olup, belirgin albit-periklin ikizi gösterir (Şekil 4.59d).

Hornblend; Felsik granulitlerde tali oranlarda gözlenen hornblendler, prizmatik şekileri ve yeşilimsi kahverenkleri ile belirgindir. Muhtemelen çermakit bileşimindedir.

Sillimanit; Lifsi şekilli, düz sönmeli olup, tali oranlarda gözlenir. Granatların kenar zonlarında kapanımlar halinde izlenir. Bu nedenle, sillimanitler kayaç içerisinde granattan itibaren gerileyen reaksiyonlarla amfibolit fasiyesi şartları altında açığa çıkmış olmalıdır.

Granat; Kayaç içerisinde iki farklı boyutlu granatlar izlenir. Bazı granatlar porfiroblast haldeyken, bazıları daha küçük yarıözşekilli kristaller halindedir. Muhtemelen almandin bileşimlidirler. Granatlar içerisinde yer yer biyotit, kuvars ve sillimanit kapanımları izlenir. Bazen kloritleşme gösterirler.

Mafik granulitler

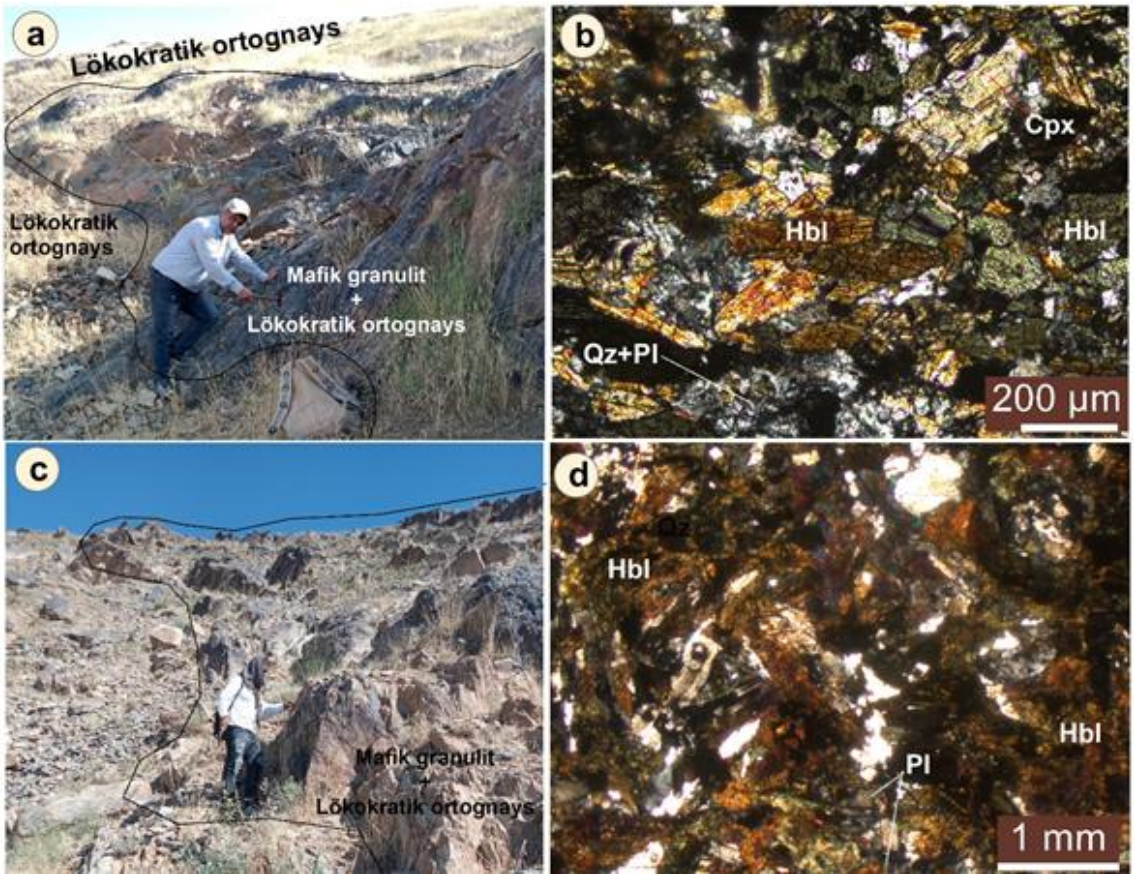
Birim yeşilimsi kahvemsi renkli ve masif yapılıdır. Lökokratik ortognayslar içerisinde genelde bloklar şeklinde izlenir. Çalışma alanının kuzeyindeki haritalama alanında Khair Khana Dağları doğusu (Şekil 4.56) ve Ayina Barfi Dağı (Şekil 4.60a ve c) civarında yüzeyler.

Doku ve mineraloji: İnce kesitlerde nematoblastik, granonematoblastik ve yer yer poikloblastik dokularla karekteristik olan mafik granulitlerde hakim mineralojik bileşim olarak *hornblend (magnesio-demir hornblend, ferro-ferri sadaganit, ferro-ferri çermakit)* + *klinoproksen* ± ortoproksen + *granat (almandin)* + *plajioklas (albit, andezin, labrador)* + *biyotit (kahve, yeşil)* ± *K-feldispat (ortoklas ve mikroklin)* ± *sillimanit* ± *aktinolit* ± *epidot* ± *klorit* ± *kuvars* ± *sfen* ± *ilmenit* ± *apatit* ± *rutil* gözlenmektedir.

Mafik granulitlerde belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.

Hornblend; Hornblendler, klinoproksenle birlikte mafik granulitlerin ana bileşenini oluşturur (Şekil 4.60b ve d). Kayaç içerisinde oranları %33 ‘e kadar ulaşır. Hornblendler yeşil ve yeşilimsi-kahverenkli olup genelde yarı özşekilli prizmatik kristaller halindedir. Nadiren porfiroblast halde gözlenir. Bu porfiroblastlar plajioklas, bazen de kuvars ve sfen kapanımları içerir. Mikroprob sonuçlarına göre, hornblendler *magnesio-demir hornblend, ferro-ferri sadaganit ve ferro-ferri çermakit* bileşimleri gösterir. Mafik granulitler

içerisindeki ferro-ferri çermakitlerde kenarlarından itibaren magnesio-demir hornblende dönüşümler izlenir. Ayrıca, bazı magnesio demir hornblendler kenarlarından itibaren ferro-ferri sadaganite dönüşmüştür. Magnesio demir hornblend → Ferro-ferri sadaganit ve Ferro-ferri çermakit → Magnesio demir hornblend dönüşümleri, ortamda granulit fasiyesi metamorfizma şartlarında gelişen sıcaklık azalışı ile ilişkili olmalıdır. Mafik granulitlerde, bazı magnesio demir hornblendlerde kenarlarından itibaren aktinolite dönüşümler izlenir. Bu dönüşüm, bölgede gözlenen ve en son metamorfizma olan yeşilşist fasiyesindeki metamorfizma ile gelişmiş olmalıdır.



Şekil 4.60. Ortognaysların içerisinde izlenen mafik granulitin; **a ve c**) arazi görünümleri, Mevkii: Ayina Barfi Dağı civarı, **b ve d)** fotomikrografları. Hbl: Hornblend, Cpx: Klinoproksen, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, c ve d: // nikol

Proksen; Proksenleri genelde klinoproksen ve yer yer ortoproksen oluşturur. ***Klinoproksenler*** genelde yarı özşekilli prizmatik kristaller halindedir (Şekil 60b). Bunlar, yer yer belirgin çift yönlü dik dilinimler gösterir. Renksiz-çok soluk sarı renklerle ve

yaklaşık 40º-42º eğik sönme ile belirgin klinoproksenler muhtemelen diyopsit/ojit bileşimindedir. Mafik granulitlerde oranları %15 ‘e kadar ulaşır. ***Ortoproksenler*** renksiz-çok soluk sarımsı kahvemsi renkleri ve düz sönmeleri ile belirgin olup muhtemelen enstatit bileşimindedir. Oranları %5 ‘den azdır.

Plajioklas; genelde yarıözşekilli kristaller halindedir. Nadiren ikizli olup, çoğunlukla kapanım içerir. Mikroprob gözlemlerine göre “andezin” bileşimindedir. Buna karşılık, mikro gözlemlere göre mafik granulitler içerisinde bazı plajioklaslar sönme açısı verilerine göre albit ($Ab_{94}An_{06}$) ve labrador bileşimleri ($Ab_{35}An_{65}$, $Ab_{32}An_{68}$) gösterir. Bazı plajioklaslar gerileyen reaksiyonlarla serisite dönüşmüştür.

Granat; Granatlar genellikle küçük boyutlu kristaller halinde, bazen de porfiroblast haldedir. Genelde yarıözşekilli – özşekilsiz ve yüksek röliyeflidir. Granatlar muhtemelen almandin bileşimindedir. Granatlarda yer yer klorite dönüşümler izlenir.

Collett ve diğ. (2015), Khair Khana Dağları’ndaki granulitlerin felsik granulit olduğunu söylemiştir. Aynı şekilde felsik granulit içerisinde küçük (<25 cm çapında) mafik granulit mercekleri içerdiğini belirtirler. Bu araştırmacılara göre, mafik granulitlerin mineral bileşimi ortoproksen + amfibol + plajioklas + biyotit + ilmenit ‘dir. Ayrıca Karapetov ve diğ. ‘ne (1981) göre, bu granulitlerin mineralojik bileşimi; rombik-proksen + monoklonik-proksen + plajioklas + K-feldspat +biyotit ve ilmenit ‘den oluşur.

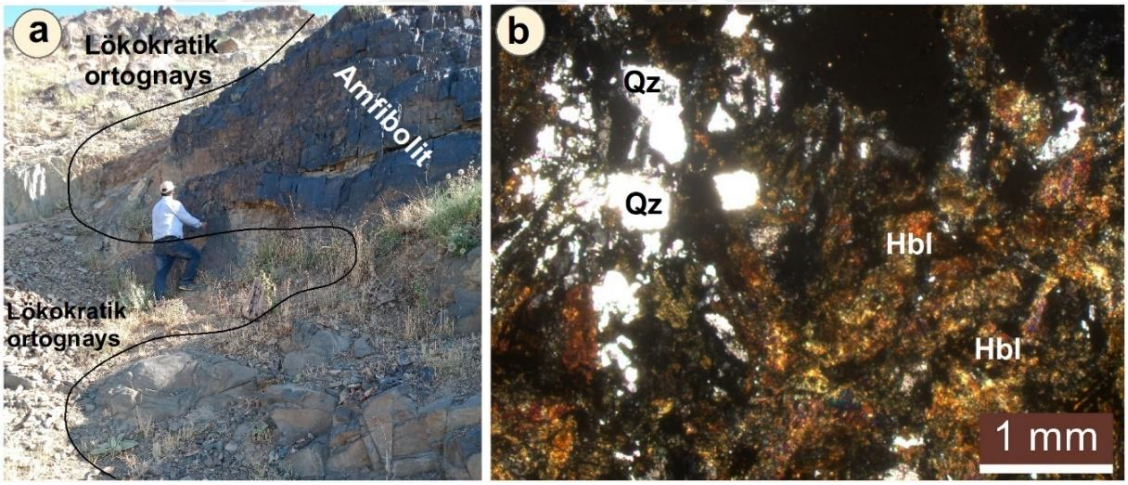
3. Amfibolit ve amfibol şist

Amfibolit ve amfibol şistler, lökokratik ortognayslar içerisinde ardalanmalı olarak büyük kütleler ve daha küçük araseviyeler – bantlar – mercekler halinde izlenir. Kabil İli kuzeyindeki çalışma alanında (Şekil 3.1 ve Ek-1) ortognays içerisinde oldukça yaygındır. Khair Khana Dağları’nın kuzey ve doğu bölümlerinde, Kariz-e-mir Mahallesi kuzeydoğusu ile Algoi Dağları civarında, lökokratik ortognayslar içerisinde araseviyeler – bantlar – mercekler halinde gözlenmektedir (Şekil 3.1, Şekil 4.61, 4.62a ve Ek-1).

Amfibolit ve amfibol şistler koyu gri - siyah, bazen koyu yeşilimsi siyah renkli olup ince-orta tanelidir. Bu kayaçlar yaygın olarak hornblend ve plajioklas içerir. Amfibolitler masif yapılı iken (Şekil 4.61 ve 4.62) amfibol şistler belirgin foliasyonludur.

Amfibolit ve amfibolşistlerde hornblend miktarı %75'e kadar, plajioklas miktarı %20'ye kadar izlenir. %7'ye kadar kuvars gözlenir.

Şekil 4.61. Lökokratik ortognaysлar içerisinde gözlenen amfibolit merceğinin arazi görünümü. Mevkii: Khair Khana Dağları civarı



Şekil 4.62. Lökokratik ortognaysların içerisinde izlenen amfibolitlerin Khair Khana Dağları civarındaki arazi görünümü (**a**) ve fotomikrografı (**b**). b: // nikol

Doku ve mineraloji: İnce kesitlerde nematoblastik ve granonematoblastik dokularla karekteristik olan amfibolit ve amfibolşistler hakim mineralojik bileşim olarak; *hornblend (çermakit) + plajioklas (albit, andezin) + kuvars ± klorit ± epidot ± aktinolit ± sfen ± apatit ± rutil* gözlenmektedir (Şekil 4.62b). Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.

Hornblend; Amfibol şistlerin ana bileşenini oluşturur (Şekil 4.62b). Hornblendler yeşil – yeşilimsi kahve renkli ve yarıözşekilli - özşekilsiz prizmatik kristaller halinde izlenir. 20^{o}-25^{o} arasında düşük açılı eğik sönme gösteren hornblendler muhtemelen

"çermakit" bileşimindedir. Hornblendler gerileyen reaksiyonlarla yer yer klorite ve aktinolite dönüşmüştür.

Plajioklas; Genelde özşekilsiz ve kapanımlıdır. Yer yer gerileyen metamorfizmayla serisite dönüşmüştür. Sönme açısı tayinlerine göre plajioklaslar albit ($Ab_{93}An0_7$) ve andezin ($Ab_{55}An_{45}$) bileşimindedir.

4.1.4.2. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık

Khair Dağları ortognaysı, İnceleme alanının kuzey bölgelerinde Khair Khana Dağları ile Ayina Barfi Dağları civarında ve Alghoi Dağları doğusunda, olivin mermelerden yapılı Anjerak formasyonunu keserek bölgeye yerleşmiştir (Ek-1). Bu bölgelerde, Khair Dağları ortognaysı, üstten Sherderwaza formasyonunun metapelitik şistleri ile uyumsuzlukla örtülmektedir. Sınır ilişkisi olmamakla birlikte, stratigrafik olarak, Paleoproterozoyik protolit yaşlı Khair Khana ortognaysı Neoarkeen protolit yaşlı Kasaba Dağları ortognaysını keserek üzerine yerleşmiştir (Şekil 3.3). Khair Khana Dağları ortognaysının kalınlığı, en kalın yüzeylemelerinin gözlendiği Khair Khana Dağları civarında yaklaşık 500 m 'dir.

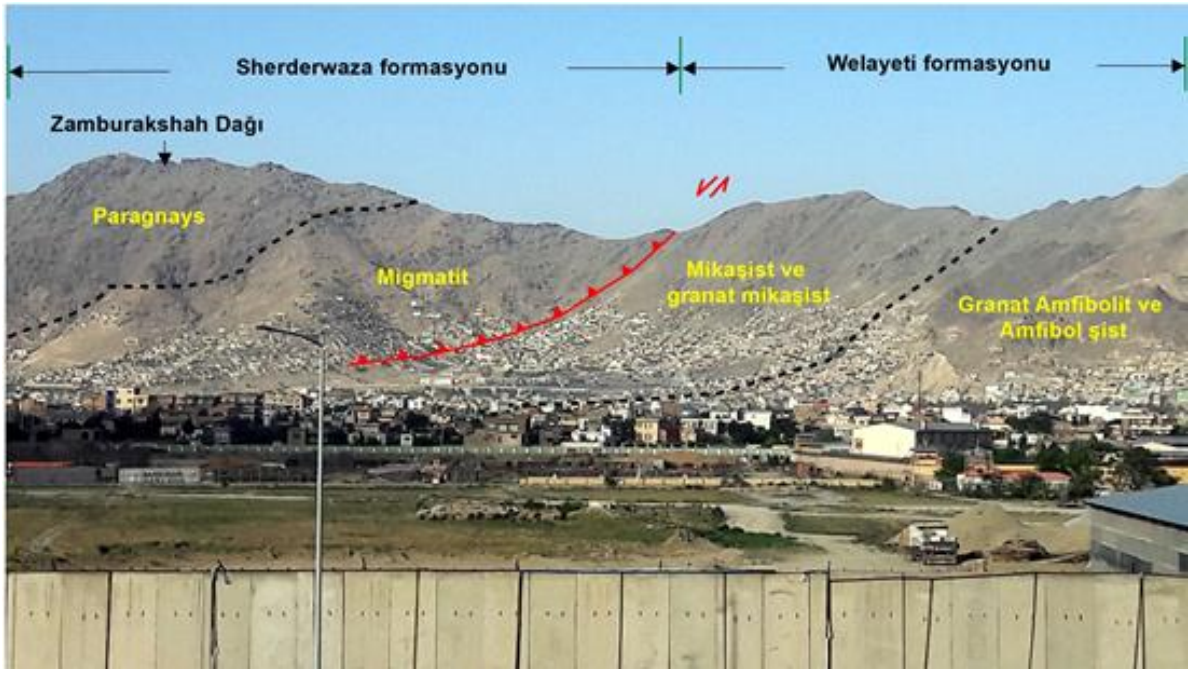
4.1.4.3. Yaş

Faryad ve diğ. (2016), Khair Khana ortognaysı olarak adladığı Khair Khana lökokratik ortognayslarda magmatik kristalleşme yaşını zirkonlardan yaptıkları U-Pb yaş verilerine göre 2.2-2.3 Ga (Paleoproterozoyik), aynı zamanda bu ortognayslar içerisinde mercek şeklinde olan felsik granulitlerin yaşını da 2.18±0.013 Ga (Paleoproterozoyik) olarak belirlemişlerdir. Dolayısıyla, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognaysların ve felsik granulitlerin protolit yaşı Paleoproterozoyik'dir. Faryad ve diğ. (2016), bu ortognayslarda ve felsik granülitlerde, metamorfik zirkondan yapılan yaşlandırmayla 1.85±0.014 Ga (Paleoproterozoyik) granulit fasiyesi metamorfizma yaşı tespit etmişlerdir. Ayrıca, Faryad ve diğ. (2016) Khair Khana Dağları ortognayslarında yer alan monazitdeki U-Th verilerine göre, 1.77±0.017 Ga (Paleoproterozoyik) granulit fasiyesi metamorfizma yaşı belirlemişlerdir.

4.1.5. Sherderwaza formasyonu

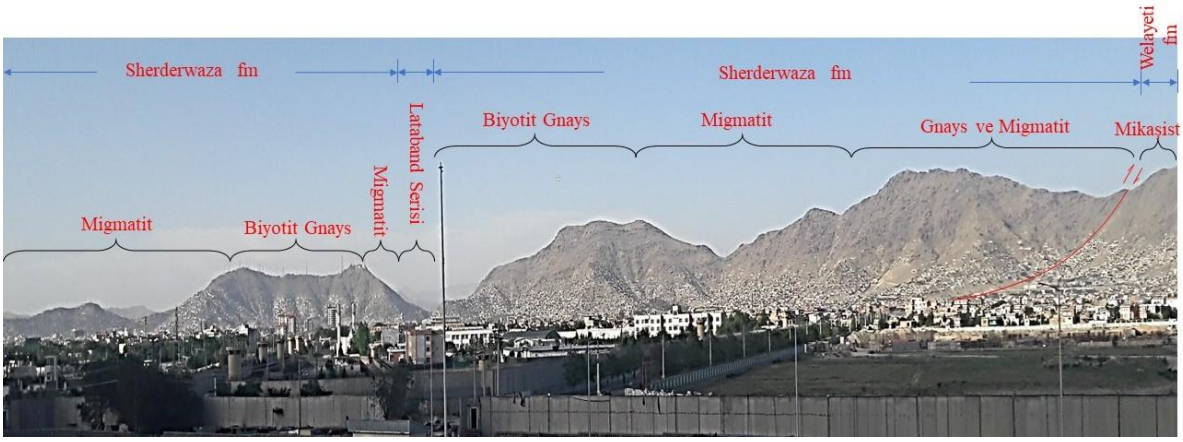
Birim; migmatit, paragnayslar, kuvarsit, mermer, amfibolit, amfibol şist ve mikaşistlerden oluşur. Sherderwaza formasyonu yaygın olarak, çalışma alanının kuzeyinde Khair Khana Dağları civarında, Ayina Barfi Dağları doğu ve kuzey kesimlerinde, Khawaza

Bughra ve 500 Aileler Mahalleleri kuzey kesimlerinde (Ek-1), çalışma alanının güneyinde Politeknik Üniversitesi kuzeyinde, Aliabad Dağı, Asmayee Dağı, Sherderwaza Dağı, Zanburakshah Dağı ve Kasaba Dağları'nın batısında gözlenir (Ek-2, Şekil 4.63). Bu formasyon ilk kez Karapetov (1981) tarafından adlandırılmıştır.



Şekil 4.63. Sherderwaza ve Welayeti formasyonlarının Zanburakshah Dağı ve Chehelstoon bölgesi civarındaki görünümü

Sherderwaza formasyonunun tabanında migmatitler yeralır. Üste doğru kalın bir paragnays seviyesi gözlenir. Bu paragnaysları; biyotit gnays, epidot-biyotit gnays ve mika gnays oluşturur. Paragnayslar amfibolit ara düzeyleri ve mercekleri içerir. Formasyonun alt düzeylerinde paragnayslarla ardalanmalı mermer ve genelde mercekler halinde kuvarsitler görülür. Sherderwaza formasyonunun üst seviyelerine doğru biyotitşistler ve mikaşistler gözlenir (Şekil 3.3 ve 4.64).



Şekil 4.64. Sherderwaza, Lataband ve Welayeti formasyonlarının TV Dağı ve Zanburakshah Dağı civarındaki yüzeylemeleri

4.1.5.1. Litoloji ve Petrografi

Sherderwaza formasyonu, yaygın olarak paragnayslardan oluşur. Birim içerisinde ayrıca; migmatit, mikaşist, biyotit şist, amfibolit, amfibol şist, mermer ve kuvarsitler gözlenir.

Formasyon içerisinde gözlenen bu litolojiler, üye mertebesinde 6 değişik litoloji altında tanımlanmıştır. Bunlar alttan üste doğru aşağıdaki gibidir:

1) **Migmatit**
2) **Paragnays**
3) **Kuvarsit**
4) **Mermer**
5) **Amfibolit ve amfibol şist**
6) **Mikaşist ve biyotit şist**

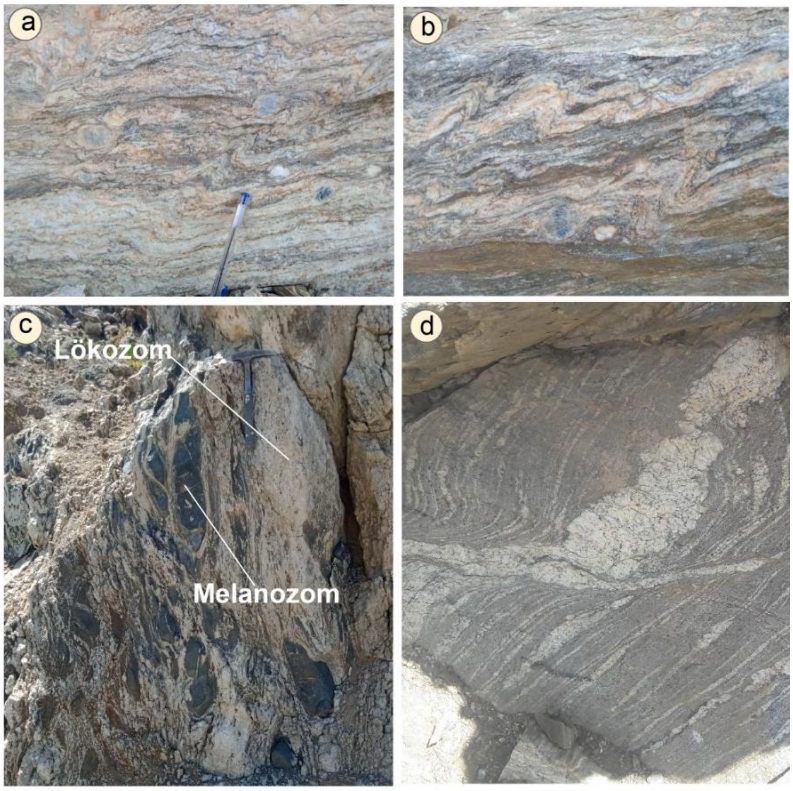
1) Migmatit

Sherderwaza formasyonu içerisinde gözlenen migmatitler paragnayslardan itibaren migmatitleşme ile oluşmuştur. Çalışma alanının kuzey kesimindeki 500 Aileler Mahallesi'nin kuzey kesimlerinde oldukça küçük mostralar halinde izlenir (Şekil 3.1 ve Ek-1). Buna karşılık, çalışma alanının güneyinde Aliabad Dağı, Sherderwaza Dağı'nın güney ve kuzey kesimlerinde, Kabil Politeknik Üniversitesi kuzeyinde ve Zanburakshah Dağı civarında geniş alanlarda yüzeyler (Şekil 3.2, Ek-2).

Migmatitler Sherderwaza formasyonun taban kesimlerini oluşturur. Genelde, üstten paragnayslarla uyumlu geçiş gösterir. Zanburakshah Dağı'nın güney kesimlerinde Welayeti

formasyonunun granat mikaşistleri üzerinde tektonik dokanakla yeralır (Ek-2). Migmatitlerin kalınlığı 3 m ile maksimum 650 metre arasındadır. .

Bu kayaçlar orta-iri taneli ve çoğunlukla foliasyonlu bir yapıya sahiptir. Migmatitlerde melanozom ve lökozom bölümleri açıkça görülmektedir (Şekil 4.65). Lökosom seviyelerini kuvars, plajioklas, ortoklas ve mikroklin oluşturur. Melanozom tipik olarak biyotit, amfibol ve klinoproksen içerir. Melanozomların ortalama çapları yaklaşık 10 -150 cm'dir (Şekil 4.65).

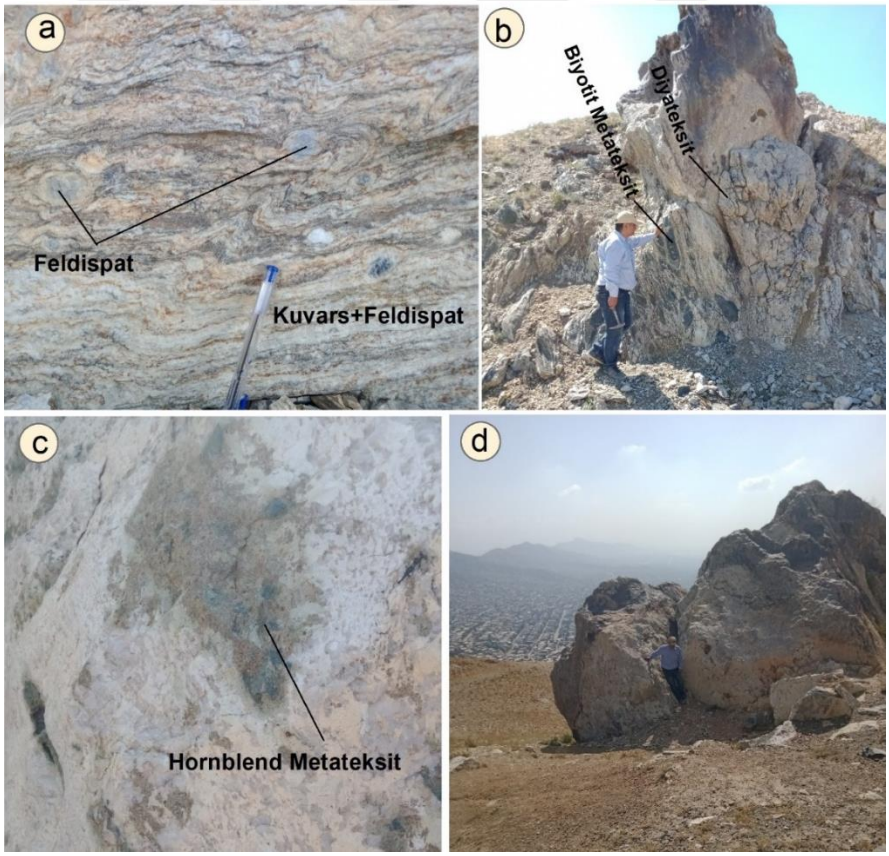


Şekil 4.65. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler. **a ve b)** Pitigmatik yapılı migmatitler; **c**) Şöllen (sal) yapılı migmatit **d**) Surreitik (çekme) yapısı gösteren migmatit. Mevki: a, b, c) Khair Khana Dağları, d) Zanburakshah Dağı

Çalışma alanında gözlenen migmatitlerdeki lökozomlar ince-iri tanelidir ve magmatik doku gösterirler. Lökozom kesim; kuvars, plajioklas ve K-feldispat (ortoklas ve mikroklin) içerir ve bunlar lökotonalitik ile granitik bileşimlidir. Lökozomlar farklı oranlarda kuvars, plajioklas ve K-feldispattan oluşur. Bazı lökotonalitik tipler sadece feldispattan yapılıdır. Bazı kayaç kütlelerinde %50 'den fazla K-feldispat içerir. Bu durum, muhtemelen, eriyik ayrışmasının tamamen verimli olmadığını ve eriyiğin uzun mesafeler

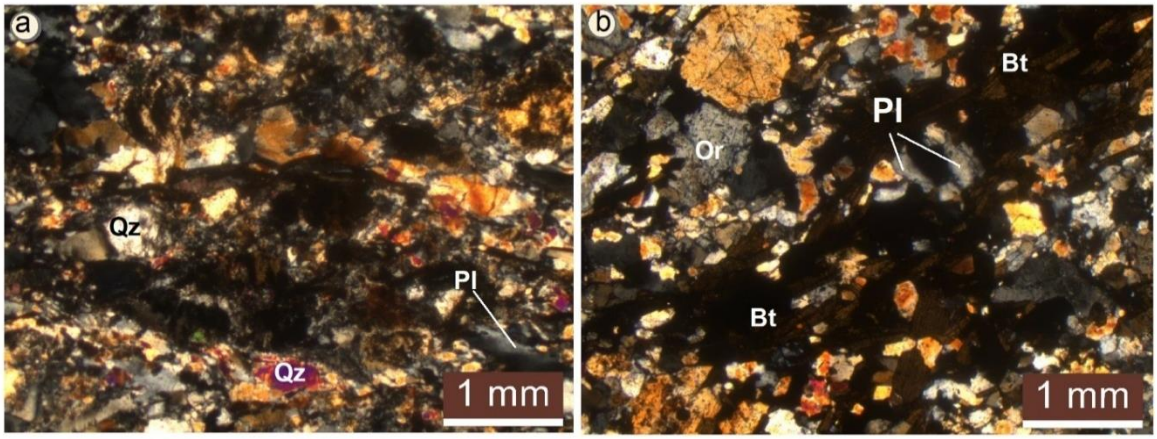
boyunca göç etmediğini gösterir. Migmatitlerde pitigmatik, şöllen (sal) ve surreitik (çekme) yapılar tipik olarak izlenmektedir (Şekil 4.65).

Bazı yerlerde metamorfik farklılaşma ve kısmi füzyon ile segregasyon (genellikle kuvars ve feldispat) süreci görülür. Bu da Kabil Bloğu'nda metateksi sürecini gösterir. Çalışma alanında nadiren metateksit oluşumları görülmektedir. Diğer yandan füzyonun tamamlanabileceği yüksek dereceli anateksi bölgede daha yaygındır. Bazı yerlerde diateksitlere geçiş görülür. Bu diateksitlerde paleozom artık toplam kayacın önemli bir oranını temsil etmez. Diyateksitler çoğunlukla melanozomdan oluşur ve foliasyonludur. Diateksitlerin bileşimleri granitlere benzer. İçerisinde kalıntı plajioklaslar gözlenir. Ayrıca granofirik dokuya çok benzeyen bu migmatitlerde kuvars ve alkali feldispatın iç içe büyümesi görülür. Bu dokular, bir silikat eriyiğinden kuvars ve feldispatın eşzamanlı kristalleşmesini gösterir (Şekil 4.66).



Şekil 4. 66. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitlerde diyateksit ve metateksit oluşumu. **a)** Khair Khana Dağları'nın yüksek derecede ergime gösteren diateksitleri; bileşimleri granitlere benzerdir. **b)** Migmatitlerde biyotit metateksit ve diyateksit. **c)** Migmatitlerde hornblend metateksit ve diyateksit. **d)** Hornblend merceklerinin gözlendiği biyotitçe zengin migmatitler; Mevki: Khair Khana Dağları civarı

Migmatitlerin bileşimlerinde genel olarak; kuvars (%20-40), K-feldspat (ortoklas ve mikroklin) (%30-40), plajioklas (%20-30) ve biyotit (%10-20) izlenir (Şekil 4.67).

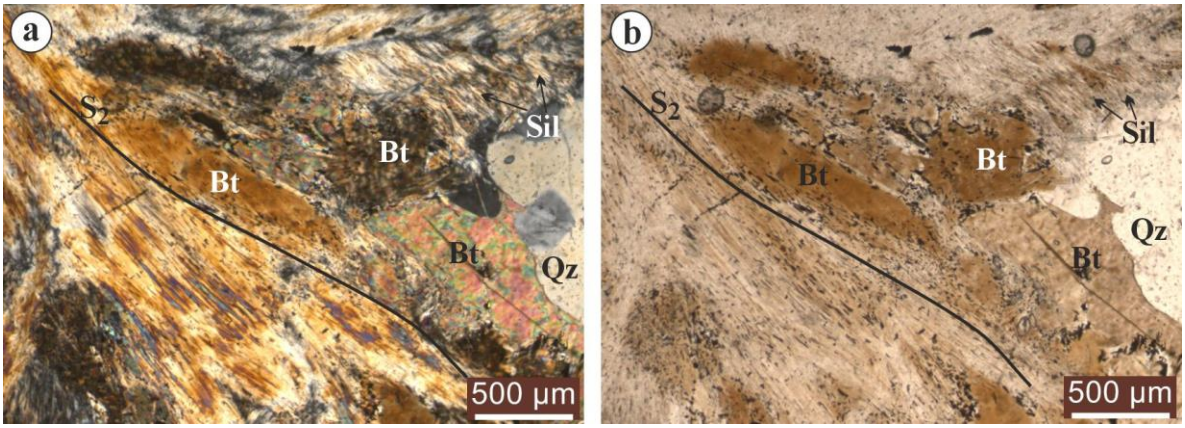


Şekil 4.67. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitlerin fotomikrografları. **a)** Biyotit içermeyen migmatitler. **b)** Biyotit içeren migmatitler. Bu migmatit, çalışma alanının güney kesiminde bulunur ve granitlere benzer bir bileşime sahiptir. Or: Ortoklas, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Bt: Biyotit. a, b: // nikol

Doku ve mineraloji: Migmatitler, granoblastik doku ve daha az ölçüde lepidogranoblastik dokular sunar. Migmatitlerde hakim mineralojik bileşim olarak; *kuvars + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + plajioklas (albit, labrador, bitovnit) + biyotit (Fe-biyotit) + granat (almandin) + sillimanit ± hornblend (çermakit) ± klinoproksen + Fe-klorit (piknoklorit) ± turmalin ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit* gözlenmektedir (Şekil 4.67). Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.

Biyotitler; levhamsı şekilli ve kahve-kırmızı renklidir. Mikroprob gözlemlerine göre biyotitler Fe-biyotit bileşimindedir. Migmatitler içerisinde yeşil renkli, levhamsı şekilli biyotitler de izlenir. Bu minerallar sub-idoblastik taneler halindedir. Bazen alkali feldispatlarda kapanımları gözlenir. Migmatitlerde S_2 foliasyonunu oluşturan kahve renkli biyotitler, dilinimleri ve kristal kenarlarından itibaren ilerleyen reaksiyonlarla lifsi sillimanitlere dönüşmüştür (Şekil 4.68). Bazende gerileyen reaksiyonlarla klorite dönüşmüştür. Miktarları, çalışma alanının kuzeyindeki migmatitlerde daha fazladır ve güneye doğru miktarı azalır.

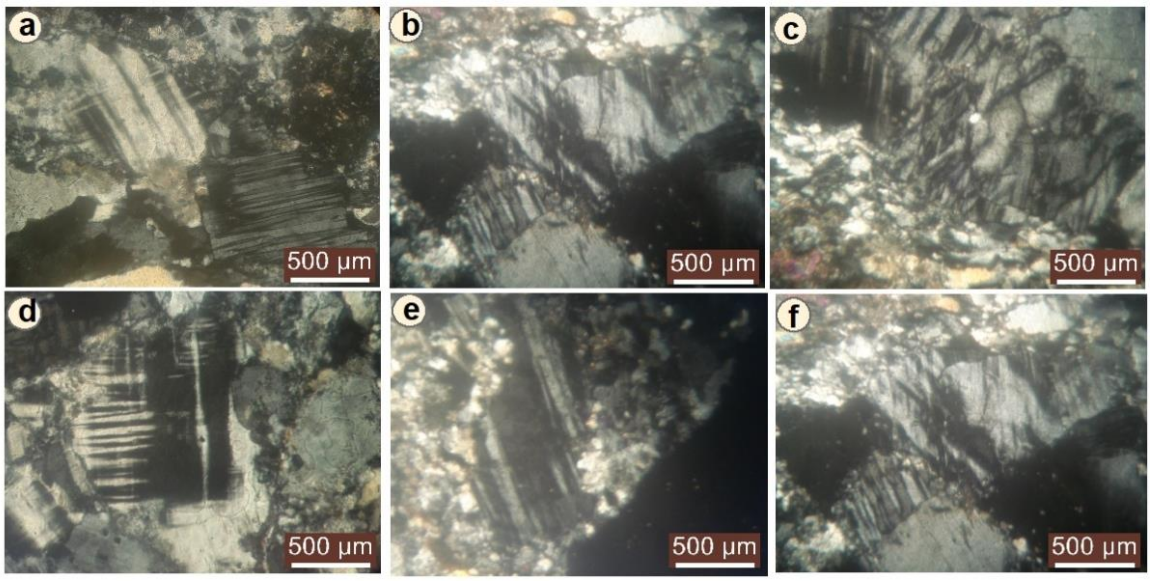
Sillimanit; lifsi şekillidir. Migmatitlerde oranları % 7 ‘ye kadar ulaşır. Biyotitden itibaren ilerleyen metamorfizma ile açığa çıkmıştır (Şekil 4.68).



Şekil 4.68. Migmatitlerde biyotitden itibaren oluşan sillimanitler. Bt: Biyotit, Sil: Sillimanit, Qz: Kuvars. (a) // nikol, (b) tek nikol

Plajioklas; migmatitlerin ana bileşenlerinden birini oluşturur. Plajioklaslar bazen porfiroblast halde, bazen de daha küçük boyutlu genelde yarıözşekilli – özşekilsiz kristaller halinde izlenir. Plajioklaslarda kurtçuklar şeklinde kuvars kapanımları gözlenir ve bu mirmekitik dokuyu oluşturur. Plajioklaslar, genellikle ince bir polisentetik ikizleri olan hipidiyoblast formlara sahiptir.

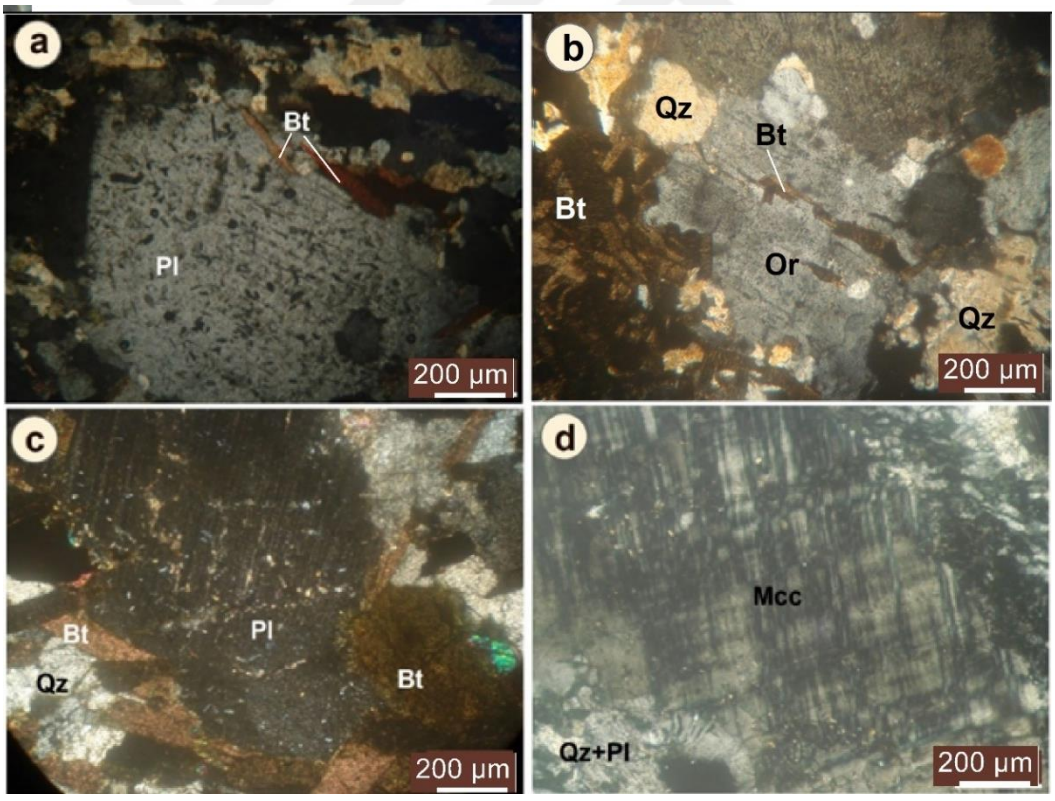
Plajioklaslarda yer yer yüksek deformasyon sonucu alev şeklindeki ikizlenme görülür. Plajioklaslar bazen polisentetik, karlsbad ve albit-periklin ikizleri gösterir. Ayrıca, deformasyon ikizleri gösteren deforme olmuş plajiklaslar da izlenmektedir (Şekil 4.69).



Şekil 4.69. Migmatitlerde farklı modlara sahip deformasyon ikizlerini gösteren deforme olmuş plajioklasların mikrografları. Migmatitlerde gözlenen plajioklaslardaki deformasyon ikizleri, yüksek gerilme bölgesinde çekirdeklenmiş sivrilen kenarlar gösterir. Bu kayaçlarda yüksek deformasyon sonucu alev şeklinde ikizlenme oluşmaktadır. // nikol

Mikroprob analizleri sonucu, migmatitler içerisinde labrador ve bitovnit bileşimli plajioklaslar tespit edilmiştir. Ayrıca, yapılan sönme açısı tayinlerine göre albit ($Ab_{94}An_{06}$) bileşiminde plajioklaslara da rastlanılmıştır. Plajioklaslar gerileyen metamorfizmayla yer yer serisite dönüşmüştür.

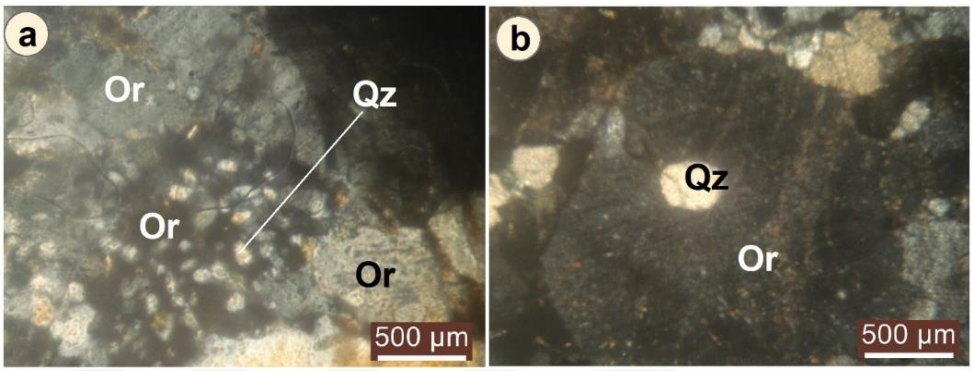
K-feldispatlar: ***Ortoklas;*** çoğunlukla ksenomorfiktir. Ortoklaslarda bazı mineral kapanımları görülür. Bunlar genellikle opak mineral kapanımlarıdır. Ancak bazı durumlarda bu ortoklaslarda biyotit kapanımı görülür (Şekil 4.70b). Ortoklaslar nadiren pertitik bir yapıya sahiptir. Çoğunlukla, plajioklaslar içerisinde lameller şeklinde gözlenerek antipertitik yapıyı oluşturur (Şekil 4.70a, ve c). Ortoklaslarda yer yer serisite dönüşümler izlenir. ***Mikroklin;*** Çoğunlukla ksenoblastik formlarda görülürler. Ayırt edici bir ekose (çapraz çizgili) ikizlenme ile karakterize edilir (Şekil 4.70d).



Şekil 4.70. a, b, c) Migmatitlerde antipertitik yapılı plajioklas, ortoklas, kuvars ve biyotit. **d)** Migmatitlerde izlenen mikroklin. Or: Ortoklas, Mcc: Mikroklin, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Bt: Biyotit. a, b, c, d: // nikol

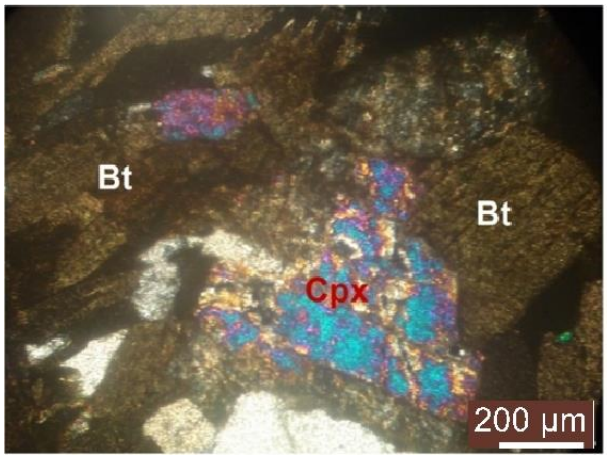
Kuvars; Migmatitler içerisinde ksenoblastik olarak gözlenir, bazen kuvars taneleri dalgalı sönme gösterir. Loblu ve konkav konveks temas gösterir. Bu migmatitlerde nadiren

kuvars ve alkali feldispatın iç içe büyümesi görülür. Bunlar granofirik dokuya çok benzer. Bu dokular, ötektik noktada, belki de anateksi sırasında su açısından zengin bir fazın mevcudiyetinde, bir silikat eriyiğinden kuvars ve feldispatın eşzamanlı kristalleşmesini belgelemektedir (Şekil 4.71).



Şekil 4.71. a, b) Migmatitlerde kuvars (Qz) ve ortoklasın (Or) iç içe büyümesi. a, b: // nikol

Klinoproksen; Genelde küçük taneli ve yarıözşekilli kristaller halindedir (Şekil 4.72). Çok soluk yeşil renklidir. 45º-47º arasında eğik sönme gösterirler. Bu özellikleri ile muhtemelen diyopsit/ojit bileşimindedir.



Şekil 4.72. Migmatitlerde biyotit ve klinopoksenler. Cpx: Klinoproksen, Bt: Biyotit. // nikol

Hornblend; Migmatitlerde nadiren, yeşilimsi-kahverengi renkli hornblendler görülmektedir. Prizmatik şekilleri ile belirgin bu hornblendler muhtemelen çermakit bileşimindedir.

Granat; genelde yarıözşekilli prizmatik kristaller halindedir. Çoğunlukla küçük boyutlu kristalleri izlenir. Nadiren porfiroblast halde bulunur. Granatlar muhtemelen almandin bileşimlidir.

2. Paragnays

Paragnayslar Sherderwaza formasyonunda oldukça yaygın olarak gözlenir. İnceleme alanının kuzey kesimlerinde; Anjerak Mahallesi batısında, Khair Kana Dağları civarında, 315 Aileler – Khawja Bughra – 500 Aileler Mahallelerinin kuzeyinde, Khair Khana Mahallesi güney ve güneybatısında (Şekil 3.1, Ek-1), çalışma alanının güney kesimlerinde ise; Tv Dağı civarında ve Sherderwaza Dağı güneyinde yüzeyler (Şekil 3.2, Ek-2).

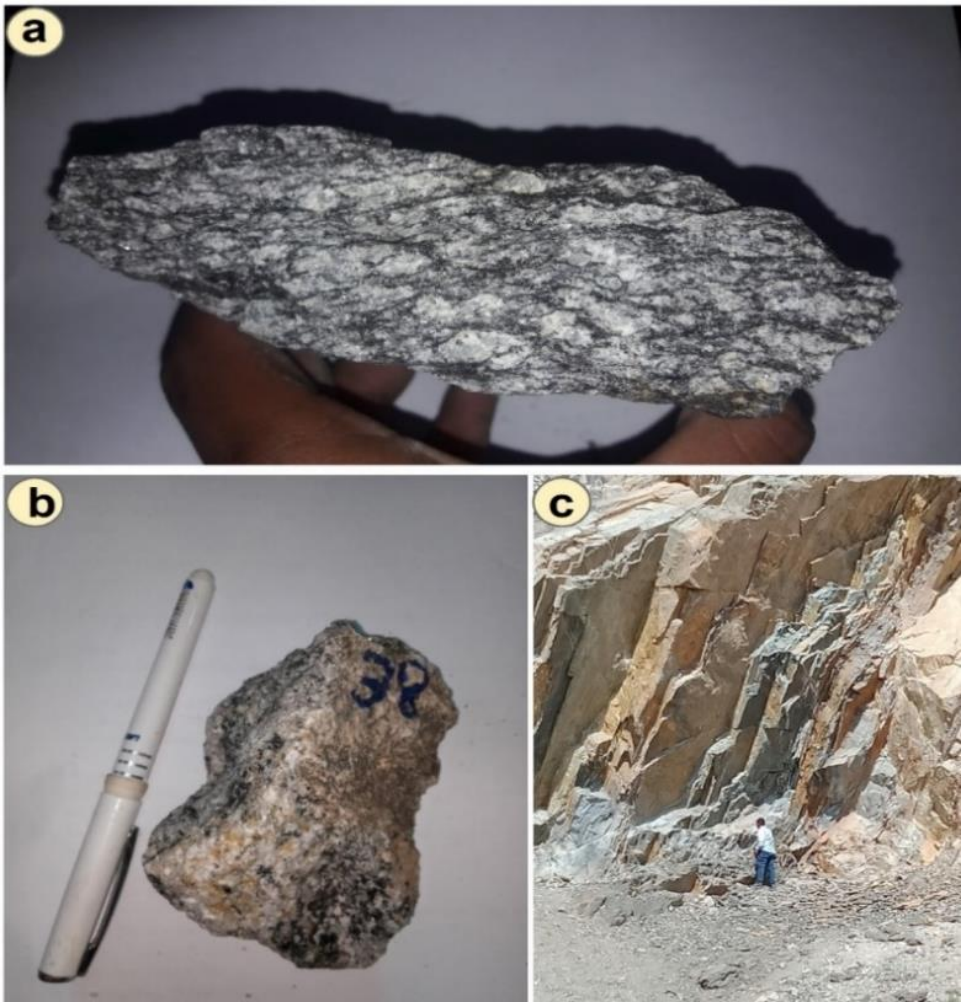
Sherderwaza formasyonu içerisindeki paragnayslar migmatitlerin üzerinde onlarla uyumlu olarak yeralır. Paragnayslar amfibolit, kuvarsit ve mermerlerle ardalanma sunar. Üst seviyelerinde biyotit şist, mikaşist ve ortognayslar tarafından örtülür (Şekil 3.3).

Sherderwaza formasyonu içerisindeki paragnaysları; biyotit gnays, epidot-biyotit gnays ve mikagnays oluşturur. Bu gnaysların özellikleri aşağıda ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

Çalışma alanında paragnayslar yapısal açıdan üç farklı biçimde gözlenmektedir; 1) Bantlı paragnayslar (foliasyonlu), 2) Masif paragnayslar (foliasyon gostermiyor) ve 3) Gözlü para gnayslar (Şekil 4.73).

Bu paragnayslar güneydeki çalışma alanında (Şekil 3.2 ve Ek-2) genellikle bantlı paragnayslar ve bazen de gözlü paragnayslar şeklinde farklı formlarda görülür. Kuzeydeki çalışma alanında ise Khair Khana Dağları civarında (Şekil 3.1, Ek-1) masif paragnayslar daha yaygındır.

Gözlü paragnayslar, orta taneli kuvars ve biyotitli feldispat matrisi içinde yer alan büyük feldispat porfiroblastları ile karakterize edilir (Şekil 4.73).



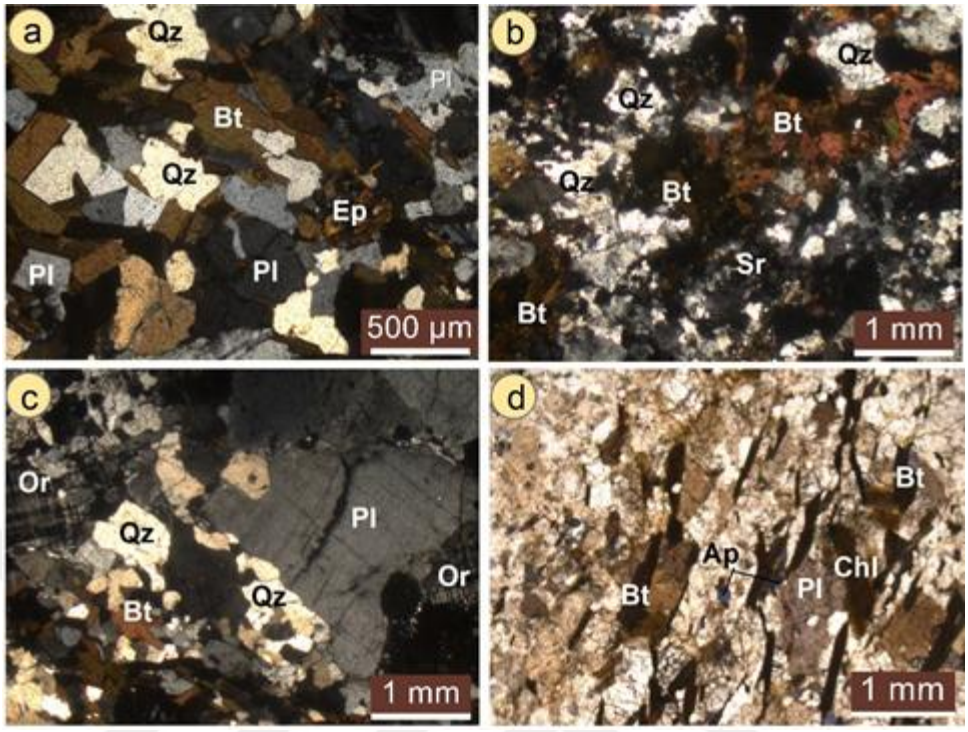
Şekil 4.73. a) Gözlu paragnays, Mevki: Tv Dağı, **b**) Masif paragnays, Mevki: Kasaba Dağları. **c**) Bantlı paragnays, Mevki: Khair Khana Dağları

❖ **Biyotit gnays**; Sherderwaza formasyonun bütün seviyelerinde gözlenir. Güneyde Sherderwaza Dağı'ndan başlar, kuzeye doğru Alghoi Dağları'na kadar devam eder. Biyotit gnayslar gri renkli, orta ile iri taneli, iyi şekilde foliasyon gösteren metamorfik kayaçlardır (Şekil 4.74). Folasyon yapısı iyi gelişmiştir ve tektonik deformasyonun yüksek olduğu alanlarda mikro kıvrımlı görünmektedir.

Biyotit gnayslar; kuvars (%30-40), plajioklas (%20-30), biyotit (%15-20), K-feldispat (ortoklas ve mikroklin) (%10-15), hornblend (%2-3) ve epidot (%1-2) içerir.

Şekil 4.74. Sherderwaza formasyonunda biyotit gnaysların arazi görünümleri. **a**) Biyotit gnays, Mevki: Khair Khana Dağları, **b**) Biyotit gnays, Mevki: Alghoi Dağları, **c**) Biyotit gnayslarda bantlı yapı, Mevki: Kasaba Dağları, **d**) Biyotit gnays el örneği, Mevki: Tv Dağı

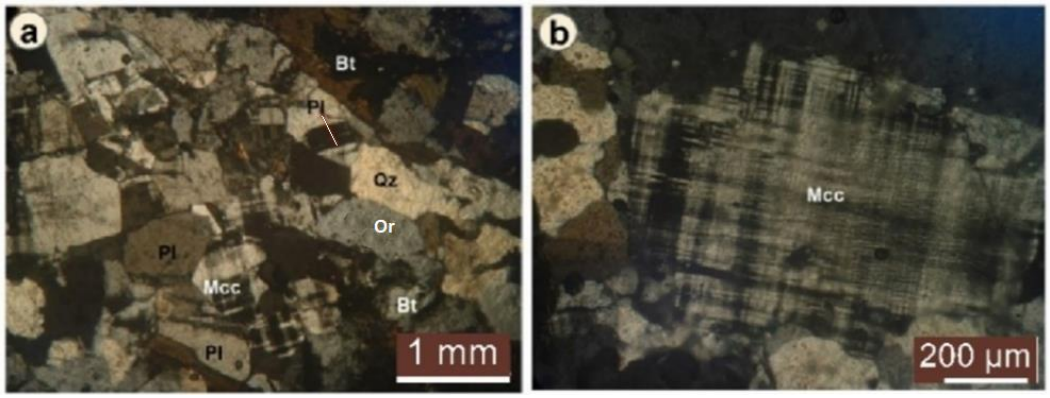
Doku ve mineraloji: Bu kayaçlar, lepido-granoblastik doku ve daha az ölçüde granolepidoblastik, granoblastik, lepidogranoblastik matriste porfiroblastik, poikiloblastik ve iskelet dokuları sunar. Biyotit gnayslarda hakim mineralojik bileşim olarak; *kuvars + plajioklas (albit, oligoklas, labrador) + biyotit (yeşil, kahve) + sillimanit + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + hornblend (magnesio-demir hornblend, çermakit) + granat (almandin) + epidot + zoisit/klinozoisit + Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) ± Mg-klorit (penin-klinoklor) ± turmalin ± sfen ± apatit ± magnetit ± rutil ± ilmenit* içerir (Şekil 4.75). Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.



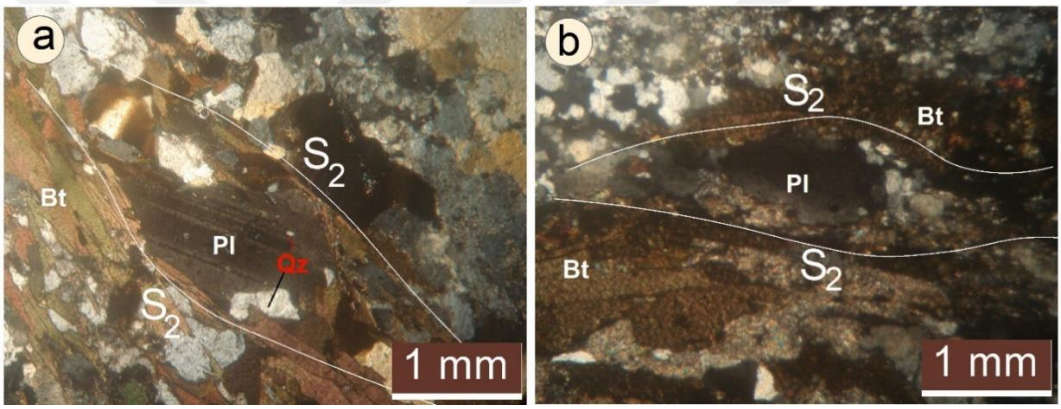
Şekil 4.75. Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnaysların fotomikrografları. Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Bt: Biyotit, Chl: Klorit, Ap: Apatit, Or: Ortoklas, Ep: Epidot, Sr: Serisite dönüşmüş plajioklas. // nikol

Plajioklas: Biyotit-gnaysların ana bileşenini oluşturur (Şekil 4.76). Plajioklaslar bazen küçük boyutlu, yarı özşekilli-özşekilsiz kristaller bazen de porfiroblastlar olarak görülür. Plajioklaslarda yer yer albit-periklin ve polisentetik ikizler belirgindir. Plajioklas porfiroblastları kuvars, epidot, hornblend (soluk yeşil – yeşil), klorit ve opak mineral kapanımları içerir. Bazı plajioklas porfiroblastları, kahve renkli biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyon düzlemi tarafından sarılmıştır. Buna göre bu plajioklaslar F_2 deformasyon evresine göre pretektonik bir özellik gösterir (Şekil 4.77). Özellikle belli-belirsiz S_1 foliasyonunu oluşturan epidot, hornblend (yeşil-soluk yeşil) ve klorit kapanımları, ilk metamorfizma evresinde kayacın düşük sıcaklıklı amfibolit fasiyesindeki (epidot-amfibolit fasiyesi) bir metamorfizmanın etkisi altında kaldığını gösterir. Kahve renkli biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyonu ise orta-yüksek sıcaklıklı amfibolit fasiyesi şartlarını yansıtır.

Yapılan sönme açısı tayinlerine göre, biyotit gnays içerisinde yer alan plajioklaslar albit ($Ab_{93}An_{07}$), oligoklas ($Ab_{75}An_{25}$) ve labrador ($Ab_{44}An_{56}$, $Ab_{35}An_{65}$) bileşimindedir. Plajioklaslar gerileyen metamorfizmayla yer yer serisite dönüşmüştür.

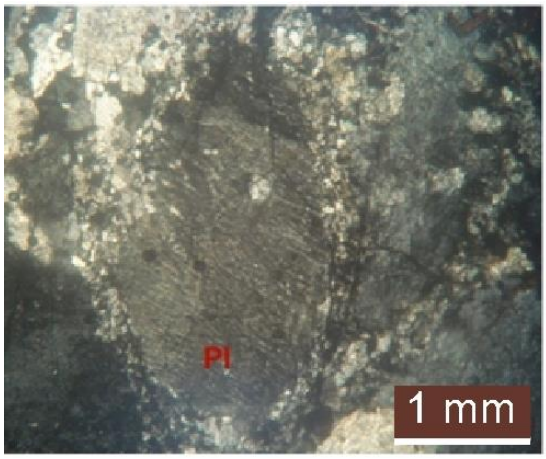


Şekil 4.76. a, b) Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnayslardaki feldispat, kuvars ve biyotitler. **Or**: Ortoklas, **Qz**: Kuvars, **Pl**: Plajioklas, **Bt**: Biyotit, **Mcc**: Mikroklin. a, b: // nikol



Şekil 4.77. Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnayslardan görünüm. S_2 foliasyonu tarafından sarılmış pretektonik plajioklaslar (Pl). Bt: Biyotit. // nikol

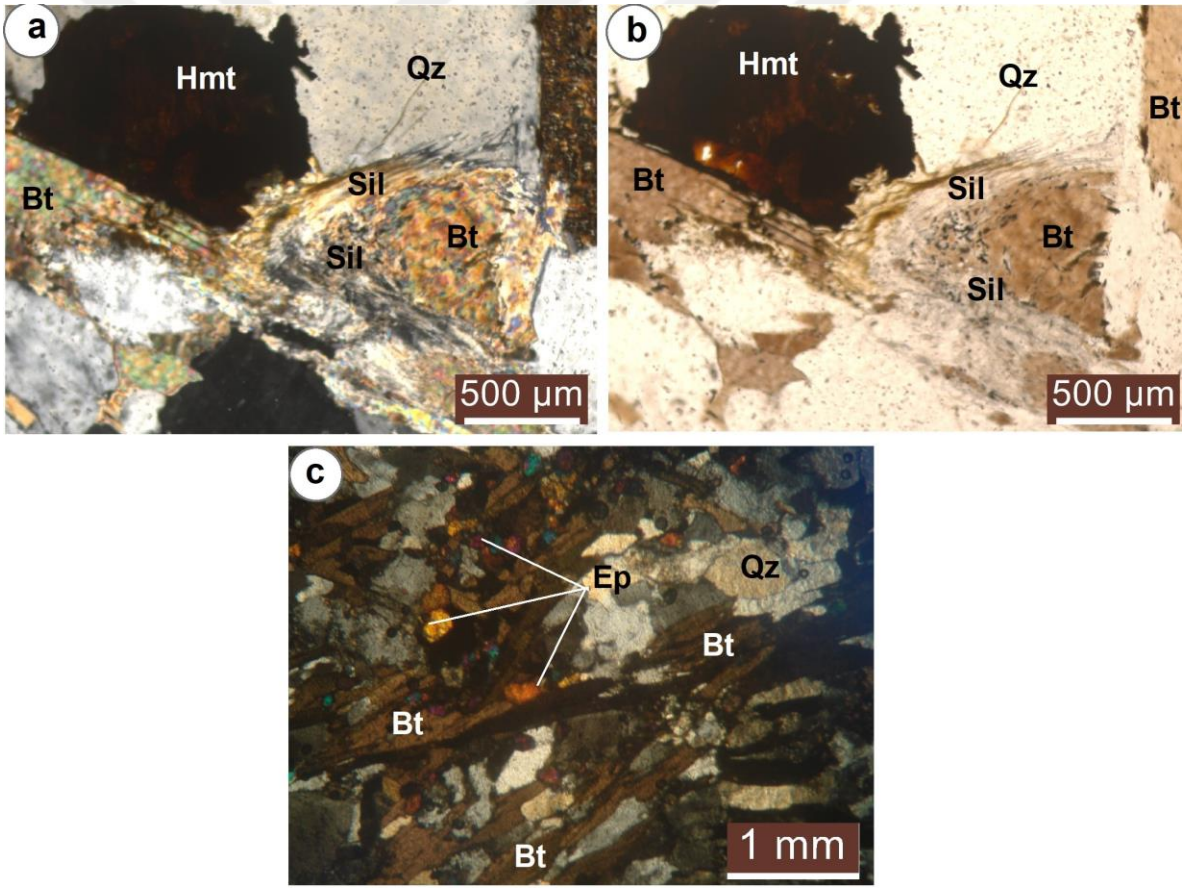
Bazı plajioklaslar içerisinde bulunan K-feldispat lamelleri antipertit dokusunu oluşturur (Şekil 4.78).



Şekil 4.78. Biyotit gnaysda antipertit dokusu gösteren plajioklas (Pl). // nikol

K-feldispatlar: K-feldispatları ortoklas ve mikroklin oluşturur. ***Ortoklas;*** özşekilsiz, genelde karlsbad ikizli ve bol kapanımlıdır (Şekil 4.75c ve Şekil 4.76a). Kuvars biyotit ve opak mineral kapanımları içerir. Ortoklaslarda gerileyen metamorfizmayla serisite dönüşümler izlenir. Bazen pertitik yapı gösterirler. ***Mikroklin;*** genellikle özşekilsiz-yarıözşekilli olup belirgin albit-periklin ikizi gösterir (Şekil 4.76b).

Biyotitler; levhaması şekilli ve yeşil-kahve renklidir (Şekil 4.79). Biyotit gnayslarda oranları % 20 'ye kadar ulaşır. Kahve renkli biyotitler, ilerleyen metamorfizma ile dilinim ve kristal kenarlarından itibaren lifsi sillimanite dönüşmüştür (Şekil 4.79a ve b). Bazı biyotitlerde gerileyen reaksiyonlarla klorite dönüşümler izlenir.



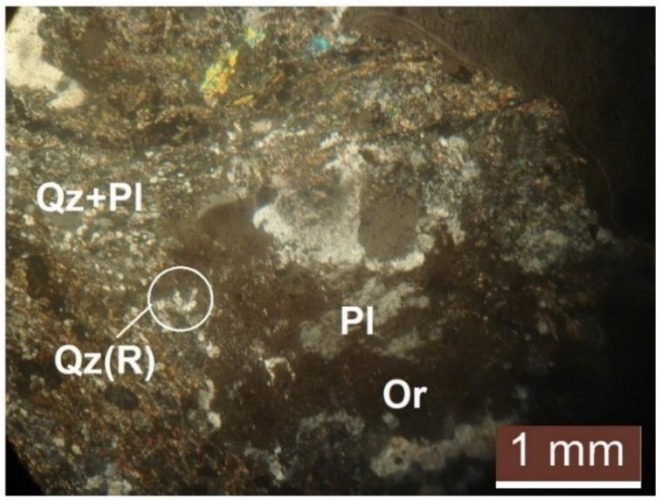
Şekil 4.79. Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnayslarda izlenen biyotit, biyotitden dönüşen lifsi sillimanit ve epidot mineralleri. Qz: Kuvars, Bt: biyotit, Ep: Epidot, Hmt: Hematit. a, c: // nikol, b: / nikol

Sillimanit; lifsi şekilli kristaller halinde izlenir. Biyotit gnayslarda biyotitden itibaren ilerleyen reaksiyonlarla açığa çıkmıştır (Şekil 4.79a ve b).

Epidot grubu; biyotit gnayslarda epidot ve zoisit/klinozoist gözlenmiştir (Şekil 4.79c). Çok yüksek röliyefli ve genellikle küçük taneler şeklinde görülürler. Bu kayaçlarda zoisit/klinozoisitler % 2-4 oranına kadar gözlenmiştir.

İnceleme alanında faylar boyunca uzanan biyotit gnayslar, makaslama zonlarının artması nedeniyle *milonitik biyotit gnaysları* oluşturmuşlardır. Bu gnayslar bileşim olarak biyotit gnayslara benzemekle birlikte deformasyon sonucu foliasyon kazanmış ve *milonit* şeklinde ortaya çıkmıştır. Çoğu, Ziarat Sakhi Mahallesi yakınlarındaki TV Dağı'nda izlenen faylar boyunca gözlenir (Ek-2, Şekil 4.80).

Bu milonitik biyotit gnayslarda kuvars taneleri, kuvars şeritleri (quartz ribbons) olarak görülebilen kristal plastik deformasyonun imzasını gösterir. Kuvars şeridine bitişik plajioklasın tercih edilen yönelimi folasyonu tanımlar. Kuvars sünek bir şekilde akar ve yeniden kristalleşir. Bu milonitik biyotit gnays genellikle güçlü sünek deformasyon için kanıt gösterir ve normal olarak yuvarlak porfiroklastlar ve matristeki minerallere benzer bileşime sahip litik parçalar içerir (Şekil 4.80).



Şekil 4.80. Sherderwaza formasyonuna ait milonitik biyotit gnaysın fotomikrografı. Porfiroblastlar ve ince taneli yeniden kristalize agregaların kuvars şeritleri oluşturma bölgesi ve kataklastik olarak deforme olmuş feldispat. Or: Ortoklas, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Qz (R): kuvars şeritleri (quartz ribbons). // nikol

Granat; Biyotit gnayslarda oranı % 5 'e kadar ulaşır. Yarıözşekilli prizmatik kristaller halinde izlenen granatlar bazen porfiroblast haldedir. Çoğunlukla, küçük boyutlu kristaller halinde gözlenir. Muhtemelen almandin bileşiminde olan granatlar, gerileyen metamorfizmayla yer yer klorite dönüşmüştür.

Hornblend; Biyotit gnayslar içerisinde %6 oranına kadar izlenir. İki tür hornblende rastlanılmıştır. Hornblendlerden bazıları yeşil-soluk yeşil renkli, genelde uzun prizmatik şekilli ve 26^o-29^o açılı eğik sönmelidir. Bu hornblendler muhtemelen magnesio-demir hornblend bileşimindedir. Bu hornblendler nispeten düşük sıcaklıklı amfibolit fasiyesi şartlarında oluşmuş olmalıdır. Hornblendlerin bazıları ise yeşilimsi kahve - kahve renkli, 25^o-30^o açılı eğik sönmeli ve prizmatik şekillidir. Bu hornblendler muhtemelen çermakit bileşimlidir. Bu hornblendler muhtemelen, amfibolit fasiyesinin orta-yüksek sıcaklık alanlarında oluşmuştur.

Klorit; Biyotit gnayslar içerisinde Mg-Fe kloritler (ripidolit-piknoklorit) ve Mg-kloritler (penin-klinoklor) izlenir. Mg-kloritler soluk yeşil renkli ve genelde yarıözşekilli olup muhtemelen penin-klinoklor bileşimindedir. Mg-Fe kloritler ise, belirgin yeşil renkli, kuvvetli pleokroik olup, muhtemelen ripidolit-piknoklorit bileşimindedir. Bunlar, biyotit gnayslar içerisinde biyotitden ve granatdan itibaren gerileyen reaksiyonlarla açığa çıkmıştır.

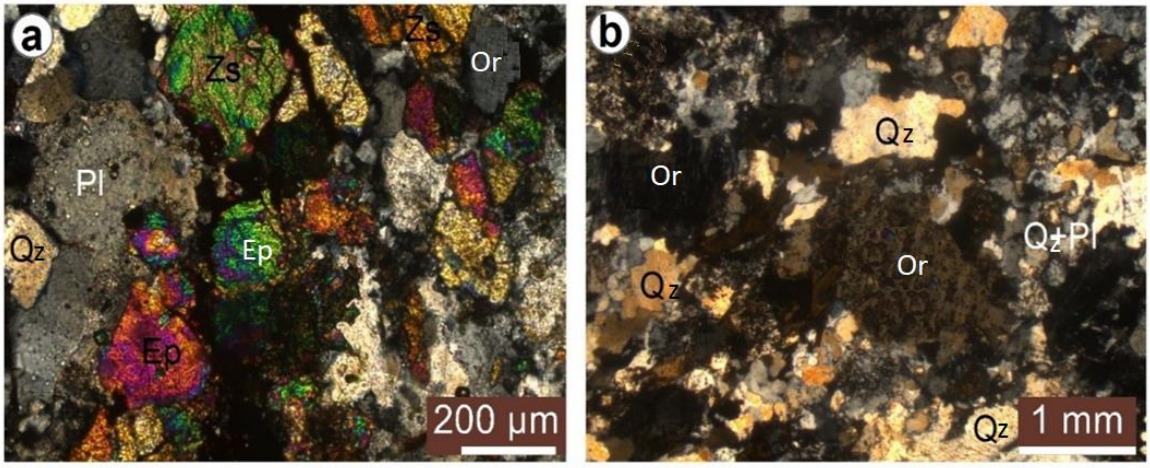
❖ **Epidot-biyotit gnays**: Çalışma alanında Alghoi Dağları'nın güneyinde yaygın olarak gözlenir. Epidot-biyotit gnayslar, bileşiminlerinde %5 'den fazla epidot içermeleri ile belirgindir. Epidot varlığından dolayı bu gnayslar soluk yeşil bir renk almıştır. Epidot-biyotit gnayslar yer yer bantlı yapılıdır. Genelde orta-iri taneli ve foliasyonlu bir yapıya sahiptir.

Epidot-biyotit gnayslar; kuvars (%30-40), plajioklas (%20-30), biyotit: (%15-20), epidot (%5-15), K-feldispat (ortoklas, mikroklin) (%2-7) ve hornblend (%2-3) içerir.

Doku ve mineraloji: Bu kayaçlar, lepido-granoblastik doku ve daha az ölçüde granolepidoblastik, porfiroblastik, poikiloblastik ve iskelet dokuları sunar. Epidot-biyotit gnayslarda hakim mineralojik bileşim olarak; *kuvars + plajioklas (albit, oligoklas, labrador) + biyotit (Mg-biyotit) + epidot + zoisit + klinozoist + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + granat (almandin) + hornblend (magnesio-demir hornblend, çermakit) + Mg-klorit (penin-klinoklor) + Fe-klorit (piknoklorit) + sfen ± apatit ± magnetit ± rutil ± ilmenit* gözlenmektedir. Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.

Plajioklas; Epidot-biyotit gnaysların ana bileşenlerinden birini oluşturur. Plajioklaslar bazen porfiroblast halde, bazen de daha küçük boyutlu genelde yarıözşekilli – özşekilsiz kristaller halinde izlenir (Şekil 4.81a). Genellikle polisentetik ikizldir. Bu

kayaçlarda yüksek deformasyon sonucu alev şeklindeki ikizlenme görülmektedir. Ayrıca plajioklaslarda karlsbad ve albit-periklin ikizleri izlenir. Yapılan sönme açısı tayinlerine göre, epidot-biyotit gnays içerisinde yer alan plajioklaslar albit ($Ab_{94}An_{06}$), oligoklas ($Ab_{75}An_{25}$, $Ab_{73}An_{27}$) ve labrador ($Ab_{32}An_{68}$, $Ab_{36}An_{64}$) bileşimindedir.



Şekil 4.81. Epidot-biyotit gnayslardan görünüm. Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas; Or: Ortoklas. Ep: Epidot. a, b: // nikol

K-feldispatlar; çoğunlukla mikroklin ve çok az miktarda ortoklasdan oluşur. K-feldispatlar bu kayaçlarda genelde ksenoblast haldedir. Ortoklaslar genelde özşekilsiz ve bol kapanımlı kristaller halindedir (Şekil 4.81). Mikroklinler ise albit-periklin ikizleri ile belirgindir.

Biyotitler; levhaması şekilli ve kahve renkli olup Mg-biyotit bileşimlidir. Epidot-biyotit gnayslarda oranları % 20 'ye kadar ulaşır. Dilinim ve kristal kenarlarından itibaren bazen klorite dönüşmüştür.

Granat; Epidot-biyotit gnayslarda % 5 'e kadar oranlarda izlenen granatlar yarıözşekilli prizmatik kristaller halindedir. Bazen porfiroblast halde, çoğunlukla küçük boyutlu kristaller halinde izlenir. Muhtemelen almandin bileşiminde olan granatlar, gerileyen metamorfizmayla yer yer klorite dönüşmüştür.

Epidot grubu; Bu gnayslarda epidot, zoisit ve klinozoist gözlenmiştir. Tipik olarak küçük taneler halinde olup yüksek röliyeflidirler. Bu kayaçlar %5-15 oranında epidot, zoisit ve klinozoisit içerir (Şekil 4.81a).

Hornblend; Epidot-biyotit gnayslar içerisinde %5 oranına kadar izlenir. Bu kayaçlarda iki tür hornblende rastlanılmıştır. İlk grup hornblendler yeşil-soluk yeşil renkli, uzun prizmatik - yarıözşekillidir. Bu hornblendler muhtemelen magnesio-demir hornblend bileşimindedir. Bu hornblendler nispeten düşük sıcaklıklı amfibolit fasiyesi şartlarında oluşmuştur. Diğer grup hornblendler ise yeşilimsi kahve renkli, 27º-39º açılı eğik sönmeli ve uzun prizmatik şekillidir. Muhtemelen çermakit bileşiminde olan bu hornblendler, amfibolit fasiyesinin orta-yüksek sıcaklık alanlarında oluşmuş olmalıdır.

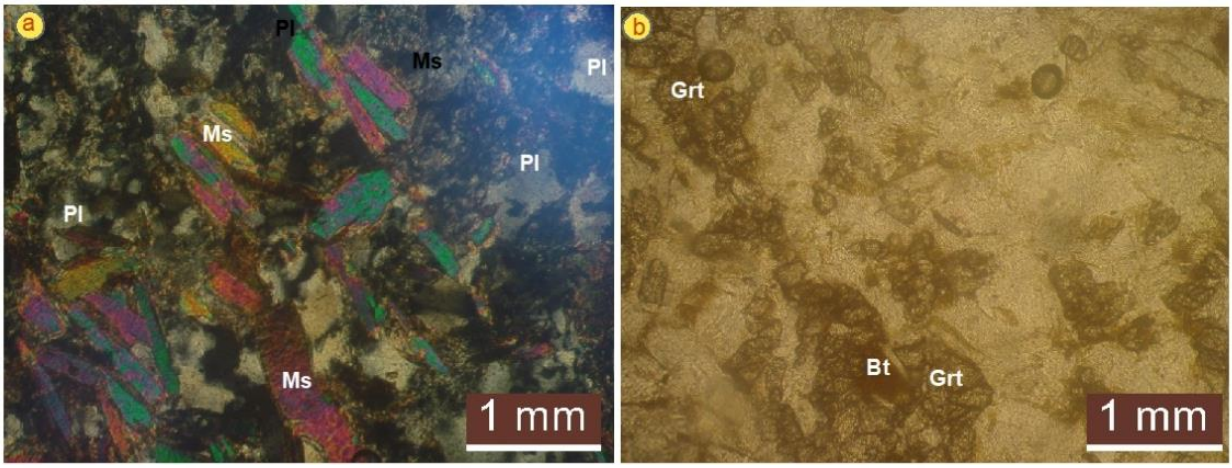
Klorit; Epidot-biyotit gnayslar içerisinde Mg-klorit (penin-klinoklor) ve Fe-klorit (piknoklorit) izlenir. Yarıözşekilli levhamsı kristaller halinde izlenen Mg-kloritler soluk yeşil renkli olup muhtemelen penin-klinoklor bileşimindedir. Fe kloritler ise, belirgin yeşil – koyu yeşil renkli, kuvvetli pleokroik olup, muhtemelen piknoklorit bileşimindedir. Fe-kloritler granat ve biyotitden itibaren gerileyen reaksiyonlarla açığa çıkmıştır.

❖ **Mika gnays**: Bu kayaçlar orta-iri tanelidir ve folasyonlu bir yapıya sahiptir. Mikagnayslar; kuvars (%30-35), plajioklas (%15-20), muskovit (%20-30), biyotit (%15-20), K-feldispat (ortoklas) (%5-10) ve granat (%1-5) içerir.

Arazi örneklerinde gnaysoz bir yapıya sahip olup, kuvars taneleri ile muskovit ve biyotit levhaları açıkça görülmektedir. Çoğunlukla Sherderwaza Dağı'nda, TV Dağı'nda, Politeknik Üniversitesi'nin kuzeyinde ve Khair Khana Dağları'nda gözlenir (Ek-1 ve Ek-2). Bu kayaçlar genellikle gri renklidir. Çoğunlukla biyotit gnayslarla birlikte gözlenir ve bazen biyotit gnayslarla ardalanma sunar.

Doku ve mineraloji: Mika gnayslar granoblastik, lepidogranoblastik ve porfiroblastik dokularla belirgindir. Mineralojik bileşim olarak; *kuvars + plajioklas (albit, oligoklas, labrador) + muskovit + biyotit (yeşil, kahve) + K-feldispat (ortoklas) + granat (almandin) + Mg-klorit (penin-klinoklor) ± Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) ± turmalin ± rutil ± sfen ± ilmenit* içerir (Şekil 4.82).

Granat; Porfiroblast ve küçük boyutlu kristaller halinde izlenen granatlar, renksiz - soluk kahverengimsi sarı renktedir. Bunlar ksenoblastik-hipidiyoblastik taneler halinde görülür. Nadiren mineral kapanımlı olup, yer yer biyotit ve kuvars kapanımları içerir (Şekil 4.82b). Granatlar muhtemelen almandin bileşimindedir.



Şekil 4.82. Sherderwaza formasyonunda izlenen mikagnaysların fotomikrografları. Bt: Biyotit, Ms: Muskovit, Pl: Plajioklas, Grt; Granat. a: // nikol, b: / nikol

Mikalar; Mikaları biyotit ve muskovit oluşturur. ***Biyotitler;*** yeşil-kahverenkli ve levhamsı şekillidir. Gerileyen reaksiyonlarla yer yer klorite dönüşmüştür. ***Muskovit;*** levhamsı şekilleri, düz sönmeleri ve renksiz olmaları ile belirgindir.

Feldispat; Feldispatları plajioklas ve ortoklas oluşturur. ***Plajioklaslar*** yarıözşekilli kristaller halindedir. Genelde albit ve karlsbad ikizleri gösterir. Yer yer kapanımlıdır. Yapılan sönme açısı tayinlerine göre plajioklasları albit ($Ab_{93}An_{07}$), oligoklas ($Ab_{77}An_{23}$) ve labrador ($Ab_{32}An_{68}$, $Ab_{38}An_{62}$) oluşturur. ***Ortoklaslar*** genelde özşekilsiz ve bol kapanımlı kristaller halindedir. Feldispatlarda gerileyen reaksiyonlarla serisite dönüşümler izlenir.

3. Kuvarsit

İnceleme alanında kuvarsitler genellikle gri ve beyaz renklerde görülür. Genellikle paragnaysların içerisinde ara düzeyler halinde küçük mostralar şeklinde izlenir. Tv Dağı'nın kuzey kesimlerinde mostraları nispeten daha büyüktür (Ek-2). Genellikle masif olup, nadiren tabakalı yapıdadır. Tabaka kalınlıkları 10 ila 35 cm arasında değişir. Sherderwaza formasyonundaki kuvarsitlerin kalınlıkları farklı olup, bazı yerlerde 5 metreye, bazen de 10 ile 20 metreye kadar ulaşmaktadır.

Bu kayaçlarda bazen foliasyon gözlenir. Bunlar kuvarsşist olarak adlandırılmıştır. Foliasyonlu seviyelerde mika oranı artar. Bazen, kuvarsitler demirce zenginleşmiştir ve açık sarımsı-açık kırmızımsı bir renk gösterirler.

***Doku ve mineraloji*:** Granoblastik doku sunan kuvarsitler içerisinde; *kuvars + muskovit ± plajioklas ± Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) ± epidot ± kalsit ± apatit* minerallerine rastlanılmıştır. Kuvarsitlerin ana bileşenini oluşturan kuvarsın kayaç içerisindeki oranı %80 'den fazladır. Levhamsı muskovitler %5-8 oranında gözlenir. %2-3 oranında izlenen plajioklaslar çoğunlukla serisite dönüşmüştür.

4. Mermer

Çalışma alanında Sherderwaza formasyonu içerisinde "mermer" ayırt edilmiş ve haritalanmıştır. Mermerler, genelde Sherderwaza formasyonunun paragnaysları ile ardalanma sunar (Şekil 3.1, Şekil 3.2, Şekil 3.3, Ek-1 ve Ek-2). Çalışma alanında mermerler Kasaba Dağları'nın batı kesimleri ile Deh Sabz Mahallesi güneyinde (Ek-2) ve Hashmat Khan Gölü kuzeybatısında (Ek-1) yüzeyler. Mermerler paragnays içinde farklı boyutlarda ara seviyeler ve mercekler şeklinde bulunur. Mermerlerin kalınlıkları 50 ile 250 m arasında değişmektedir (Şekil 4.83).

Şekil 4.83. Sherderwaza formasyonunda izlenen mermerlerin arazi görünümü. Mevki: Kasaba Dağları civarı

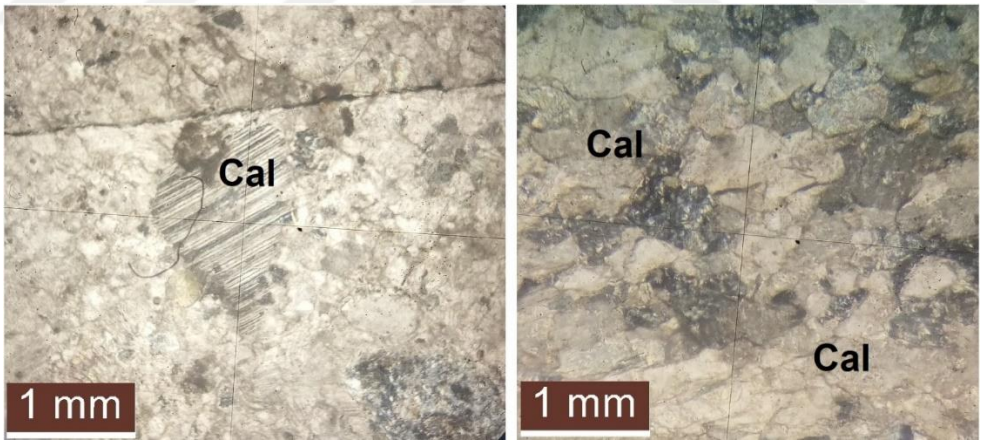
Sherderwaza Dağı'nın doğusunda izlenen mermerler beyaz-sarı, krem, yeşil renkli ve kalın tabakalıdırlar. Kalınlıkları birkaç metre ile 20 metre arasında değişmektedir. Dokuları granoblastik ve yapıları masiftir. Bileşimlerinde %80-95 kalsit, %5-10 oranında flogopit, muskovit, granat ve tali miktarlarda apatit görülür.

Deh Sabz Mahallesi güneyinde izlenen mermerlerin ana bileşeni kalsitdir. Bu mermerler beyaz ve açık yeşil olmak üzere iki farklı renktedir. İçerisinde gözlenen diğer mineraller muskovit, granat ve flogopittir. Bu mermerler iri tanelidir. Özellikle Deh Sebz Mahallesi güneybatısında izlenen mermerler oldukça belirgin yeşil renkli ve iri granat kristallidir (Şekil 4.84).

Mermerler mineralojik bileşim olarak; kalsit (%80-90), muskovit ve flogopit (%5-7), granat (%3-4) ve apatit içerir.

Doku ve mineraloji: Mermerler, granoblastik ve porfiroblastik dokular ile daha az oranda lepidogranoblastik doku sunar. Mermerlerde hakim mineralojik bileşim olarak; *kalsit ± muskovit ± granat ± flogopit ± apatit* gözlenmektedir (Şekil 4.84).

Mermerler içerisindeki kalsitler genelde özşekilsiz olup nadiren poligonaldir. Mükemmel bölünmelere sahip kalsit, bazen polisentetik ikizlenme gösterir (Şekil 4.84). Tali oranlarda izlenen muskovitler levhamsı şekilleri ile belirgindir. Kayaçta %1 oranında gözlenen granatlar yarıözşekilli küçük kristaller halindedir.



Şekil 4.84. Sherderwaza formasyonuna ait mermerler. Cal: Kalsit, // nikol

5) Amfibolit ve Amfibol şist

Amfibolit ve amfibol şistler çalışma alanında yaygın olarak paragnayslar içerisinde, bunlarla ardalanmalı olarak büyük kütleler ve daha küçük araseviyeler - bantlar - mercekler halinde izlenir. Kabil İli kuzeyindeki çalışma alanında (Şekil 3.1 ve Ek-1) Sherderwaza formasyonu içerisinde oldukça yaygındır. Özellikle Ayina Barfi Dağı civarı ve Anjerak Mahallesi güney ve batısında paragnayslar içerisinde oldukça yaygın mostralar verir.

Ayrıca, Khair Khana Dağları'nın batı ve güney kesimleri, Kariz-e-mir Mahallesi kuzeydoğusu ve Alghoi Dağları'nın doğusunda paragnayslar içerisinde gözlenmektedir (Şekil 3.1, Şekil 4.85 ve Ek-1). Kabil İli batı ve güney kesimlerindeki çalışma alanında (Şekil 3.2 ve Ek-2) yüzeyleyen Sherderwaza formasyonu içerisinde yayılımları daha sınırlıdır. Bu bölgede; Badam Bahçesi batısında paragnayslar içerisinde geniş bir yayılım sunar. Ayrıca, Kabil Polyteknik Üniversitesi kuzeyinde migmatitler içerisinde, Hashmat Khan Gölü kuzeybatısında ise mikaşistler içerisinde daha küçük mostralar halinde izlenmektedir (Şekil 3.2 ve Ek-2).

Amfibolit ve amfibol şistler koyu gri - siyah renkli, bazen koyu yeşilimsi siyah renkli olup genelde orta tanelidir (Şekil 4.85).

Şekil 4.85. Sherderwaza formasyonuna ait amfibolit ve paragnaysların arazi görünümü **a ve b**) Mevkii: Khair Khana Dağları civarı

Amfibolit

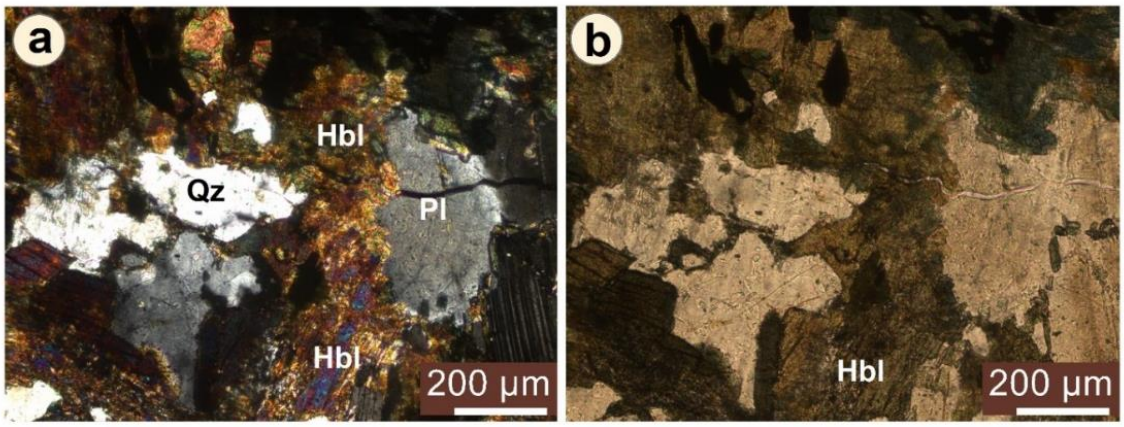
Amfibolitler koyu yeşil - siyah renkli ve ince-orta tanelidir. Bu kayaçlar az miktarda kuvars, ayrıca yaygın olarak hornblend ve plajioklas içerir. Kuvars % 1 - 5 oranındadır. Bazı örneklerde %10 'dan fazla kuvars gözlenmiştir. Amfibolitlerin ana bileşeni yeşilimsi siyah renkli hornblenddir (% 65-90). Bu kayaçlar masif yapılıdır (Şekil 4.85).

Doku ve mineraloji: İnce kesitlerde nematoblastik, granonematoblastik ve yer yer poikloblastik dokularla karekteristik olan amfibolitler hakim mineralojik bileşim olarak; *hornblend (çermakit) + plajioklas (albit, andezin, labrador) + granat (almandin) ± epidot ± zoisit/klinozoisit ± aktinolit ± klorit ± kuvars ± sfen ± ilmenit ± apatit ± rutil* içerir (Şekil 4.86).

Amfibolitlerde belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.

Hornblend; Hornblendler plajioklasla birlikte amfibolitlerin ana bileşenini oluşturur (Şekil 4.86). Hornblendler yeşil ve yeşilimsi-kahverenkli olup genelde yarı özşekilli prizmatik kristaller halindedir. Nadiren porfiroblast halde gözlenir. Bu porfiroblastlar plajioklas, bazen de kuvars ve sfen kapanımları içerir. Hornblendler muhtemelen çermakit bileşimindedir. Hornblendler yer yer kristal kenarlarından itibaren klorite ve aktinolite dönüşmüştür.

Plajioklas; Genelde özşekilsiz-yarıözşekilli kristaller halindedir (Şekil 4.86). Bazen ikizli kristaller halinde, bazen de kapanımdır. Plajioklaslardan yapılan sönme açısı tayinlerine göre, bunların albit ($Ab_{93}An_{07}$), andezin ($Ab_{58}An_{42}$, $Ab_{52}An_{48}$) ve labrador ($Ab_{35}An_{65}$) bileşimlerinde olduğu görülmüştür.



Şekil 4.86. Sherderwaza formasyonuna ait amfibolitlerin fotomikrografları. Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Hbl: Hornblend. a: // nikol ve b: / nikol

Granat; Renksiz - soluk kahverengimsi sarı renkli, genelde yarıözşekilli olup muhtemelen almandin bileşimindedir. Granatlar gerileyen reaksiyonlarla yer yer klorite dönüşmüştür.

Kuvars; Kuvars taneleri renksiz ve özşekilsizdir. Matriksteki kuvars bazen dalgalı sönme gösterir ve ayrıca bazen hornblend'de kapanımlar halinde bulunur.

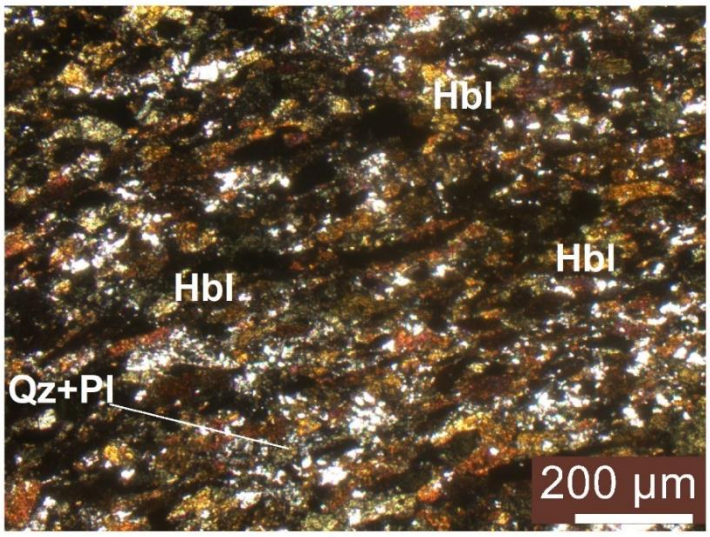
Amfibol şist

Sherderwaza formasyonunda çok az yayılım gösterir. Genelde orta taneli, yeşilimsi siyah-siyah renkli olan bu kayaçlar belirgin folasyonludur.

Amfibol şistlerde hornblend miktarı %70'e kadar, kuvars miktarı %10'a kadardır. %30'a kadar plajioklas gözlenir.

Doku ve mineraloji: İnce kesitlerde nematoblastik ve granonematoblastik dokularla karekteristik olan amfibol şistler hakim mineralojik bileşim olarak; *hornblend (çermakit) + plajioklas (albit, andezin, labrador) + granat (almandin) ± epidot ± zoisit/klinozoisit ± aktinolit ± klorit ± kuvars ± sfen ± ilmenit ± apatit ± rutil* içerir (Şekil 4.87). Belirtilen mineral topluluklarından önemli olanlarının mikroskobik gözlemleri aşağıda verilmiştir.

Hornblend; amfibol şistlerin ana bileşenini oluşturur (Şekil 4.87). Hornblendler yeşil – yeşilimsi kahve renkli ve yarıözşekilli - özşekilsiz prizmatik kristaller halinde izlenir. 20^o-25^o arasında düşük açılı eğik sönme gösteren hornblendler muhtemelen "çermakit" bileşimindedir. Hornblendler gerileyen reaksiyonlarla yer yer aktinolite dönüşmüştür.



Şekil 4.87. Sherderwaza formasyonuna ait amfibol şist. Hbl: Hornblend, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas. // nikol

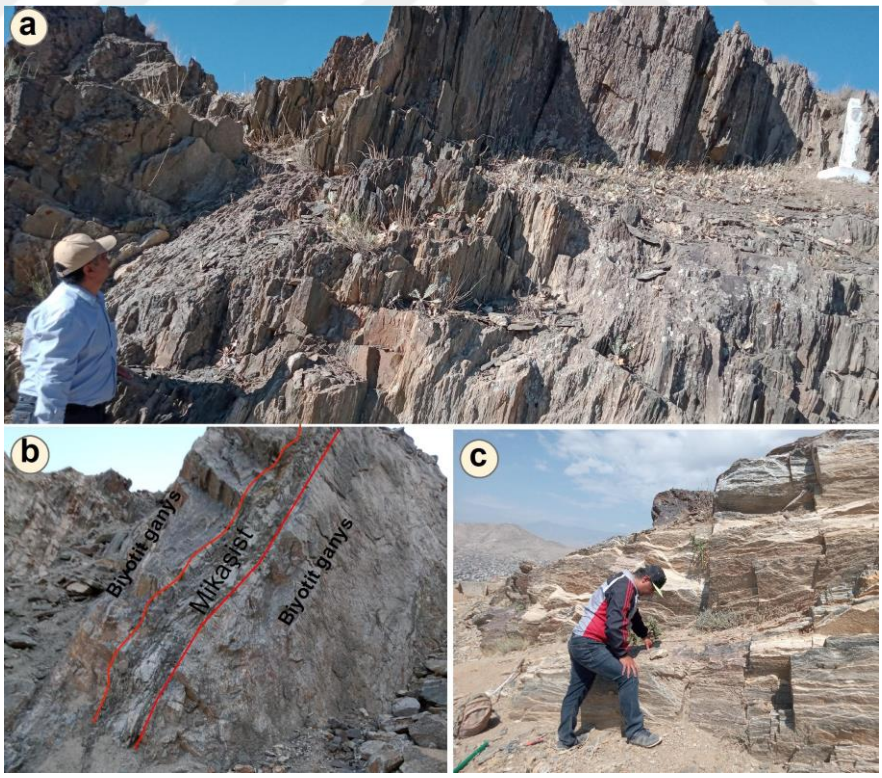
Plajioklas; genelde özşekilsiz-yarıözşekilli kristaller halindedir. Bazen kapanımlıdır. İkizli plajioklaslarda yapılan sönme açısı tayinlerine göre, plajioklaslar albit

($Ab_{93}An_{07}$), andezin ($Ab_{57}An_{43}$, $Ab_{53}An_{47}$) ve labrador ($Ab_{37}An_{63}$) bileşimindedir. Yer yer gerileyen metamorfizmayla serisite dönüşmüştür.

Granat; Yarıözşekilli-özşekilsiz prizmatik kristaller halindedir. Renksiz - soluk kahverengimsi sarı renkli olan granatlar muhtemelen almandin bileşimindedir. Granatlar gerileyen reaksiyonlarla yer yer klorite dönüşmüştür.

6) Mikaşist ve Biyotit şist

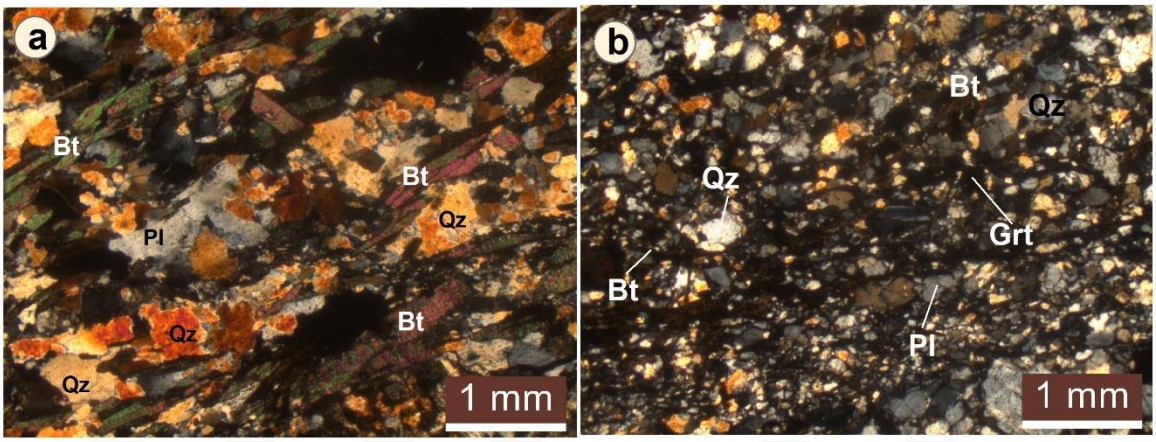
Sherderwaza formasyonunun en üst seviyesini oluşturan bu metapelitik şistlerin (Şekil 4.88) çalışma alanındaki yayılımı oldukça azdır. Khair Khana Dağları'nın güneyi ile Khawja Bughra Mahallesi kuzeyinde (Şekil 3.1 ve Ek-1), ayrıca Sherderwaza Dağı'nın kuzeyinde (Şekil 3.2 ve Ek-2) paragnayslar üzerinde uyumlu bir şekilde yeralır. Sherderwaza formasyonunun üst seviyelerinde, bazen, paragnayslarla ardalanmalı olarak gözlenir. Genelde orta taneli ve belirgin şistoziteli olan bu metapelitik şistleri biyotit şist ve mikaşist oluşturur. Biyotit şistler mikaşistlere göre daha yaygındır. Yaygın olarak gri renklidir. Biyotit oranının arttığı biyotit şistlerde koyu gri renkler izlenir.



Şekil 4.88. Sherderwaza formasyonunda izlenen mika şist, biyotit şist ve biyotit gnaysların arazi görünümü. **a)** Biyotit şist, Mevkii: Khawja Bughra Mahallesi kuzeyi, **c)** Mikaşist, **b ve c**) Mevkii: Khair Khana Dağları güneyi

Mikaşist ve biyotit şistler; kuvars (%30-40), biyotit (%10-30), muskovit (%0-10), plajioklas (%2-10), K-feldispat (ortoklas) (%2-5) ve granat (%1-4) içerir (Şekil 4.89).

Doku ve mineraloji: Metapelitik şistler mineralojik bileşim olarak; *kuvars + biyotit (yeşil, kahve) ± muskovit + plajioklas (albit, labrador) + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) ± granat (almandin) ± Mg-Fe-klorit (ripidolit-piknoklorit) ± turmalin ± rutil ± sfen ± ilmenit* içerir. Granolepidoblastik doku sunarlar.

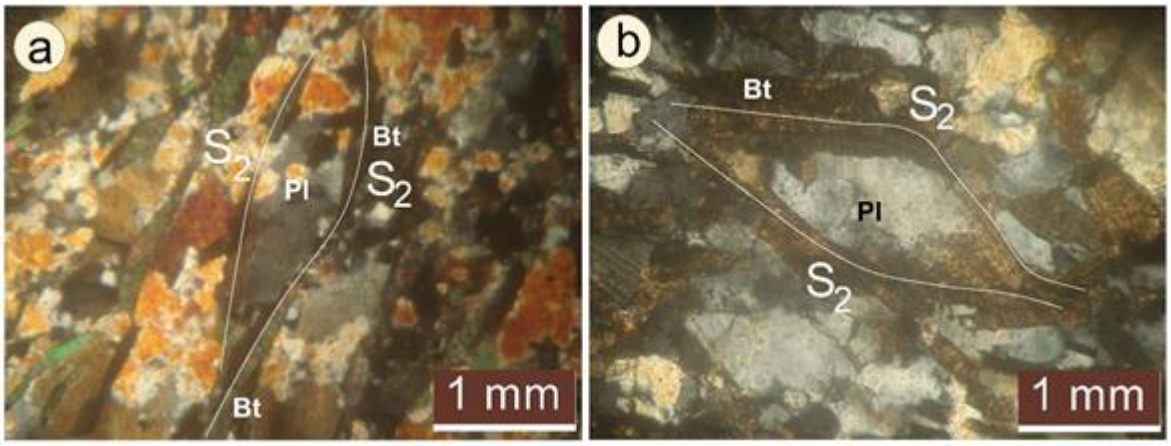


Şekil 4.89. Sherderwaza formasyonuna ait biyotit şistler. Bt: biyotit, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Grt: Granat. // nikol

Granat; renksiz - soluk kahverengimsi sarı renktedir. Bunlar genelde ksenoblastik - subidioblastik küçük kristaller halindedir (Şekil 4.89b). Bazı granatlarda foliasyon yönünde bir uzama izlenir. Nispeten porfiroblast halde gözlenen bazı granatlar, foliasyon yönünde ve basınç gölgesinde uzamış kloritlerle sarılmıştır. Dolayısıyla granatlar pretektonik özellik gösterir. Granatlar muhtemelen almandin bileşimindedir. Gerileyen metamorfizmayla yer yer klorite dönüşmüştür.

Feldispat; Feldispatları plajioklaslar ve K-feldispatlar (ortoklas, mikroklin) oluşturur. ***Plajioklaslar;*** bazen ikizlenme gösterir. Bazı plajioklaslarda deformasyon ikizleri yeralır. Bu da ortamda deformasyon etkisini göstermektedir. Plajioklaslarda kuvars, muskovit, biyotit, granat, epidot, hornblend (soluk yeşil-yeşil), sfen, rutil ve opak mineral kapanımları yaygındır ve bazen porfiroblast halde izlenir. Plajioklaslarda yapılan sönme açısı tayinlerine göre, bunların albit ($Ab_{94}An_{06}$) ve labrador ($Ab_{33}An_{67}$, $Ab_{35}An_{65}$) bileşiminde oldukları görülür. Biyotit şistlerde plajioklas porfiroblastları hahve renkli

biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyon düzlemi tarafından çepeçevre sarılmıştır. Dolayısıyla, plajioklaslar F_2 deformasyon evresine göre pretektonik olarak kristalleşmiştir (Şekil 4.90). ***Ortoklaslar*** özşekilsiz ve bol kapanımlı kristalleri ile belirgindir. Yer yer karlsbad ikizlidir. Genelde yarıözşekilli kristaller halinde izlenen ***mikroklinler*** ise albit-periklin ikizleri ile belirgindir. Plajioklas ve ortoklaslarda serisite dönüşümler izlenir.



Şekil 4.90. Biyotit şistlerde S_2 foliasyonunu oluşturan biyotitler (Bt) tarafından sarılmış plajioklas (Pl) porfiroblastları. // nikol

Mika; Mikaları biyotit ve muskovit oluşturur. ***Biyotitler***; yeşil ve kahverenkli, levhamsı şekillidir (Şekil 4.89 ve 4.90). Biyotit şistlerde oranı %30 'a kadar ulaşır. Biyotitler gerileyen reaksiyonlarla yer yer klorite dönüşmüştür. Mikaşistlerde izlenen ***muskovitler*** ise renksiz, levhamsı şekilleri ve düz sönmeleri ile belirgindir.

4.1.5.2. Alt-üst ilişkiler ve kalınlık

Karapetov ve diğ. (1981) ve Collett ve Faryad (2015), Welayeti formasyonunun Sherderwaza formasyonu üzerinde tektonik dokanakla yeraldığını belirtir. Buna karşılık, Zanburakshah Dağı güneyi ve Chehelstoon Mahallesi doğusunda Sherderwaza formasyonu Welayeti formasyonu üzerinde tektonik bir dokanakla yer alır (Şekil 3.2, 4.2, 4.61, 4.62 ve Ek-2). Özellikle, bu bölgede Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler Welayeti formasyonuna ait mikaşistler üzerinde tektonik bir dokanakla gözlenir. Dokanağa yakın yerlerdeki her iki formasyonun foliasyonları kuzeydoğuya eğimlidir (Şekil 4.61). Bindirme zonunda, gerek migmatitlerde gerekse mikaşistlerde yoğun deformasyon sonucu parçalanma – ufalanmalar gelişmiş ve milonit oluşumları ortaya çıkmıştır.

Çalışma alanının kuzeyindeki haritalama alanında; Khair Khana Dağları, Ayina Barfi Dağları ve Algoi Dağı'nın doğu kesimlerinde, Sherderwaza formasyonu Khair Khana Dağları ortognaysı üzerinde uyumsuzlukla yeralır (Ek-1, Şekil 3.1). Khawaja Bughra ve 500 Aileler Mahalleleri kuzey kesimlerinde ise, Sherderwaza formasyonu Kasaba Dağları ortognaysı üzerinde uyumsuzlukla gözlenir (Ek-1, Şekil 3.1).

Ayina Barfi Dağları ve Alghoi Dağları civarlarında, Sherderwaza formasyonu Alghoi metagranitoyidi tarafından kesilerek üzerlenmiştir (Şekil 3.3 ve Ek-1).

Sherderwaza formasyonunda yoğun metamorfizma ve deformasyon olayları nedeniyle, formasyonunun kalınlığı kesin olarak tespit edilememiştir. Buna karşılık Sherderwaza formasyonunun yaklaşık 3000-4000 m kalınlığa sahip olduğu düşünülmektedir.

4.1.5.3. Yaş

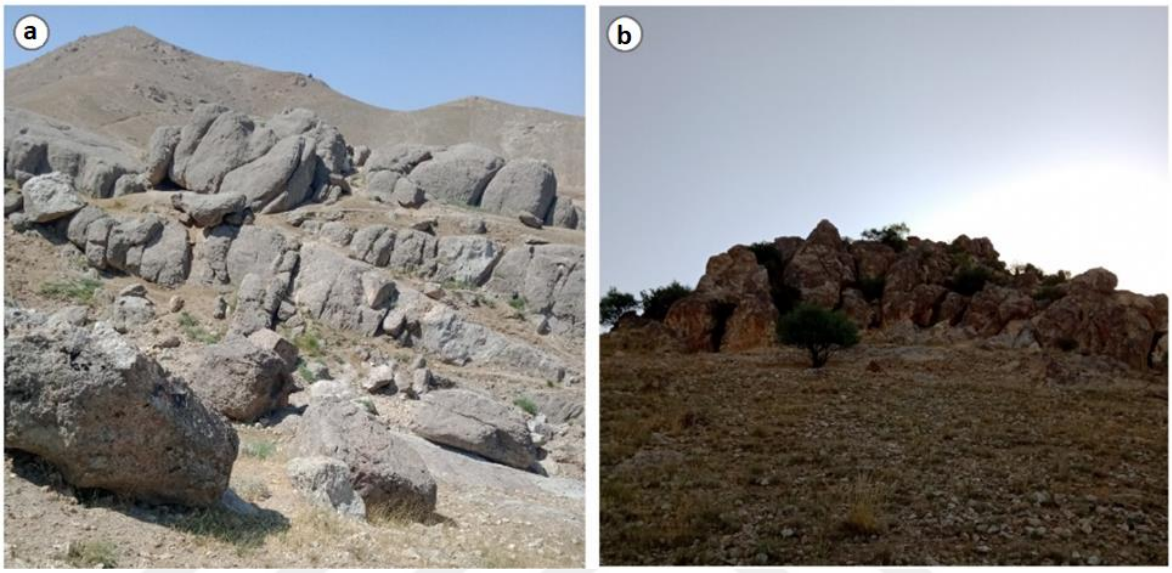
Sherderwaza formasyonunun protolit yaşı ile ilgili herhangi bir veri yoktur. Faryad ve diğ. (2009), Sherderwaza formasyonuna ait migmatit ve şistlerde 0.64-0.93 Ga (Neoproterozoyik), ayrıca, Faryad ve diğ. (2016), Sherderwaza formasyonuna ait migmatitlerde yer alan biyotitde Ar-Ar verilerine göre 0.67-0.77 Ga (Neoproterozoyik) amfibolit fasiyesi metamorfizma yaşları belirlemişlerdir. Çalışma alanının kuzeyinde (Ek-1) Sherderwaza formasyonunun, Neoarkeen protolit yaşlı Kasaba Dağları ortognaysı ve Paleoproterozoyik yaşlı Khair Khana Dağları ortognaysı üzerinde yeraldığı da (Şekil 3.3) düşünüldüğünde, Sherderwaza formasyonunun oluşum yaşı Paleoproterozoyik-Neoproterozoyik (?) olmalıdır.

4.1.6. Alghoi metagranitoyidi

Metagranitlerden yapılı olan birim ilk kez bu çalışmada tarafımca adlandırılmıştır. Alghoi metagranitoyidi çalışma alanının kuzeyinde Alghoi Dağları'nda yaygın olarak izlenir (Ek-1). Kariz-e-mir Mahallesi doğusu ve Ayina Barfi Dağı'nın batısında nispeten büyük mostralar halinde gözlenmiştir (Şekil 3.1, Şekil 4.91 ve Ek-1). Ayrıca, Sherderwaza Dağı'nın doğusunda ve Tv Dağı civarlarında daha küçük mostralar tespit edilmiştir (Şekil 3.2 ve Ek-2).

Çalışma alanında, metagranit mostralarının uzunlukları çoğunlukla 3 ila 50 m, genişlikleri ise 2 ila 25 m arasındadır. En büyük kütlesinin görüldüğü Alghoi Dağları civarında uzunluğu 300 metreye, genişliği ise 100 metreye ulaşmaktadır.

Çalışma alanında, metagranitler, foliasyonlarının çok belirgin olmaması, granitik dokusunu (tanesel doku) ve yapısını (çuval yapısı; Şekil 4.91a) koruması nedeniyle, Khair Khana Dağları ortognaysından belirgin bir şekilde ayrılır.

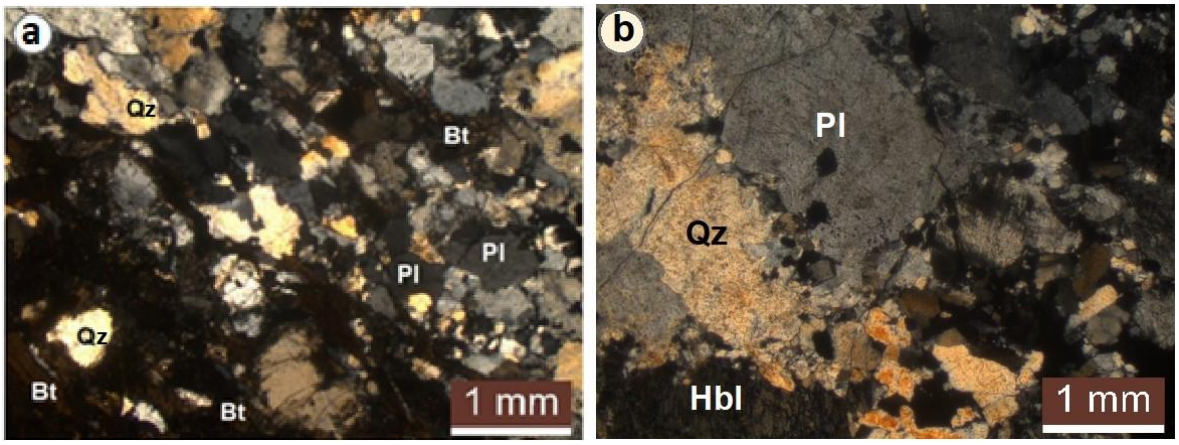


Şekil 4.91. Alghoi metagranitoyidi. Mevkii: Ayina Barfi Dağı kuzeyi (**a**) ve Alghoi Dağı güneyi (**b**)

Metagranitler genellikle açık gri renklidir (Şekil 4.91). Bu kayaçlar makro örneklerde belirgin bir şekilde orta-iri taneli ve blastotanesel dokuludur. Genelde masif yapı sunan metagranitler, belli-belirsiz zayıf bir foliasyon gösterir. Özellikle, Ayina Barfi Dağı kuzeyinde yüzeyleyen metagranitler belirgin çuval yapısını korumuştur (Şekil 4.91a). Metagranitlerin foliasyonları, Sherderwaza formasyonuna ait paragnaysların ve Khair Khana ortognaysına ait lökokratik ortognaysların foliasyonları ile uyumludur. Bu durum, Kabil Blok'da en son evrede gelişen yeşilşist fasiyesi metamorfizması etkisiyle olmalıdır. Alghoi metagranitoyidi içerisinde bazı düzeylerde metapegmatit ve metaaplit oluşumları izlenir. Metapegmatitler oldukça iri taneli feldispat ve turmalin kristalleri içerir. Metaaplitler ise genelde ince-orta taneli olup yoğun kuvars ve feldispatlardan, çok az mafik minerallerden (biyotit) yapılıdır.

Metagranitler mineralojik bileşim olarak; *plajioklas (albit, oligoklas), mikroklin, kuvars, biyotit (kahve, yeşil), hornblend, Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit), epidot, apatit ve sfen* 'den oluşur (Şekil 4.92). Yarı özşekilli kristaller halinde izlenen plajioklaslar genellikle albit ve bazen karlsbad ikizlidir. Sönme açısı tayinlerine göre, plajioklaslar albit

($Ab_{93}An_{07}$) ve oligoklas ($Ab_{83}An_{17}$, $Ab_{78}An_{22}$) bileşimindedir. Plajioklaslarda yer yer gerileyen reaksiyonlarla serisite dönüşümler izlenir. Biyotitlerde yeşil ve kahve renkler ve levhamsı şekiller belirgindir. Hornblendler yeşil renkli ve yarı özşekilli prizmatik kristaller halinde izlenir. Kayaç içerisindeki kloritler ise, belirgin olarak yeşil-koyu yeşil renkli ve levhamsı-yapraksı şekillidir. Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) bileşiminde olan bu kloritler, kayaç içerisinde kahve renkli biyotit ve hornblendden itibaren gerileyen reaksiyonlarla açığa çıkmıştır.



Şekil 4.92. Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler. Bt: Biyotit, Qz: Kuvars, Pl: Plajioklas, Hbl: Hornblend. // nikol

İnceleme alanında, Alghoi metagranitoyidi, Khair Khana Dağları ortognaysını, Anjerak formasyonu mermerlerini ve Sherderwaza formasyonuna ait paragnaysları keserek bölgeye yerleşmiştir (Şekil 3.1, Şekil 3.2, Ek-1 ve Ek-2). İnceleme alanında, Alghoi metagranitoyidinin Welayeti formasyonu ile sınır ilişkisi gözlenememiştir. Metagranitlerin kalınlığı, en kalın yüzeylemelerinin gözlendiği Alghoi Dağları civarına istinaden, yaklaşık 400 m ‘dir.

Bölgede, Alghoi metagranitoyidi Paleoproterozoyik-Neoproterozoyik (?) yaşlı Sherderwaza formasyonunu kesmektedir (Şekil 3.3). Alghoi metagranitoyidinin, Sherderwaza formasyonu altında tektonik dokanakla gözlenen Paleoproterozoyik-Neoproterozoyik (?) yaşlı Welayeti formasyonu ile sınır ilişkisi gözlenememiştir. Buna karşılık, stratigrafik konumu da gözönüne alındığında, Alghoi metagranitoyidinin yaşı muhtemelen Neoproterozoyik (?) olmalıdır.

4.2. Mineral Kimyası

Önceden hazırlanan uygun ebatlardaki ince kesitlerde belirlenen minerallerin kimyasal bileşimlerinin saptanması işlemi Ankara Üniversitesi, Yer Bilimleri Araştırma Merkezi (YEBİM)'nde, JEOL marka JXA–8230 model cihazda gerçekleştirilmiştir. Matriks etkileri JEOL tarafından sağlanan ZAF yazılımı kullanılarak düzeltilmiştir. Karbon kaplama YEBIM'deki Quorum Q150T ES makinesi kullanılarak yapılmıştır. EPMA (Elektron Prob Mikro-Analiz) analizleri; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve stavrolit-granat-disten mikaşistler, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar, felsik granulitler ve mafik granulitler, Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler ve epidot-biyotit gnayslar üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma neticesinde klinoproksen, plajioklas, ortoklas, amfibol, granat, stavrolit, disten, biyotit, klinozoisit ve muskovit minerallerinin analizleri yapılmıştır. Çoğu minerallerde ölçümler birçok noktada yapılmış ve özellikle mineralin merkez orta ve kenar kısımlarından ölçümler alınmıştır. Yapılan ölçümlerle seçilen noktalara ait % oksit olarak elemental içerikler tespit edilmiştir. Veriler yardımıyla mineral sınıflama diyagramlarına düşürülen örnekler kimliklendirilerek gerek kimyasal değişim, gerekse kayaç oluşumunda etkili olabilecek olaylar (zonlanma gibi) açıklanmaya çalışılmıştır. Analiz sonuçları çizelgeler halinde verilmiştir. Örneğine göre değişen sayılarda farklı noktada ölçümler hem merkezlerinden hem de her iki kenar hattı boyunca alınmıştır.

EPMA verilerini analiz etmek için MagMin_PT (Gündüz ve Asan, 2023), WinGrt (Yavuz ve Yildirim, 2020) ve WinEpclas (Yavuz veYıldırım, 2018) programları ve bunlara uygun EXCEL tabloları kullanılmıştır.

4.2.1. Welayeti formasyonu

Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve stavrolit-granat-disten mikaşistlerde yer alan granat, plajioklas, hornblend, muskovit, disten, stavrolit ve biyotit gibi minerallere ait toplam 17 alandan 34 noktada mikroprob analizleri yaptırılmış ve sonuçları aşağıdaki çizelgelerde verilmiştir.

4.2.1.1. Granat amfibolitler

Bu kayaçta plajioklas, hornblend ve granatlardan mikroprob analizleri yaptırılmış, üç plajioklas, dört hornblend ve iki granat olmak üzere toplam 9 mineral ve bunlara ait 20 nokta seçilmiştir. Bunlarla ilgili hesaplamalar aşağıda verilmiştir.

4.2.1.1.1. Plajioklas

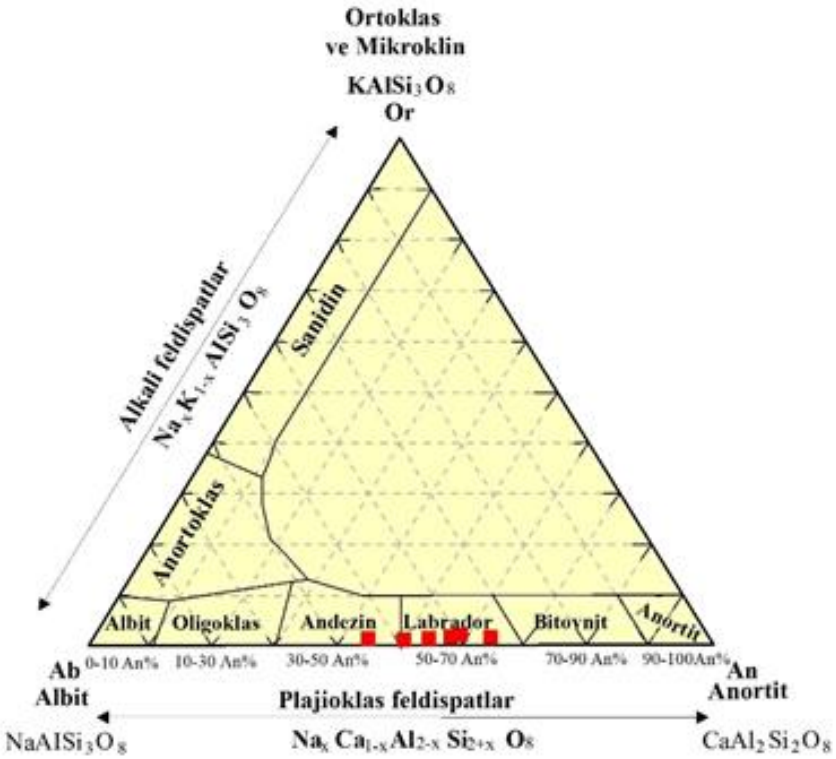
Mikroprob analizi için Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerden üç plajioklas minerali seçilmiştir. Katyon ve plajioklasların bileşimleri için oksijen sayısı 32 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Welayeti formasyona ait granat amfibolitlerde yer alan plajioklasların bileşim değerleri Çizelge 4.1'de verilmektedir.

Çizelge 4.1. Granat amfibolitlerde gözlenen plajioklas minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç	**Granat-amfibolit**					
Örnek No	**S-31-A3**		**S-31-A4**		**S-31-A5**	
	Merkez	**Kenar**	**Merkez**	**Kenar**	**Merkez**	**Kenar**
SiO_2	63.08	66.41	68.92	66.29	65.77	67.32
TiO_2	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02
Al_2O_3	30.83	27.49	26.27	28.46	28.98	27.55
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
FeO_t	0.09	0.15	0.02	0.10	0.39	0.27
MnO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
BaO	0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.02
CaO	4.53	3.43	2.99	3.61	3.43	2.81
Na_2O	1.35	1.57	1.64	1.41	1.26	1.90
K_2O	0.09	0.10	0.08	0.09	0.10	0.09
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
TOPLAM	**100**	**99.19**	**100**	**100**	**100**	**100**
Oksijen sayısı 32 olarak hesaplanmıştır						
Si	11.8	12.6	13	12.4	12.3	12.6
Ti	0	0	0	0	0	0
Al	6.77	6.09	5.77	6.29	6.41	6.08
Cr	0	0	0	0	0	0
Fe^{+3}	0	0	0	0	0	0
Fe^{+2}	0.01	0.02	0	0.02	0.06	0.04
Mn	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0
Ca	0.91	0.69	0.6	0.73	0.69	0.56
Ba	0	0	0	0	0	0
Na	0.49	0.58	0.6	0.51	0.46	0.69
K	0.02	0.02	0.03	0.05	0.08	0.03
TOPLAM	**20**	**20**	**20**	**20**	**20**	**20**
Ab	**34.6**	**44.5**	**49**	**40.7**	**39.2**	**54.2**
An	**63.9**	**53.6**	**49.4**	**57.6**	**58.7**	**44.1**
Or	**1.508**	**1.9**	**1.621**	**1.714**	**2.145**	**1.702**

Welayeti formasyona ait granat amfibolitlerde, plajioklasların bileşimleri Or-Ab-An üçgen diyagramında andezin – Labrador olarak belirlenmiştir (Şekil 4.93). Mikroprob çözümleme sonuçları Çizelge 4.1'de verilmiştir.

Plajioklaslarda ölçümler hem merkezlerinden hem de kenarlarından alınmıştır. S-31-A3 örneği, merkezde ($An_{63.9}$ $Ab_{34.6}$) ve kenarlarda ($An_{53.6}$ $Ab_{44.5}$) labrador bileşimindedir. Merkezden kenarlara doğru anortit miktarının azalması sıcaklığın düştüğünü ifade eder ve bu plajioklas merkezden kenarlara doğru kalsik ila sodik zonlanmış olduğundan, normal veya sürekli bir zonlanma yapmıştır. S-31-A4 örneği, merkezde andezin (An_{49} $Ab_{49.4}$) ve kenarda labrador ($An_{57.6}$ $Ab_{40.7}$) bileşimindedir. Bu örnekte anortit miktarının kenardan merkeze doğru azalması, mineralin kenar kısımlarının merkeze göre daha yüksek bir sıcaklık sahip olduğunu göstermektedir. Bu plajioklasda ters zonlanma izlenir. S-31-A5 örneği, merkezde labrador ($An_{58.7}$ $Ab_{39.2}$) ve kenarda andezin ($An_{44.1}$ $Ab_{54.2}$) bileşimindedir. Merkezden kenara doğru anortit miktarının azalması sıcaklığın azalmasını ifade eder. Bu plajioklas, merkezden kenarlara doğru kalsik ila sodik zonlanmış olduğundan normal veya sürekli bir zonlanma yapmıştır (Çizelge 4.1 ve Şekil 4.93).



Şekil 4.93. Welayeti formasyona ait granat amfibolitlerde bulunan plajioklasların Or (ortoklas) – Ab (Albit) – An (anortit) üçgen diyagramında adlandırılması

Mineralojik incelemelere göre tetkik edilen örneklerde, gerek merkez ve kenarlar arasında (Şekil 4.93) ve gerekse kenardan kenara doğru Na2O, K2O, Al2O3 ve CaO ana oksit içerikleri bakımından belirgin bir zonlanma gözlenmemiştir. Ayrıca Al2O3 oranı düşük örneklerde anortit miktarı en yüksek iken, Al2O3 oranı daha yüksek olan örneklerde ise albit oranının fazla olması dikkat çekmektedir (Çizelge 4.1).

4.2.1.1.2. Amfiboller

Welayeti formasyona ait granat amfibolitlerde yer alan amfibollerin bileşim değerleri Çizelge 4.2'de verilmektedir.

Çizelge 4.2. Granat amfibolitlerde gözlenen amfibol minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir).

Kayaç	Granat-Amfibolit								
Örnek No	S-31-A5		S-31-A6		S-31-A7			S-31-A8	
	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar	Merkez	Orta	Kenar	Merkez	Kenar
SiO_2	40.62	41.68	40.37	40.39	41.50	41.48	39.90	41.16	40.93
TiO_2	0.55	0.52	0.64	0.62	0.63	0.67	0.60	0.69	0.59
Al_2O_3	14.16	13.88	14.95	14.57	13.06	13.13	14.41	13.78	14.54
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.00	0.15	0.27	0.03	0.00	0.04	0.05
FeO_t	17.14	17.58	17.43	17.91	17.45	16.92	17.15	17.28	17.82
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	9.81	10.04	9.75	9.58	9.50	10.34	9.46	9.97	9.62
CaO	10.29	9.98	9.94	10.13	10.73	10.53	10.51	10.52	10.09
Na_2O	1.94	2.10	2.31	2.23	1.78	1.90	2.06	1.99	2.30
K_2O	0.36	0.32	0.37	0.36	0.36	0.34	0.39	0.36	0.35
F	0.00	0.11	0.06	0.02	0.05	0.00	0.00	0.03	0.06
Cl	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
TOPLAM	**94.9**	**96.23**	**95.84**	**95.98**	**95.35**	**95.35**	**94.5**	**95.84**	**96.37**
Oksijen sayısı 23 olarak hesaplanmıştır									
Si	6.236	6.328	6.164	6.165	6.363	6.328	6.167	6.266	6.227
Al	2.561	2.483	2.69	2.621	2.361	2.36	2.626	2.472	2.607
Ti	0.064	0.06	0.073	0.072	0.072	0.077	0.07	0.079	0.068
Cr	0.001	0.001	0	0.019	0.033	0.004	0	0.005	0.006
Fe^{+3}	0.191	0.059	0.079	0.159	0.135	0.199	0.206	0.174	0.051
Mg	2.246	2.273	2.22	2.18	2.171	2.351	2.179	2.262	2.181
Fe^{+2}	2.01	2.173	2.146	2.127	2.102	1.959	2.011	2.026	2.217
Ca	1.693	1.623	1.627	1.657	1.763	1.722	1.741	1.715	1.644
Na	0.578	0.619	0.684	0.659	0.53	0.561	0.617	0.588	0.679
K	0.071	0.063	0.071	0.069	0.07	0.066	0.077	0.071	0.068
TOPLAM	**15.651**	**15.682**	**15.754**	**15.73**	**15.6**	**15.627**	**15.694**	**15.658**	**15.748**

Çizelge 4.2 devam ediyor

Kayaç	Granat-Amfibolit								
Örnek No	S-31-A5		S-31-A6		S-31-A7			S-31-A8	
	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar	Merkez	Orta	Kenar	Merkez	Kenar
OH	1.995	1.944	1.984	1.969	1.97	1.997	1.996	1.979	1.97
F	0	0.054	0.011	0.028	0.026	0	0	0.016	0.026
Cl	0.005	0.002	0.005	0.004	0.004	0.003	0.004	0.005	0.004
$Fe^{+3}/\Sigma Fe$ başlangıç	0.0867	0.0263	0.0696	0.0357	0.0603	0.0922	0.0931	0.0792	0.0224
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	0.5277	0.5112	0.5062	0.5085	0.5081	0.5455	0.52	0.5275	0.4959

Mikroprob analizi için Welayeti formsyonuna ait granat amfibolitlerden dört hornblend minerali seçilmiştir. Minerallere göre farklı noktalarda merkezden kenara doğru noktalar seçilerek, ölçümler hem merkezlerinden hem de kenar ve orta kısımlardan alınmıştır. Katyon ve amfibollerin formül hesaplamaları için oksijen sayısı 23 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

IMA (2012)'ye göre, $Mg/ (Mg + Fe^{2+}) = 0.4959\text{-}0.5455$, $(Ca + Na)^{B} \geq 1.00$ ve $Ca \geq 1.50$ olup bu amfiboller kalsik amfibollere aittir. IMA (2012) terminolojisinde hornblend her zaman "ferro" veya "magnesio" ile başlar (Çizelge 4.3)

Çizelge 4.3. Granat amfibolitlerde gözlenen hornblendlerin IMA (2012) ve Hawthorne ve diğ.'ne (2012) göre yapılan sınıflandırması

Örnek No	IMA (2012)		
	Grup	Alt grup	Amfibol
S-31-A5-Merkez	OH,F,Cl	Ca	**Pargasit(1)**
S-31-A5-Kenar	OH,F,Cl	Ca	**Pargasit(2)**
S-31-A6-Merkez	OH,F,Cl	Ca	**Pargasit(3)**
S-31-A6-Kenar	OH,F,Cl	Ca	**Pargasit(4)**
S-31-A7-Merkez	OH,F,Cl	Ca	**Pargasit(5)**
S-31-A7-Orta	OH,F,Cl	Ca	**Pargasit(6)**
S-31-A7-Kenar	OH,F,Cl	Ca	**Pargasit(7)**
S-31-A8-Merkez	OH,F,Cl	Ca	**Pargasit(8)**
S-31-A8-Kenar	OH,F,Cl	Ca	**Pargasit(9)**

Bu pargasitlerin hesaplanan formülleri aşagıda verilmiştir:

(1) $(Na_{0.619}K_{0.063})\ \Sigma 0.682\ (Ca_{1.623}Fe_{0.377})\ \Sigma 2\ (Mg_{2.273}Fe^{II}_{1.796}Al_{0.811}Ti_{0.06}Fe^{III}_{0.059}Cr_{0.001})\ \Sigma 5\ (Si_{6.328}Al_{1.672})\ \Sigma 8\ O_{22}\ ((OH)_{1.944}F_{0.054}Cl_{0.002})\ \Sigma 2$

(2) $(Na_{0.578}K_{0.071})\ \Sigma 0.649\ (Ca_{1.693}Fe_{0.307})\ \Sigma 2\ (Mg_{2.246}Fe^{II}_{1.703}Al_{0.797}Fe^{III}_{0.191}Ti_{0.064}\ Cr_{0.001})\ \Sigma 5\ (Si_{6.236}Al_{1.764})\ \Sigma 8\ O_{22}\ ((OH)_{1.995}Cl_{0.005})\ \Sigma 2$

(3) $(Na_{0.659}K_{0.069})$ Σ0.728 $(Ca_{1.657}Fe_{0.343})$ Σ2 $(Mg_{2.18}Fe^{II}_{1.784}Al_{0.786}Fe^{III}_{0.159}Ti_{0.072}\ Cr_{0.019})$ Σ5 $(Si_{6.165}Al_{1.835})$ Σ8 O22 $((OH)_{1.984}F_{0.011}Cl_{0.005})$ Σ2

(4) $(Na_{0.684}K_{0.071})$ Σ0.755 $(Ca_{1.627}Fe_{0.373})$ Σ2 $(Mg_{2.22}Fe^{II}_{1.773}Al_{0.854}Fe^{III}_{0.079}Ti_{0.073})$ Σ5$(Si_{6.164}Al_{1.836})$ Σ8 O_{22} $((OH)1_{.969}F_{0.028}Cl_{0.004})$ Σ2

(5) $(Na_{0.53}K_{0.07})$ Σ0.6 $(Ca_{1.763}Fe_{0.237})$ Σ2 $(Mg_{2.171}Fe^{II}_{1.865}Al_{0.724}Fe^{III}_{0.135}Ti_{0.072}\ Cr_{0.033})$ Σ5 $(Si_{6.363}Al_{1.637})$ Σ8 O_{22} $((OH)_{1.97}F_{0.026}Cl_{0.004})$ Σ2

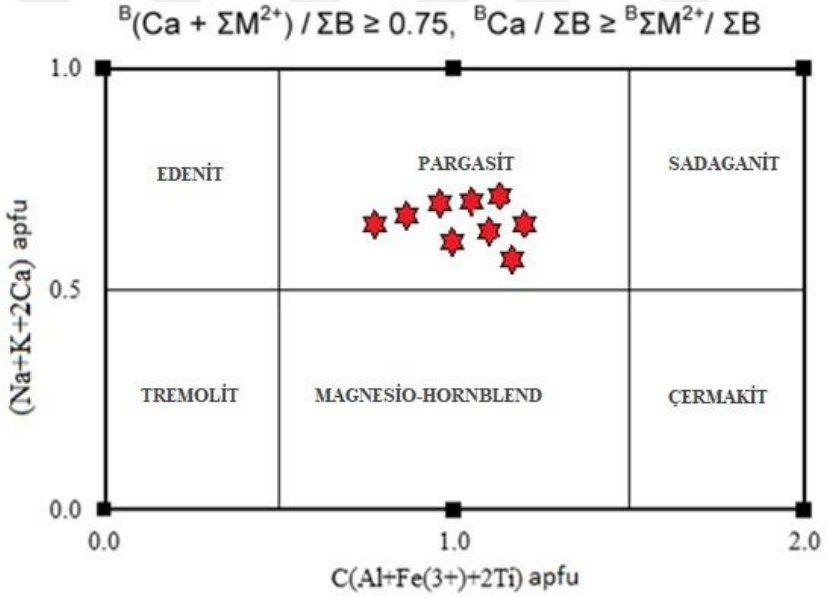
(6) $(Na_{0.561}K_{0.066})$ Σ0.627 $(Ca_{1.722}Fe_{0.278})$ Σ2 $(Mg_{2.351}Fe^{II}_{1.681}Al_{0.688}Fe^{III}_{0.199}Ti_{0.077}\ Cr_{0.004})$ Σ5 $(Si_{6.328}Al_{1.672})$ Σ8 O_{22} $((OH)_{1.997}Cl_{0.003})$ Σ2

(7) $(Na_{0.617}K_{0.077})$ Σ0.694 $(Ca_{1.741}Fe_{0.259})$ Σ2 $(Mg_{2.179}Fe^{II}_{1.752}Al_{0.793}Fe^{III}_{0.206}Ti_{0.07})$ Σ5 $(Si_{6.167}Al_{1.833})$ Σ8 O_{22} $((OH)_{1.996}Cl_{0.004})$ Σ2

(8) $(Na_{0.679}K_{0.068})$ Σ0.747 $(Ca_{1.644}Fe_{0.356})$ Σ2 $(Mg_{2.181}Fe^{II}_{1.861}Al_{0.834}Ti_{0.068}Fe^{III}_{0.051}\ Cr_{0.006})$ Σ5 $(Si_{6.227}Al_{1.773})$ Σ8 O_{22} $((OH)_{1.97}F_{0.026}Cl_{0.004})$ Σ2

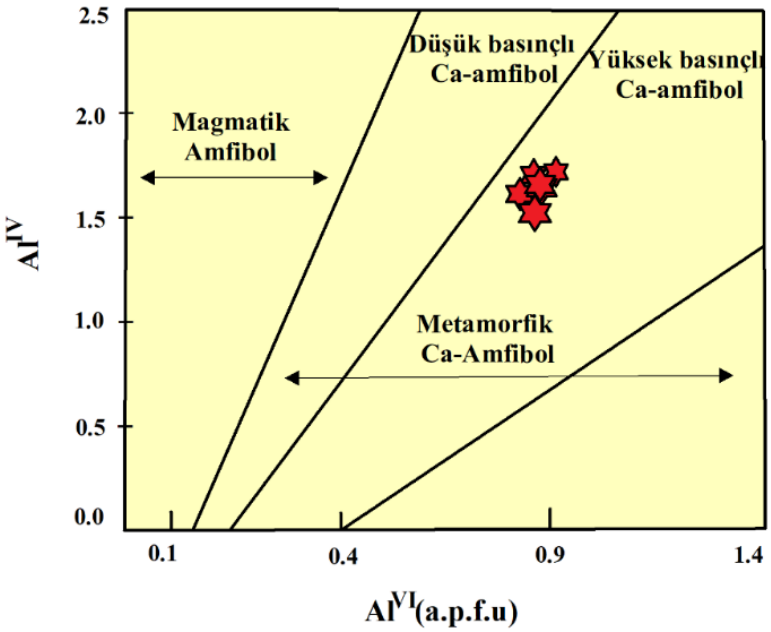
(9) $(Na_{0.588}K_{0.071})$ Σ0.659 $(Ca_{1.715}Fe_{0.285})$ Σ2 $(Mg_{2.262}Fe^{II}_{1.741}Al_{0.738}Fe^{III}_{0.174}Ti_{0.079}\ Cr_{0.005})$ Σ4.999 $(Si_{6.266}Al_{1.734})$ Σ8 O_{22} $((OH)_{1.979}F_{0.016}Cl_{0.005})$ Σ2

Welayeti formasyonuna ait amfibollerin sınıflandırması için IMA (1978) ve Hawthorne ve diğ. (2012) kullanılmıştır. Bu sınıflandırmaya göre, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerdeki amfibollerin bileşimi "*pargasit*" olarak belirlenmiştir **(**Çizelge 4.3 ve Şekil 4.94**).**



Şekil 4.94. Welayeti formasyonuna ait granat amfiboliterde yeralan amfibollerin sınıflandırılması. Diyagram Hawthorne ve diğ. 'nden (2012) alınmıştır

Fleet ve Barneth (1978) ortaya koyduğu diyagrama göre, inceleme alanındaki Welayeti formasyonuna ait amfiboller; "*yüksek basınçlı metamorfik Ca-amfibol"* alanına düşmektedir (Şekil 4.95).



Şekil 4.95. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerin Al^{IV} ve Al^{VI} diyagramında (Fleet ve Barneth, 1978) değerlendirilmesi

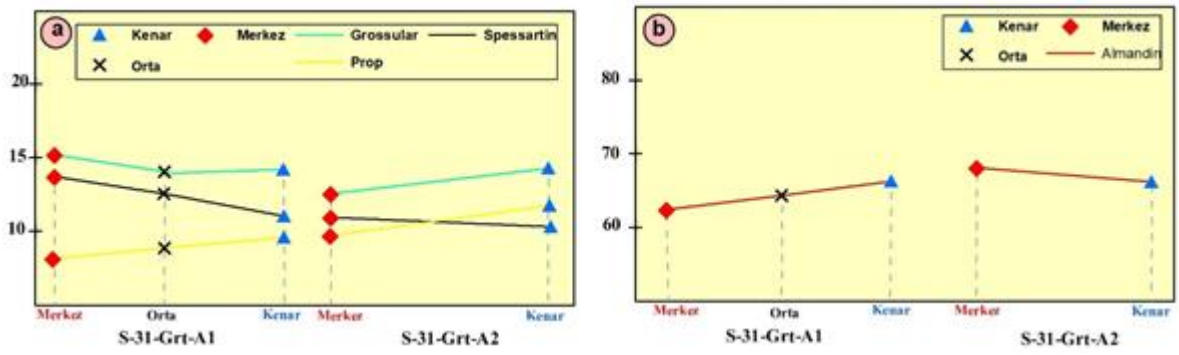
4.2.1.1.3. Granat

Mikroprob analizi için, Welayeti formasyonuna ait bir granat amfibolit örneğinde iki granat minerali seçilmiştir. Bu granatların bileşim değerleri Çizelge 4.4 'de verilmektedir. Katyon ve granatların bileşiminin hesaplanması için oksijen sayısı 12 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Bu verilere göre Welayeti formasyonu içerisindeki granatların almandince zengin olduğu (yaklaşık %63.59-65.37 almandin (+ az spessartin)) görülmektedir. Ca içerikleri de nisbeten yüksek olan (yaklaşık %13.65-15.1 grossular) bu granatlar belirgin olarak düşük Mg içeriğine (yaklaşık %7-10 prop) sahiptir (Çizelge 4.4, Şekil 4.96). Granat amfibolit örneği içerisindeki granatlar $Prb_{7.26\text{-}10.53}Alm_{63.59\text{-}65.37}Grs_{13.65\text{-}15.10}Sps_{10.70\text{-}14.02}Uvr_{0.00\text{-}0.08}$ bileşim aralıklarına sahiptir (Çizelge 4.4).

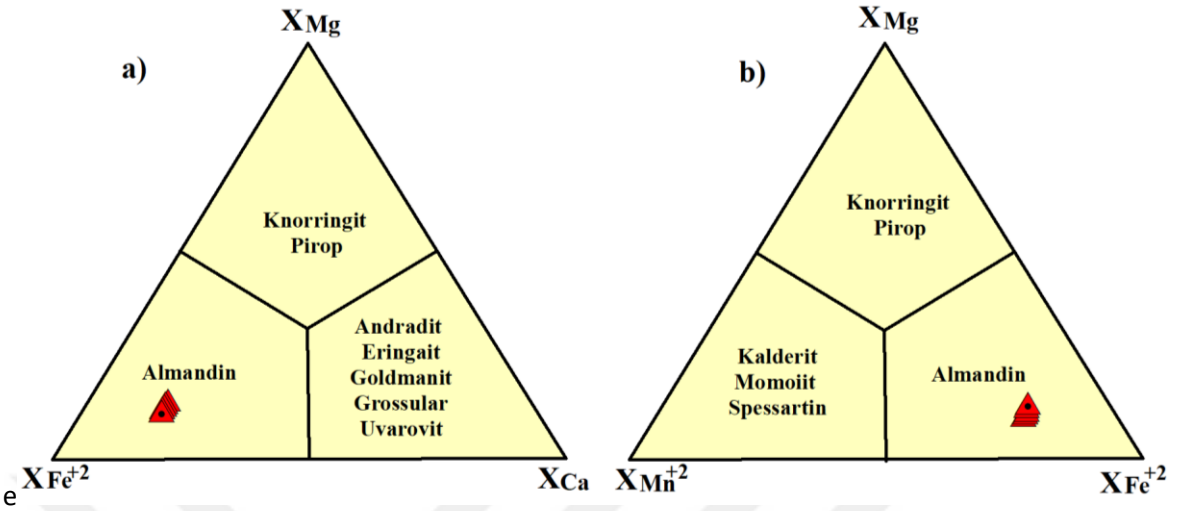
Çizelge 4.4. Granat amfibolitlerde gözlenen granat minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç	Granat-amfibolit				
Örnek No	S-31-Grt-A1			S-31-Grt-A2	
	Merkez	Orta	Kenar	Merkez	Kenar
SiO_2	37.48	38.94	38.44	38.103	38.115
TiO_2	0.133	0.14	0.094	0.112	0.075
Al_2O_3	21.3	21.96	21.92	21.565	21.494
FeO_t	25.66	25.76	25.92	26.189	27.534
MnO	5.928	5.627	5.064	4.576	4.821
MgO	1.743	2.038	2.129	2.558	2.414
CaO	5.054	4.933	4.885	4.901	4.696
Na_2O	0.024	0.043	0.021	0.026	0.039
K2O	0	0	0.003	0	0.008
Cr_2O_3	0.009	0.018	0	0.024	0.017
TOPLAM	**97.33**	**99.459**	**98.476**	**98.054**	**99.213**
Oksijen sayısı 12 olarak hesaplanmıştır					
Si	3.026	3.047	3.036	3.027	3.033
Al^{iv}	0	0	0	0	0
Al^{vi}	2.045	2.049	2.065	2.025	2.042
Ti	0.008	0.008	0.006	0.004	0.007
Cr	0.001	0.001	0	0.001	0.002
Fe^{+2}	1.838	1.826	1.853	1.906	1.854
Mn	0.405	0.373	0.339	0.324	0.309
Mg	0.21	0.238	0.251	0.286	0.304
Ca	0.437	0.414	0.413	0.4	0.418
TOPLAM	**7.97**	**7.956**	**7.963**	**7.973**	**7.969**
Almandin	**63.59**	**64.06**	**64.88**	**65.37**	**64.28**
Andradit	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**
Grossular	**15.1**	**14.45**	**14.48**	**13.65**	**14.42**
Prop	**7.257**	**8.341**	**8.777**	**9.801**	**10.53**
Spessartin	**14.02**	**13.09**	**11.86**	**11.12**	**10.7**
Uvarovit	**0.03**	**0.059**	**0**	**0.055**	**0.079**



Şekil 4.96. a ve b) Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerde yeralan granatların bileşimsel değişimi

Bu granatlar Grew ve diğ.'ne (2013) göre üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "almandin" bileşimli olduğu görülür (Şekil 4.97).

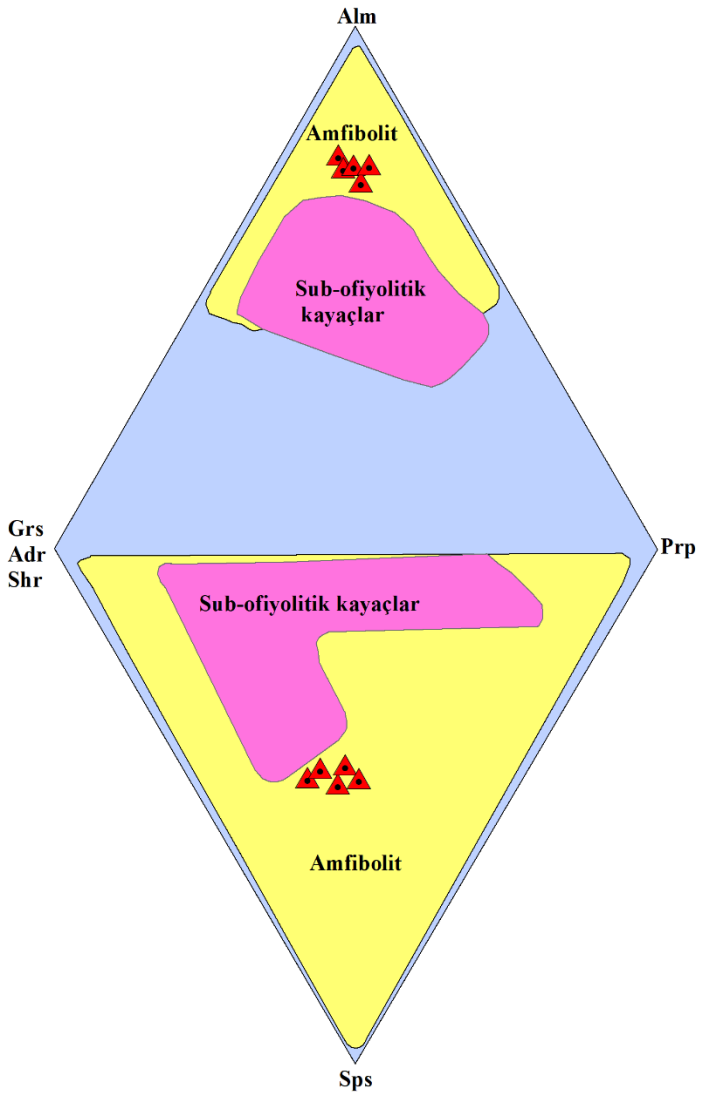


Şekil 4.97. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerde yeralan granatların bileşimleri. **a)** Mg (prop) – Fe (almandin) – Ca (grossular), **b)** Mg (prop) – Fe (almandin) – Mn (grossular) uç bileşenlerine göre hazırlanmış olup, Grew ve diğ.'den (2013) alınmıştır

Özellikle, S-31-Grt-A1 örneğinde belirgin olarak, merkezden kenara doğru gidildikçe prop ve almandin içeriği artmakta, buna karşılık grossular içeriği azalmaktadır (Çizelge 4.4, Şekil 4.96). Bu özellik, ortamda azalan basınç şartlarına işaret eder. S-31-Grt-A2 nolu örnekte ise, granatlarda merkezden kenara doğru prop ve grossular içeriği artmakta, almandin içeriği azalmaktadır (Çizelge 4.4). Bu veri, muhtemelen, bu granatda analiz esnasındaki hatadan kaynaklanmaktadır. Çünkü, granat amfibolitlerdeki gerek mikropetrografik gözlemler, gerekse jeotermobarometredeki hesaplamalar ve yorumlar, Welayeti formasyonu içerisinde birbirini takip eden ve sıcaklık artışı - basınç azalmasına işaret eden amfibolit fasiyesindeki metamorfizmaları ortaya koymuştur. Dolayısıyla, S-31-Grt-A1 nolu granat örneğinde görülen ve merkezden kenara doğru basınç azalmasını işaret eden veri daha güvenilirdir.

Aynı şekilde Çizelge 4.4'de görüldüğü gibi, granatlarda merkezden kenarlara doğru Mn miktarı (0.309-0.405) ve Ca miktarı (0.400-0.437) azalmaktadır. Dolayısıyla, Ruiz'in (1977) yaptığı çalışmalara göre, bu granatlar normal zonlanmaya sahiptir.

Suggate ve Hall (2013) almandin – prop – spessartin - grossular+andradit+şorlomit içeren iki üçgen diyagram kullanarak bir granat ayrımı yaklaşımı sunmuşlardır (Şekil 4.98).

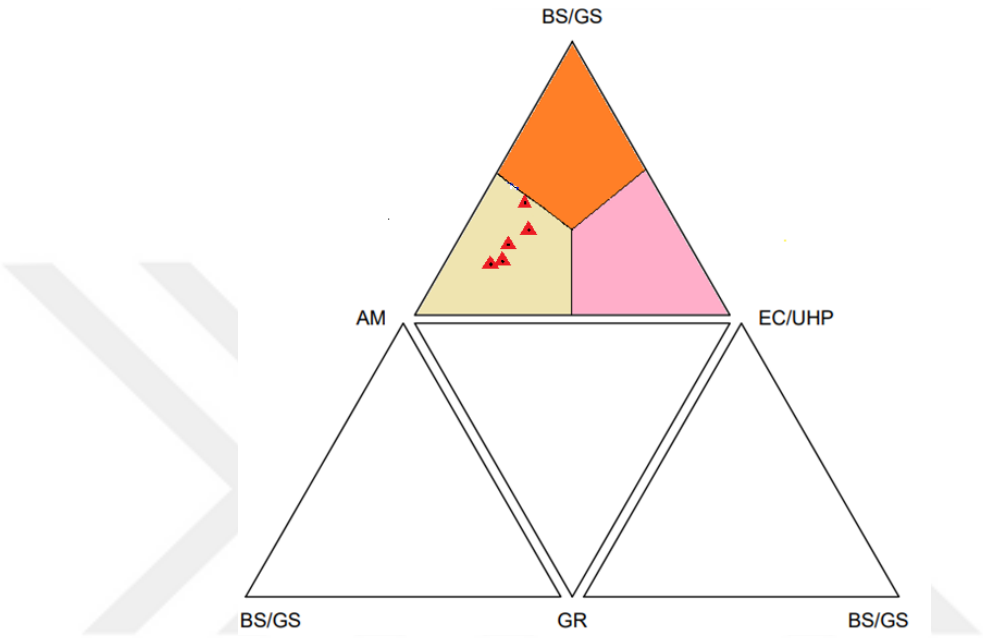


Şekil 4.98. Granat amfibolitlerde, amfibolit ve sub-ofiyolitik kayaçların ayrımı için grossular (Grs) + andradit (Adr) + şorlomit (Shr), almandin (Alm), prop (Prp) ve spessartin (Sps) uç üyelerini kullanan üçlü grafikler. Suggate ve Hall'dan (2013) alınmıştır

Burada, amfibolit ve sub-ofiyolitik kayaçlar için iki ayrı alan vardır. Kabil Bloğu'nda gözlenen Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerdeki granatlar, Suggate ve Hall 'in (2013) almandin - prop - spessartin - grossular+andradit+şorlomit diyagramında değerlendirildiğinde; bu granatlar "*amfibolit*" alanına düşmüştür. Sonuç olarak bu granatlar amfibolit kayacına aittir (Şekil 4.98).

Schönig ve diğ. (2021) tarafından, granatların bileşiminden metamorfizma fasiyesini tahmin etmeyi amaçlayan bir diyagram (BS/GS-AM-EC/UHP-GR) geliştirilmiştir (Şekil 4.99). Bu diyagrama göre, Welayeti formasyonuna ait granat

amfiboliterdeki granatlar "*AM* (*AM = Amfibolit fasyesine ait granatlar)"* alanındadır (Şekil 4.99). Bu işlemin algoritma hesaplaması garnetRFv1.1 programı ile yapılmaktadır. Sonuç olarak bu granat amfibolitlerin amfibolit fasiyesine ait olduğu söylenebilir.



Şekil 4.99. Granat amfibolitlerdeki granatların BS/GS-AM-EC/UHP-GR diyagramında (Schönig ve diğ., 2021) değerlendirilmesi. **BS/GS:** Mavişist/yeşilşist fasiyesi, **AM**: Amfibolit fasiyesi, **GR**: Granulit fasiyesi ve **EC/UHP:** Eklojit/ultra yüksek basınç fasiyesi

4.2.1.2. Stavrolit-disten-granat mikaşist

Bu kayaçta muskovit, stavrolit, disten, biyotit ve granat minerallerinden mikroprob analizi yaptırmıştır. İki muskovit, bir stavrolit, iki biyotit, bir disten ve iki granatdan olmak üzere toplam 8 mineral ve 14 nokta seçilmiştir. Bunlarla ilgili sonuçlar aşağıda verilmiştir.

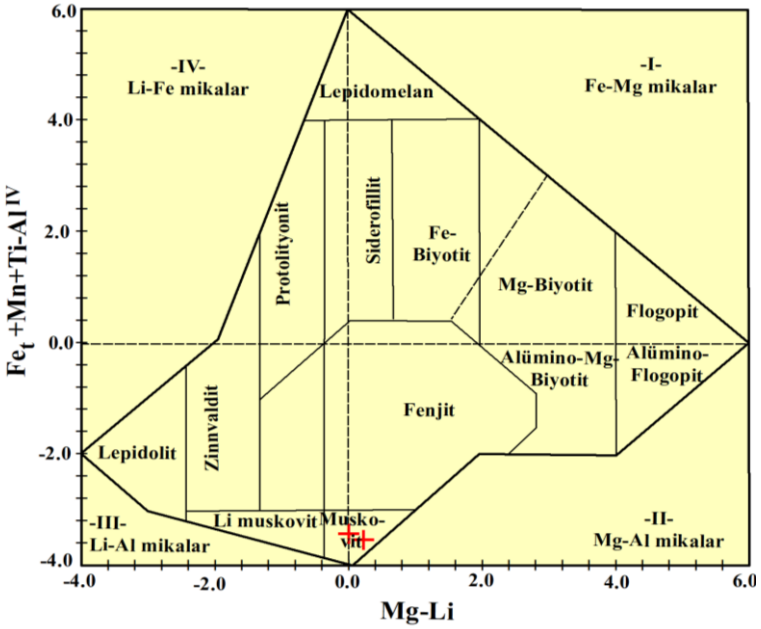
4.2.1.2.1. Muskovit

Mikroprob analizi için Welayeti formasyonuna ait stavrolit- disten- granat-mikaşistden iki muskovit seçilmiştir. Katyon ve muskovitlerin bileşiminin hesaplanması için oksijen sayısı 24 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Muskovitlerin bileşim değerleri Çizelge 4.5 'de verilmektedir.

Mikaları sınıflandırmak için Tischendorf ve diğ.'nin (1997) [Mg-Li] - [$Fe_{top.}$ + Mn + Ti-Al^{vi}] diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, [Mg-Li] değeri 0-0.5 aralığındayken, [$Fe_{top.}$ + Mn + Ti-Al^{vi}] değeri (-4) - (-1) aralığındadır ve analiz edelilen mineraller *muskovit* bileşimindedir (Şekil 4.100).

Çizelge 4.5. Stavrolit-disten-granat mikaşistde muskovit minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç	Stavrolit- disten- granat mikaşist	
Örnek No	**W-5-A1**	**W-5-A2**
SiO_2	43.46	43.12
TiO_2	0.42	0.37
Al_2O_3	35.02	34.89
Cr_2O_3	0.06	0.02
FeO_t	2.51	2.58
MnO	0.00	0.00
MgO	1.11	1.24
CaO	0.03	0.01
Na_2O	1.70	1.77
K_2O	8.41	8.50
F	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01
TOPLAM	**92.72**	**92.51**
Oksijen sayısı 24 olarak hesaplanmıştır		
Si	6.24	6.21
Al^{iv}	1.76	1.79
AI^{vi}	4.16	4.14
Ti	0.04	0.04
Fe^{+2}	0.3	0.31
Mn	0	0
Mg	0.24	0.27
Ca	0	0
Na	0.47	0.5
K	1.54	1.56
TOPLAM	**14.75**	**14.82**



Şekil 4.100. Welayeti formasyonuna ait stavrolit- disten- granat mikaşistlerde yer alan muskovitlerin bileşimleri. Diyagram Tischendorf ve diğ. 'nden (1997) alınmıştır

4.2.1.2.2. Disten

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde yer alan distenlerin bileşim değerleri Çizelge 4.6 'da verilmektedir. Mikroprob analizi için stavrolit-disten-granat mikaşistden bir disten minerali seçilmiş, katyon ve distenin bileşiminin hesaplanması için oksijen sayısı 10 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.6. Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde gözlenen disten mineralinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç	Stavrolit- disten- granat mikaşist
Örnek No	W-5
SiO_2	37.85
TiO_2	0.00
Al_2O_3	61.21
Cr_2O_3	0.03
Fe_2O_3	0.00
FeO_t	0.73
MnO	0.00
MgO	0.01
CaO	0.01
Na_2O	0.07
K_2O	0.02
TOPLAM	**99.93**
Oksijen sayısı 24 olarak hesaplanmıştır	
Si	2.049
Ti	0.000
Al	3.907
Cr	0.001
Fe^{+3}	0.000
Fe^{+2}	0.033
Mn	0.000
Mg	0.001
Ca	0.000
Na_2O	0.007
K_2O	0.001
TOPLAM	**5.999**

4.2.1.2.3. Stavrolit

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde yer alan stavrolitin bileşim değerleri Çizelge 4.7'de verilmektedir. Mikroprob analizi için stavrolit-disten-granat mikaşistden bir stavrolit minerali seçilmiş, katyon ve stavrolitin bileşiminin hesaplanması için oksijen sayısı 10 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.7. Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde gözlenen stavrolit mineralinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç	Stavrolit-disten-granat mikaşist
Örnek No	W-5
SiO_2	24.496
TiO_2	0.534
Al_2O_3	54.399
FeO_t	13.773
MnO	0
MgO	1.78
CaO	0.001
Na_2O	0.015
K_2O	0.011
TOPLAM	**95.009**
Oksijen sayısı 10 olarak hesaplanmıştır	
Si	7.036
Ti	0.115
Al	18.414
Fe^{+2}	3.308
Mn	0.000
Mg	0.762
Ca	0.000
Na	0.008
K	0.004
TOPLAM	**29.648**

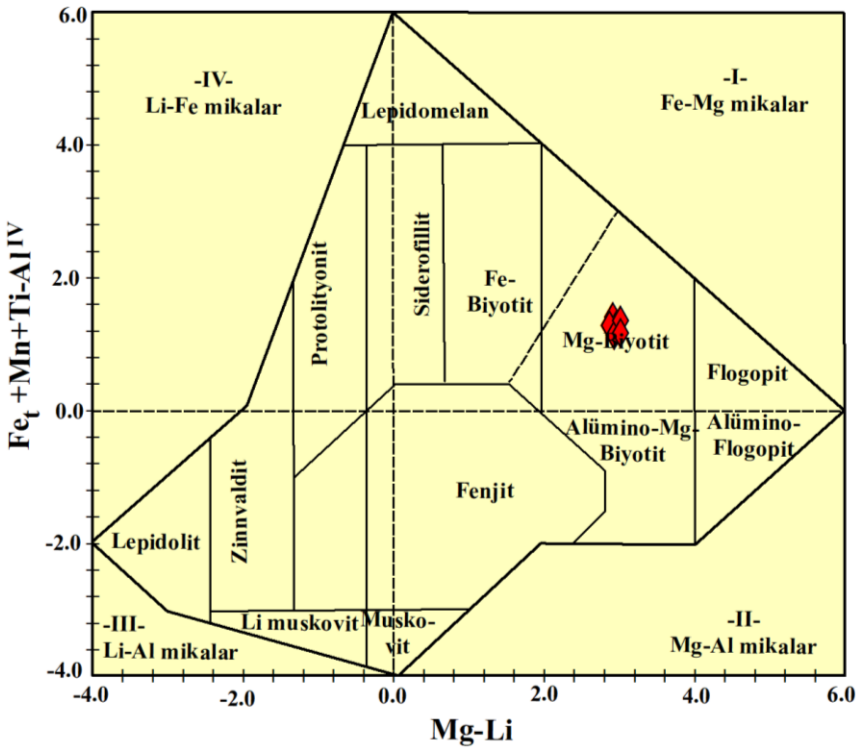
4.2.1.2.4. Biyotit

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde yer alan biyotitlerin bileşim değerleri Çizelge 4.8 'de verilmektedir. Mikroprob analizi için stavrolit-disten-granat mikaşistlerden iki biyotit minerali seçilmiş, katyon ve biyotitlerin bileşiminin hesaplanması için oksijen sayısı 24 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.8. Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde gözlenen biyotit minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

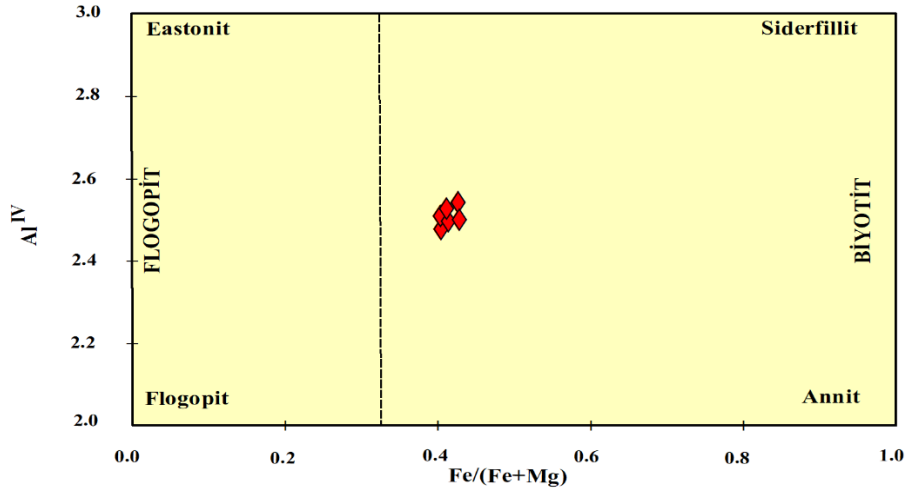
Kayaç	Stavrolit-disten-granat mikaşist					
Örnek No	W-5-A5			W-5-A6		
	Merkez	Orta	Kenar	Merkez	Orta	Kenar
SiO_2	34.42	34.11	33.99	34.56	34.81	34.59
TiO_2	1.331	1.34	1.375	1.389	1.39	1.435
Al_2O_3	18.39	19.16	18.91	18.98	19.41	19.18
Cr_2O_3	0.025	0.044	0.032	0.004	0.008	0.044
FeO_t	16.37	16.22	15.96	16.82	17	17.34
MnO	0	0	0	0	0	0
MgO	13.07	12.35	12.59	12.75	12.55	12.82
CaO	0.019	0.015	0.025	0.012	0.018	0.005
Na_2O	0.403	0.353	0.363	0.491	0.472	0.384
K_2O	8.647	8.668	8.553	8.731	8.583	8.736
F	0.6	0.553	0.426	0.403	0.429	0.522
Cl	0.007	0.005	0.013	0.006	0.02	0.003
TOPLAM	**93.282**	**92.818**	**92.237**	**94.146**	**94.69**	**95.059**
Oksijen sayısı 24 olarak hesaplanmıştır						
Si	5.52	5.492	5.501	5.499	5.498	5.463
Al^{IV}	2.48	2.508	2.499	2.501	2.502	2.537
AI^{VI}	0.996	1.128	1.107	1.06	1.113	1.033
Ti	0.161	0.162	0.167	0.166	0.165	0.171
Fe^{+2}	2.196	2.184	2.16	2.238	2.246	2.291
Mn	0	0	0	0	0	0
Mg	3.125	2.964	3.038	3.024	2.956	3.017
Ca	0.003	0.003	0.004	0.002	0.003	0.001
Na	0.125	0.11	0.114	0.151	0.145	0.118
K	1.769	1.78	1.766	1.772	1.73	1.76
F	0.304	0.282	0.218	0.203	0.214	0.261
Cl	0.002	0.001	0.004	0.002	0.005	0.001
OH	1.847	1.859	1.889	1.8978	1.89	1.869
H_2O	1.703	1.709	1.733	1.7721	1.777	1.754
XFe	0.413	0.424	0.415	0.4253	0.432	0.432
XMg	0.587	0.576	0.585	0.5747	0.568	0.568
X(Flogopit)	0.57	0.558	0.566	0.5571	0.551	0.551
X(siderofillit)	0.347	0.376	0.365	0.3683	0.38	0.377
X(annit)	0.083	0.066	0.068	0.0746	0.07	0.072
TOPLAM	**16.38**	**16.33**	**16.36**	**16.41**	**16.36**	**16.39**

Mikaları sınıflandırmak için Tischendorf ve diğ.'nin (1997) [Mg-Li] - [Fe_t + Mn + Ti-Al^{vi}] diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, [Mg-Li] değeri 2-4 aralığındayken, [Fe_t + Mn + Ti-Al^{vi}] değeri 0-2 aralığındadır ve analiz edilen mineraller *Mg-biyotit* bileşimindedir (Şekil 4.101).



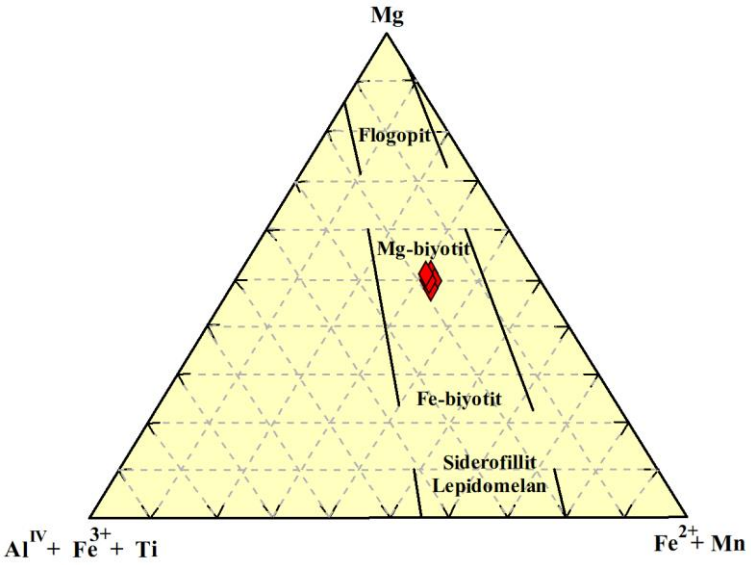
Şekil 4.101. Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde yer alan biyotitlerin sınıflandırması. Diyagram Tischendorf ve diğ. 'nden (1997) alınmıştır

Biyotitler, ayrıca, Deer ve diğ.'nin (1992) sınıflama diyagramında değerlendirilmiştir. Bu diyagramda; Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlere ait biyotitlerin Fe/(Fe+Mg)>0.33 değeri ile "*biyotit*" alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.102).



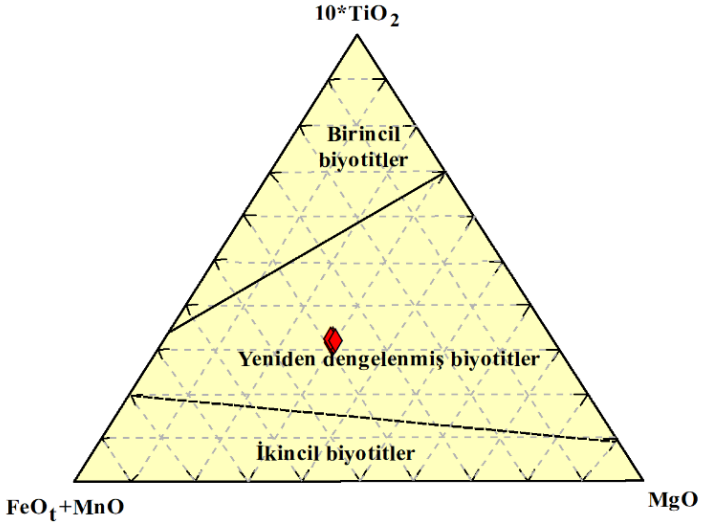
Şekil 4.102. Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde yer alan mikaların sınıflandırması. Diyagram Deer ve diğ. 'nden (1992) alınmıştır

Biyotitlerin sınıflandırması için Foster' in (1960) sınıflama ($Al^{VI}+Fe^{+3}+Ti$) - Mg - ($Fe^{+2}+Mn$) diyagramı kullanılmıştır. Biyotitler bu diyagramda değerlendirildiğinde, "*Mg-Biyotit*" alanındadır (Şekil 4.103).



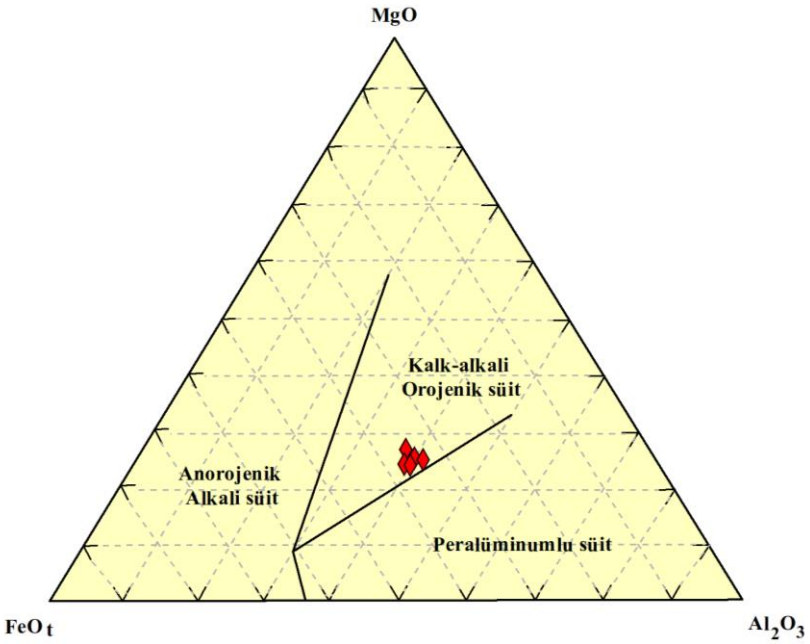
Şekil 4.103. Welayeti formasyonuna ait stavrolit- disten- granat mikaşistlerde yer alan biyotitlerin bileşimleri. Diyagram Foster 'den (1960) alınmıştır

Bu biyotitlerin ayırımı için, Nachit ve diğ. 'nin (2005) $10*TiO_2$ - FeO_t+MnO - MgO üçlü diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, biyotitlerin hepsi "*yeniden dengelenmiş biyotitler*" bölgesine düşmektedir (Şekil 4.104).



Şekil 4.104. Welayeti formasyonuna ait stavrolit- disten- granat mikaşistlerde yer alan biyotitlerin ayırımı. Diyagram Nachit ve diğ.'ndan (2005) alınmıştır

Stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki biyotitlerin tektonik ortamının belirlenmesi için, Abdel Rahman'ın (1994) FeO_t -MgO - Al_2O_3 üçlü diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, biyotitler "*kalk-alkali orojenik süit*" alanına düşmüştür. Bu, biyotitlerin eski orojenik kuşakların kalk alkali kayaçlarına ait olduğu anlamına gelir (Şekil 4.105).



Şekil 4.105. Welayeti formasyonuna ait stavrolit- disten- granat mikaşistlerde yer alan biyotitlerin tektonik ortamının belirlenmesi. Diyagram Abdel Rahman'dan (1994) alınmıştır

.

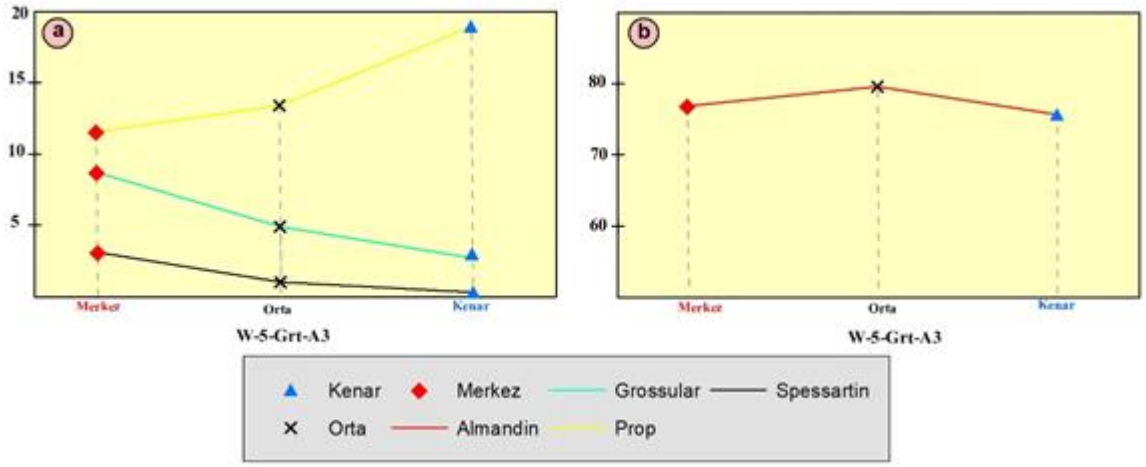
4.2.1.2.5. Granat

Mikroprob analizi için, Welayeti formasyonuna ait stavrolit- disten- granat mikaşist örneğinde iki granat minerali seçilmiştir. W-5-Grt-A3 örneğinde ölçümler hem merkezlerinden hem de kenar ve orta kısımlardan alınmıştır. Katyon ve granatların bileşiminin hesaplanması için oksijen sayısı 12 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Granatların bileşim değerleri Çizelge 4.9 'da verilmektedir.

Bu verilere göre, granatların almandince zengin olduğu (yaklaşık %76.83-79.15 almandin (+ az spessartin ve uvarovit)) görülmektedir. Mg içerikleri de nisbeten yüksek olan (yaklaşık %10.77-19.62 prop) bu granatlar, belirgin olarak düşük Ca içeriğine (yaklaşık %2.992-8.26grossular) sahiptir (Şekil 4.106, 4.107 ve Çizelge 4.9). Granatlar $Prb_{10.77\text{-}19.62}Alm_{77.23\text{-}79.15}Grs_{2.99\text{-}8.26}Sps_{0.12\text{-}3.09}Uvr_{0.04\text{-}0.10}$ bileşim aralıkları gösterir (Çizelge 4.9).

Çizelge 4.9. Stavrolit- disten- granat mikaşistlerde gözlenen granat minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

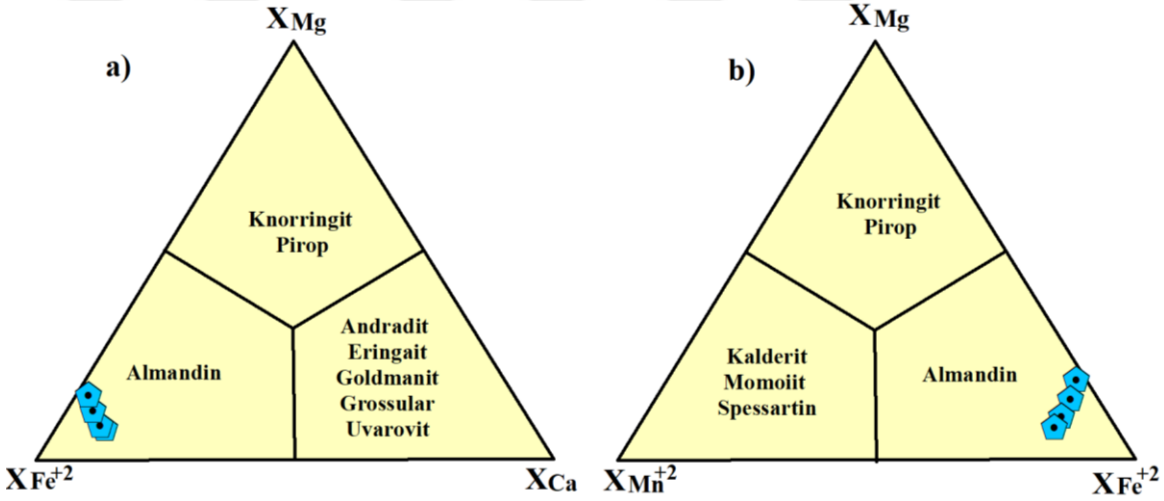
Kayaç	Stavrolit- disten- granat mikaşist			
Örnek No	W-5-Grt-A3			W-5-Grt-A4
	Merkez	Orta	Kenar	Merkez
SiO_2	36.27	36.46	36.48	36.45
TiO_2	0.032	0.043	0.022	0.055
Al_2O_3	21.4	21.42	21.57	21.43
FeO_t	31.73	33.31	33.52	33.39
MnO	1.304	0.391	0.05	0.983
MgO	2.713	3.546	4.801	2.631
CaO	2.71	1.803	1.032	2.836
Na_2O	0	0.046	0.035	0.043
K_2O	0.003	0.006	0.001	0.008
Cr_2O_3	0.031	0.025	0.012	0.027
TOPLAM	**96.193**	**97.05**	**97.523**	**97.853**
Oksijen sayısı 12 olarak hesaplanmıştır				
Si	2.978	2.974	2.959	2.97
Al^{IV}	0.022	0.026	0.041	0.03
Al^{VI}	2.065	2.045	2.027	2.037
Ti	0	0.003	0.001	0.003
Cr	0.002	0.002	0.0002	0.002
Fe^{+2}	2.269	2.338	2.313	2.33
Mn	0.091	0.027	0.003	0.068
Mg	0.332	0.431	0.58	0.319
Ca	0.238	0.158	0.09	0.248
TOPLAM	**7.997**	**8.004**	**8.015**	**8.007**
Almandin	**77.44**	**79.15**	**77.23**	**78.59**
Andradit	**0**	**0**	**0**	**0**
Grossular	**8.033**	**5.253**	**2.992**	**8.26**
Prop	**11.33**	**14.6**	**19.62**	**10.77**
Spessartin	**3.095**	**0.915**	**0.116**	**2.287**
Uvarovit	**0.103**	**0.082**	**0.039**	**0.088**



Şekil 4.106. Welayeti formasyonuna ait stavrolit- disten- granat mikaşistlerde yeralan granatın bileşim değişimi (W-50-Grt-A3 örneğinde)

Bu granatlar Grew ve diğ.'nin (2013) üçgen diyagramlarında değerlendirildiğinde "*almandin*" bileşimli olduğu görülür (Şekil 4.107). W-5-Grt-A3 örneğinde, granatda merkezden kenara doğru gidildikçe prop içeriği artmakta, grossular içeriği azalmaktadır. (Çizelge ve Şekil 4.106). Bu durum, Welayeti formasyonunda yeralan granat amfibolitlerdeki granatlarda gözlendiği gibi, ortamda azalan basınç şartlarına işaret eder.

Aynı şekilde, Çizelge 4.9 'da görüldüğü gibi Mn miktarı (0.003-0.091) merkezden kenarlara doğru azalmakta, buna bağlı olarak Ca miktarı (0.09-0.238) merkezden kenarlara doğru da azalmaktadır, dolayısıyla Ruiz'in (1977) yaptığı çalışmalara göre bu granatlar normal bir zonlanmaya sahiptir.



Şekil 4.107. Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde yeralan granatların bileşimleri. **a)** Diyagram Mg (pirop) – Fe (almandin) – Ca (grossular), **b)** Diyagram Mg (pirop) – Fe (almandin) – Mn (grossular) uç bileşenlerine göre hazırlanmış olup, Grew ve diğ.'nden (2013) alınmıştır

Schönig ve diğ. (2021) granatların ana element oksitlerini kullanarak önemli bir algoritma geliştirmişlerdir. Bu çalışma, granatların bileşimine göre, özellikle metamorfik kayaçlarda köken kayaç ve türünü, metamorfizma şartlarını tahmin etmeyi amaçlamaktadır. Çalışma alanında bu hedefe ulaşmak için, öncelikle Welayeti formasyonunda stavrolit-disten- granat mikaşistlere ait granatların ana oksitlerini kullanarak her numune için belirli oranlar elde edilmektedir (Çizelge 4.10). En fazla orana sahip olan faktörlerin *AM (0.39-0.46), IF/S (0.87-0.97) ve MM faktörü (0.39-0.46)* olduğu görülür. Granatlardan elde edilen bu verilere göre stavrolit- disten- granat mikaşistler; *metamorfik kayaçlar sınıfına*, *amfibolit fasiyesine* ve *felsik-ortaç kökenli* kayaçlara aittirler.

Çizelge 4.10. Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde, Schoenig ve diğ. 'ne (2021) göre, granatların ayrımcılık faktörlerinin orantılı hesaplama sonuçları. Bu sonuçlar garnetRF v1.1 kullanılarak hesap edilmiştir. **MS:** Metasomatik kayaçlar, **IG:** Magmatik kayaçlar, **MA:** Manto kayaçları, **MM:** Metamorfik kayaçlar, **BS/GS:** Mavişist/yeşilşist fasiyesi, **AM:** Amfibolit fasiyesi, **GR:** Granulit fasiyesi, **EC/UHP:** Eklojit/Ultra yüksek basınç fasiyesi, **CS:** Kalk-silikatlar, **IF/ S:** Orta-felsik/metasedimanter, **UM:** Ultramafik, **M:** Mafik ve **A:** Alkalin

Örne No	W-5-A3 (Merkez)	W-5-A3 (Orta)	W-5-A3 (Kenar)	W-5-A4 (Merkez)
Kullanılan Model	**Tüm oksitler**	**Tüm oksitler**	**Tüm oksitler**	**Tüm oksitler**
MA (Oran)	0.00	0.00	0.01	0.00
IG (Oran)	0.09	0.08	0.02	0.09
MS (Oran)	0.00	0.00	0.00	0.00
MM (Oran)	0.42	0.46	0.39	0.45
BS/GS (Oran)	0.07	0.04	0.03	0.08
AM (Oran)	0.42	0.46	0.39	0.45
GR (Oran)	0.10	0.25	0.23	0.17
EC/UHP (Oran)	0.32	0.15	0.31	0.21
UM (Oran)	0.00	0.00	0.01	0.00
M (Oran)	0.08	0.03	0.06	0.13
IF/S (Oran)	0.92	0.97	0.94	0.87
A (Oran)	0.00	0.00	0.00	0.00
CS (Oran)	0.00	0.00	0.00	0.00
Kayaç Sınıfı	**MM**	**MM**	**MM**	**MM**
Metamorfik Fasiyes	**AM**	**AM**	**AM**	**AM**
Köken Kayaç Bileşimi	**IF/S**	**IF/S**	**IF/S**	**IF/S**

Bu hesaplamalar sonucunda aşağıdaki veriler elde edilmiştir:

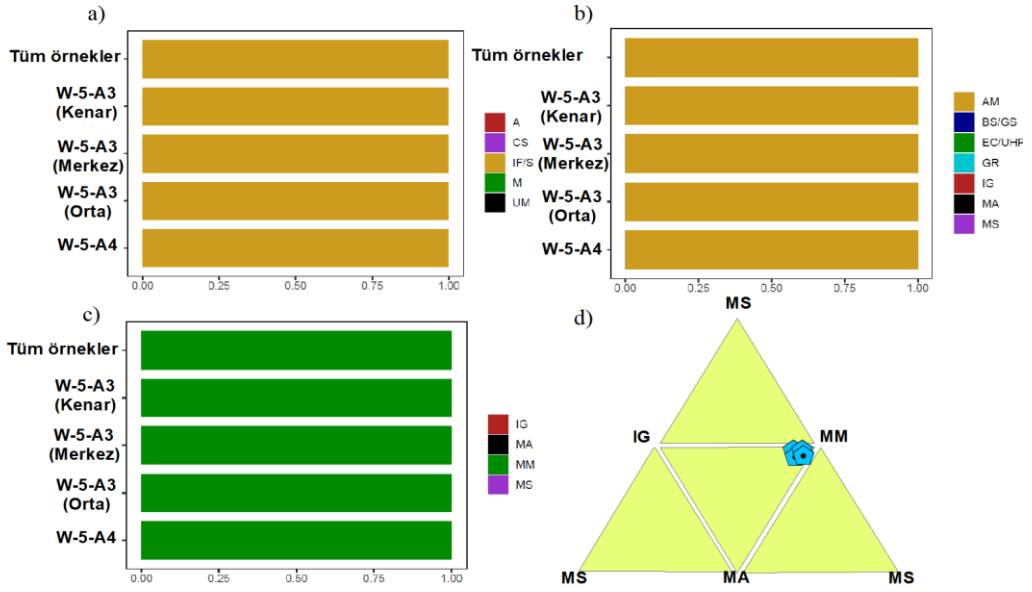
1) Welayeti formasyonuna ait stavrolit- disten- granat mikaşistlerdeki granatlar Excel diyagramında (Schönig ve diğ, 2021) değerlendirilmiştir (Şekil 4.108a). Hesaplamaların sonuçları Çizelge 4.10 ve 4.11'de listelenmiştir. Bu çizelge ve diyagramlara göre, bu granatlar %100 *IF/S: ortaç-felsik/metasedimanterlere* aittir. Dolayısıyla Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistler "ortaç-felsik/metasedimanter kayaç kökenli"dir (Şekil 4.108a, Çizelge 4.10 ve 4.11).

2) Granatların metamorfizma şartları Excel diyagramında (Schönig ve diğ., 2021) değerlendirilmiştir (Şekil 4.108b). Hesaplama sonuçları Çizelge 4.10 ve 4.11'de listelenmiştir. Buna göre, granatlar %100 *amfibolit fasiyesine* ait olup, stavrolit-disten-granat mikaşistler amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir (Şekil 4.108b, Çizelge 4.10 ve 4.11).

3) Bu granatların içinde bulunduğu kayaç türüne baktığımızda, granatlar %100 *metamorfik kayalara* aittir. Dolayısıyla, Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistler *metamorfik kayaçtır* (Şekil 4.108c ve d, Çizelge 4.10 ve 4.11).

Çizelge 4.11. Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde, Schoenig ve diğ. 'ne (2021) göre, granatların ayrımcılık faktörlerinin hesaplama sonuçları. Bu sonuçlar garnetRF v1.1 kullanılarak hesap edilmiştir. **MS:** Metasomatik kayaçlar, **IG:** Magmatik kayaçlar, **MA:** Manto kayaçları, **MM:** Metamorfik kayaçlar, **BS/GS:** Mavişist/yeşilşist fasiyesi, **AM:** Amfibolit fasiyesi, **GR:** Granulit fasiyesi, **EC/UHP:** Eklojit/Ultra yüksek basınç fasiyesi, **CS:** Kalk-silikatlar, **IF/ S:** Orta-felsik/metasedimanter, **UM:** Ultramafik, **M:** Mafik ve **A:** Alkalin

Örenkler	MA (%)	IG (%)	MS (%)	MM (%)	BS/GS (%)	AM (%)	GR (%)	EC/UHP (%)	UM (%)	M (%)	IF/S (%)	A (%)	CS (%)
Tüm örnekler	0	0	0	100.00	0	100.00	0	0	0	0	100.00	0	0
W-5-A3 (Merkez)	0	0	0	100.00	0	100.00	0	0	0	0	100.00	0	0
W-5-A3 (Orta)	0	0	0	100.00	0	100.00	0	0	0	0	100.00	0	0
W-5-A3 (Kenar)	0	0	0	100.00	0	100.00	0	0	0	0	100.00	0	0
W-5-A4	0	0	0	100.00	0	100.00	0	0	0	0	100.00	0	0



Şekil 4.108. Stavrolit-disten-granat mika şistlerde granatların, Schönig ve diğ.'ne (2021) göre, değerlendirilmesi. **a)** A-CS-IF/S-M-UM köken kayaçların belirlenmesi diyagramı, **b)** AM-BS/GS-EC/UHP-GR-IG-MA-MS metamorfizma fasiyesinin belirlenmesi diyagramı, **c)** IG-MA-MM-MA-MS-MM kayaç türünün belirlenmesi diyagramı, **d)** IG-MA-MM-MA-MS-MM kayaç türünün belirlenmesi için dört üçgen diyagramı. **MS:** Metasomatik kayaçlar, **IG:** Magmatik kayaçlar, **MA:** Manto kayaçları, **MM:** Metamorfik kayaçlar, **BS/GS:** Mavişist/yeşilşist fasiyesi, **AM:** Amfibolit fasiyesi, **GR:** Granulit fasiyesi, **EC/UHP:** Eklojit/Ultra yüksek basınç fasiyesi, **CS:** Kalk-silikatlar, **IF/ S:** Ortaç-felsik/metasedimanter, **UM:** Ultramafik, **M:** Mafik, **A:** Alkalin

4.2.2. Kasaba Dağları ortognaysı

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslarda plajioklas, biyotit ve granat minerallerinden mikroprob analizi yaptırılmıştır. Bunlardan beş plajioklas, iki granat, iki biyotit olmak üzere toplam 9 mineral ve bunlara ait 23 nokta seçilmiştir. Bunlarla ilgili hesaplamalar aşağıdaki şekilde uygulanmıştır.

4.2.2.1. Granat

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda yer alan granatların bileşim değerleri Çizelge 4.12 'de verilmektedir.

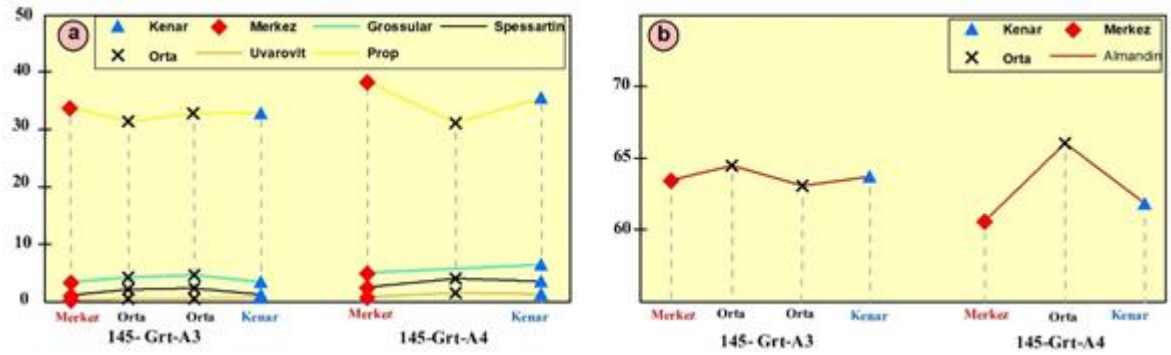
Çizelge 4.12. Kasaba Dağları ortognaysında gözlenen granat minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % dir)

Kayaç	**Mesokratik ortognays**						
Örnek No	**145- Grt-A3**				**145-Grt-A4**		
	Merkez	**Orta$_1$**	**Orta$_2$**	**Kenar**	**Merkez**	**Orta**	**Kenar**
SiO_2	39.77	39.98	39.95	39.46	36.79	36.31	37.24
TiO_2	0.035	0.038	0.01	0.024	0.023	0.023	0.056
Al_2O_3	22.39	22.36	22.1	22.44	22.67	22.05	22.54
FeO_t	27.93	27.92	27.73	27.95	29.31	31.83	29.47
MnO	0.539	0.54	0.548	0.503	0.465	0.608	0.455
MgO	8.533	8.089	8.29	8.386	8.767	7.455	8.632
CaO	0.642	0.721	0.711	0.613	0.829	0.963	1.045
Na_2O	0.027	0	0	0.017	0.018	0.042	0
K_2O	0.008	0	0.001	0.003	0	0	0.002
Cr_2O_3	0.037	0.051	0.033	0.091	0.037	0.048	0.05
TOPLAM	**99.911**	**99.699**	**99.373**	**99.487**	**98.909**	**99.329**	**99.49**
Oksijen sayısı 12 olarak hesaplanmıştır.							
Si	3.03	3.045	3.055	3.019	2.892	2.881	2.911
Al^{iv}	0	0	0	0	0.108	0.119	0.089
Al^{vi}	2.025	2.024	2.006	2.039	1.994	1.946	1.988
Ti	0.002	0.002	0	0.001	0.001	0.001	0.003
Cr	0.002	0.003	0.002	0.006	0.002	0.003	0.003
Fe^{+3}	0	0	0	0	0.002	0.044	0.005
Fe^{+2}	1.858	1.878	1.859	1.875	1.925	2.068	1.921
Mn	0.035	0.035	0.035	0.033	0.031	0.041	0.03
Mg	0.969	0.918	0.945	0.957	1.028	0.882	1.006
Ca	0.052	0.059	0.058	0.05	0.07	0.082	0.088
TOPLAM	**7.973**	**7.964**	**7.96**	**7.98**	**8.053**	**8.067**	**8.044**
Almandin	63.75	64.98	64.15	64.33	60.99	65.14	61.41
Andradit	0	0	0	0	0.101	2.281	0.268
Grossular	1.684	1.877	1.907	1.441	2.195	-	2.58
Prop	33.25	31.78	32.62	32.82	35.53	30.6	34.55
Spessartin	1.194	1.206	1.225	1.119	1.071	1.418	1.035
Uvarovit	0.115	0.159	0.103	0.283	0.119	0.157	0.159

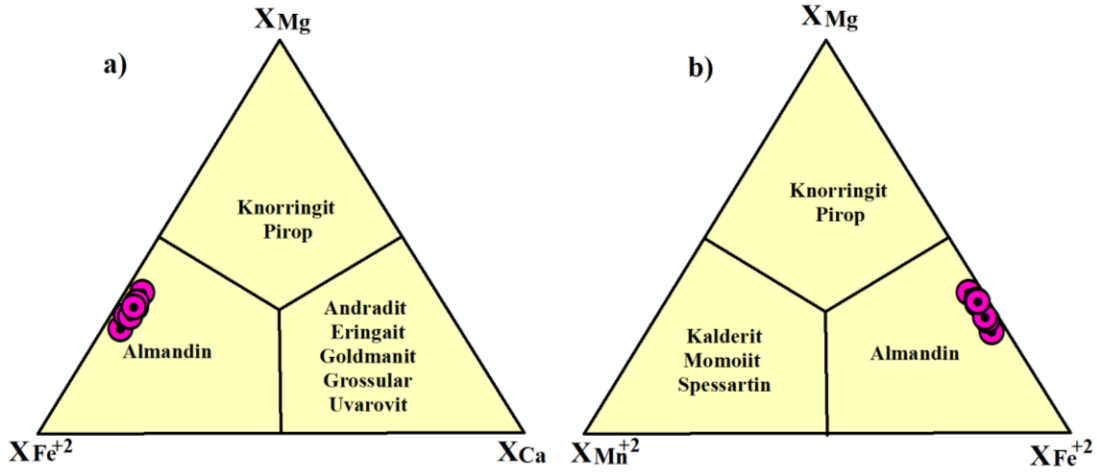
Mikroprob analizi için, bu ortognays örneğinde iki granat minerali seçilmiştir. Bu granatlarda farklı noktalarda (kenardan merkeze doğru bir kaç nokta seçilerek) analiz yapılmıştır. 145-Grt-A3 örneğinde ölçümler merkezden kenara doğru dört, 145-Grt-A4 örneğinde ise ölçümler merkezden kenara doğru üç noktada yapılmıştır. Katyonlar ve granatların bileşiminin hesaplanması için oksijen sayısı 12 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Bu verilere göre, mesokratik ortognaysda granatların almandince zengin olduğu (yaklaşık %65.14-60.99 almandin (+ az spessartin)) görülmektedir. Mg içerikleri de nisbeten yüksek olan (yaklaşık %30.6-35.53 prop) bu granatlar belirgin olarak düşük Ca içeriğine (yaklaşık %0.404-2.58 grossular) sahiptir (Çizelge 4.12 ve Şekil 4.109). Granatlar $Prb_{30.60-35.53}Alm_{60.99-65.14}Grs_{1.44-2.58}Sps_{1.04-1.42}Uvr_{0.10-0.28}$ bileşim aralıkları gösterir (Çizelge 4.12). Bu granatlar, Grew ve diğ.'nin (2013) üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "*almandin*" bileşimli olduğu görülür (Şekil 4.110).

Granatlarda merkezden kenara doğru; grossular ve almandin içeriğinde başlangıçta bir artış daha sonra bir azalma, prop içeriğinde ise başlangıçta bir azalma, daha sonra artış izlenmektedir (Çizelge 4.12). Granatların merkez ve kenarları gözönüne alındığında; grossular (145-Grt-A3 hariç) ve prop içeriklerinde azalma, buna karşılık almandin içeriğinde artış izlenir. Aynı şekilde, Çizelge 4.12'de görüldüğü gibi Mn miktarı (0.03-0.041) merkezden kenarlara doğru hafifçe azalmakta, Ca miktarı da (0.05-0.088) merkezden kenarlara doğru azalmaktadır. Dolayısıyla, Ruiz'in (1977) yaptığı çalışmalara göre bu granatlar normal zonlanmaya sahiptir (Çizelge 4.12).



Şekil 4.109. a ve b) Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda yeralan granatların bileşenler grafiği



Şekil 4.110. Mesokratik ortognaysda yeralan granatların bileşimi. **a)** Mg (prop) – Fe (almandin) – Ca (grossular) diyagramı **b)** Mg (prop) – Fe (almandin) – Mn (grossular) diyagramı. Diyagramlar Grew ve diğ.'nden (2013) alınmıştır

Schönig ve diğ. (2021), granatların ana element oksitlerini kullanarak önemli bir algoritma geliştirmiştir. Bu çalışma, granatların bileşimine göre, özellikle metamorfik kayaçlarda köken kayaç ve türünü, ayrıca metamorfizma şartlarını tahmin etmeyi amaçlamaktadır Çalışma alanında, bu hedefe ulaşmak için, öncelikle Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysa ait granatların ana oksitlerini kullanarak her numune için belirli oranlar elde edilmiştir (Çizelge 4.13 ve 4.14). Burada, en fazla orana sahip olan faktörlerin *GR (0.87-0.97), IF/S (0.98-0.99)* ve *MM faktörü (0.87-0.97)* olduğu görülmektedir. Granatlardan elde edilen bu verilere göre, mesokratik ortognaysla*r metamorfik kayaçlar sınıfına*, *granulit fasiyesine* ve *felsik-ortaç kökenli kayaçlara* aittirler.

Bu hesaplamalar sonucunda aşağıdaki veriler elde edilmiştir:

1) Mesokratik ortognaysa ait granatlar Excel diyagramlarında (Schönig ve diğ, 2021) değerlendirilmiştir (Şekil 4.111a ve d). Bu hesaplamaların sonuçları Çizelge 4.13 ve 4.14 'de listelenmiştir. Bu çizelge ve diyagramlara göre; bu granatlar %100 *IF/S: ortaç-felsik/metasedimanterlere* aittir. Dolayısıyla, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysların köken kayacı *ortaç-felsik* bileşimdedir (Çizelge 4.14, Şekil 4.111a ve d).

2) Granatların metamorfizma şartları Excel diyagramında (Schönig ve diğ., 2021) değerlendirilmiştir (Şekil 4.111b ve Çizelge 4.14). Hesaplamaların sonuçları (Çizelge 4.13 ve 4.14)'de listelenmiştir. Buna göre, granatlar %100 *granulit fasiyesine* aittir. Dolayısıyla mesokratik ortognaysla*r granulit fasiyesinde* oluşmuştur (Şekil 4.111b ve Çizelge 4.14).

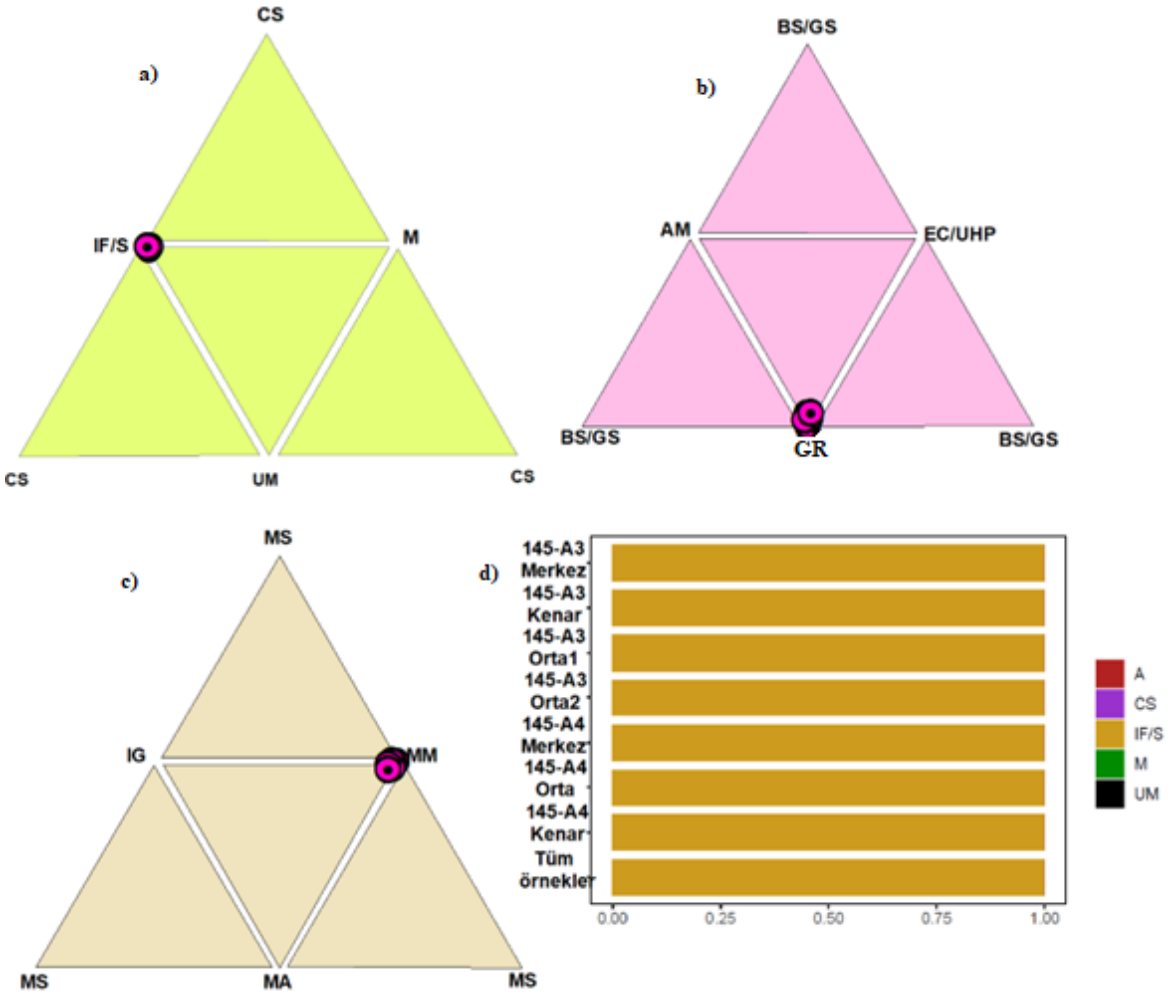
3) Bu granatların içinde bulunduğu kayaç türüne baktığımızda, granatlar %100 *metamorfik kayalara* aittir. Dolayısıyla, mesokratik ortognayslar *metamorfik kayaçtır* (Şekil 4.111c ve Çizelge 4.13).

Çizelge 4.13. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda, Schoenig ve diğ. 'ne (2021) göre, granatların ayrımcılık faktörlerinin hesaplama sonuçları. Bu sonuçlar garnetRF v1.1 kullanılarak hesap edilmiştir. Simgeler Çizelge 4.10 'daki gibidir

Örnek No	145-A3 (Merkez)	145-A3 (Orta1)	145-A3 (Orta2)	145-A3 (Kenar)	145-A4 (Merkez)	145-A4 (Orta)	145-A4 (Kenar)
Kullanılan Model	Tüm oksitler	Tüm oksitler	Tüm oksitler	Tüm oksitler	Tüm oksitler	Tüm oksitler	Tüm oksitler
MA (Oran)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
IG (Oran)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.06
MS (Oran)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MM (Oran)	0.94	0.93	0.96	0.97	0.88	0.81	0.87
BS/GS (Oran)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AM (Oran)	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.04
GR (Oran)	0.94	0.93	0.96	0.97	0.88	0.81	0.87
EC/UHP (Oran)	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.09	0.03
UM (Oran)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M (Oran)	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
IF/S (Oran)	0.99	0.98	0.98	0.99	0.98	0.98	0.99
A (Oran)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CS (Oran)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sınıf	MM	MM	MM	MM	MM	MM	MM
Fasiyes	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR
Bileşimi	IF/S	IF/S	IF/S	IF/S	IF/S	IF/S	IF/S

Çizelge 4.14. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda, Schoenig ve diğ. 'ne (2021) göre, granatların ayrımcılık faktörlerinin hesaplama sonuçları. Hesaplamalar garnetRF v1.1 ile yapılmıştır. Simgeler Çizelge 4.11 'deki gibidir

Örnek No	MA (%)	IG (%)	MS (%)	MM (%)	BS/GS (%)	AM (%)	GR (%)	EC/UHP (%)	UM (%)	M (%)	IF/S (%)	A (%)	CS (%)
Tüm örnekler	0	0	0	100.00	0.00	0	100.00	0	0	0	100.00	0	0
145-A3 (Merkez)	0	0	0	100.00	0.00	0	100.00	0	0	0	100.00	0	0
145-A3 (Orta1)	0	0	0	100.00	0.00	0	100.00	0	0	0	100.00	0	0
145-A3 (Orta2)	0	0	0	100.00	0.00	0	100.00	0	0	0	100.00	0	0
145-A3 (Kenar)	0	0	0	100.00	0.00	0	100.00	0	0	0	100.00	0	0
145-A4 (Merkez)	0	0	0	100.00	0.00	0	100.00	0	0	0	100.00	0	0
145-A4 (Orta)	0	0	0	100.00	0.00	0	100.00	0	0	0	100.00	0	0
145-A4 (Kenar)	0	0	0	100.00	0.00	0	100.00	0	0	0	100.00	0	0



Şekil 4.111. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda granatların Schönig ve diğ.'ne (2021) göre değerlendirmesi. **a ve d)** "CS-M-CS-UM-CS-IF/S-CS" ve "A-CS-IF/S-M-UM" köken kayaçların belirlenmesi için diyagramlar, **b)** "BS/GS -EC/UHP -GR-BS/GS-AM- BS/GS" metamorfizma fasyesinin belirlenmesi için diyagram, **c)** "MS-MM-MS-MA-MZ-IG-MS" kayaç türünün belirlenmesi için dört üçgen diyagramı. **MS:** Metasomatik kayaçlar, **IG:** Magmatik kayaçlar, **MA:** Manto kayaçları, **MM:** Metamorfik kayaçlar, **BS/GS:** Mavişist/yeşilşist fasiyesi, **AM:** Amfibolit fasiyesi, **GR:** Granulit fasiyesi, **EC/UHP:** Eklojit/Ultra yüksek basınç fasiyesi, **CS:** Kalk-silikatlar, **IF/ S:** Ortaç-felsik/metasedimanter, **UM:** Ultramafik, **M:** Mafik, **A:** Alkalin

4.2.2.2. Plajioklas

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda yer alan plajioklasların bileşim değerleri Çizelge 4.15'de verilmektedir. Mikroprob analizi için, bu ortognaysda beş plajioklas minerali seçilmiştir. İki mineral (145-Plag-A4) granatlar içinde kapanımlar halinde bulunan plajioklaslardır. Katyon ve plajioklasların bileşimleri için oksijen sayısı 32 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.15. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda gözlenen plajioklas minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç		**Mesokratik ortognays**						
Örnek No		**145-Plag-A5**			**145-Plag-A6**		**145-Plag-A7**	
		Merkez	**Orta**	**Kenar**	**Merkez**	**Kenar**	**Merkez**	**Kenar**
SiO_2		51.84	53.90	53.68	52.46	53.17	53.40	54.29
TiO_2		0.06	0.01	0.04	0.10	0.00	0.01	0.03
Al_2O_3		39.64	37.68	37.90	38.97	38.48	38.19	37.65
Cr_2O_3		0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
FeO_t		0.05	0.03	0.09	0.03	0.00	0.20	0.00
MnO		0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05
MgO		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
BaO		0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00
CaO		6.59	6.51	6.43	6.52	6.60	6.05	6.16
Na_2O		1.26	1.20	1.30	1.38	1.30	1.32	1.25
K_2O		0.50	0.51	0.41	0.41	0.29	0.65	0.40
P_2O_5		0.05	0.12	0.13	0.10	0.12	0.09	0.13
SrO		0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
TOPLAM		**100**	**99.99**	**99.99**	**99.98**	**100.02**	**99.99**	**99.99**
Oksijen sayısı 32 olarak hesaplanmıştır.								
Si		9.529	9.953	9.904	9.653	9.801	9.844	10.03
Ti		0.009	0.002	0.006	0.015	0	0.002	0.004
Al		8.589	8.201	8.241	8.451	8.361	8.296	8.197
Cr		0.0003	0.002	0.002	0.002	0	0	0.0008
Fe^{+3}		0	0	0	0	0	0	0
Fe^{+2}		0.007	0.004	0.014	0.004	0	0.031	0
Mn		0.002	0	0	0	0	0.002	0.008
Mg		0.001	0	0.001	0	0	0.006	0
Ca		1.297	1.287	1.271	1.286	1.303	1.195	1.22
Ba		0	0	0	0	0.004	0.002	0.0001
Na		0.448	0.43	0.464	0.493	0.463	0.47	0.448
K		0.117	0.121	0.096	0.096	0.067	0.152	0.095
TOPLAM		**20**	**20**	**20**	**20**	**20**	**20**	**20**
Feldispat Bileşenleri (%)	**Ab**	**24.05**	**23.4**	**25.35**	**26.28**	**25.26**	**25.88**	**25.43**
	An	**69.64**	**70.02**	**69.41**	**68.58**	**71.08**	**65.74**	**69.2**
	Or	**6.306**	**6.587**	**5.247**	**5.138**	**3.664**	**8.383**	**5.366**

Çizelge 4.15 devam ediyor

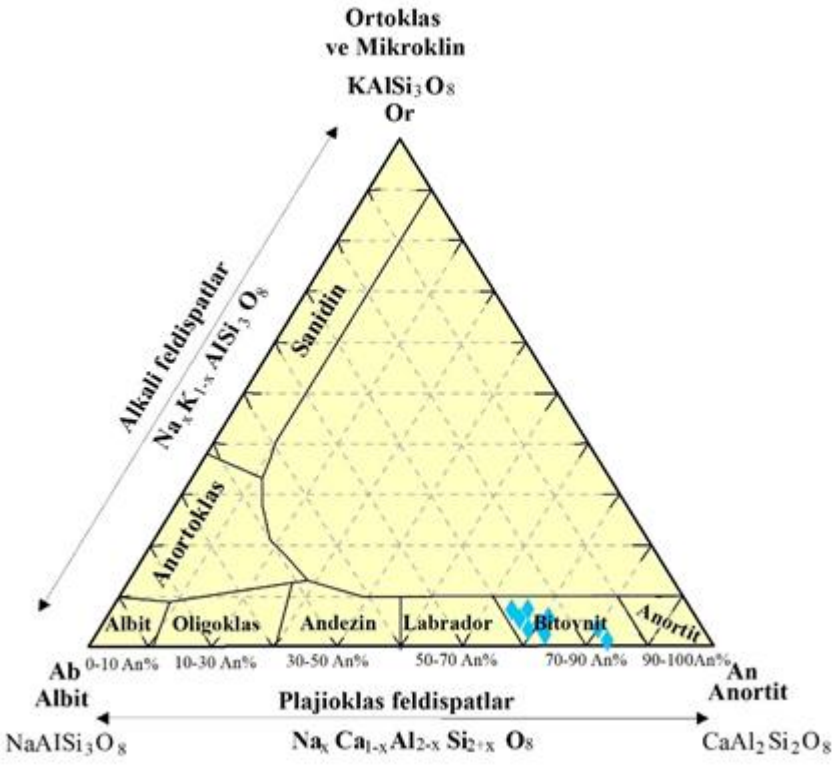
Kayaç		Mesokratik ortognays				
Örnek No		145-Plag-A4		145-Plag-A9		
		Merkez	Kenar	Merkez	Orta	Kenar
SiO_2		46.69	48.27	56.68	54.46	54.80
TiO_2		0.04	0.02	0.02	0.04	0.05
Al_2O_3		42.62	41.77	35.95	37.49	37.01
Cr_2O_3		0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
FeO_t		0.17	0.24	0.02	0.01	0.00
MnO		0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO		9.16	8.32	5.35	5.98	6.32
Na_2O		0.97	0.94	1.31	1.39	1.39
K_2O		0.23	0.39	0.56	0.53	0.38
P_2O_5		0.08	0.00	0.10	0.07	0.04
SrO		0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
TOPLAM		**100**	**100**	**99.99**	**99.99**	**100**
Oksijen sayısı 32 olarak hesaplanmıştır.						
Si		8.558	8.858	10.49	10.04	10.11
Ti		0.006	0.002	0.003	0.01	0.01
Al		9.207	9.035	7.841	8.15	8.05
Cr		0.0005	0.006	0	0.00	0.00
Fe^{+3}		0	0	0	0.00	0.00
Fe^{+2}		0.026	0.037	0.004	0.002	0
Mn		0.004	0	0	0	0
Mg		0.0005	0.001	0	0.0005	0
Ca		1.799	1.635	1.061	1.181	1.25
Ba		0	0	0	0	0
Na		0.345	0.333	0.469	0.497	0.498
K		0.054	0.092	0.133	0.125	0.089
TOPLAM		**20**	**20**	**20**	**20**	**20**
Feldispat Bileşenleri (%)	**Ab**	**15.69**	**16.18**	**28.19**	**27.56**	**27.13**
	An	**81.84**	**79.34**	**63.79**	**65.49**	**68.05**
	Or	**2.475**	**4.486**	**8.017**	**6.953**	**4.824**

Bu plajioklas mineralleri Or-Ab-An üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "*bitovnit*" bileşimli olduğu görülür (Şekil 4.112). Granatlarda inklüzyon halinde bulunan plajioklaslar (145-Plag-A4 örneğinde) diğer plajioklaslara göre daha yüksek anortit içeriğine ($An_{81.84}An_{79.34}$) sahiptir. Granat içerisinde kapanımlar halinde gözlenen bu plajioklaslar, başlangıçta yüksek sıcaklıklı granulit fasiyesine ait olmalıdır.

Mineralojik incelemelere göre tetkik edilen örneklerde, gerek merkez ve kenarlar arasında ve gerekse kenardan kenara doğru Na_2O, K_2O, Al_2O_3 ve CaO ana oksit içerikleri bakımından belirgin bir zonlanma gözlenmemiştir. Ayrıca SiO_2 oranı düşük örneklerde

anortit miktarı en yüksek iken, SiO_2 oranı daha yüksek olan örneklerde ise albit oranının fazla olması dikkat çekmektedir (Çizelge 4.15).

Granatlar içinde kapanım halinde gözlenen plajioklas (145-Plag-A4) ve 145-Plag-A5 nolu örnekteki plajioklasda anortit içerikleri merkezden kenara doğru nispeten azalmakta, diğer üç plajioklas örneğinde ise (145-Plag-A6, 145-Plag-A7 ve 145-Plag-A9) nispeten artmaktadır (Çizelge 4.15).



Şekil 4.112. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda bulunan plajioklasların Or (ortoklas) – Ab (Albit) – An (anortit) üçgen diyagramında adlandırılması

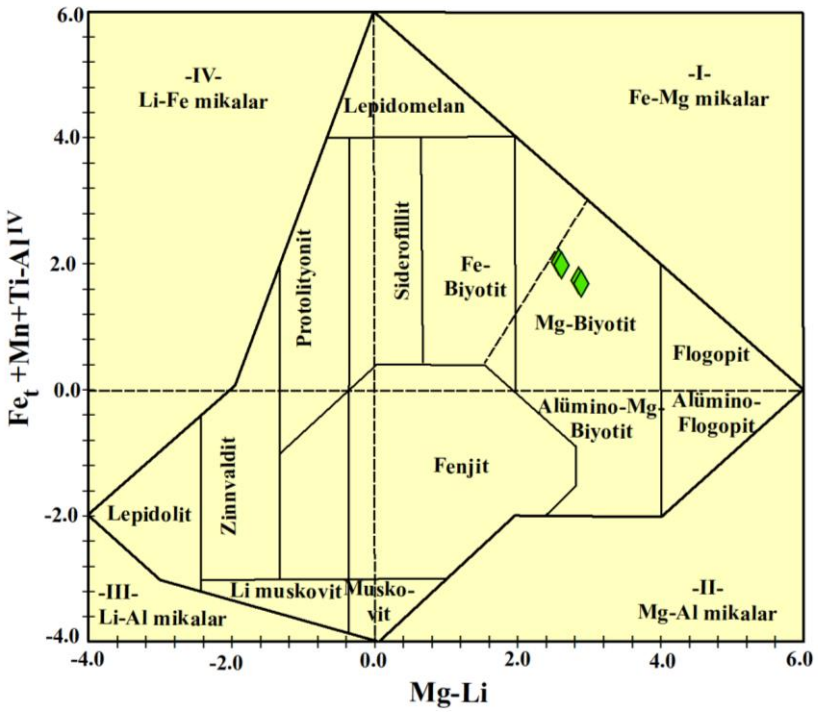
4.2.2.3. Biyotit

Mikroprob analizi için, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysdan iki biyotit minerali seçilmiştir (Çizelge 4.16). Ölçümler hem merkezlerde hem de kenarlarda yapmıştır. Katyon ve biyotitlerin bileşiminin hesaplanması için oksijen sayısı 24 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Mesokratik ortognaysda yer alan biyotitlerin bileşim değerleri Çizelge 4.16'da verilmektedir.

Çizelge 4.16. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda gözlenen biyotit minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

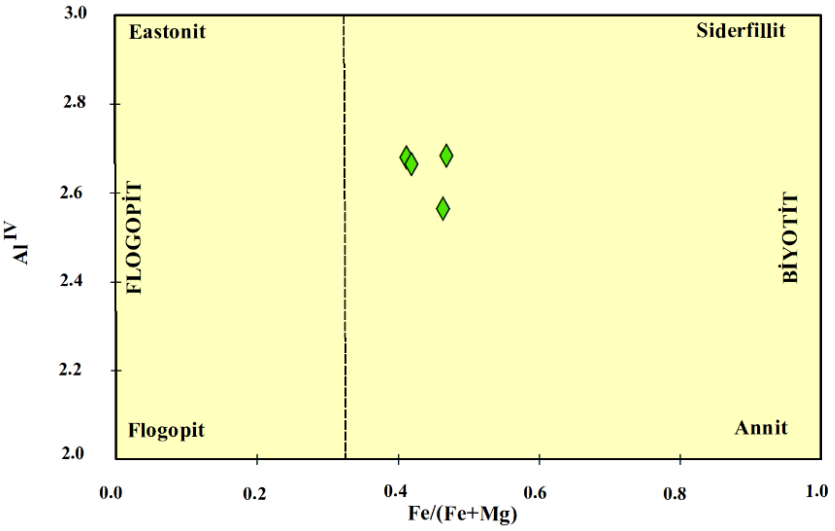
Kayaç	Mesokratik ortognays			
Örnek No	145-A1		145-A2	
	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar
SiO_2	31.91	31.34	34.36	32.11
TiO_2	3.41	3.39	2.919	3.00
Al_2O_3	16.36	16.79	17.93	16.93
Cr_2O_3	0.24	0.20	0.208	0.19
FeO_t	18.04	17.73	18.25	16.88
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	10.85	10.80	13.39	12.30
CaO	0.02	0.02	0.059	0.02
Na_2O	0.07	0.12	0.129	0.11
K_2O	9.51	9.76	10.46	9.54
F	0.60	0.71	1.019	0.88
Cl	0.85	0.88	0.851	0.78
TOPLAM	**91.86**	**91.74**	**99.57**	**92.74**
Oksijen sayısı 24 olarak hesaplanmıştır				
Si	5.359	5.276	5.297	5.3
Al^{IV}	2.641	2.724	2.703	2.7
AI^{VI}	0.597	0.608	0.554	0.593
Ti	0.431	0.429	0.338	0.372
Fe^{+2}	2.533	2.495	2.352	2.329
Mn	0	0	0	0
Mg	2.917	2.911	3.375	3.325
Ca	0.004	0.004	0.009	0.003
Na	0.023	0.039	0.038	0.035
K	2.037	2.197	2.157	2.009
F	0.317	0.377	0.498	0.457
Cl	0.243	0.25	0.221	0.217
TOPLAM	**17.10**	**17.31**	**17.54**	**17.34**
OH	1.720	1.686	1.640	1.663
H_2O	1.498	1.461	1.562	1.466
XFe	0.482	0.479	0.433	0.435
XMg	0.518	0.521	0.567	0.565
X(flogopit)	0.478	0.481	0.533	0.528
X(siderofillit)	0.401	0.42	0.366	0.375
X(annit)	0.121	0.099	0.1	0.097

Mikaları sınıflandırmak için Tischendorf ve diğ.'nin (1997) [Mg-Li] - [Fe_t + Mn + Ti-Al^{VI}] diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, [Mg-Li] değeri 2-4 aralığındayken, [Fe_t + Mn + Ti-Al^{VI}] değeri 0-3 aralığındadır ve analiz edilen mineraller *Mg-biyotit* bileşimindedir (Şekil 4.113).



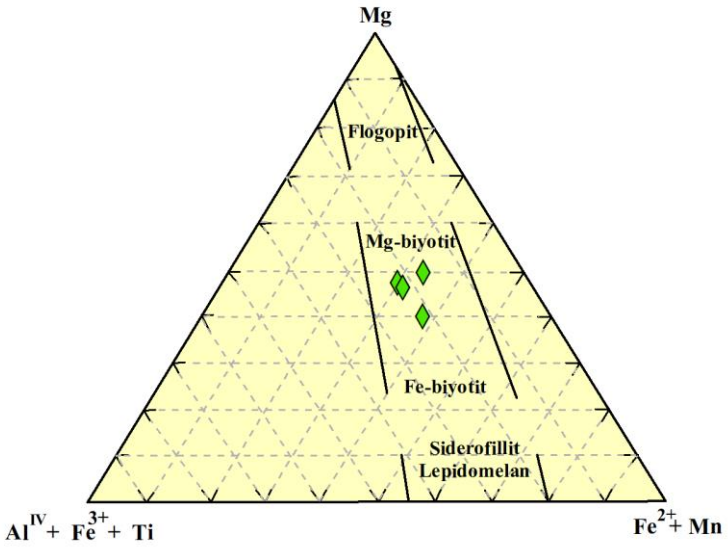
Şekil 4.113. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda yer alan biyotitlerin sınıflandırması. Diyagram Tischendorf ve diğ. 'nden (1997) alınmıştır

Biyotitler, ayrıca, Deer ve diğ.'nin (1992) sınıflama diyagramlarında değerlendirilmiştir. Bu diyagrama göre; mesokratik ortognaysa ait biyotitlerin, Fe/(Fe+Mg)>0.33 değeri ile "*biyotit*" alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.114).



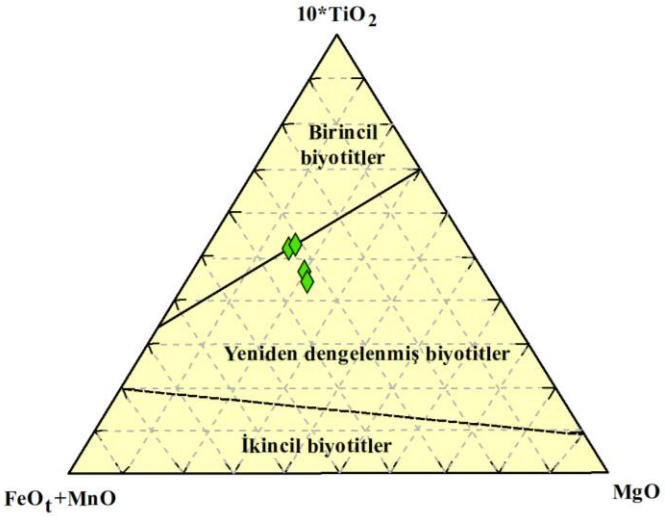
Şekil 4.114. Mesokratik ortognaysda yer alan mikaların sınıflandırması. Diyagram Deer ve diğ. 'nden (1992) alınmıştır

Biyotitlerin sınıflandırması için ayrıca Foster' in (1960) ($Al^{VI}+Fe^{+3}+Ti$) - Mg - ($Fe^{+2}+Mn$) sınıflama diyagramı kullanılmıştır. Biyotitler bu diyagramında değerlendirildiğinde, yine "*Mg-Biyotit*" alanındadır (Şekil 4.115).



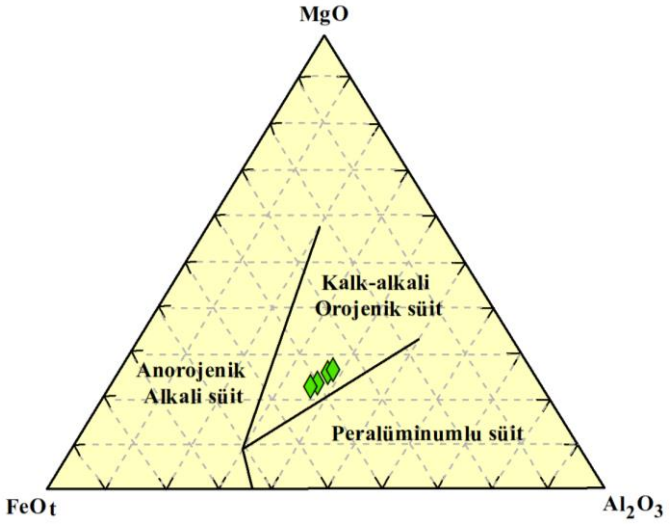
Şekil 4.115. Mesokratik ortognaysda yer alan biyotitlerin sınıflandırılması. Diyagram Foster 'den (1960) alınmıştır

Mesokratik ortognaysa ait biyotitlerin ayrımı için, Nachit ve diğ.'nin (2005) $10*TiO_2$-FeO_t+MnO-MgO üçlü diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, biyotitler *yeniden dengelenmiş biyotitler* sınıfındadır (Şekil 4.116).



Şekil 4.116. Mesokratik ortognaysda yer alan biyotitlerin ayrımı. Diyagram Nachit ve diğ.'nden (2005) alınmıştır

Mesokratik ortognaysa ait biyotitlerin tektonik ortamının belirlenmesi için, Abdel Rahman'ın (1994) FeO_t-MgO-Al_2O_3 üçlü diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, biyotitler "*kalk-alkali orojenik süit*" alanına düşmüştür. Bu, biyotitlerin eski orojenik kuşakların kalk alkali kayaçlarına ait olduğu anlamına gelir (Şekil 4.117).



Şekil 4.117. Kasaba Dağların ortognaysına ait mesokratik ortognaysda yer alan biyotitlerin tektonik ortamının belirlenmesi. Diyagram Abdel Rahman'dan (1994) alınmıştır

4.2.3. Khair Khana Dağları ortognaysı

4.2.3.1. Lökokratik ortognays

Bu kayaçta ortoklas ve biyotit mineralleri mikroprob analiz için seçilmiş olup, analiz sonuçları aşağıda verilmiş ve yorumlanmıştır.

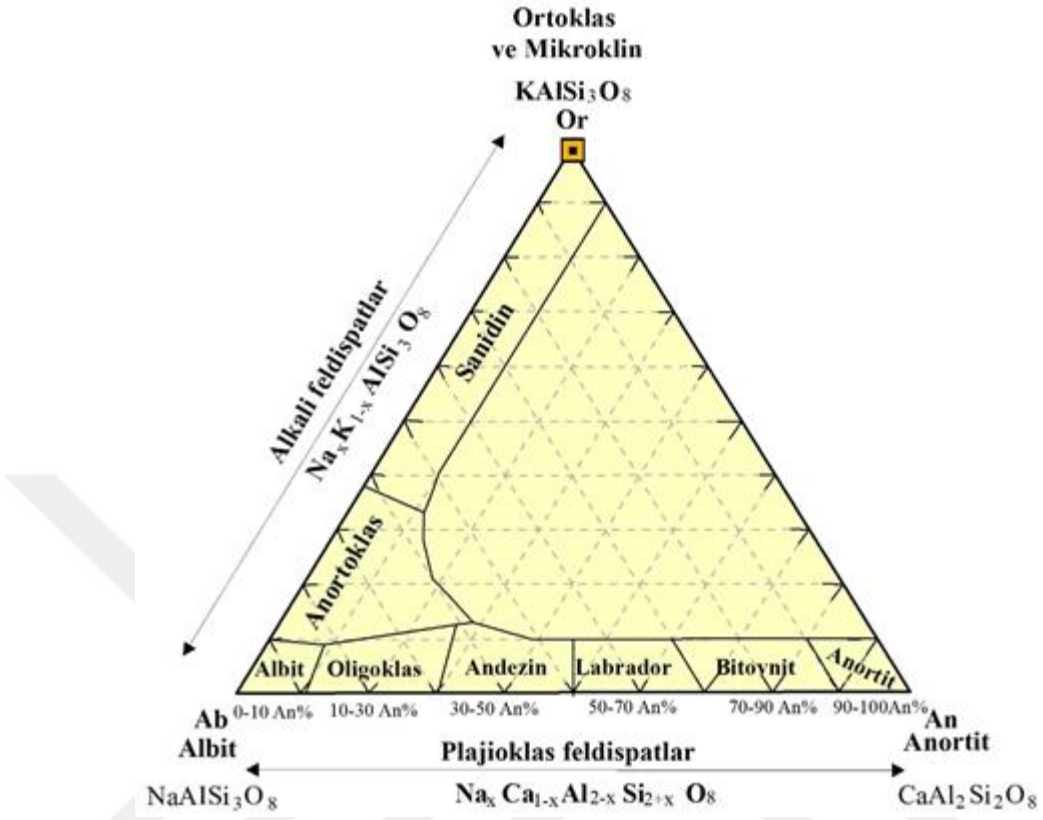
4.2.3.1.1. Ortoklas

Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognaysda yer alan ortoklasların bileşim değerleri Çizelge 4.17 'de verilmektedir. Mikroprob analizi için dört ortoklas minerali seçilmiştir. Katyon ve ortoklasların bileşimleri için oksijen sayısı 32 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.17. Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognaysda gözlenen ortoklas minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç		Lökokratik ortognays			
Örnek No		110-A1	110-A2	110-A3	110-A4
SiO_2		65.91	64.83	64.32	65.26
TiO_2		0	0	0	0
Al_2O_3		19.04	18.44	18.69	18.47
Cr_2O_3		0	0	0	0
FeO_t		0.012	0.025	0.041	0.003
MnO		0.01	0	0	0.014
MgO		0.005	0.004	0	0
BaO		0.254	0.292	0.337	0.249
CaO		0.033	0	0	0.01
Na_2O		0.033	0.011	0.016	0.035
K_2O		13.35	16.36	15.93	15.34
P2O5		0	0.003	0.005	0.007
SrO		0	0	0.021	0.008
TOPLAM		**98.647**	**99.965**	**99.36**	**99.396**
Oksijen sayısı 32 olarak hesaplanmıştır.					
Si		12.48	12.05	12.04	12.22
Ti		0	0	0	0
Al		4.25	4.04	4.122	4.076
Cr		0	0	0	0
Fe^{+3}		0	0	0	0
Fe^{+2}		0.002	0.004	0.006	0.0005
Mn		0.002	0	0	0.002
Mg		0.001	0.001	0	0
Ca		0.007	0	0	0.002
Ba		0.019	0.021	0.025	0.018
Na		0.012	0.004	0.006	0.013
K		3.226	3.879	3.804	3.666
TOPLAM		**20**	**20**	**20**	**20**
Feldispat Bileşenleri (%)	**Ab**	**0.373**	**0.1**	**0.152**	**0.345**
	An	**0.206**	**0**	**0**	**0.055**
	Or	**99.421**	**99.9**	**99.85**	**99.6**

Bu ortoklas minerali Or-Ab-An üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "ortoklas" bileşiminde olduğu görülür (Şekil 4.118).



Şekil 4.118. Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognaysda bulunan ortoklasların Or (ortoklas) – Ab (Albit) – An (anortit) üçgen diyagramında adlandırılması

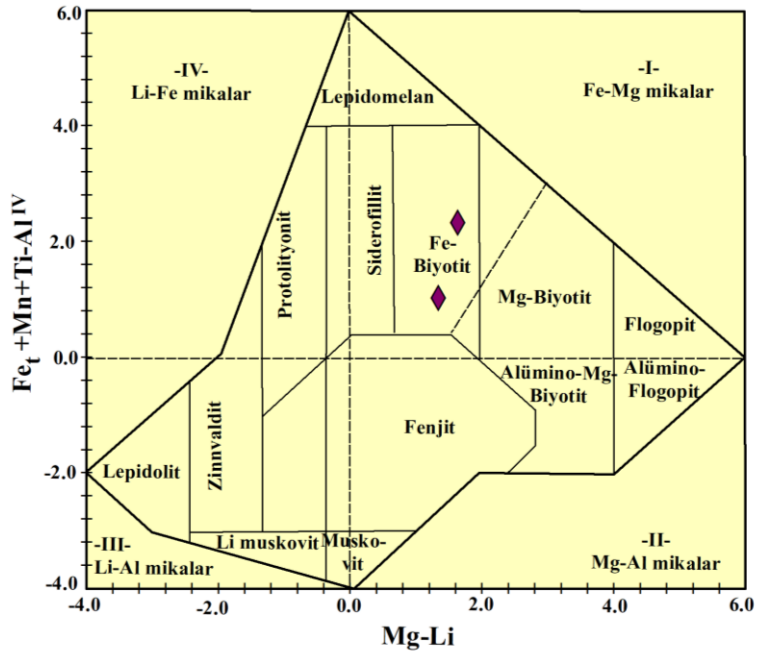
4.2.3.1.2. Biyotit

Mikroprob analizi için, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognaysdan bir biyotit minerali seçilmiştir. Katyon ve biyotitin bileşimi için oksijen sayısı 24 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Lökokratik ortognaysda yer alan biyotitin bileşim değerleri Çizelge 4.18 'de verilmektedir.

Çizelge 4.18. Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognaysda gözlenen biyotit mineralinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

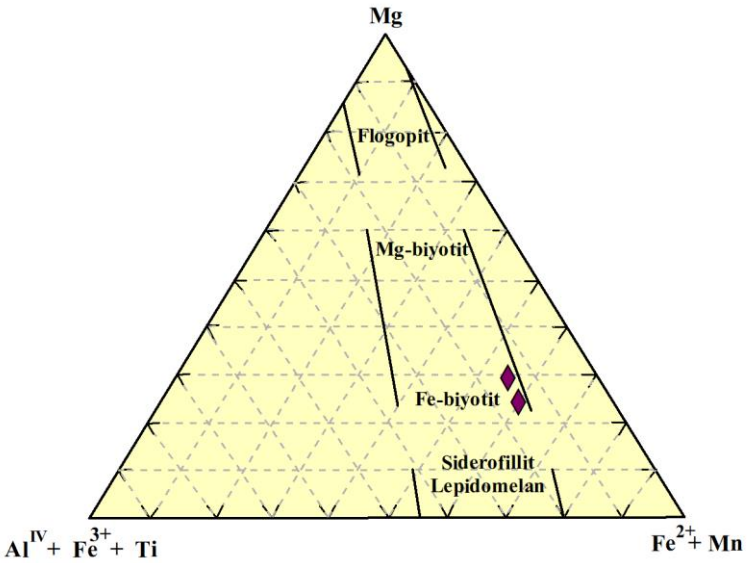
Kayaç	Lökokratik ortognays	
Örnek No	110-A15	
	Merkez	Kenar
SiO_2	39.1	42.84
TiO_2	1.653	1.184
Al_2O_3	18.71	22.21
Cr_2O_3	0.04	0.029
FeO_t	25.09	21.71
MnO	0	0
MgO	6.931	5.67
CaO	0.895	0.764
Na_2O	0.112	0.084
K_2O	6.341	5.073
F	0.159	0
Cl	0.302	0.149
TOPLAM	**99.3**	**99.67**
Oksijen sayısı 24 olarak hesaplanmıştır.		
Si	5.969	6.252
Al^{iv}	2.031	1.748
AI^{vi}	1.333	2.072
Ti	0.19	0.13
Fe^{+2}	3.202	2.65
Mn	0	0
Mg	1.577	1.234
Ca	0.146	0.119
Na	0.033	0.024
K	1.234	0.945
Ba	0	0
F	0.077	0
Cl	0.078	0.037
TOPLAM	**15.72**	**15.17**
OH	**1.923**	**1.982**
H_2O	**1.891**	**2.039**
XFe	**0.67**	**0.682**
XMg	**0.33**	**0.318**
X(flogopit)	**0.317**	**0.307**
X(siderofillit)	**0.478**	**0.54**
X(annit)	**0.204**	**0.153**

Mikaları sınıflandırmak için Tischendorf ve diğ.'nin (1997) [Mg-Li] - [Fe_t + Mn + Ti-Al^{vi}] diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, [Mg-Li] değeri 0.2-2 aralığındayken, [Fe_t + Mn + Ti-Al^{vi}] değeri 0-4 aralığındadır ve analiz edelen biyotit *Fe-biyotit* bileşimindedir (Şekil 4.119).



Şekil 4.119. Lökokratik ortognaysda yer alan biyotitin sınıflandırması. Diyagram, Tischendorf ve diğ. 'nden (1997) alınmıştır

Biyotitlerin sınıflandırması için, ayrıca, Foster' in (1960) (Al^{VI}+Fe^{+3}+Ti) - Mg - (Fe^{+2}+Mn) sınıflama diyagramı kullanılmıştır. Biyotitler bu diyagramda değerlendirildiğinde, "*Fe-Biyotit*" alanındadır (Şekil 4.120).

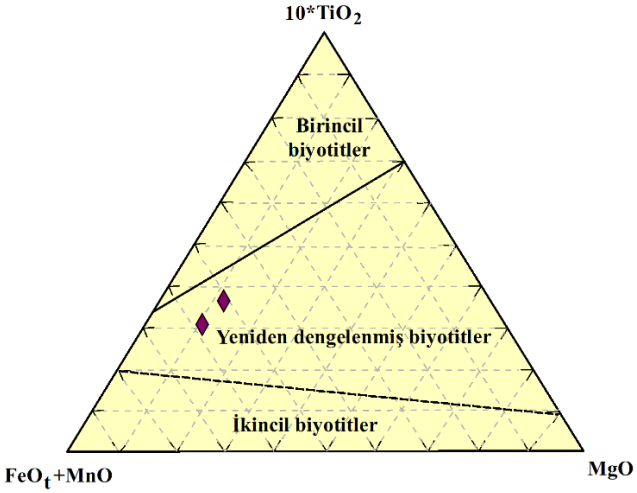


Şekil 4.120. Lökokratik ortognaysda yer alan biyotitin sınıflandırması. Diyagram Foster'den (1960) alınmıştır

Lökokratik ortognaysa ait biyotitin tektonik ortamının belirlenmesi için, Abdel Rahman'ın (1994) FeO_t-MgO-Al_2O_3 üçlü diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre biyotitler "*kalk-alkali orojenik süit*" alanına düşmüştür. Dolayısıyla, biyotit eski orojenik kuşakların kalk alkali kayaçlarına aittir (Şekil 4.121).

Şekil 4.121. Lökokratik ortognaysda yer alan biyotitin tektonik ortamının belirlenmesi. Diyagram, Abdel Rahman'dan (1994) alınmıştır

Lökokratik ortognaysdaki biyotitin ayrımı için, Nachit ve diğ.'nin (2005) 10*TiO_2-FeO_t+MnO-MgO üçlü diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, biyotit *yeniden dengelenmiş biyotitler* sınıfındadır (Şekil 4.122).



Şekil 4.122. Lökokratik ortognaysda yer alan biyotitin ayrımı. Diyagram, Nachit ve diğ.'nden (2005) alınmıştır

4.2.3.2. Felsik granulitler

Bu kayaçta plajioklas**,** ortoklas ve proksen mineralleri mikroprob analizi için seçilmiştir. Bir plajioklas, dört proksen ve üç ortoklasdan olmak üzere toplam 15 noktadan mikroprob analizleri yapılmıştır.

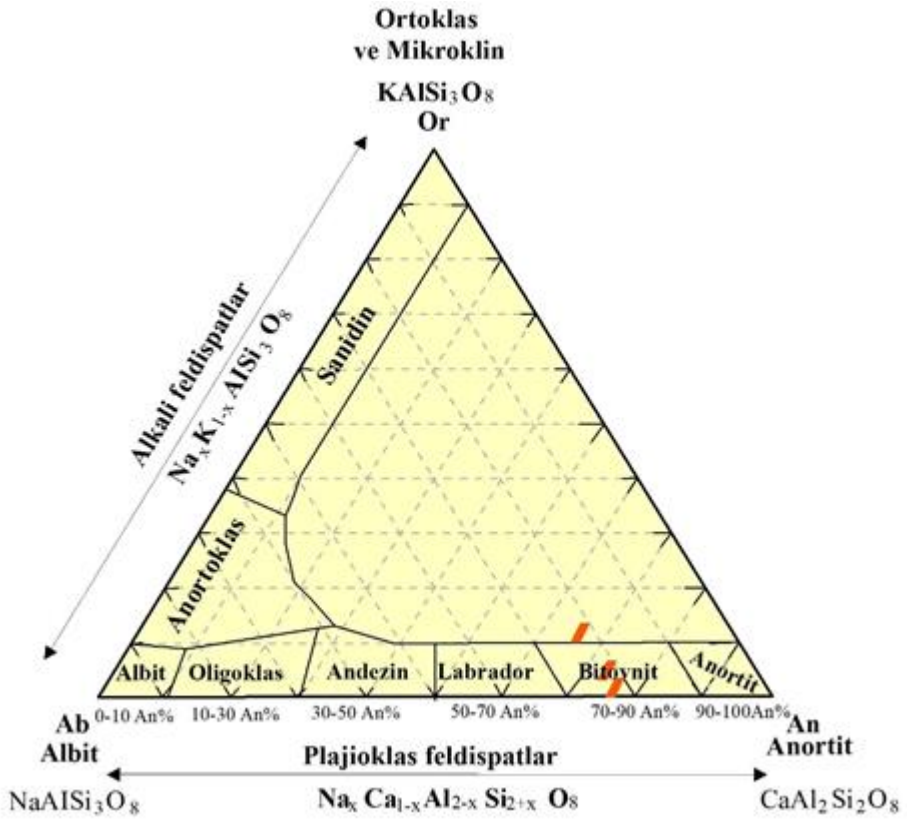
4.2.3.2.1. Plajioklas

Mikroprob analizi için, bir plajioklas örneği seçilmiştir. Katyon ve plajioklasın bileşimi için oksijen sayısı 32 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Felsik granulitde yer alan plajioklasın bileşim değerleri Çizelge 4.19 'da verilmektedir.

Çizelge 4.19. Felsik granulitde gözlenen plajioklas mineralinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç		**Felsik Granulit**		
Örnek No		**132-Plag-A1**		
		Merkez	**Orta**	**Kenar**
SiO_2		43.63	45.12	44.64
TiO_2		0.061	0.033	0.014
Al_2O_3		47.73	45.92	46.11
Cr_2O_3		0.013	0	0.004
FeO_t		0.172	0.109	0.422
MnO		0	0.021	0.01
MgO		0	0.002	0
BaO		0.033	0	0.014
CaO		6.094	7.25	7.487
Na_2O		1.109	1.109	1.133
K_2O		1.161	0.409	0.163
P_2O_5		0	0	0
SrO		0	0.029	0
TOPLAM		**100.00**	**100.00**	**100.00**
Oksijen sayısı 32 olarak hesaplanmıştır				
Si		7.914	8.218	8.132
Ti		0.008	0.005	0.002
Al		10.2	9.856	9.899
Cr		0.002	0	0.001
Fe^{+3}		0	0	0
Fe^{+2}		0.026	0.017	0.064
Mn		0	0.003	0.002
Mg		0	0.001	0
Ca		1.184	1.415	1.461
Ba		0.002	0	0.001
Na		0.39	0.392	0.4
K		0.269	0.095	0.038
TOPLAM		**20**	**20**	**20**
Feldispat Bileşenleri (%)	**Ab**	**21.16**	**20.6**	**21.07**
	An	**64.26**	**74.4**	**76.93**
	Or	**14.58**	**4.999**	**2.0**

Bu plajioklas minerali Or-Ab-An üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "bitovnit" bileşiminde olduğu görülür (Şekil 4.123). Analizi yapılan plajioklasın bileşimi $Ab_{20.6\text{-}21.16}$ $An_{64.26\text{-}76.93}$ $Or_{1.995\text{-}14.58}$ arasında değişmektedir. Bu plajioklasın anortit içeriği merkezden kenara doğru nispeten artış gösterir (Çizelge 4.19).



Şekil 4.123. Khair Khana Dağları ortognaysına ait Felsik granulitde bulunan plajioklasın Or (ortoklas) – Ab (Albit) – An (anortit) üçgen diyagramında adlandırılması

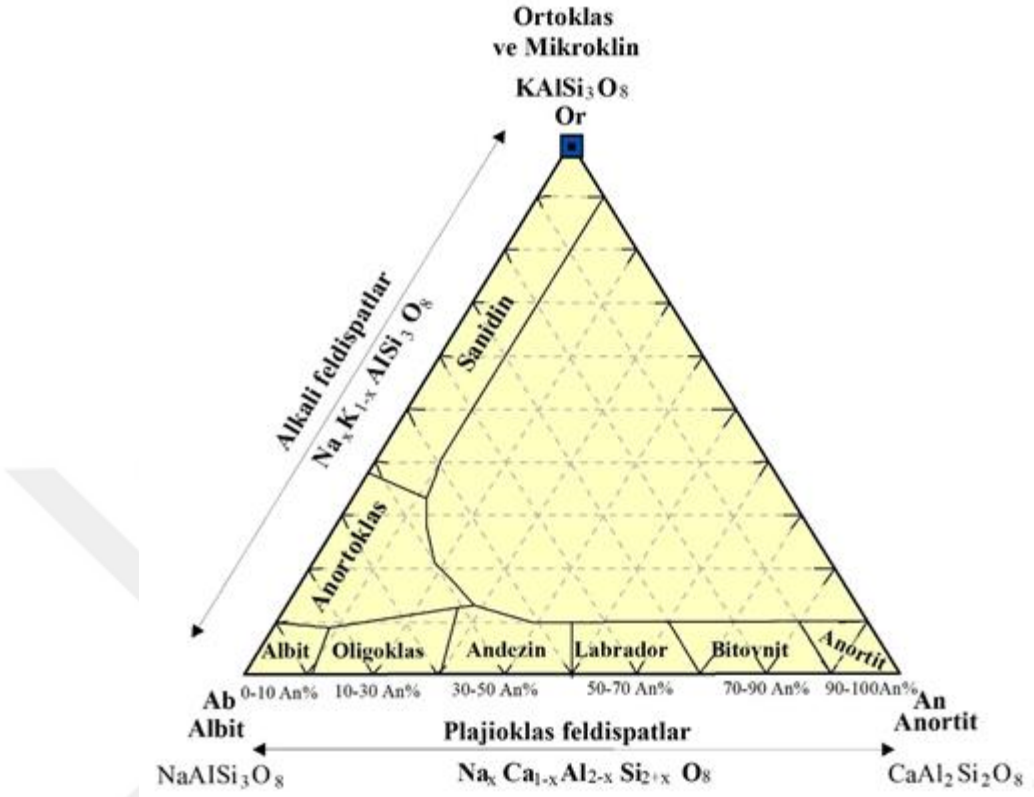
4.2.3.2.2. Ortoklas

Felsik granulitde, mikroprob analizi için iki ortoklas örneği seçilmiştir. Katyon ve ortoklasların bileşimleri için oksijen sayısı 32 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Felsik granulitde yer alan ortoklasların bileşim değerleri Çizelge 4.20'de verilmektedir.

Çizelge 4.20. Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitde gözlenen ortoklas minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir).

Kayaç		Felsik Granulit		
Örnek No		132-Orth-A3		132-Orth-A6
		Merkez	Kenar	Merkez
SiO_2		66.79	66.68	65.04
TiO_2		0	0	0
Al_2O_3		16.85	18.42	18.79
Cr_2O_3		0.001	0.006	0.008
FeO_t		0.004	0.014	0.005
MnO		0.034	0	0
MgO		0.001	0.003	0
BaO		0.449	0.418	0.452
CaO		0.033	0.052	0.043
Na_2O		0.025	0.03	0.023
K_2O		14.78	14.22	15.14
P_2O_5		0	0.011	0.009
SrO		0.013	0.008	0
TOPLAM		**98.98**	**99.86**	**99.51**
Oksijen sayısı 32 olarak hesaplanmıştır.				
Si		12.63	12.48	12.18
Ti		0	0	0
Al		3.754	4.064	4.147
Cr		0.0001	0.0009	0.001
Fe^{+3}		0	0	0
Fe^{+2}		0.0006	0.002	0.0008
Mn		0.005	0	0
Mg		0.0003	0.0008	0
Ca		0.007	0.01	0.009
Ba		0.033	0.031	0.033
Na		0.009	0.011	0.008
K		3.564	3.396	3.617
TOPLAM		**20**	**20**	**20**
Feldispat Bileşenleri (%)	**Ab**	**0.256**	**0.319**	**0.23**
	An	**0.187**	**0.305**	**0.237**
	Or	**99.56**	**99.38**	**99.53**

Ortoklaslar, Or-Ab-An üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "ortoklas" bileşiminde olduğu görülür (Şekil 4.124). Ortoklasların bileşimi $Ab_{0.23\text{-}0.319}$ $An_{0.237\text{-}0.305}$ $Or_{99.56\text{-}99.38}$ arasında değişmektedir.



Şekil 4.124. Felsik granulitde bulunan ortoklasın Or (ortoklas) – Ab (Albit) – An (anortit) üçgen diyagramında adlandırılması

4.2.3.2.3. Proksen

Felsik granulitde yer alan proksenlerin bileşim değerleri Çizelge 4.21 ‘de verilmektedir. Mikroprob analizi için dört proksen seçilmiştir. Katyon ve proksenlerin bileşimleri için oksijen sayısı 6 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Felsik granulite ait proksenlerin sınıflandırılması için Morimoto ve Kitamura’nın (1983) J-Q diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, proksenleri dört kimyasal gruba ayırmak için aşağıdaki prosedür önerilir: Ca-Mg-Fe proksenler (Quad), Na-Ca proksenler (Na-Ca), Na proksenler (Na) ve Diğer proksenler. Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitdeki proksenler *Ca-Mg-Fe proksenlere (Quad)* aittir (Şekil 4.125a).

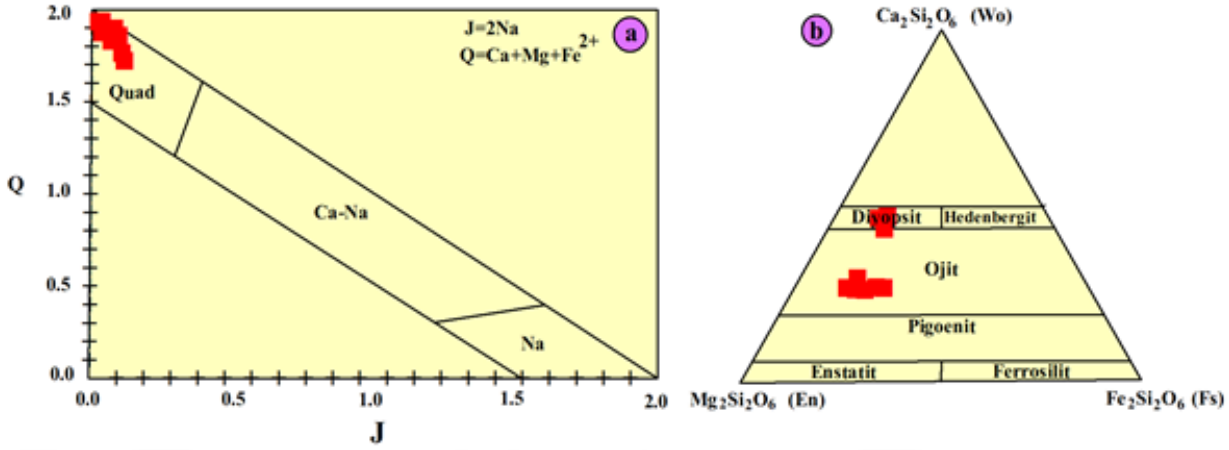
Bu proksen mineralleri Wo-En-Fs üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "*Ojit”* ve *“Diyopsit*" bileşimli olduğu görülür (Şekil 4.125b ve Çizelge 4.22). Proksenlerin bileşimi $Wo_{25.74\text{-}41.82}$ $En_{40.92\text{-}58.64}$,$Fs_{11.83\text{-}14.86}$ arasında değişmektedir.

Çizelge 4.21. Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitde gözlenen proksen minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç	Felsik Granulit								
Örnek No	132-A1-1			132-A1-2		132-A2		132-A5	
	Merkez	Orta	Kenar	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar
SiO_2	48.96	50.83	47.66	52.24	52.86	52.81	52.42	50.81	49.3
TiO_2	0.04	0.018	0.215	0.021	0.031	0.087	0.023	0.015	0.134
Al_2O_3	1.178	1.034	4.355	0.646	0.782	1.587	0.602	0.698	2.976
Cr_2O_3	0	0.008	0.01	0.012	0	0.001	0.001	0.001	0.002
FeO_t	8.571	8.402	11.28	7.379	7.603	8.04	7.353	9.499	10.4
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	17.88	18.77	16.4	14.63	14.37	14.78	14.53	18.12	17.39
CaO	13.46	11.86	11.19	22.97	22.94	21.8	22.58	11.57	11.2
Na_2O	0.167	0.155	0.794	0.518	0.549	0.649	0.539	0.104	0.515
K_2O	0.056	0.038	0.413	0.004	0	0.017	0.006	0.023	0.202
TOPLAM	**90.31**	**91.11**	**92.31**	**98.43**	**99.13**	**99.77**	**98.05**	**90.84**	**92.11**
Oksijen sayısı 6 olarak hesaplanmıştır									
Si	1.472	2.03	1.889	1.96	1.972	1.953383	1.9745066	2.048492	1.956616
Al	0.561	0.049	0.203	0.03	0.034	0.0691	0.0267	0.033164	0.139
Ti	0.001	0.0005	0.006	0	0.0009	0.00242	0.0006514	0.000455	0.004
Cr	0	0.0003	0.0003	0	0	0.000029	0.000029	0.000032	0.000063
Fe^{+3}	0.001	0	0.086	0.09	0.06	0.066527	0.0625805	0	0
Fe^{+2}	0.288	0.281	0.287	0.14	0.177	0.182	0.169	0.32	0.345
Mg	1.077	1.118	0.969	0.82	0.799	0.815	0.816	1.089	1.029
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.583	0.508	0.475	0.92	0.917	0.863874	0.9111116	0.499565	0.47617
Na	0.013	0.012	0.061	0.04	0.04	0.046547	0.0393608	0.008129	0.039633
K	0.003	0.002	0.021	0	0	0.000802	0.0002883	0.001183	0.010229
TOPLAM	**4**	**4**	**4**	**4**	**4**	**4**	**4**	**4**	**4**
Fe_t/Fe_t+Mg	**0.21**	**0.2**	**0.28**	**0.22**	**0.23**	**0.23**	**0.221**	**0.23**	**0.25**
$Fe^{+2}/Fe^{+2}Mg$	**0.21**	**0.2**	**0.23**	**0.15**	**0.18**	**0.18**	**0.172**	**0.23**	**0.25**
Wo	**29.9**	**26.6**	**26.1**	**46.8**	**46.9**	**44.8**	**46.52**	**26.2**	**25.7**
En	**55.2**	**58.6**	**53.3**	**41.5**	**40.9**	**42.3**	**41.65**	**57**	**55.6**
Fs	**14.9**	**14.7**	**20.6**	**11.7**	**12.1**	**12.9**	**11.83**	**16.8**	**18.7**

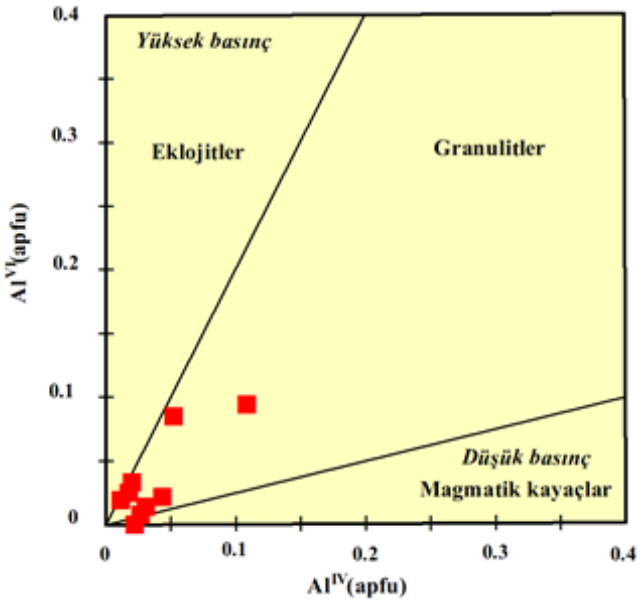
Çizelge 4.22. Felsik granulitde izlenen proksenlerin sınıflandırması

Örnek No	Proksen Grubu	Proksen Türü
$132\text{-}A1\text{-}1_{Merkez}$	Ca-Mg-Fe Proksen	**Ojit**
$132\text{-}A1\text{-}1_{Orta}$	Ca-Mg-Fe Proksen	**Ojit**
$132\text{-}A1\text{-}1_{Kenar}$	Ca-Mg-Fe Proksen	**Ojit**
$132\text{-}A1\text{-}2_{Merkez}$	Ca-Mg-Fe Proksen	**Diyopsit**
$132\text{-}A1\text{-}2_{Kenar}$	Ca-Mg-Fe Proksen	**Diyopsit**
$132\text{-}A2_{Merkez}$	Ca-Mg-Fe Proksen	**Ojit**
$132\text{-}A2_{Kenar}$	Ca-Mg-Fe Proksen	**Diyopsit**
$132\text{-}A5_{Merkez}$	Ca-Mg-Fe Proksen	**Ojit**
$132\text{-}A5_{Kenar}$	Ca-Mg-Fe Proksen	**Ojit**



Şekil 4.125. Felsik granulitdeki klinoproksenlerin; **a)** Morimoto ve Kitamura'nın (1983) Q-J diyagramında, **b)** Morimoto diğ.'nin (1988) $Ca_2Si_2O_6$ (Wo) – $Mg_2Si_2O_6$ (En) – $Fe_2Si_2O_6$ (Fs) üçgen diyagramında sınıflandırılması

Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitdeki klinoproksenler Al^{IV}-Al^{VI} diyagramında (Aoki ve Shiba, 1973) değerlendirildiğinde, klinoproksenlerin "*granulitler*" alanına düştüğü görülür (Şekil 4.126). Dolayısıyla, proksenlerin içinde bulunduğu felsik granulitin, granulit kayacı olduğu doğrulanmaktadır.



Şekil 4.126. Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitdeki klinoproksenlerin Al^{IV}-Al^{VI} diyagramındaki (Aoki ve Shiba,1973) konumu

4.2.3.3. Mafik granulitler

Bu kayaçlarda plajioklas ve hornblendden mikroprob analizi yaptırılmış, 6 plajioklas, 6 hornblende ait olmak üzere toplam 12 alan seçilmiştir.

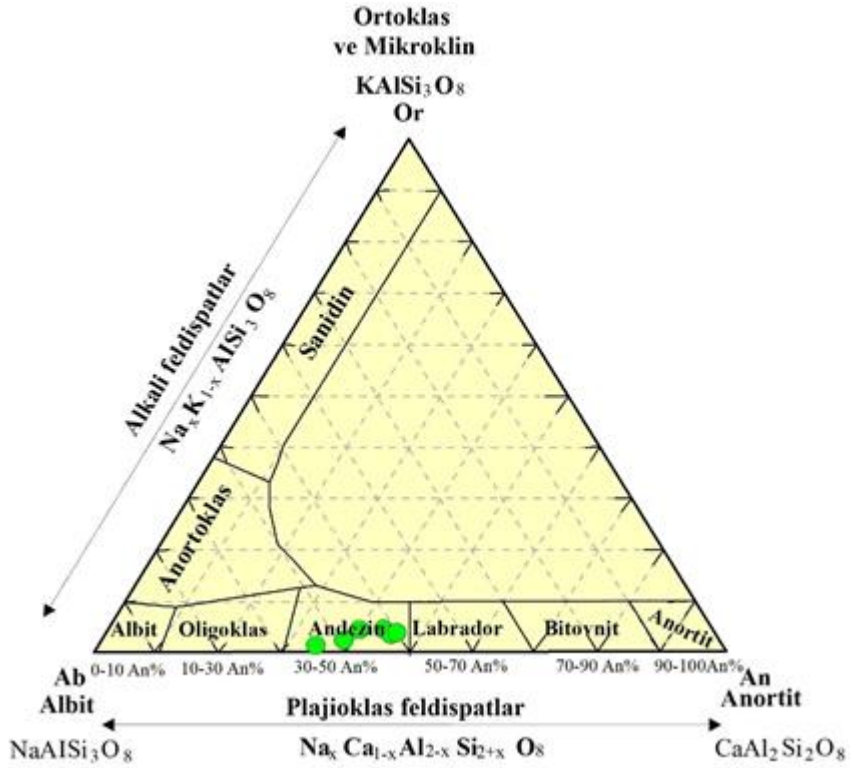
4.2.3.3.1. Plajioklas

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde yeralan mafik granulitdeki plajioklasların bileşim değerleri Çizelge 4.23 'de verilmektedir. Katyon ve feldspat bileşiminin hesaplanması için oksijen sayısı 32 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.23. Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitde gözlenen plajioklas minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç		**Mafik Granulit**					
Örnek No		**120-Plag-A1**		**120-Plag-A5**		**120-Plag-A6**	
		Merkez	**Kenar**	**Merkez**	**Kenar**	**Merkez**	**Kenar**
SiO_2		48.13	47.81	53.8	58.33	60.51	55.17
TiO_2		0.041	0.054	0.335	0.014	0	0.139
Al_2O_3		43.73	44.66	38.88	36.34	34.82	35.49
Cr_2O_3		0	0.021	0	0.02	0.012	0
FeO_t		2.598	0.054	2.184	0.502	0.218	3.796
MnO		0.075	0.019	0	0	0	0.017
MgO		0.005	0.016	0	0	0.002	0.006
BaO		0	0	0	0	0	0
CaO		3.264	3.314	2.587	2.546	2.163	3.105
Na_2O		1.923	1.834	1.963	2.134	2.198	1.977
K_2O		0.233	0.232	0.235	0.115	0.082	0.281
P_2O_5		0	0	0	0	0	0
SrO		0	0.009	0.018	0	0	0.017
TOPLAM		**100**	**98.02**	**100**	**100**	**100**	**100**
Oksijen sayısı 32 olarak hesaplanmıştır							
Si		8.793	8.855	9.91	10.74	11.16	10.23
Ti		0.006	0.008	0.046	0.002	0	0.019
Al		9.417	9.748	8.44	7.886	7.57	7.759
Cr		0	0.003	0	0.003	0.002	0
Fe^{+3}		0	0	0	0	0	0
Fe^{+2}		0.397	0.008	0.336	0.077	0.034	0.589
Mn		0.012	0.003	0	0	0	0.003
Mg		0.001	0.005	0	0	0.0005	0.002
Ca		0.639	0.658	0.511	0.502	0.428	0.617
Ba		0	0	0	0	0	0
Na		0.681	0.659	0.701	0.762	0.786	0.711
K		0.054	0.055	0.055	0.027	0.019	0.067
TOPLAM		**20**	**20**	**20**	**20**	**20**	**20**
Feldispat Bileşenleri (%)	**Ab**	**49.562**	**48.04**	**55.332**	**59.0**	**63.77**	**50.98**
	An	**46.492**	**47.96**	**40.302**	**38.9**	**34.68**	**44.251**
	Or	**3.946**	**4.00**	**4.366**	**2.1**	**1.55**	**4.769**

Bu plajioklas minerali Or-Ab-An üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "andezin" bileşimli olduğu görülür (Şekil 4.127). Plajioklaslardaki andezin bileşimi $An_{47.96-34.68}$ $Ab_{63.77-48.04}$ $Or_{1.559-4.77}$ arasında değişmektedir.



Şekil 4.127. Mafik granulitde bulunan plajioklasların Or (ortoklas) – Ab (Albit) – An (anortit) üçgen diyagramında adlandırılması

4.2.3.3.2. Amfiboller

Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitde yer alan amfibollerin bileşim değerleri Çizelge 4.24 'de verilmektedir. Katyon ve amfibollerin bileşiminin hesaplanması için oksijen sayısı 23 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.24. Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitde gözlenen amfibol minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç	Mafik granulit					
Örnek No	120-A2		120-A3		120-A4	
	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar
SiO_2	45.27	34.52	44.09	52.06	37.45	46.11
TiO_2	0.124	0.177	0.375	0.053	0.343	0.356
Al_2O_3	6.149	18.26	5.53	0.967	12.95	5.642
Cr_2O_3	0	0	0.015	0	0.039	0.083
FeO_t	20.36	22.9	20.45	15.75	23.3	17.87
MnO	0	0	0	0	0	0
MgO	9.895	5.316	10.74	12.1	5.891	11.83
CaO	9.817	9.919	10.18	10.29	10.57	10.45
Na_2O	0.651	1.918	0.699	0.084	1.367	0.733
K_2O	0.38	1.272	0.298	0.033	0.725	0.155
F	0	0	0	0.185	0	0
Cl	0.419	0.565	0.305	0.026	0.834	0.104
TOPLAM	**93.06**	**94.84**	**92.68**	**91.56**	**93.47**	**93.33**
Oksijen sayısı 23 olarak hesaplanmıştır						
Si	7.155	5.516	6.967	8.077	6.067	7.141
Al	0.845	2.484	1.03	0	1.933	0.859
Ti	0.015	0.021	0.045	0.006	0.042	0.041
Cr	0	0	0.002	0	0.005	0.01
Fe^{+3}	0.24	0.634	0.67	0	0.726	0.344
Fe^{+2}	2.452	2.426	2.033	2.044	2.43	1.97
Mg	2.331	1.266	2.53	2.799	1.423	2.73
Ca	1.662	1.698	1.723	1.71	1.835	1.733
Na	0.199	0.594	0.214	0.025	0.429	0.22
K	0.077	0.259	0.06	0.007	0.15	0.031
TOPLAM	**14.976**	**14.898**	**15.274**	**14.668**	**15.04**	**15.079**
OH	**1.888**	**1.847**	**1.918**	**1.902**	**1.771**	**1.973**
F	**0**	**0**	**0**	**0.091**	**0**	**0**
Cl	**0.112**	**0.153**	**0.082**	**0.007**	**0.229**	**0.027**
$Fe^{+3}/\Sigma Fe$ başlangıç	**0.0891**	**0.2071**	**0.2479**	**0**	**0.23**	**0.1487**
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	**0.4874**	**0.3429**	**0.5545**	**0.5779**	**0.3693**	**0.5809**

Amfibollerin sınıflandırması için IMA (International Mineralogical Association) Komisyonu'nun ortaya koyduğu sınıflama (Hawthorne ve diğ., 2012) kullanılmıştır. Bu sınıflamaya (Hawthorne ve diğ., 2012) göre; $Mg/(Mg + Fe^{+2}) = 0.3429\text{-}0.5779$, $(Ca + Na)^B \geq 1.00$ ve $Ca \geq 1.50$ olup bu amfiboller kalsik amfiboller grubuna aittir (Çizelge 4.25). Bu amfiboller "*magnesio-ferri-hornblend, ferro-ferri-sadanagait, magnesio-hornblend, ferro-ferri-çermakit ve aktinolit*" bileşimindedir **(**Çizelge 4.25 ve Şekil 4.128**).**

Çizelge 4.25. Mafik granulitde gözlenen amfibollerin Hawthorne ve diğ.'ne (2012) göre yapılan sınıflandırması

Örnek No	120-A2		120-A3		120-A4	
	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar
Grup	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl
Alt Grup	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Amfibol Türü	Magnesio-ferri-hornblend[1]	Ferro-ferri-sadanagait[2]	Magnesio-ferri-hornblend[3]	Aktinolit[4]	Ferro-ferri-çermakit[5]	Magnesio-ferri-hornblend[6]

Amfibollerin formülleri aşağıdaki gibidir:

(1) $(Na_{0.099}K_{0.076})\ \Sigma 0.175\ (Ca_{1.651}Fe_{0.249}Na_{0.1})\ \Sigma 2\ (Mg_{2.316}Fe^{II}_{1.855}Fe^{III}_{0.569}Al_{0.245}Ti_{0.015})\ \Sigma 5\ (Si_{7.107}\ Al_{0.893})\ \Sigma 8\ O_{22}\ ((OH)_{1.863}Cl_{0.111}O_{0.026})\ \Sigma 2$

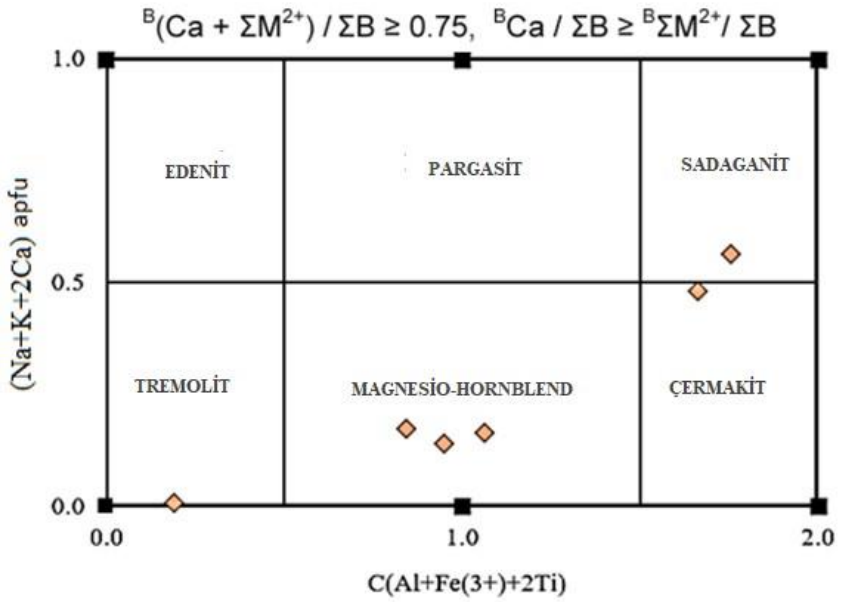
(2) $(Na_{0.417}K_{0.256})\ \Sigma 0.673\ (Ca_{1.679}Na_{0.17}Fe_{0.151})\ \Sigma 2\ (Fe^{II}_{1.684}Mg_{1.252}Fe^{III}_{1.19}Al_{0.853}Ti_{0.021})\ \Sigma 5\ (Si_{5.453}\ Al_{2.547})\ \Sigma 8\ O_{22}\ ((OH)_{1.807}Cl_{0.151}O_{0.042})\ \Sigma 2$

(3) $(Na_{0.107}K_{0.06})\ \Sigma 0.167\ (Ca_{1.711}Fe_{0.183}Na_{0.106})\ \Sigma 2\ (Mg_{2.512}Fe^{II}_{1.423}Fe^{III}_{1.063}Cr_{0.002})\ \Sigma 5\ (Si_{6.918}\ Al_{1.023}\ Ti_{0.044}Fe_{0.015})\ \Sigma 8\ O_{22}\ ((OH)_{1.83}O_{0.088}Cl_{0.081})\ \Sigma 2$

(4) $(K_{0.007})\ \Sigma 0.007\ (Ca_{1.711}Fe_{0.027}Na_{0.025})\ \Sigma 1.763\ (Mg_{2.8}Fe^{II}_{2.017}Al_{0.177}Ti_{0.006})\ \Sigma 5\ (Si_{8.078})\ \Sigma 8\ O_{22}\ ((OH)_{1.896}F_{0.091}Cl_{0.007}O_{0.007})\ \Sigma 2$

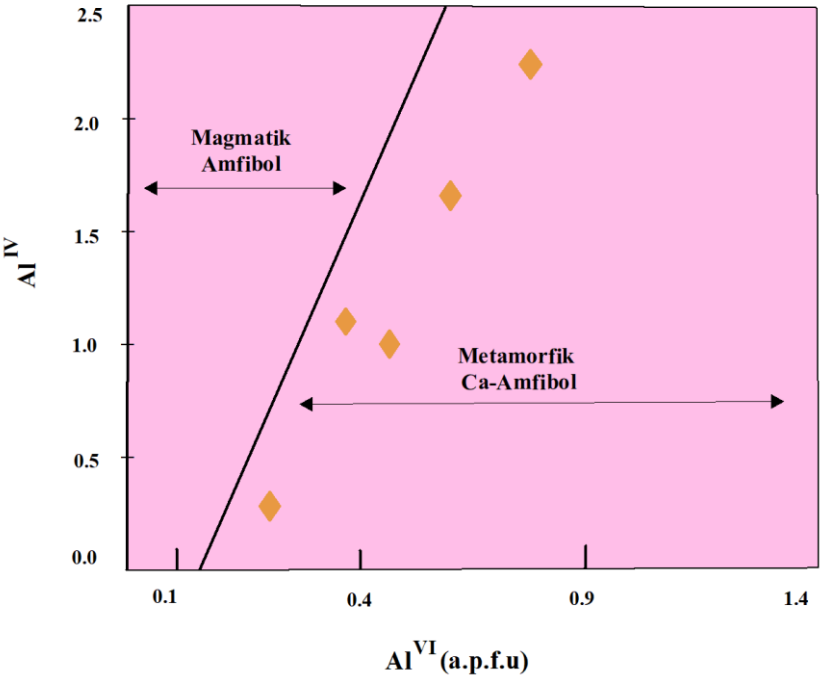
(5) $(Na_{0.333}K_{0.149})\ \Sigma 0.482\ (Ca_{1.824}Na_{0.094}Fe_{0.082})\ \Sigma 2\ (Fe^{II}_{1.962}Mg_{1.414}Fe^{III}_{1.092}Al_{0.486}Ti_{0.042}\ Cr_{0.005})\ \Sigma 5\ (Si_{6.029}Al_{1.971})\ \Sigma 8\ O_{22}\ ((OH)_{1.689}Cl_{0.228}O_{0.083})\ \Sigma 2$

(6) $(Na_{0.11}K_{0.03})\ \Sigma 0.14\ (Ca_{1.721}Fe_{0.171}Na_{0.108})\ \Sigma 2\ (Mg_{2.71}Fe^{II}_{1.37}Fe^{III}_{0.756}Al_{0.112}Ti_{0.041}Cr_{0.01})\ \Sigma 5(Si_{7.09}Al_{0.91})\ \Sigma 8\ O_{22}\ ((OH)_{1.891}O_{0.082}Cl_{0.027})\ \Sigma 2$



Şekil 4.128. Mafik granulitlerdeki amfibollerin sınıflandırması. Sınıflama Hawthorne diğ. 'nden (2012) alınmıştır

Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitde yeralan amfiboller, Fleet ve Barneth'in (1978) Al^{VI} – Al^{IV} diyagramında değerlendirildiğinde, "*metamorfik Ca-amfibol*" sınıfındadır (Şekil 4.129).



Şekil 4.129. Mafik granulitde gözlenen amfibollerin Al^{VI} – Al^{IV} diyagramında (Fleet ve Barneth, 1978) sınıflandırılması

4.2.4. Sherderwaza formasyonu

Sherderwaza formasyonuna ait migmatit ve epidot-biyotit gnayslarda yer alan plajioklas, ortoklas, epidot, muskovit ve biyotit minerallerden mikroprob analizleri yaptırılmıştır.

4.2.4.1. Migmatit

Migmatit içerisinde plajioklas, biyotit, muskovit ve ortoklas minerallerinden mikroprob analizleri yaptırılmıştır. Analizle için iki biyotit, iki muskovit, iki plajioklas ve iki ortoklasdan olmak üzere toplam 8 mineral seçilmiştir.

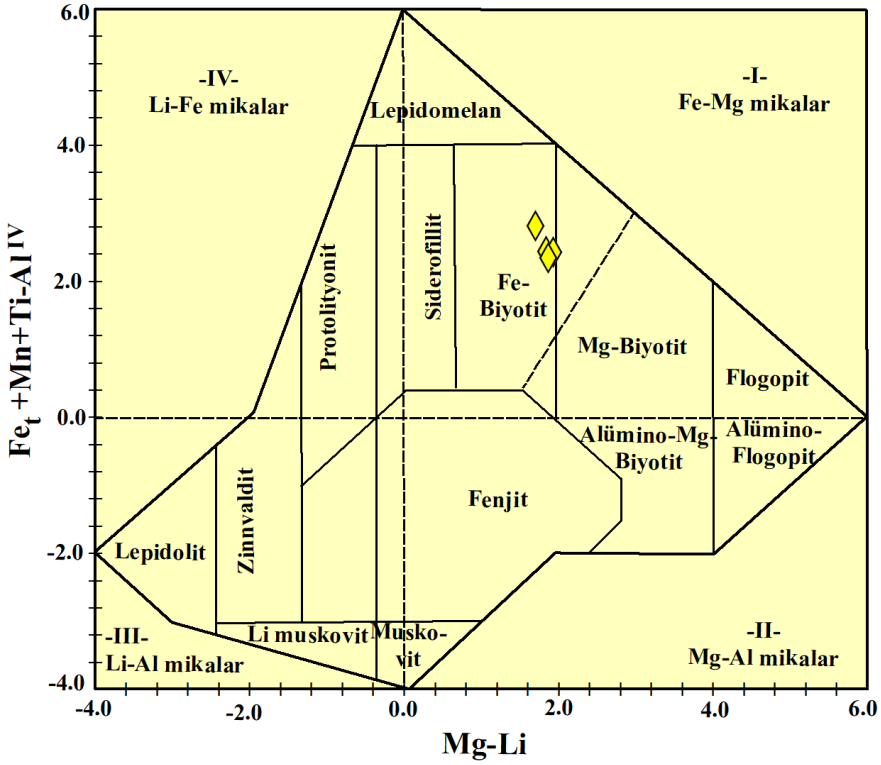
4.2.4.1.1. Biyotit

Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde yer alan biyotitlerin bileşim değerleri Çizelge 4.26 'da verilmektedir. Katyon ve biyotitlerin bileşimleri için oksijen sayısı 24 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.26. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde gözlenen biyotit minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

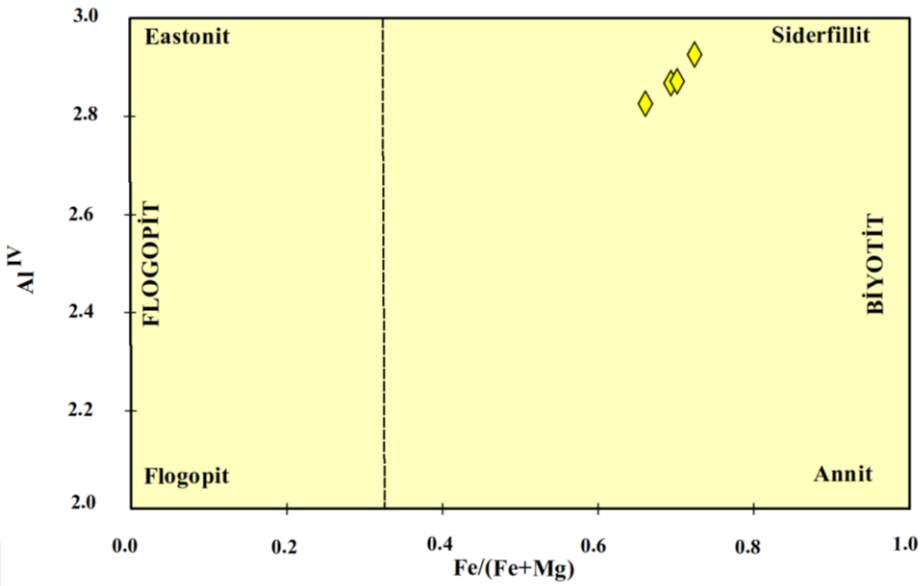
Kayaç	Migmatit			
Örnek No	B-50-A1		B-50-A2	
	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar
SiO_2	34.61	31.5	30.67	32.16
TiO_2	1.719	1.787	2.393	2.256
Al_2O_3	19.61	17.04	17.35	17.75
Cr_2O_3	0.018	0.02	0.016	0.009
FeO_t	26.08	22.63	23.84	22.97
MnO	0	0	0	0
MgO	8.273	7.881	6.626	7.388
CaO	0.351	0.233	0.103	0.071
Na_2O	0.154	0.164	0.242	0.261
K_2O	7.776	8.561	9.497	9.578
F	0.329	0.347	0.34	0.315
Cl	0.279	0.113	0.275	0.263
TOPLAM	**99.2**	**90.276**	**91.352**	**93.021**
Oksijen sayısı 24 olarak hesaplanmıştır				
Si	5.42	5.447	5.32	5.42
Al^{iv}	2.58	2.553	2.68	2.58
AI^{vi}	1.04	0.92	0.866	0.946
Ti	0.203	0.232	0.312	0.286
Fe^{+2}	3.416	3.273	3.459	3.237
Mn	0	0	0	0
Mg	1.931	1.574	1.363	1.531
Ca	0.059	0.043	0.019	0.013
Na	0.047	0.055	0.081	0.085
K	1.554	1.889	1.901	1.959
F	0.163	0.19	0.187	0.168
Cl	0.074	0.033	0.081	0.075
TOPLAM	**16.49**	**16.44**	**16.55**	**16.48**
OH	**1.882**	**1.889**	**1.866**	**1.879**
H_2O	**1.801**	**1.621**	**1.594**	**1.654**
XFe	**0.639**	**0.617**	**0.669**	**0.636**
XMg	**0.361**	**0.383**	**0.331**	**0.364**
X(Flogopit)	**0.348**	**0.367**	**0.312**	**0.345**
X(siderofillit)	**0.56**	**0.518**	**0.589**	**0.547**
X(annit)	**0.092**	**0.115**	**0.098**	**0.108**

Mikaları sınıflandırmak için Tischendorf ve diğ.'nin (1997) [Mg-Li] - [Fe_t + Mn + Ti-Al^{VI}] diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, [Mg-Li] değeri 0.8-2 aralığındayken, [Fe_t + Mn + Ti-Al^{VI}] değeri 2-4 aralığındadır ve analiz edilen mineraller *Fe-biyotit* bileşimindedir (Şekil 4.130).



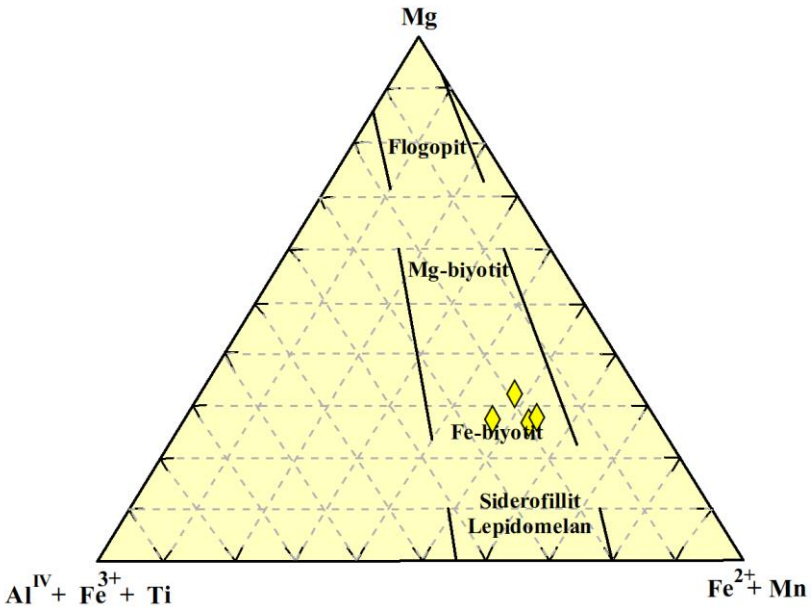
Şekil 4.130. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde yer alan biyotitlerin sınıflandırması. Diyagram Tischendorf ve diğ. 'nden (1997) alınmıştır

Biyotitler, ayrıca, Deer ve diğ.'nin (1992) sınıflama diyagramında değerlendirilmiştir. Bu diyagrama göre, biyotitler Fe/(Fe+Mg)>0.33 değeri ile "*biyotit*" alanına düşmüştür (Şekil 4.131).



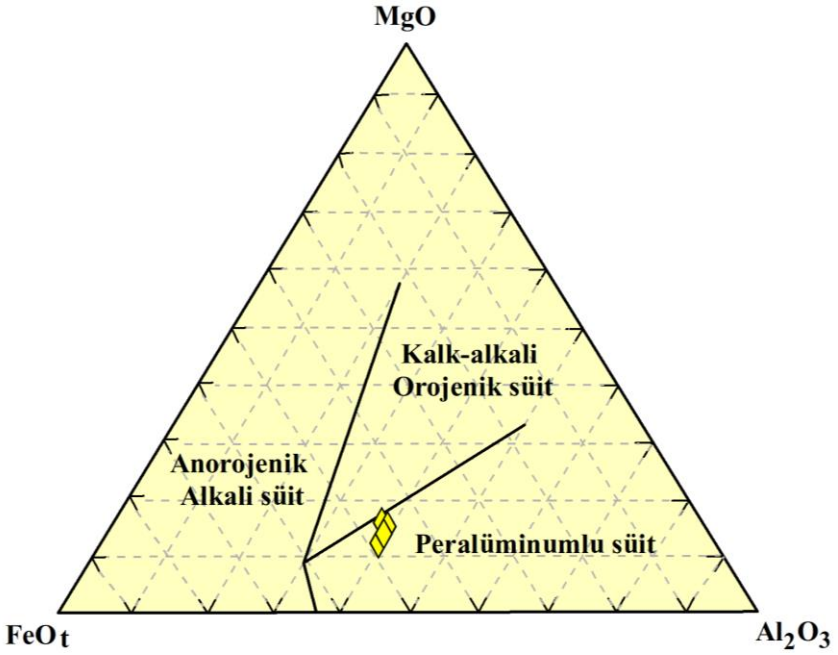
Şekil 4.131. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde yer alan mikaların sınıflandırması. Diyagram Deer ve diğ. 'nden (1992) alınmıştır

Bu biyotitlerin sınıflandırması için, ayrıca, Foster' in (1960) (Al^{VI}+Fe^{+3}+Ti) - Mg - (Fe^{+2}+Mn) sınıflama diyagramı kullanılmıştır. Biyotitler bu diyagramda değerlendirildiğinde, "*Fe-biyotit*" alanındadır (Şekil 4.132).



Şekil 4.132. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde yer alan biyotitlerin sınıflandırması. Diyagram Foster 'den (1960) alınmıştır

Migmatitde gözlenen biyotitlerin tektonik ortamının belirlenmesi için, Abdel Rahman'ın (1994) FeO_t -MgO - Al_2O_3 üçlü diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, biyotitler *kalk-alkali orojenik süit* alanına yakın "*Peralüminumlu süit*" alanına düşmüştür (Şekil 4.133).



Şekil 4.133. Sherderwaza formasyona ait migmatitde yer alan biyotitlerin tektonik ortamının belirlenmesi. Diyagram Abdel Rahman'dan (1994) alınmıştır

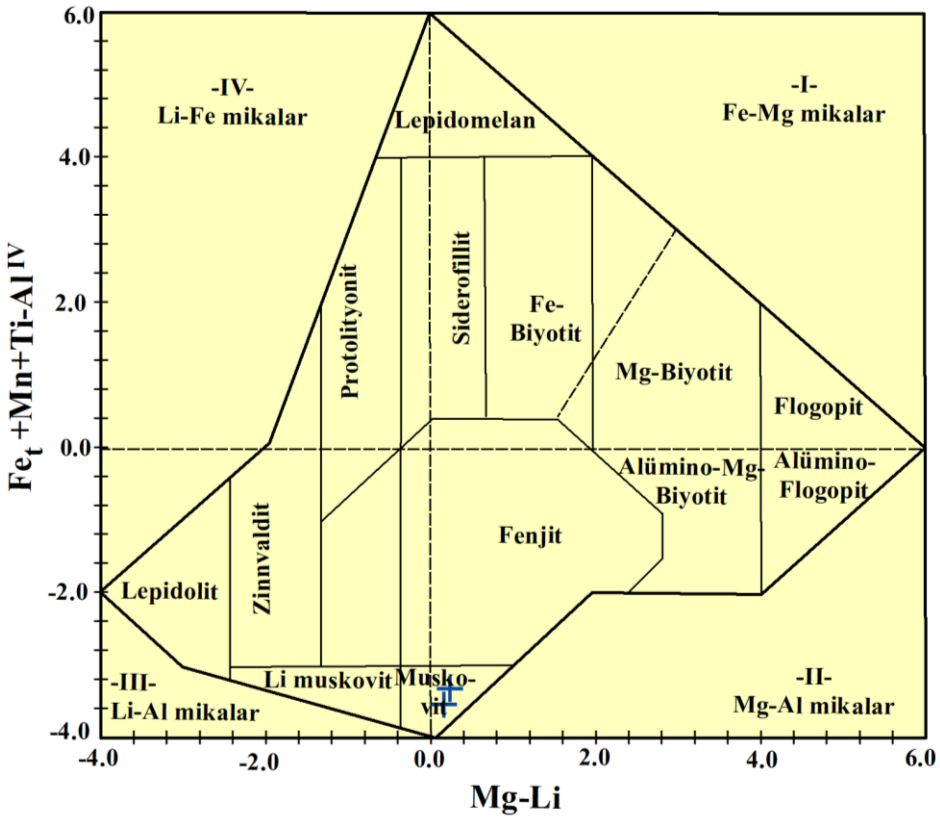
4.2.4.1.2. Muskovit

Mikroprob analizi için, Sherderwaza formsyonuna ait migmatitde iki muskovit minerali seçilmiştir. Katyon ve muskovitlerin bileşimleri için oksijen sayısı 24 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Migmatitlerde yer alan muskovitlerin bileşim değerleri Çizelge 4.27 'de verilmektedir.

Çizelge 4.27. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde gözlenen muskovit minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç	Migmatit	
Örnek No	B-50-A3	B-50 -A9
SiO_2	42.56	43.225
TiO_2	0.429	0.383
Al_2O_3	34.111	32.98
Cr_2O_3	0.011	0.013
FeO_t	2.846	3.334
MnO	0	0
MgO	1.37	1.473
CaO	0.022	0.025
Na_2O	0.269	0.319
K_2O	10.882	10.612
F	0	0.062
Cl	0	0.009
TOPLAM	**92.5**	**92.44**
Oksijen sayısı 24 olarak hesaplanmıştır		
Si	6.207	6.311
Al^{iv}	1.793	1.689
AI^{vi}	4.069	3.986
Ti	0.047	0.042
Fe^{+2}	0.347	0.407
Mn	0	0
Mg	0.298	0.321
Ca	0.003	0.004
Na	0.076	0.09
K	2.024	1.977
F	0	0.029
Cl	0	0.002
TOPLAM	**14.9**	**14.9**
OH	**2**	**1.985**
H2O	**2.056**	**2.035**
Fe#	**0.538**	**0.559**
Mg#	**0.462**	**0.441**
XFe	**0.538**	**0.559**
XMg	**0.462**	**0.441**
X(Flogopit)	**0.43**	**0.416**
X(siderofilllit)	**0.632**	**0.63**

Mikaları sınıflandırmak için Tischendorf ve diğ.'nin (1997) [Mg-Li] - [Fe_t + Mn + Ti-Al^{vi}] diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, [Mg-Li] değeri 0-0.2 aralığındayken, [Fe_t + Mn + Ti-Al^{vi}] değeri (-4)-(-3) aralığındadır ve analiz edilen mineraller "*muskovit"* alanına düşmüştür (Şekil 4.134).



Şekil 4.134. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde yer alan muskovitler için sınıflandırma diyagramı. Diyagram, Tischendorf ve diğ. 'nden (1997) alınmıştır

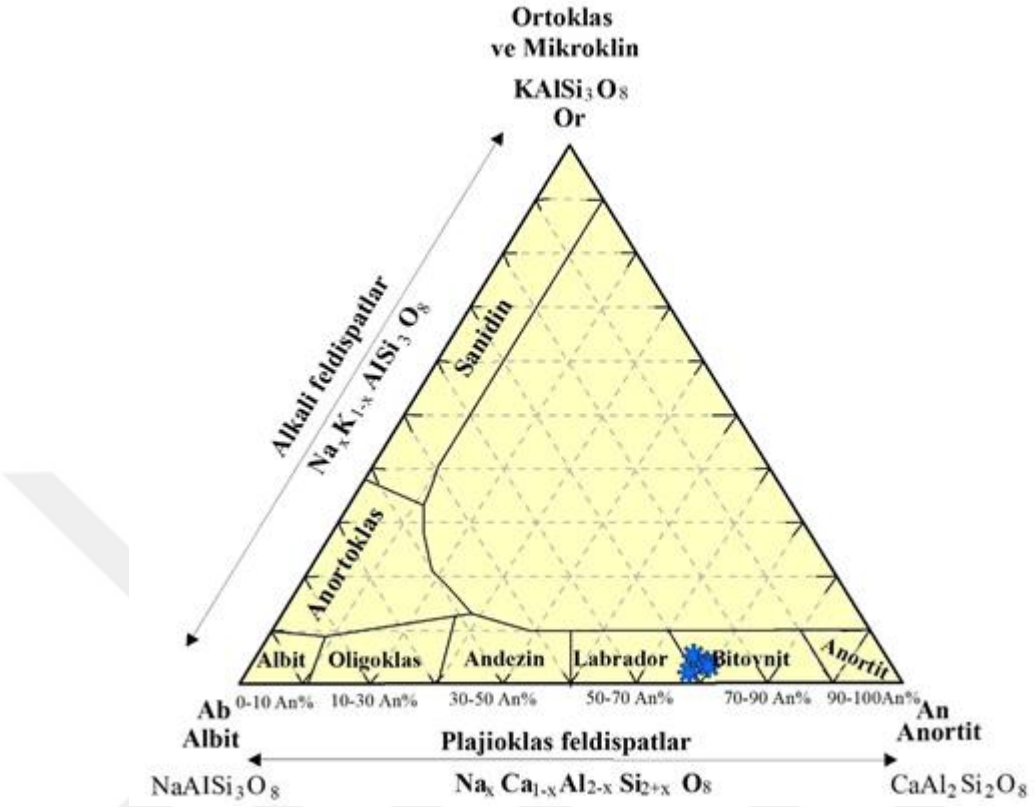
4.2.4.1.3. Plajioklas

Mikroprob analizi için, migmatitden iki plajioklas minerali seçilmiştir. Katyon ve plajioklasların bileşimleri için oksijen sayısı 32 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Migmatitde yer alan plajioklasların bileşim değerleri Çizelge 4.28 'de verilmektedir.

Çizelge 4.28. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde gözlenen plajioklas minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç	Migmatit			
Örnek No	B-50-Plag-A6		B-50-Plag-A7	
	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar
SiO_2	54.5	54.5	53.77	54.43
TiO_2	0	0.007	0	0.039
Al_2O_3	37.89	37.92	38.37	37.98
Cr_2O_3	0	0.012	0	0
FeO_t	0.04	0.041	0.03	0.06
MnO	0	0	0.009	0.004
MgO	0	0.005	0	0.011
BaO	0.014	0.047	0.005	0
CaO	5.772	5.903	6.124	5.837
Na_2O	1.358	1.287	1.339	1.461
K_2O	0.418	0.286	0.352	0.183
P_2O_5	0	0	0	0
SrO	0	0	0	0
TOPLAM	100	100	100	100
Oksijen sayısı 32 olarak hesaplanmıştır.				
Si	10.04	10.05	9.9	10.02
Ti	0	0.0009	0	0.005
Al	8.228	8.242	8.325	8.243
Cr	0	0.002	0	0
Fe^{+3}	0	0	0	0
Fe^{+2}	0.006	0.006	0.005	0.009
Mn	0	0	0.001	0.0005
Mg	0	0.001	0	0.003
Ca	1.139	1.166	1.208	1.152
Ba	0.001	0.003	0.0003	0
Na	0.485	0.46	0.478	0.522
K	0.098	0.067	0.083	0.043
TOPLAM	**20**	**20**	**20**	**20**
Ab	**28.16**	**27.16**	**27.02**	**30.39**
An	**66.14**	**68.86**	**68.3**	**67.11**
Or	**5.699**	**3.972**	**4.677**	**2.499**

Bu plajioklas mineralleri Or-Ab-An üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "labrador-bitovnit" bileşimli olduğu görülür (Şekil 4.135). Plajioklasların bileşimi $Ab_{27.02\text{-}30.39}$ $An_{66.14\text{-}68.86}$ $Or_{2.499\text{-}5.699}$ arasında değişmektedir.



Şekil 4.135. Sherderwaza formasyona ait migmatitde bulunan plajioklasların Or (ortoklas) – Ab (Albit) – An (anortit) üçgen diyagramında sınıflandırılması

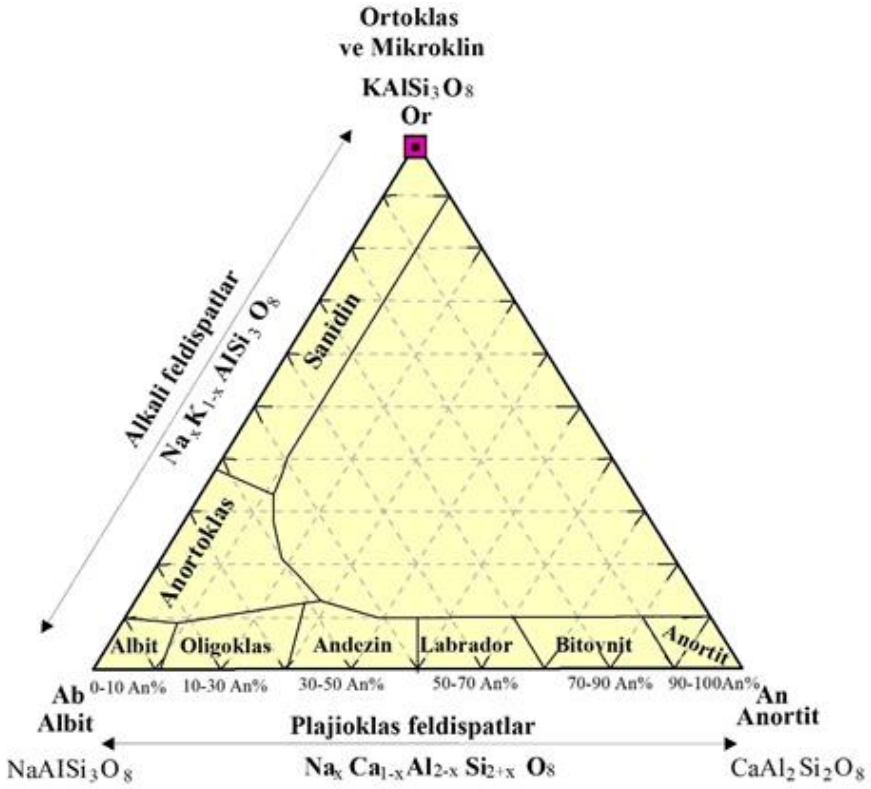
4.2.4.1.4. Ortoklas

Sherderwaza formasyonuna ait migmatitlerde yer alan ortoklasların bileşim değerleri Çizelge 4.29 'da verilmektedir. Mikroprob analizi için iki ortoklas seçilmiştir. Katyon ve ortoklasların bileşimleri için oksijen sayısı 32 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.29. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde gözlenen ortoklas minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç	Migmatit	
Örnek No	B-50-Orth-A4	B-50-Orth-A5
SiO_2	63.01	64.82
TiO_2	0	0
Al_2O_3	18.3	17.59
Cr_2O_3	0.012	0
FeO_t	0.008	0
MnO	0.006	0
MgO	0.001	0
BaO	0.202	0.286
CaO	0.017	0.008
Na_2O	0.002	0.013
K_2O	16.58	16.29
P_2O_5	0	0.002
SrO	0	0
TOPLAM	**98.14**	**99.00**
Oksijen sayısı 32 olarak hesaplanmıştır.		
Si	11.9	12.18
Ti	0	0
Al	4.076	3.894
Cr	0.002	0
Fe^{3+}	0	0
Fe^{2+}	0.001	0
Mn	0	0
Mg	0	0
Ca	0.003	0.002
Ba	0.015	0.021
Na	0	0.005
K	3.997	3.903
TOPLAM	**20**	**20**
Ab	**0.018**	**0.121**
An	**0.086**	**0.041**
Or	**99.89**	**99.84**

Bu ortoklas mineralleri Or-Ab-An üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "ortoklas" bileşiminde olduğu görülür (Şekil 4.136). Ortoklasların bileşimi $An_{0.041\text{-}0.086}$ $Ab_{0.018\text{-}0.121}$ $Or_{99.84\text{-}99.89}$ arasında değişmektedir.



Şekil 4.136. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde bulunan ortoklasların Or (ortoklas) – Ab (Albit) – An (anortit) üçgen diyagramında adlandırılması

4.2.4.2. Epidot-biyotit gnays

Bu kayaçta epidot, biyotit ve ortoklas mineralleri mikroprob analiz için seçilmiş ve üç biyotit, üç epidot, üç ortoklasdan analiz yapılmıştır.

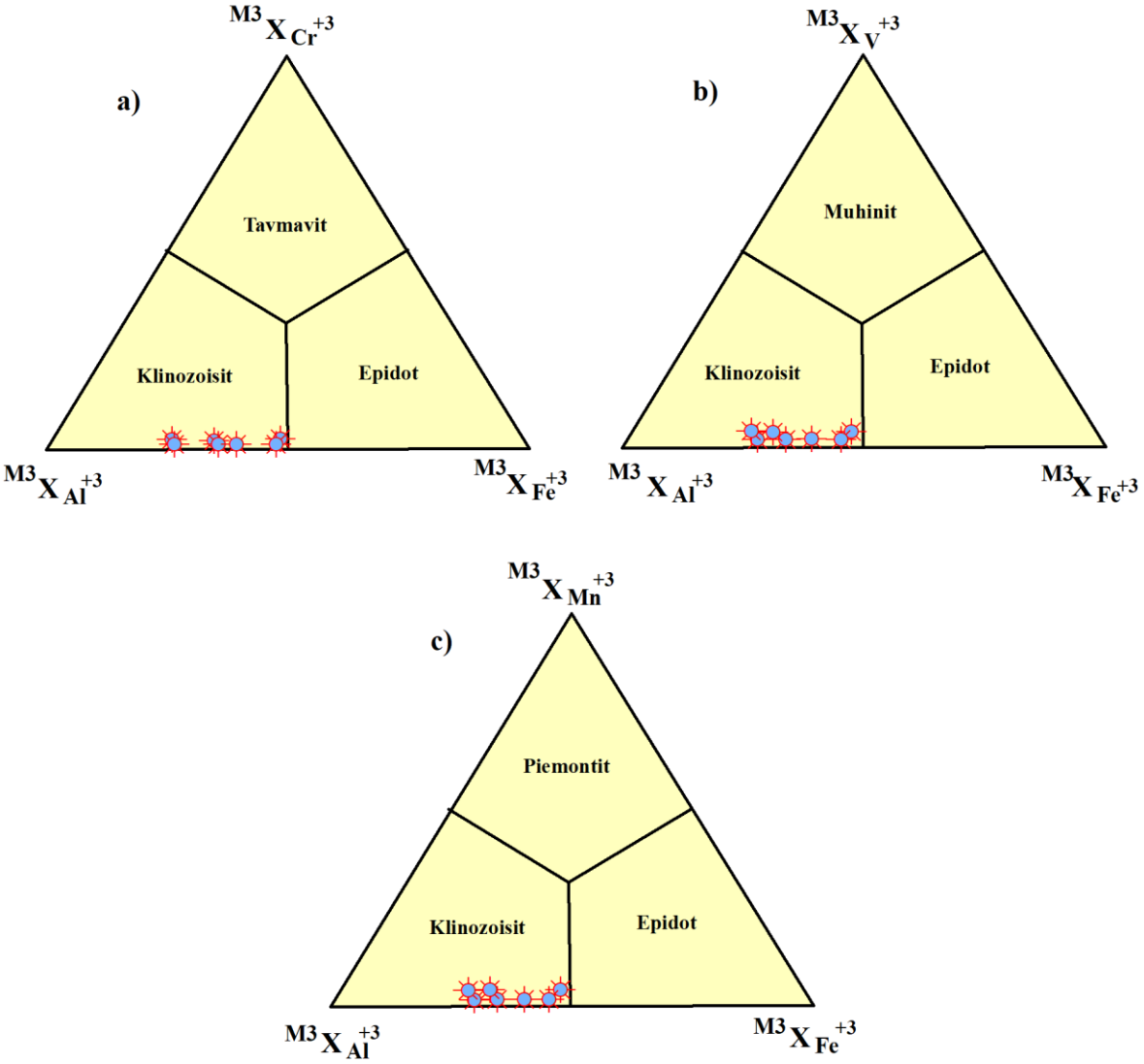
4.2.4.2.1. Epidot grubu

Mikroprob analizi için, üç epidot grubu minerali seçilmiştir. Katyon ve epidotların bileşimleri için oksijen sayısı 13 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Epidot grubu bu minerallerin bileşim değerleri Çizelge 4.30 'da verilmektedir.

Çizelge 4.30. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda gözlenen epidot grubu minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

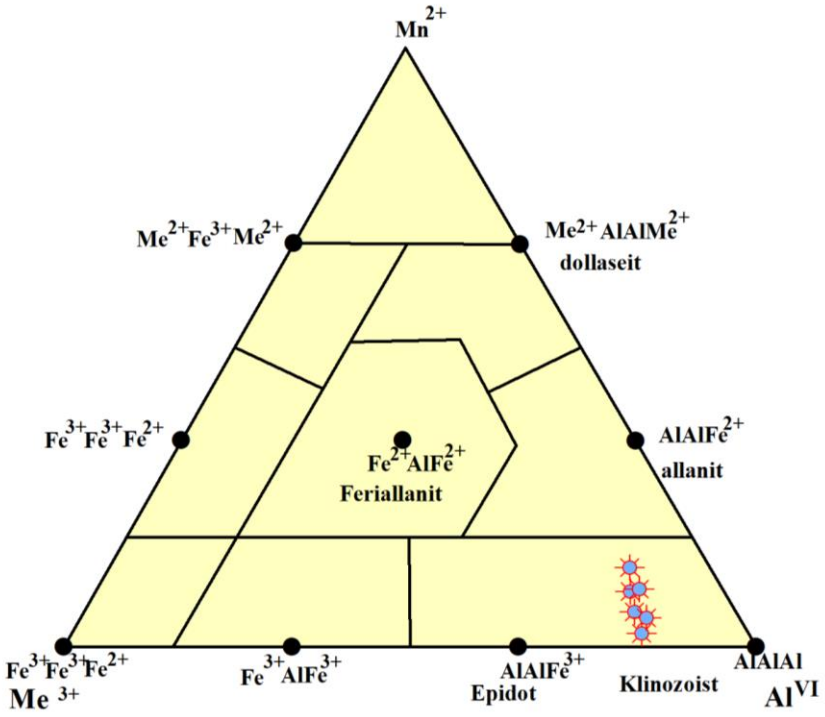
Kayaç	Epidot-Biyotit-Gnays						
Örnek No	K-13-A7		K-13-A8			K-13-A9	
	Merkez	Kenar	Merkez	Orta	Kenar	Merkez	Kenar
SiO_2	39.89	39.95	33.89	35.28	38.25	38.87	38.13
TiO_2	0.036	0.063	0.053	0.115	0.102	0.085	0.105
Al_2O_3	25.66	25.83	23.18	23.83	26.50	25.88	26.67
Cr_2O_3	0.02	0.001	0.009	0.006	0.001	0.023	0.021
FeO_t	12.03	11.67	10.42	10.88	11.2	11.92	10.84
MgO	0	0	0	0	0.008	0	0.016
MnO	0	0	0	0	0	0	0
CaO	20.86	21.15	18.97	19.8	21.63	21.452	21.57
SrO	0	0	12.97	9.891	2.66	0	0
Na_2O	0	0.012	0.004	0	0.036	0.048	0.19
K_2O	0.01	0	0	0.005	0.004	0.007	0.004
TOPLAM	**98.507**	**98.702**	**99.5**	**99.8**	**100.388**	**98.287**	**97.548**
Si	3.109	3.106	2.771	2.836	2.949	3.032	2.983
Ti	0.002	0.004	0.003	0.007	0.006	0.005	0.006
Al	2.357	2.366	2.233	2.258	2.408	2.38	2.459
Cr	0.001	0	0.001	0	0	0.001	0.001
Fe^{+3}	0.367	0.345	0.713	0.731	0.686	0.55	0.588
Fe^{+2}	0.417	0.416	0	0	0.036	0.228	0.121
Mn^{+3}	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0.001	0	0.002
Mn	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1.742	1.761	1.662	1.705	1.787	1.793	1.808
Sr	0	0	0.615	0.461	0.119	0	0
Na	0	0.002	0.001	0	0.005	0.007	0.029
K	0.001	0	0	0	0	0.001	0
TOPLAM	**7.996**	**8**	**7.999**	**7.998**	**7.997**	**7.997**	**7.997**

Epidot grubu minerallerinin sınıflandırması için Franz ve Liebscher'in (2004) Cr^{+3}-Fe^{+3}-Al^{+3}, V^{+3}-Al^{+3}-Fe^{+3} ve Mn^{+3}-Al^{+3}-Fe^{+3} üçlü diyagramları kullanmıştır. Epidot grubu mineralleri bu diyagramlarda değerlendirildiğinde, "*klinozoisit"* alanına düşmüştür (Şekil 4.137).



Şekil 4.137. Epidot-biyotit gnaysda bulunan epidot grubu minerallerinin, Franz ve Liebscher (2004) üçgen diyagramlarında sınıflandırılması

Yukarıdaki sınıflandırmayı takiben, epidot grubu mineralleri, ayrıca, Kartashov'un (2014) Mn^{+2}-Al^{VI}-Me^{+3} üçgen diyagramında sınıflandırılmıştır. Bu diyagram, epidot grubu minerallerden allanit, dollaseit ve ferriallanit de içermektedir. Sonuçta, bu diyagrama göre de, epidot grubu mineralleri "*klinozoisit*" bileşimindedir (Şekil 4.138).



Şekil 4.138. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda bulunan epidot grubu mineralllerinin Kartashov (2014) üçgen diyagramında sınıflandırılması

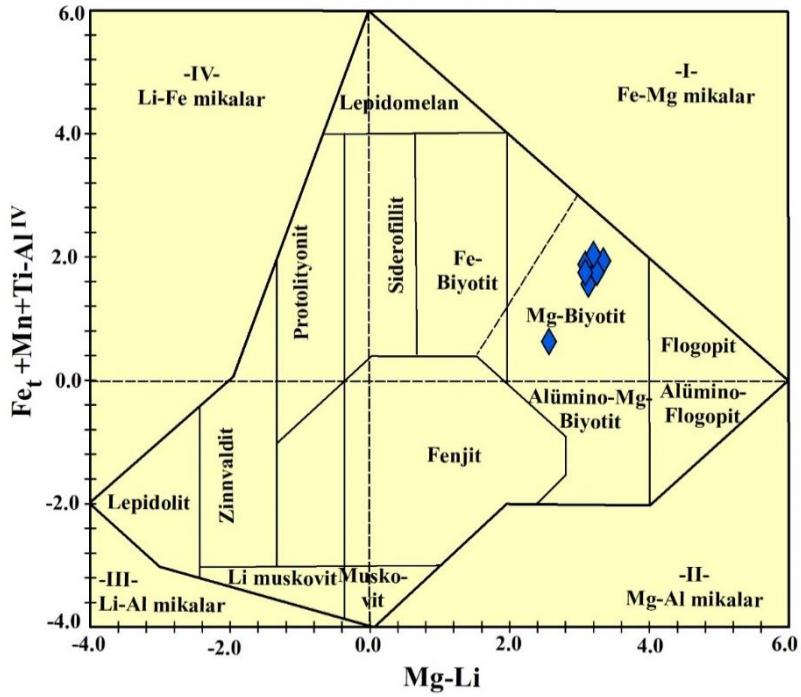
4.2.4.2.2. Biyotit

Mikroprob analizi için, üç biyotit minerali seçilmiştir. Katyon ve biyotitlerin bileşimleri için oksijen sayısı 24 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda yer alan biyotitlerin bileşim değerleri Çizelge 4.31 'de verilmektedir.

Mikaları sınıflandırmak için Tischendorf ve diğ.'nin (1997) [Mg-Li] - [Fe_t + Mn + Ti-Al^{VI}] diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, [Mg-Li] değeri 2-4 aralığındayken, [Fe_t + Mn + Ti-Al^{VI}] değeri 0-3 aralığındadır ve analiz edilen mineraller "*Mg-biyotit"* ve "*biyotit"* bileşimindedir (Şekil 4.139).

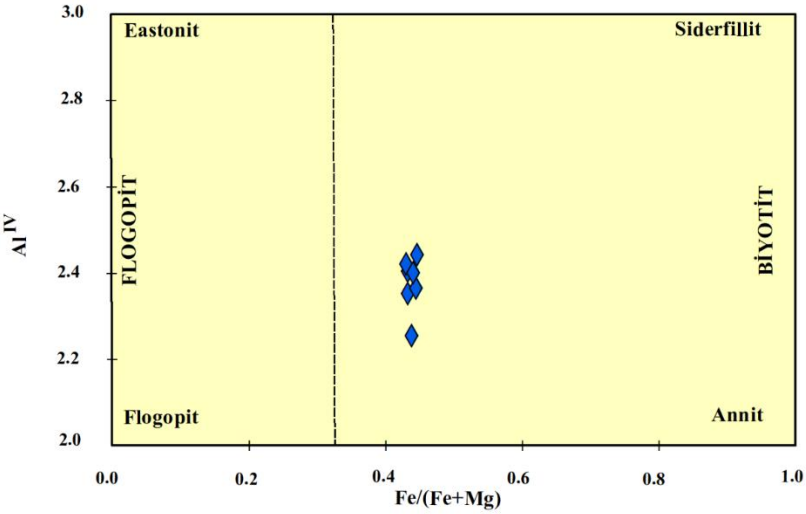
Çizelge 4.31. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda gözlenen biyotit minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir).

Kayaç	Epidot-Biyotit Gnays						
Örnek No	K-13-A1			K-13 -A2		K-13-A3	
	Merkez	Orta	Kenar	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar
SiO_2	36.14	49.01	37.37	32.61	33.32	36.45	36.33
TiO_2	1.723	1.527	1.783	1.334	1.284	2.132	1.926
Al_2O_3	17.62	13.37	17.73	15.46	16.26	17.11	18.66
Cr_2O_3	0.01	0.014	0.023	0.028	0.027	0.043	0.019
FeO_t	19.71	16.52	19.24	18.27	17.52	19.18	18.66
MnO	0	0	0	0	0	0	0
MgO	14.04	10.37	12.85	12.58	12.73	13.46	13.05
CaO	0.478	0.149	0.207	0.06	0.088	0.085	0.072
Na_2O	0.169	0.129	0.168	0.107	0.078	0.128	0.177
K_2O	9.479	8.027	9.649	9.298	9.418	10.51	10.18
F	0.259	0.414	0.4	0.394	0.36	0.13	0.24
Cl	0.07	0.062	0.071	0.063	0.064	0.084	0.091
TOPLAM	**99.7**	**99.6**	**99.5**	**90.19**	**91.14**	**99.3**	**99.4**
Oksijen sayısı 24 olarak hesaplanmıştır.							
Si	5.52	7.074	5.683	5.541	5.563	5.602	5.54
Al^{iv}	2.48	0.926	2.317	2.459	2.437	2.398	2.46
AI^{vi}	0.69	1.349	0.86	0.637	0.764	0.701	0.895
Ti	0.2	0.166	0.204	0.171	0.161	0.247	0.221
Fe^{+2}	2.52	1.994	2.447	2.596	2.446	2.466	2.38
Mn	0	0	0	0	0	0	0
Mg	3.2	2.232	2.914	3.186	3.168	3.083	2.967
Ca	0.08	0.023	0.034	0.011	0.016	0.014	0.012
Na	0.05	0.036	0.049	0.035	0.025	0.038	0.052
K	1.85	1.478	1.872	2.016	2.006	2.06	1.981
F	0.13	0.189	0.193	0.212	0.19	0.063	0.116
Cl	0.02	0.015	0.018	0.018	0.018	0.022	0.024
TOPLAM	**16.6**	**15.28**	**16.38**	**16.65**	**16.59**	**16.61**	**16.51**
OH	**1.927**	**1.898**	**1.895**	**1.885**	**1.896**	**1.957**	**1.930**
H_2O	**1.888**	**1.965**	**1.864**	**1.646**	**1.687**	**1.917**	**1.900**
XFe	**0.440**	**0.472**	**0.456**	**0.449**	**0.436**	**0.444**	**0.445**
XMg	**0.560**	**0.528**	**0.544**	**0.551**	**0.564**	**0.556**	**0.555**
X (Flogopit)	**0.54**	**0.51**	**0.52**	**0.54**	**0.55**	**0.53**	**0.53**
X (siderofillit)	**0.33**	**-0.03**	**0.33**	**0.32**	**0.33**	**0.32**	**0.36**
X (annit)	**0.13**	**0.52**	**0.15**	**0.14**	**0.13**	**0.15**	**0.11**



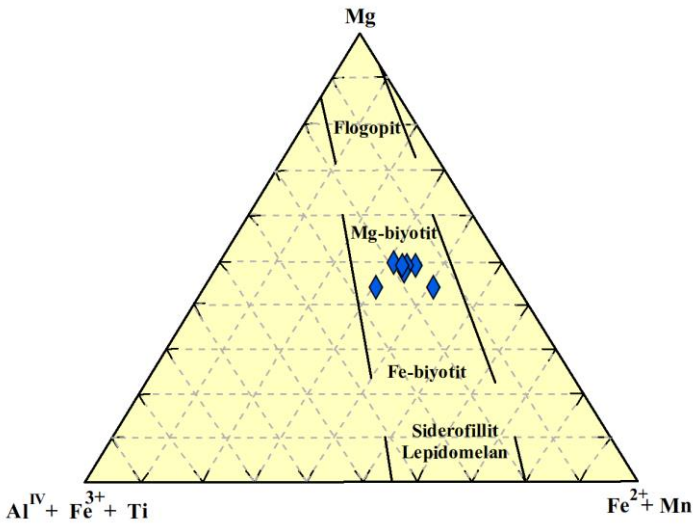
Şekil 4.139. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda yer alan biyotitlerin sınıflandırması. Diyagram, Tischendorf ve diğ. 'nden (1997) alınmıştır

Epidot-biyotit gnaysa ait biyotitler, ayrıca, Deer ve diğ.'nın (1992) sınıflama diyagramında değerlendirilmiştir. Bu diyagrama göre, biyotitler Fe/(Fe+Mg)>0.33 değeri ile "*biyotit*" alanına düşmüştür (Şekil 4.140).



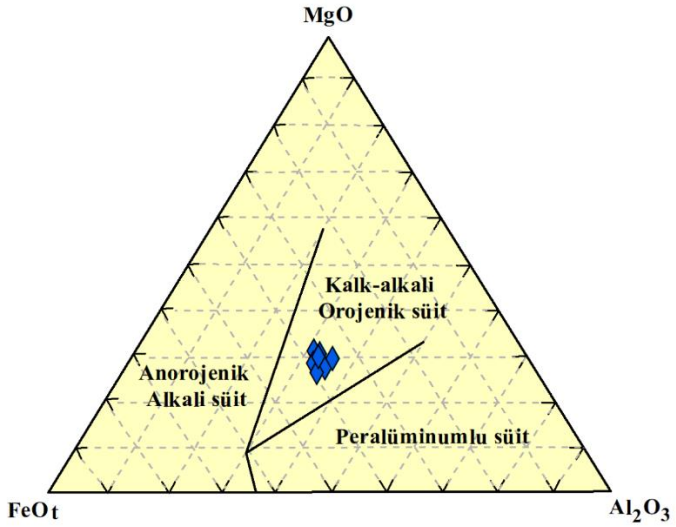
Şekil 4.140. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda yer alan biyotitlerin bileşimleri Diyagram, Deer ve diğ. 'ndan (1992) alınmıştır

Biyotitlerin sınıflandırması için, ayrıca, Foster' in (1960) ($Al^{VI}+Fe^{+3}+Ti$) - Mg - ($Fe^{+2}+Mn$) sınıflama diyagramı kullanılmıştır. Biyotitler bu diyagramda değerlendirildiğinde, "*Mg-biyotit*" alanındadır (Şekil 4.141).



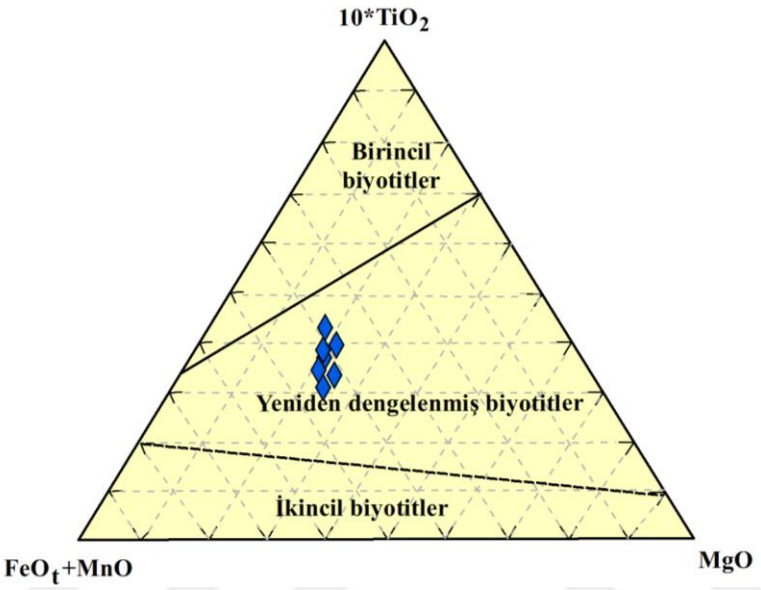
Şekil 4.141. Epidot-biyotit gnaysda yer alan biyotitlerin sınıflandırması. Diyagram, Foster'den (1960) alınmıştır

Biyotitlerin tektonik ortamının belirlenmesi için, bu biyotitler Abdel Rahman'ın (1994) FeO_t-MgO-Al_2O_3 üçlü diyagramında değerlendirildiğinde; biyotitlerin "*kalk-alkali orojenik süit*" alanına düştüğü görülür (Şekil 4.142).



Şekil 142. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda yer alan biyotitlerin Abdel Rahman'ın (1994) diyagramında değerlendirmesi

Epidot-biyotit gnayslara ait biyotitlerin ayırımı için, Nachit ve ark' nın (2005) $10*TiO_2$ - FeO_t+MnO - MgO üçlü diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, biyotitler "*yeniden dengelenmiş biyotitler"*dir" (Şekil 4.143).



Şekil 4.143. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda yer alan biyotitlerin oluşum koşullarının belirlemesi. Diyagram, Nachit ve diğ. 'nden (2005) alınmıştır

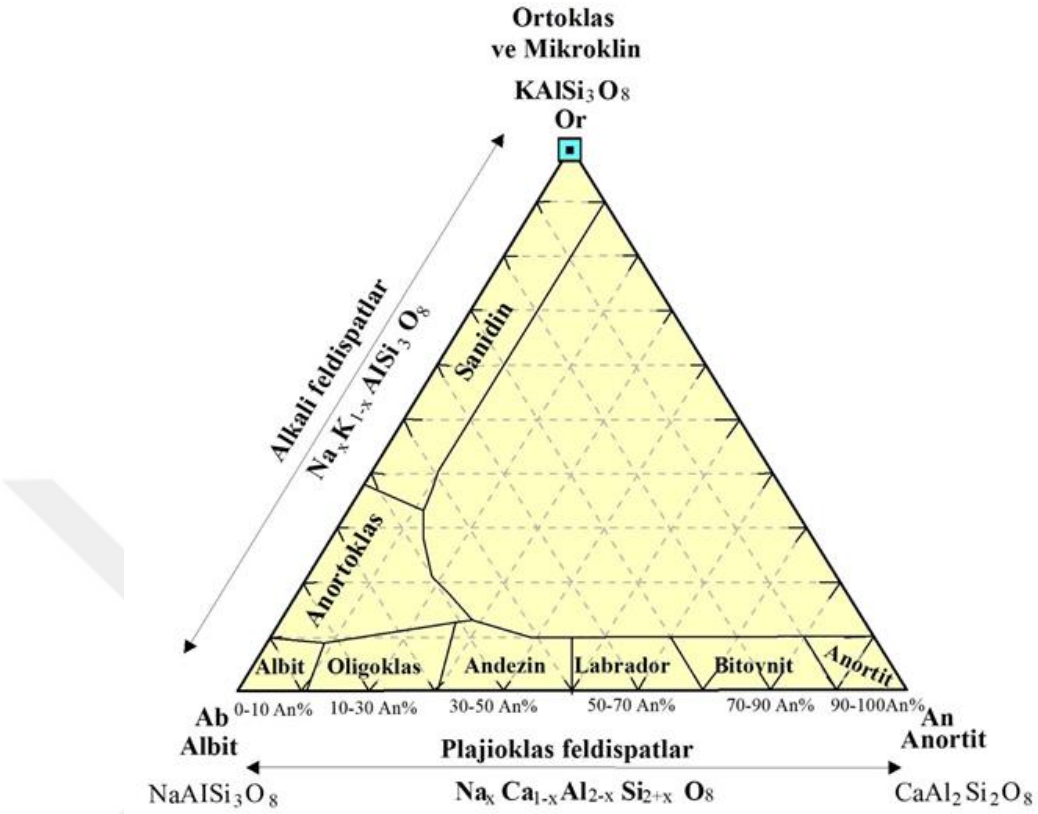
4.2.4.2.3. Ortoklas

Epidot-biyotit gnaysda yer alan ortoklasların bileşim değerleri Çizelge 4.32 'de verilmektedir. Mikroprob analizi için üç ortoklas minerali seçilmiştir. Katyon ve ortoklasların bileşimleri için oksijen sayısı 32 kabul edilerek hesaplamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.32. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda gözlenen ortoklas minerallerinin bileşimi (oksit değerleri % verilmiştir)

Kayaç		Epidot-Biyotit Gnays		
Örnek No		K-13-A4	K-13-A5	K-13-A6
SiO_2		65.41	65.24	65.39
TiO_2		0	0	0
Al_2O_3		18.04	18.4	18.26
Cr_2O_3		0.01	0	0
FeO_t		0.01	0.018	0.013
MnO		0.018	0	0.012
MgO		0.005	0.001	0
BaO		0.311	0.319	0.327
CaO		0.024	0.024	0.007
Na_2O		0.014	0.032	0.02
K_2O		15.38	15.32	15.8
P_2O_5		0.003	0.003	0
SrO		0.009	0.013	0.004
TOPLAM		**99.23**	**99.37**	**99.83**
Oksijen sayısı 32 olarak hesaplanmıştır.				
Si		12.28	12.23	12.19
Ti		0	0	0
Al		3.992	4.066	4.013
Cr		0.001	0	0
Fe^{+3}		0	0	0
Fe^{+2}		0.002	0.003	0.002
Mn		0.003	0	0.002
Mg		0.001	3E-04	0
Ca		0.005	0.005	0.001
Ba		0.023	0.023	0.024
Na		0.005	0.012	0.007
K		3.685	3.663	3.759
TOPLAM		**20**	**20**	**20**
Feldispat Bileşenleri (%)	**Ab**	**0.138**	**0.316**	**0.192**
	An	**0.131**	**0.131**	**0.037**
	Or	**99.73**	**99.55**	**99.77**

Bu ortoklas mineralleri Or-Ab-An üçgen diyagramında değerlendirildiğinde "ortoklas" bileşimli olduğu görülür (Şekil 4.144). Ortoklasların bileşimi $An_{0.04\text{-}0.13}$ $Ab_{0.14\text{-}0.32}$ $Or_{99.55\text{-}99.77}$ arasında değişmektedir.



Şekil 4.144. Epidot biyotit gnaysda bulunan ortoklasların Or (ortoklas) – Ab (Albit) – An (anortit) üçgen diyagramında adlandırılması

4.3. Metamorfizma

Çalışma alanında, Kabil Bloğu tamamen metamorfik birimlerden yapılıdır. Kabil Bloğu içerisindeki metamorfizma özellikleri makro-mikro düzeydeki petrografik incelemeler, kayaçlar içerisindeki mineral parajenezleri ve mineral dönüşümleri, önemli minerallerden yaptırılan mikroprob analizleri ve buna bağlı olarak yapılan jeotermobarometre hesaplamaları ile ortaya konulmuştur.

İnceleme alanında, Kabil Bloğu içerisindeki kaya birimlerinin çoğunluğu metamorfizma şartları hakkında önemli bilgiler verebilecek indeks mineral içeriği ve mineral parajenezlerine sahiptir. Sadece, Welayeti formasyonu içerisindeki kuvarsit düzeyleri ile Sherderwaza formasyonu içerisindeki mermer ve kuvarsit seviyeleri geniş ve tipik olmayan mineral içerikleri ile, metamorfizma şartları hakkında bir fikir ileri sürmeyi güçleştirmektedir

Burada, altı formasyona ayrılarak tanımlanan Kabil Bloğu'nda, tektono-stratigrafik olarak alttan üste doğru (Şekil 3.3) her bir formasyonun metamorfizma özellikleri ayrı başlıklarda anlatılacak, daha sonra Kabil Bloğu'nun metamorfizma özellikleri verilecektir.

4.3.1. Welayeti formasyonu

Başlıca mikaşist, granat mikaşist, granat-klorit mikaşist, granat-disten mikaşist, stavrolit-disten-granat mikaşist, granat-amfibolit, amfibol şist ve kuvarsitlerden yapılıdır. Birimin metamorfizma öncesinde pelitik-semipelitik kayaçlar ve bazik magmatiklerden, yer yer de psammitlerden yapılı olduğu söylenebilir.

Köken kayaç bileşimlerine bağlı olarak, Welayeti formasyonuna ait **mikaşist, granat mikaşist, granat-klorit mikaşist, granat-disten mikaşist, stavrolit-disten-granat mikaşist, granat-amfibolit, amfibol şist ve kuvarsitlerde**; *muskovit, granat (almandin), kuvars, biyotit (Mg-biyotit, yeşil-kahve biyotit), disten, stavrolit, epidot, kalsit, hornblend (pargasit, magnesio-demir hornblend), plajioklas (albit, oligoklas, andezin, labrador, bitovnit), mikroklin, zoisit/klinozoisit, Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit), Mg-klorit (penin-klinoklor), Fe-klorit (piknoklorit), aktinolit, turmalin, sfen, rutil, ilmenit, apatit ve hematit* tesbit edilmiştir.

Buna göre en az iki evreli metamorfizma olayları sonucu bu **metapelitik, metasemipelitik ve metabazik kayaçlarda;**

Orta-yüksek dereceli metamorfizma ürünü olarak:

Disten + stavrolit + plajioklas (oligoklas-andezin-labrador) + biyotit (kahve) + hornblend (pargasit) + ortoklas,

Gerileyen (düşük dereceli) metamorfizma ürünü olarak:

Klorit (ripidolit–piknoklorit) + biyotit (yeşil) + aktinolit + serisit +albit

Hem düşük ve hem de orta dereceli metamorfizma ürünü olarak:

Muskovit + kuvars + granat (almandin) + hornblend (magnesio-demir hornblend) + epidot + zoisit/klinozoisit + plajioklas (albit-oligoklas) + Mg-klorit (penin-klinoklor) + mikroklin + kalsit + turmalin + apatit + sfen + rutil + hematit + ilmenit

şeklinde görülen mineral toplulukları oluşmuştur.

Welayeti formasyonuna ait;

Stavrolit- disten- granat mika şistlerde;

Muskovit + granat (almandin) + kuvars + biyotit (Mg-biyotit) + disten + stavrolit + plajioklas (oligoklas, andezin) ± Fe-klorit (piknoklorit) ± rutil ± ilmenit,

Kuvarsitlerde;

Kuvars + muskovit ± biyotit ± plajioklas ± epidot ± granat ± kalsit ± apatit,

Granat amfibolitlerde;

Hornblend (pargasit) + plajioklas (oligoklas, andezin, labrador) + granat (almandin) + kuvars + epidot + zoisit/klinozoisit + klorit + kalsit + sfen + apatit ± rutil,

Amfibol şistlerde;

Hornblend (magnesio-demir hornblend, pargasit) + plajioklas (andezin, labrador) + kuvars + epidot + zoisit/klinozoisit +kalsit+ sfen + apatit ± rutil,

Mikaşistlerde;

Muskovit + biyotit (yeşil-kahve) + kuvars + plajioklas (albit) ± Mg-Fe-klorit (ripidolit-piknoklorit) ± disten ± turmalin ± sfen ± rutil ± hematit,

Granat mikaşistlerde;

Muskovit+ biyotit (kahve) + granat + kuvars + Mg-Fe-klorit (ripidolit-piknoklorit) + plajioklas ± turmalin ± sfen ± rutil ± hematit,

Granat-klorit mikaşistlerde;

Kuvars + Mg-Fe-klorit (ripidolit-piknoklorit) + Mg-klorit (penin-klinoklor) + biyotit (yeşil, kahve) + granat + plajioklas ± muskovit ± sfen ± rutil ± hematit,

Granat-disten mikaşistlerde;

Muskovit + biyotit (kahve) + kuvars + plajioklas + disten + granat ± klorit ± sfen ± rutil ± hematit

mineral toplulukları görülmektedir.

Kabil Bloğu'nda yeralan Welayeti formasyonunda gözlenen metapelitik, metasemipelitik ve metabazik kayaçlarda farklı metamorfizma şartlarında açığa çıkan mineral parajenezleri ve indeks mineraller yeralmaktadır. Ayrıca, Kabil Bloğu yoğun tektonik hareketlere maruz kalmıştır. Bu özellikler, Welayeti formasyonunun ve dolayısıyla Kabil Bloğu'nun çok evreli metamorfizmaya uğradığını gösterir. Burada, bu metamorfizma evreleri sırasıyla aşağıdaki gibidir:

1) Amfibolit Fasiyesi Metamorfizması

Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistlerde, özellikle mika, bazen kloritlerin oluşturduğu iki farklı foliasyon düzlemi görülür. Bunlar; ilk evre metamorfizmasıyla oluşan birincil foliasyon düzlemleri (S_1) ve ikinci evre metamorfizmasıyla oluşan ikincil foliasyon düzlemleridir (S_2). Bu kayaçlarda yaygın olarak izlenen S_1 foliasyon düzlemlerinde asimetrik buruşma kıvrımları (kink bant yapıları) tipiktir (Şekil 4.21). Ayrıca, S_2 foliasyon düzlemlerini kesen posttektonik muskovit oluşumları izlenmektedir (Şekil 4.21c). Granat mikaşistlerde S_1 foliasyon düzlemlerini muskovit, biyotit ve klorit, S_2 foliasyon düzlemlerini muskovit oluşturmaktadır (Şekil 4.21).

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde stavrolitler, biyotit ve muskovitin oluşturduğu S_2 foliasyonu tarafından kısmen sarılmıştır. Dolayısıyla bunlar F_2 deformasyon evresine göre pretektoniktir. Bu stavrolit porfiroblastları içerisindeki S_1 foliasyonunu oluşturan kahve renkli biyotit, muskovit, apatit, epidot ve ilmenit kapanımları helisitik dokuyu oluşturur (Şekil 4.31b). Helisitik doku bu stavrolitlerin posttektonik olduğunu, yani kristalleşmenin F_1 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini gösterir. Yine bu stavrolitler yer yer S_2 foliasyonunu (F_2 deformasyon evresi) kesmesi ve özşekilli olması, büyümesinin F_2 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini belirtir (Şekil 4.31a ve c).

Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde, granat porfiroblastları kısmen ana foliasyon (S_2) tarafından çepeçevre sarılmıştır. Bazı granat porfiroblastları üst amfibolit fasiyesi şartlarını yansıtan mikaların oluşturduğu S_2 foliasyonu tarafından sarılmıştır. Dolayısıyla, granatlar F_2 deformasyon evresine göre pretektoniktir. Bu granat porfiroblastları içerisindeki S_1 foliasyonunu oluşturan kahve renkli biyotit, muskovit, apatit, epidot ve ilmenit kapanımları helisitik dokuyu oluşturur (Şekil 4.32). Helisitik doku bu granatların posttektonik olduğunu, yani kristalleşmesinin F_1 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini gösterir. Yine bu granatların yer yer S_2 foliasyonunu (F_2 deformasyon evresi) kesmesi ve özşekilli olması, büyümesinin F_2 deformasyon evresinden sonra da devam ettiğini belirtir (Şekil 4.32).

Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde, distenler muskovit ve biyotitin oluşturduğu ve üst amfibolit fasiyesi şartlarını yansıtan S_2 foliasyonuna paralel olarak izlenir. Bazı özşekilli disten porfiroblastları ise, üst amfibolit fasiyesi şartlarını yansıtan S_2

folasyonununu keserek büyümüşlerdir. Dolayısıyla distenler F_2 deformasyon evresine göre post-tektonik olup, büyümesi F_2 deformasyon evresinden sonra da devam etmiştir (Şekil 4.33).

Granat amfibolitler içerisindeki granat porfiroblastları değişen oranlarda epidot, zoisit/klinozoisit, plajioklas, kuvars, biyotit, hornblend (yeşil-soluk yeşil), ilmenit ve rutil kapanımları içerir. Özellikle, belli-belirsiz S_1 foliasyonunu oluşturan epidot, hornblend (yeşil-soluk yeşil) ve zoisit/klinozoisit kapanımları, ilk metamorfizma evresinde kayacın amfibolit fasiyesindeki bir metamorfizmanın etkisi altında kaldığını gösterir.

Amfibol şistlerde hornblendler iki farklı evrede oluşmuştur: İlk evre yeşil-soluk yeşil renkli hornblendler (magnesio-demir hornblend) porfiroblastik halde ve özşekilli olup elek dokuludur. Bunlar oryantasyonlu plajioklas+kuvars kapanımları içerir (Şekil 4.12). Pretektonik kristal özelliği gösteren bu hornblendler muhtemelen düşük sıcaklıklı amfibolit fasiyesi (epidot-amfibolit fasiyesi) metamorfizması sırasında üretilmiş olmalıdır. İkinci evre hornblendler (pargasit) ise, ilk evre hornblend porfiroblastlarını çepeçevre saran, özşekilli-yarı özşekilli uzun prizmatik kristaller halindedir (Şekil 4.12). Bu ikinci evre hornblendler ise, sıcaklık artışı ile daha yüksek sıcaklıklı amfibolit fasiyesi şartlarında oluşmuş olmalıdır.

Gerek stavrolit-disten-granat mikaşistlerde ve gerekse granat amfibolitlerde, mikroprob verilerine göre, granatlarda merkezden kenara doğru gidildikçe grossular içeriği azalmakta, prop ve almandin içerikleri artmaktadır. Bu da merkezden kenara doğru basınç azalmasına işaret eder. Bu granatlar amfibolit fasiyesinde oluşmuştur (Şekil 4.99).

Sonuç olarak, Welayeti formasyonuna ait metapelitik, metasemipelitik ve metabazik kayaçlarda gözlenen bütün bu özellikler, Welayeti formasyonunun başlangıçta amfibolit fasiyesi şartları altında metamorfizmaya uğradığına işaret eder.

Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerde, granat porfiroblastları içerisinde belli-belirsiz S_1 foliasyonunu oluşturan epidotlar, klorit ve hornblendle (soluk yeşil-yeşil) beraber gözlenir. Bu kayaçlarda, ayrıca, oligoklas bileşimli plajioklaslar da yeralmaktadır. Dolayısıyla, amfibolit fasiyesindeki bu metamorfizmanın başlangıcı "epidot-amfibolit fasiyesi"nde izlenir. Epidot-amfibolit fasiyesi "hornblend + oligoklas + epidot + Mg-klorit" parajenezi ile belirgindir.

Welayeti formasyonuna ait;

Stavrolit- disten- granat mikaşistlerde;

Muskovit + almandin + stavrolit + kuvars (Şekil 4.145 - ***(1)***)

Muskovit + disten + stavrolit + kuvars (Şekil 4.145 - ***(2)***)

Muskovit + almandin + biyotit (kahve) + kuvars (Şekil 4.145 - ***(3)***)

Almandin + stavrolit + plajioklas (andezin) + kuvars (Şekil 4.145 - ***(5)***)

Plajioklas (andezin) + disten + stavrolit + kuvars (Şekil 4.145 - ***(6)***)

Granat-klorit mika şistlerde;

Almandin +biyotit (kahve) +muskovit + kuvars (Şekil 4.145 - ***(3)***)

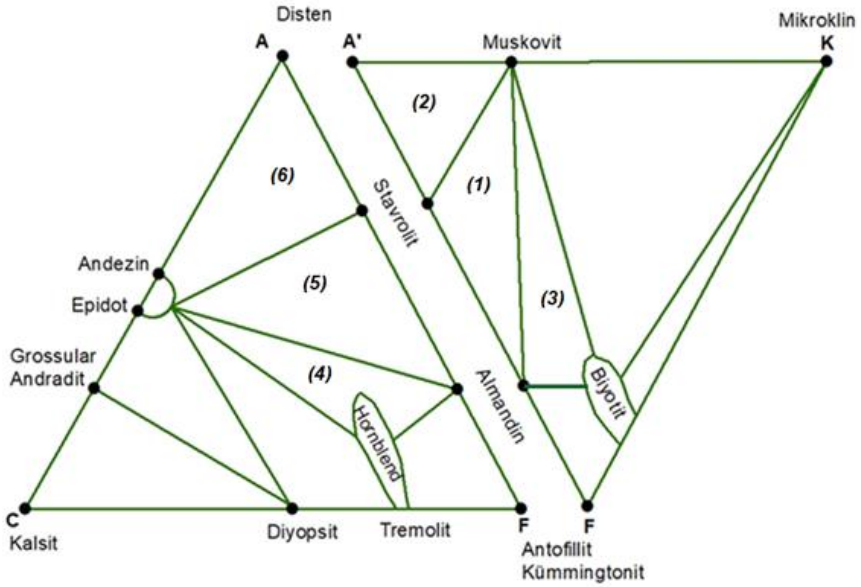
Granat-disten mikaşistlerde;

Muskovit + biyotit (kahve) + almandin+ kuvars (Şekil 4.145 - ***(3)***)

Granat amfibolit ve amfibol şistlerde;

Almandin + hornblend + plajioklas (andezin) (Şekil 4.145 - ***(4)***)

parajenezlerinin gözlenmesi, amfibolit fasiyesinin "stavrolit-almandin alt fasiyesi" ne işaret eder (Şekil 4.145).



Şekil 4.145. Amfibolit fasiyesinin "stavrolit-almandin alt fasiyesi" nde gözlenen mineral topluluıkları (Winkler, 1967). A=(Al_2O_3)+(Fe_2O_3)-(Na_2O)-(K_2O), C=(CaO), F=(FeO)+(MgO)+(MnO), A'=(Al_2O_3)+(Fe_2O_3)-(Na_2O)-(K_2O)-(CaO), K=(K_2O)

Ayrıca;

Granat-disten mikaşistlerde;

Muskovit + biyotit (kahve) + almandin (Şekil 4.146 - ***(7)***)

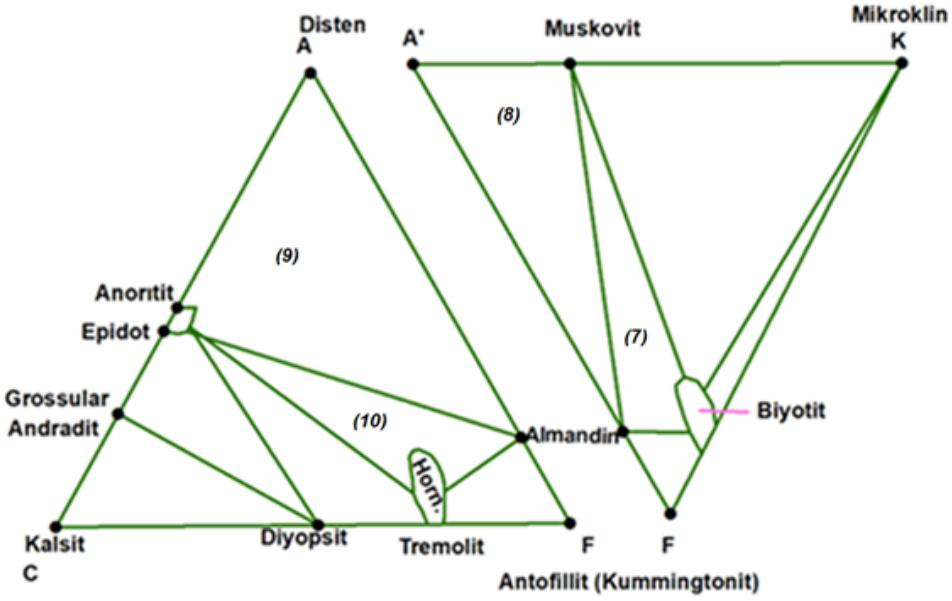
Disten + almandin + muskovit (Şekil 4.146 - ***(8)***)

Disten + almandin + plajioklas (Şekil 4.146 - ***(9)***)

Granat amfibolit ve amfibol şistlerde;

Almandin + hornblend + plajioklas (labrador) (Şekil 4.146 - ***(10)***)

parajenezlerinin gözlenmesi, ortamda sıcaklığın daha da arttığını ve metamorfizma şartlarının amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"ne kadar ulaştığını gösterir (Şekil 4.146).

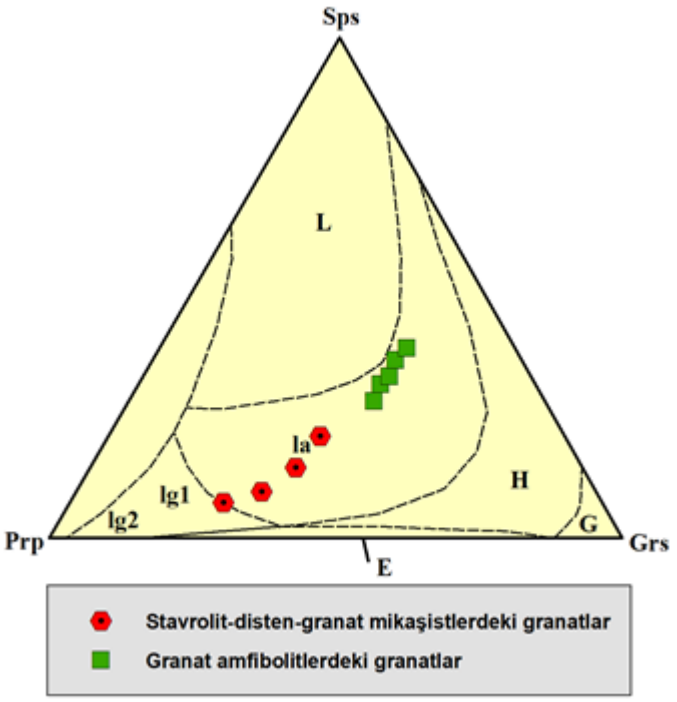


Şekil 4.146. Amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi" nde gözlenen mineral toplulukları (Winkler, 1967). A, A', C, F ve K formülleri Şekil 4.145 'de verilmiştir.

Sonuç olarak, Kabil Bloğu'na ait Welayeti formasyonu başlangıçta amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfizma, "epidot-amfibolit fasiyesi"nden "amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"ne kadar ulaşan ilerleyen metamorfizma karekterindedir.

Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerde ve stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki granatlar, mikroprob verilerine göre (Çizelge 4.4 ve 4.9), prop-grossular-spessartin oranları üçlü ayrım diyagramında (Teraoka ve diğ. 1997, 1998)

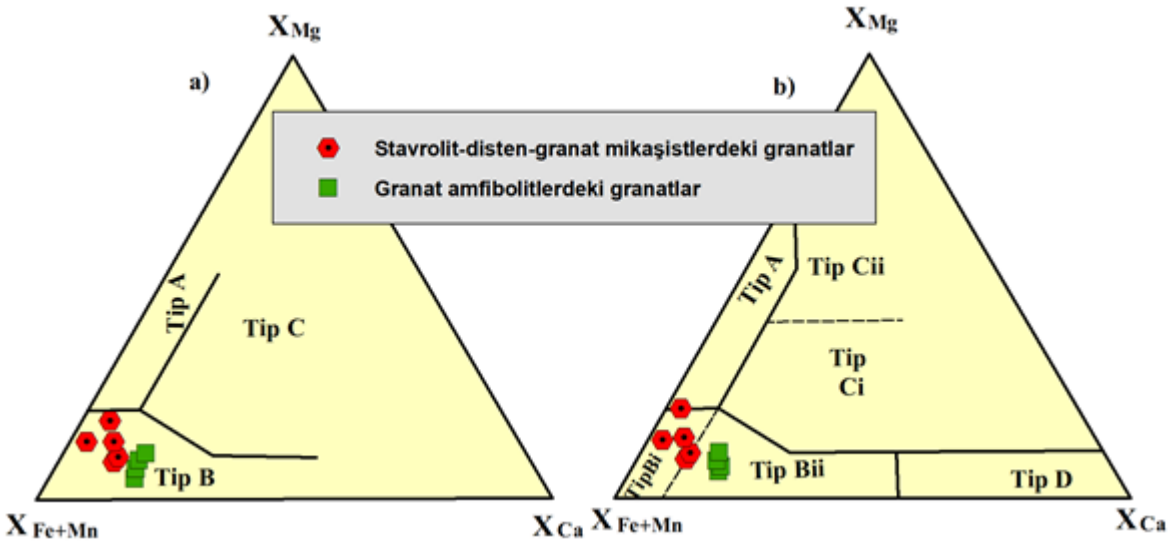
değerlendirildiğinde; bu granatların "*orta basınç-sıcaklık (amfibolit fasiyesine kadar)"* alanına düştüğü görülür (Şekil 4.147). Dolayısıyla, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve stavrolit-disten-granat mikaşistler, "*orta basınç-sıcaklıktaki amfibolit fasiyesi*" şartları altında oluşmuştur.



Şekil 4.147. Welayeti formasyonununa ait granat amfibolitlerde ve stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki granatların metamorfizma derecesi ve fasiyeslerinin belirlenmesi için prop–spessartin–grossular diyagramındaki (Teraoka ve diğ., 1997, 1998) konumları.
L: Düşük basınç–sıcaklık, **la**: Orta basınç–sıcaklık (amfibolit fasiyesine kadar), **H**: Yüksek basınç–sıcaklık, **lg1 ve lg2**: Orta basınç–sıcaklık (granulit fasiyesi), **E**: Eklojit, **G**: Grandit granatlar

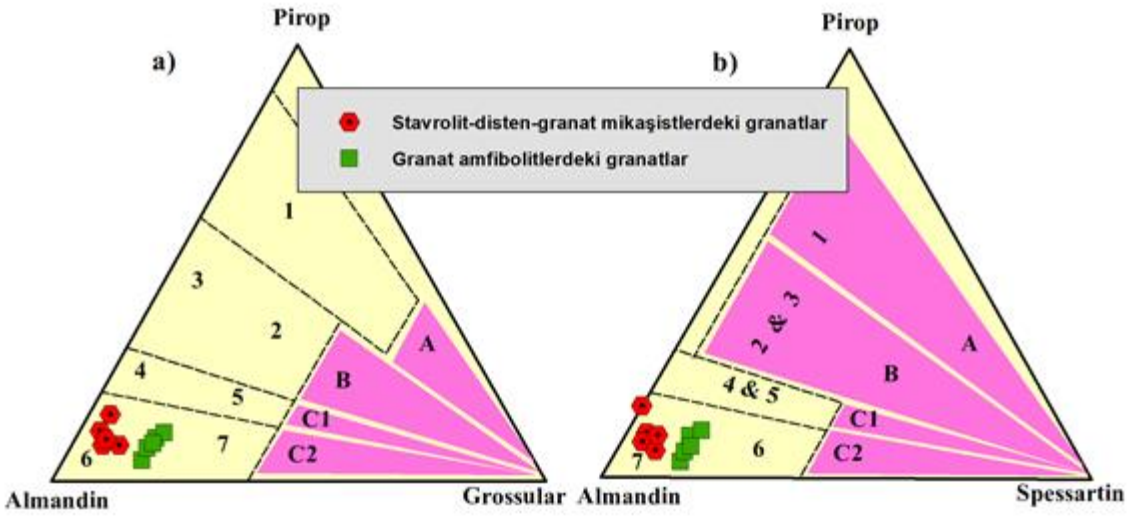
Granat amfibolitlerde ve stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki granatlar, mikroprob verilerine göre (Çizelge 4.4 ve 4.9), $X_{Fe}+X_{Mn} - X_{Mg} - X_{Ca}$ diyagramlarında (Mange ve Morton 2007) değerlendirildiğinde (Şekil 4.148a ve b); bu granatlar "*Tip B = düşük Mg, değişken Ca"* alanında görülür (Şekil 4.148a). "Düşük Mg" alanı, düşük ve/veya orta sıcaklık metamorfizmasına işaret eder. Ayrıca, stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki granatlar "*Tip Bi = Amfibolit fasiyesi kayaçları"* alanında, granat amfibolitlerdeki granatlar "*Tip Bii = Amfibolit fasiyesi kayaçları"* alanındadır (Şekil 4.148b). Dolayısıyla, Welayeti

formasyonuna ait granat amfibolitler ve stavrolit-disten-granat mikaşistler "*amfibolit fasiyesi*" şartlarında oluşmuştur.



Şekil 4.148. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki granatların X_{Fe+Mn} - X_{Mg} -XCa üçlü diyagramlarında (Mange ve Morton, 2007) değerlendirilmesi. **a) Tip A**: Düşük Ca, yüksek Mg, **Tip B**: Düşük Mg, değişken Ca, **Tip C:** Yüksek Ca, yüksek Mg, **b) TipA**: Ağırlıklı olarak yüksek dereceli granulit fasiyesi veya çarnokitler ve ara felsik magmatik kayaçlar, **Tip B (Bi+Bii)**: Amfibolit fasiyesi kayaçları, **Tip Ci:** Esas olarak yüksek dereceli mafik kayaçlar, **Tip Cii**: Ultramafikler, yüksek Mg (proksenitler ve peridotitler), **Tip D**: Metasomatik kayaçlar, çok düşük dereceli metabazik kayaçlar ve ultra yüksek sıcaklıkta kalk-silikatik granulitler

Granat amfibolitlerde ve stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki granatlar, mikroprob verilerine göre (Çizelge 4.4 ve 4.9), Aubrecht ve diğ.'nin (2009) Almandin-Prop-Grossular ve Almandin-Prop-Spessartin üçgen diyagramlarına düşürülmüştür (Şekil 4.149). Bu diyagramlara göre, granatlar "*6: Amfibolit fasiyesi koşulları altında metamorfize olan gnayslardan türeyen granatlar"* ve *"7: Amfibolit fasiyesi koşulları altında metamorfize olan amfibolitlerden türeyen granatlar"* alanına düşmüştür (Şekil 4.149a ve b). Bu diyagramlarda, granatlar aynı zamanda, "*C2: Amfibolit fasiyesindeki kayaçlardan granatlar*" sınıfındandır. Dolayısıyla, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve stavrolit-disten-granat mikaşistler "amfibolit fasiyesi" koşulları altında oluşmuşlardır.



Şekil 4.149. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki granatların Almandin-Prop-Grossular **(a)** ve Almandin-Prop-Spessartin **(b)** üçgen diyagramlarında (Aubrecht ve diğ., 2009) değerlendirilmesi. **A**:Yüksek basınçlı (HP) ila ultra yüksek basınçlı (UHP) kayaçlara ait granatlar, **B:**Eklojit ve granulit fasiyesi kayaçlara ait granatlar, **C**: Amfibolit fasiyesi kayaçlara ait granatlar. C grubu ayrıca iki alt gruba ayrılır: **C1**: Geçiş alanı, yüksek amfibolit fasiyesinden granulit fasiyesine doğru kayaçlardan granatlar, **C2:** Amfibolit fasiyesindeki kayaçlardan granatlar ve aynı zamanda mavişistler, skarnlar, serpantinitler ve magmatik kayaçlar gibi diğer birçok kayaçlara ait granatlar.
Granatlar köken litolojilerine göre 7 gruba ayrılır: **1:**UHP eklojitler veya peridotit granatlar, **2:**HP eklojitler ve HP mafik granulitlerdeki granatlar, **3**: Felsik ve orta granulit granatları, **4**: Granulit - amfibolit fasiyesi geçişinde basınç ve sıcaklık koşulları altında metamorfize olan gnayslardan türeyen granatlar, **5**: Granulit - amfibolit fasiyesi geçişinde basınç ve sıcaklık koşulları altında metamorfize olan amfibolitlerden türeyen granatlar, **6**: Amfibolit fasiyesi koşulları altında metamorfize olan gnayslardan türeyen granatlar, **7**: Amfibolit fasiyesi koşulları altında metamorfize olan amfibolitlerden türeyen granatlar

Ayrıca, "*4.2. Mineral Kimyası*" bölümünde bahsedildiği gibi, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerde ve stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki granatlar *amfibolit fasiyesi* şartları altında oluşmuştur (Şekil 4.99 ve 4.108b). Dolayısıyla, yukarıdaki diyagramlar da (Şekil 4.147, 4.148 ve 4.149) gözönüne alındığında, Welayeti formasyonuna ait kayaçlar amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır.

Jeotermobarometre:

Jeotermobarometrik hesaplamalar için Welayeti formasyonundan stavrolit-disten-granat mikaşist ve granat amfibolit kayaçları seçilmiştir.

❖ **Stavrolit-disten-granat mikaşistler**

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat-mikaşistlerde, sıcaklık şartlarının belirlenmesinde, "*granat-biyotit (Fe-Mg) değişim jeotermometresi*", basınç şartlarının belirlenmesinde ise "*granat-biyotit-muskovit-alüminosilikat-kuvars (GBMAQ) jeobarometresi*" uygulanmıştır.

Granat-Biyotit (Fe-Mg) değişim jeotermometresi:

Granat-biyotit (Fe-Mg) değişim jeotermometresi orta-yüksek dereceli pelitik metamorfik kayaçların sıcaklık şartlarının belirlenmesi için en yaygın kullanılan termometredir. Bu metapelitik kayaçta mevcut granat-biyotit kalibrasyonlarından; Holdaway ve diğ. (1997), Hodges ve Spear (1982), Perchuk ve Lavrent'eva (1983), Bathacharya ve diğ. (1991 ve 1992), Williams ve Grambling (1990), Pigage ve Greenwood (1982) ve Thompson'un (1976) kalibrasyonları sıcaklık şartlarını belirlemeye uygun bulunmuştur.

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde Fe ve Mg katyon değişiminin termodinamik temeli aşağıdaki denklemle (4.1) açıklanabilir:

$$\underset{Almandin}{Fe_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{Flogopit}{KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} = 5\ \underset{Prop}{Mg_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{Annit}{KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} \qquad (4.1)$$

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerin sıcaklık şartlarınının belirlenmesi için, W-5 nolu örnekde, EPMA analizinden elde edilen iki adet granat (W-5-A3 ve W-5-A4) ve iki adet biyotit (W-5-A5 ve W-5-A6) porfiroblastlarının analiz verileri kullanılmıştır. Bu granat-biyotit mineral çiftlerinin "merkez, orta, kenar" kesimlerindeki analiz değerleri kullanılarak, jeotermometrik hesaplamalar yapılmış ve buralardaki sıcaklıklar tespit edilmiştir (Çizelge 4.33, 4.34, 4.35 ve 4.36). Örneğin; *W-5-A3 nolu granatın ve W-5-A5 nolu biyotitin merkezinden* yapılan mikroprob analiz sonuçları eşleştirilmiş ve buradaki granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarına göre, sıcaklık belirlenmiştir. Bunun örnek numarası, metinde kolaylık sağlaması için "$W\text{-}5_{1\text{-}Merkez}$" olarak verilmiştir. Bu örnek numaralama yöntemi, Tez'de bundan sonra verilecek olan tüm jeotermobarometre hesaplamalarında kullanılmıştır.

Sıcaklık koşullarını hesaplamak için gerekli temel parametreler Çizelge 4.33 ve 4.34 'da sunulmaktadır. Granat için $\boldsymbol{X_{Fe}^{Grt}}$, $\boldsymbol{X_{Mg}^{Grt}}$ ve biyotit için $\boldsymbol{X_{Fe}^{Bt}}$, $\boldsymbol{X_{Mg}^{Bt}}$ miktarları hesaplanmıştır.

Çizelge 4.33. Jeotermobarometrik hesaplama için Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki granatların hesaplanan temel parametreleri

Örnekler/Önemli Parametreler	W-5-A3$_{Grt\text{-}Merkez}$	W-5-A3$_{Grt\text{-}Orta}$	W-5-A3$_{Grt\text{-}Kenar}$	W-5-A4$_{Grt\text{-}Merkez}$
Fe	2.269	2.338	2.31	2.33
Mg	0.332	0.431	0.58	0.319
X_{Fe}^{Grt*}	**0.872**	**0.844**	**0.8**	**0.88**
X_{Mg}^{Grt**}	**0.128**	**0.156**	**0.2**	**0.12**

$\boldsymbol{X_{Fe}^{Grt}} = \frac{Fe}{Fe+Mg}$ *, $\boldsymbol{X_{Mg}^{Grt}} = \frac{Mg}{Mg+Fe}$**

Çizelge 4.34. Jeotermobarometrik hesaplama için stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki biyotitlerin hesaplanan temel parametreleri

Örnekler / Önemli Parametreler	W-5-A5$_{Bt\text{-}Merkez}$	W-5-A5$_{Bt\text{-}Orta}$	W-5-A5$_{Bt\text{-}Kenar}$	W-5-A6$_{Bt\text{-}Merkez}$
Fe	2.196	2.184	2.16	2.291
Mg	3.125	2.964	3.04	3.017
Flogopit	0.482	0.46	0.47	0.463
X_{Fe}^{Bt*}	**0.413**	**0.424**	**0.42**	**0.432**
X_{Mg}^{Bt**}	**0.587**	**0.576**	**0.58**	**0.568**

$\boldsymbol{X_{Fe}^{Bt}} = \frac{Fe}{Fe+Mg}$ *, $\boldsymbol{X_{Mg}^{Bt}} = \frac{Mg}{Mg+Fe}$**

Çizelge 4.33 ve 4.34 'deki mevcut verilere göre, stavrolit-disten-granat mikaşistlerin sıcaklık şartlarının belirlenmesinde temel faktör olan dağılım katsayısı-K_D Denklem 4.2 'ye göre hesaplanır.

$$K_D = \frac{X_{Mg}^{Grt}/X_{Fe}^{Grt}}{X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt}} \quad (4.2)$$

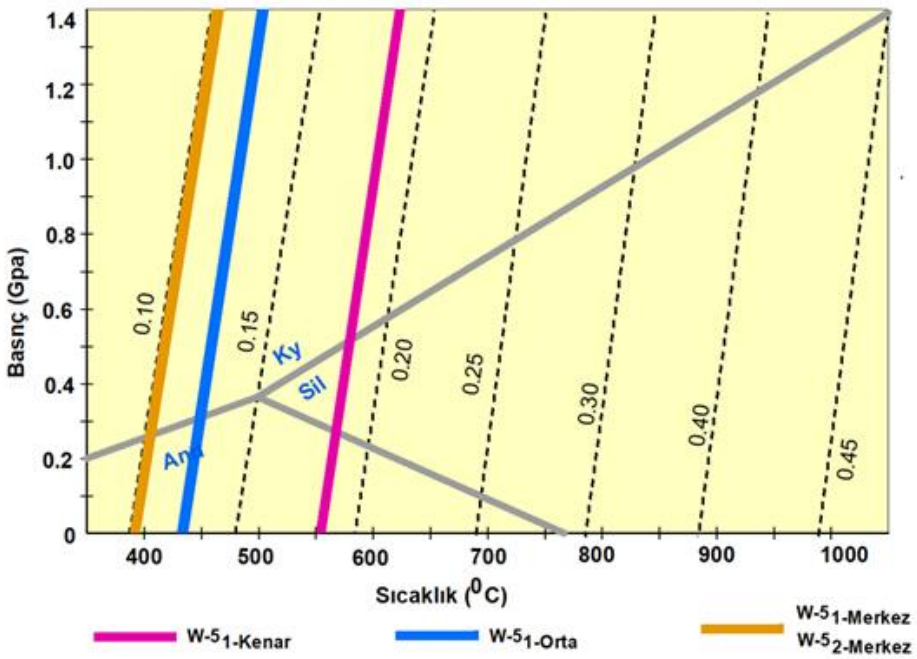
$$K_{D-W-5-1-merkez} = \frac{X_{Mg}^{Grt}/X_{Fe}^{Grt}}{X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt}} = \frac{0.128/0.872}{0.587/0.413} = \frac{0.147}{1.421} = 0.10$$

$$K_{D-W-5-1-orta} = \frac{X_{Mg}^{Grt}/X_{Fe}^{Grt}}{X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt}} = \frac{0.156/0.844}{0.576/0.424} = \frac{0.184}{1.358} = 0.13$$

$$K_{D-W-5-1-kenar} = \frac{X_{Mg}^{Grt}/X_{Fe}^{Grt}}{X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt}} = \frac{0.2/0.8}{0.58/0.42} = \frac{0.25}{1.381} = 0.18$$

$$K_{D-W-5-2-merkez} = \frac{X_{Mg}^{Grt}/X_{Fe}^{Grt}}{X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt}} = \frac{0.12/0.88}{0.568/0.432} = \frac{0.136}{1.315} = 0.10$$

Yukarıdaki hesaplamada K_D, W-5_1 ve W-5_2 örneklerine aittir. Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde K_D faktörü, W-5_1 örneğinde merkezden kenara doğru artmaktadır. Spear'in (1993) basınç-sıcaklık diyagramında K_D faktörü uygulanarak Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistler için sıcaklık izopletleri elde edilebilmektedir (Şekil 4.150). Şekilde görüldüğü gibi, stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki K_D faktörüne göre, sıcaklık merkezden kenarlara doğru artar (Şekil 4.150).



Şekil 4.150. Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde granat-biyotit değişim reaksiyonuna ait K_D değerlerinin basınç-sıcaklık diyagramında gösterimi. Diyagram Spear'den (1993) alınmıştır

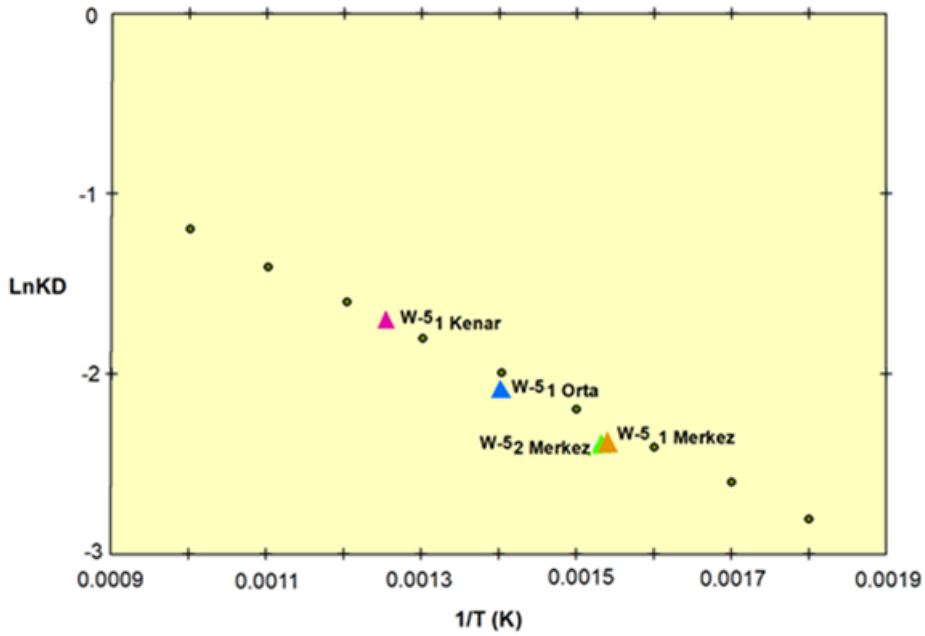
K_D değerlerini kullanarak lnK_D hesaplanır. Holdaway ve diğ. (1997) ve Hodges ve Spear'in (1982) jeotermometresine dayanarak, lnKD Denklem 4.3 ile elde edilebilir. Elde edilen lnK_D değerleri Çizelge 4.35 'de sunulmuştur.

$$lnK_D = \frac{1}{T}\left[\frac{-(\Delta H + P\Delta V)}{3R}\right] + \frac{\Delta S}{3R} \qquad (4.3)$$

Çizelge 4.35 Jeotermobarometrik hesaplama için, Holdaway ve diğ. (1997), Hodges ve Spear (1982) ve Lavrent'eva ve Perchuk'a (1981) göre Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat-mikaşistlerde lnK_D hesaplaması

Örnek No	W-5-A3$_{Grt\text{-}Merkez}$ - W-5-A5$_{Bt\text{-}Merkez}$ (***W-5$_{1\text{-}Merkez}$***)	W-5-A3$_{Grt\text{-}Orta}$ - W-5-A5$_{Bt\text{-}Orta}$ (***W-5$_{1\text{-}Orta}$***)	W-5-A3$_{Grt\text{-}Kenar}$ - W-5-A5$_{Bt\text{-}Kenar}$ (***W-5$_{1\text{-}Kenar}$***)	W-5-A4$_{Grt\text{-}Merkez}$ - W-5-A6$_{Bt\text{-}Merkez}$ (***W-5$_{2\text{-}Merkez}$***)
KD Parametre	0.10	0.13	0.18	0.10
lnKD	-2.303	-2.040	-1.715	-2.303

Metapelitik kayaçlarda lnK_D ile sıcaklık (1/T) arasında bir korelasyon bulunmaktedir. lnK_D ile sıcaklık (1/T) ilişkisi Holdaway ve diğ. (1997), Thompson (1976), Lavrent'eva ve Perchuk (1981), Hodges ve Spear (1982) ve Bathacharya ve diğ. (1991-1992) tarafından bulunmuştur. Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde bu korelasyon uygulandığında, sıcaklık merkezden kenarlara doğru belirgin bir artış gösterir (Şekil 4.151).



Şekil 4.151. Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde lnK_D'ye göre sıcaklık belirlenmesi. T: Sıcaklık, K: Kelvin derece

Doğru bir sıcaklık modelleme jeotermometresi oluşturmak için stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki sıcaklık (T) şartlarını sınırlamak amacıyla çoklu jeotermometre hesaplamaları kullanılmıştır.

Stavrolit-disten-granat mikaşistlerin sıcaklık şartlarının belirlenmesi için W-5 örneğinde iki granat ve iki biyotit (Çizelge 4.33 ve 4.34) seçilmiş ve W-5_1 ve W-5_2 olmak üzere iki ayrı granat-biyotit çiftinden hesaplamalar yapılmıştır. W-5_1 'de merkezden kenara doğru sıcaklık şartları belirlenmiş, W-5_2 'de ise merkezdeki sıcaklık şartları ortaya konmuştur.

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde granat-biyotit jeotermometresi (^oC) kullanılarak, çeşitli araştırmacıların ortaya koyduğu 7 farklı çalışmaya göre, hesaplanan sıcaklık sonuçları Çizelge 4.36 'da verilmiştir.

Çizelge 4.36. Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerin granat-biyotit jeotermometrik hesaplama sonuçları. ***σ*:** Hesaplamalardaki hata payı

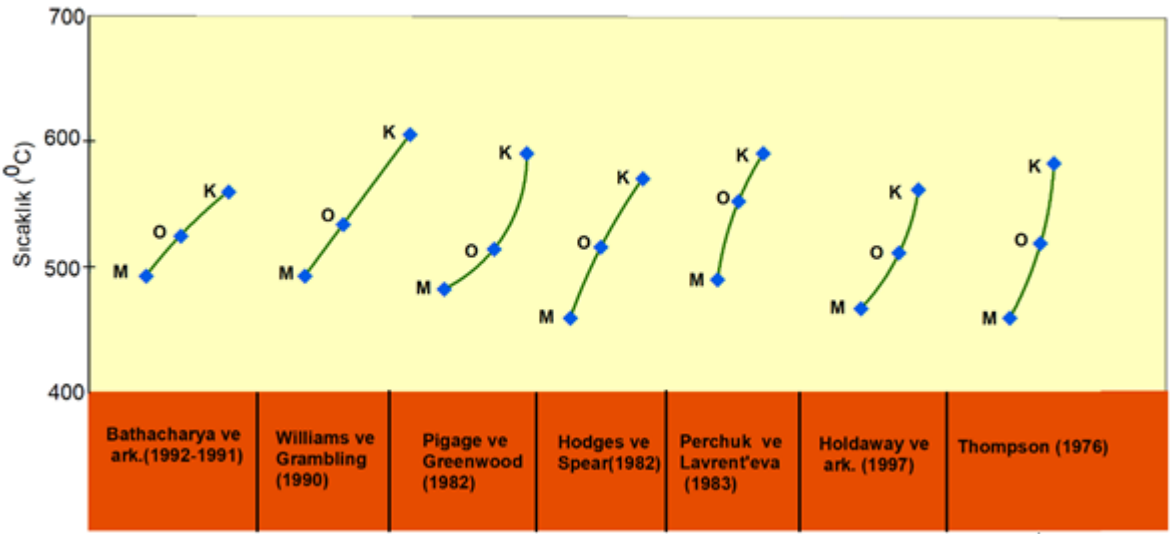
Granat-Biyotit Jeotermometresi (^oC)±*σ*				
Örnek No	W-5-A3$_{Grt\text{-}Merkez}$ - W-5-A5$_{Bt\text{-}Merkez}$ (***W-5$_{1\text{-}Merkez}$***)	W-5-A3$_{Grt\text{-}Orta}$ - W-5-A5$_{Bt\text{-}Orta}$ (***W-5$_{1\text{-}Orta}$***)	W-5-A3$_{Grt\text{-}Kenar}$ - W-5-A5$_{Bt\text{-}Kenar}$ (***W-5$_{1\text{-}Kenar}$***)	W-5-A4$_{Grt\text{-}Merkez}$ - W-5-A6$_{Bt\text{-}Merkez}$ (***W-5$_{2\text{-}Merkez}$***)
Bathacharya ve diğ. (1991-1992)	483.15±30	521.15±30	**560.70±30**	485.51±30
Williams ve Grambling (1990)	489.05±20	539.63±20	**604.68±20**	491.60±20
Pigage ve Greenwood (1982)	484.46±20	534.23±20	602.82±20	484.98±20
Hodges ve Spear (1982)	**458.54±30**	519.90±30	595.37±30	462.00±30
Perchuk ve Lavrent'eva (1983)	**509.06±20**	553.83±20	602.80±20	**510.74±20**
Holdaway ve diğ. (1997)	472.11±20	524.32±20	582.90±20	474.05±20
Thompson (1976)	477.80±25	536.59±25	603.64±25	479.97±25

Örneğin; Holdaway ve diğ.'nin (1997) kalibrasyonu kullanılarak yapılan granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarında, W-5_1 'de merkezde 472.11±20 ^oC, ortada 524.32±20 ^oC ve kenarda 582.9±20 ^oC sıcaklıklar, W-5_2 'de merkezde 474.05±20 ^oC sıcaklık tespit edilmiştir. Williams ve Grambling'in (1990) kalibrasyonu kullanılarak yapılan granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarında ise, W-5_1 'de merkezde 489.05±20 ^oC, ortada 539.63±20 ^oC ve kenarda 604.68±20 ^oC sıcaklıklar, W-5_2 'de merkezde 491.60±20 ^oC sıcaklık bulunmuştur (Çizelge 4.36).

Çizelge 4.36'da stavrolit-disten-granat mikaşistlerde granat-biyotit jeotermometresine göre hesaplanan sıcaklık sonuçlarına baktığımızda, W-5_1 'de merkezden kenara doğru sıcaklıklar belirgin bir şekilde artmaktadır. Şekil 4.152 'de, Çizelge 4.36 'daki değerlere göre, W-5_1 nolu stavrolit-disten-granat mikaşist örneğinde, çeşitli araştırmacılara

göre yapılan granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarında, merkezden kenara doğru sıcaklık değişimlerinin grafiği görülmektedir. W-5_1 'de, merkezdeki sıcaklık değerleri 459±30 - 509±20 ^oC (pik sıcaklık 509 ^oC) arasında iken, kenardaki sıcaklık değerleri 561±30 - 605±20 ^oC (pik sıcaklık 605 ^oC) arasındadır. W-5_1 ve W-5_2 'ye bakıldığında, merkezdeki pik sıcaklıklar 509±20 - 511±20 ^oC (W-5_1 ve W-5_2), kenardaki pik sıcaklık ise 605±20 ^oC (W-5_1) 'dir.

Bu sonuçlar, yukarıda Welayeti formasyonunda mineral parajenezlerine göre açıklanan amfibolit fasiyesi verileri ile birlikte düşünüldüğünde; stavrolit-disten-granat mikaşistlerde granat-biyotit jeotermometresine göre hesaplanan, merkezdeki 459±30 - 511±20 ^oC (pik sıcaklık 511±20 ^oC) sıcaklık verisi "epidot-amfibolit fasiyesi" metamorfizmasına, kenardaki 561±30 - 605±20 ^oC (pik sıcaklık 605±20 ^oC) sıcaklık verisi ise "amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit alt fasiyesi" metamorfizmasına karşılık gelmektedir. Jeotermometre hesaplamalarında, merkezden kenara doğru sıcaklık artışı da (Çizelge 4.36), amfibolit fasiyesinde gelişen bu ilerleyen metamorfizmayı doğrulamaktadır.



Şekil 4.152. Welayeti formasyonuna ait W-5_1 nolu stavrolit- disten- granat mikaşist örneğinde, granat-biyotit jeotermometresine göre merkezden kenara doğru sıcaklık değişim grafiği. M: merkez, O: Orta, K: Kenar

Granat-Biyotit-Muskovit-Alüminosilikat-Kuvars (GBMAQ) jeobarometresi:

Welayeti formasyonun stavrolit-disten-granat mikaşistlerin basınç şartlarının belirlenmesi için, granat-biyotit-muskovit-alüminosilikat-kuvars (GBMAQ) jeobarometresi (Wu ve Zhao, 2007) kullanılmıştır.

Metapelitik kayaçlarda net transfer GBMAQ modeli reaksiyonu Denklem 4.4 ‘de gösterilmiştir:

$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2 = KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 2Al_2SiO_5 + 2SiO_2 \quad (4.4)$$

Almandin *Muskovit* *Annit* *Aluminosilikat* *Kuvars*

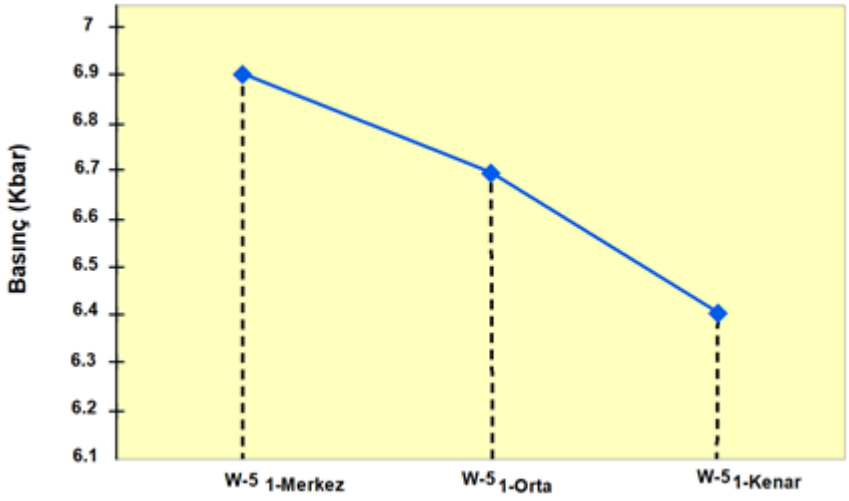
Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerin basınç şartlarını hesaplamak için W-5 nolu örnekde iki muskovit, iki biyotit ve iki granat mineralleri seçilmiş olup, Wu ve Zhao’nun (2007) kalibrasyonu ile merkezden kenara doğru olan basınç şartları hesaplanmıştır. Wu ve Zhao (2007) kalibrasyonuyla basıncı hesaplamak için mikroprob hesaplamalarından elde edilen SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O içeren en az 9 oksite ihtiyaç vardır.

Wu ve Zhao (2007) tarafından hesaplanan bu jeobarometre disten, sillimanit ve andaluzit mineral topluluğuna dayanmaktadır. Bu hesaplamada Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerde disten bulunması nedeniyle, disten içeren GBMAQ yani GBMAQ(Ky) seçilmiştir. Çizelge 4.37 ‘de bu hesaplama sonuçları görülmektedir.

Çizelge 4.37. Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerin granat-biyotit-muskovit-alüminosilikat-kuvars (GBMAQ-Ky) (Wu ve Zhao, 2007) jeobarometrik hesaplama sonuçları

Örnek No	**ln Kd**	**GBMAQ(Ky) (Bar)**	**GBMAQ(Ky) (Kbar)**	**Standart hata(σ)**	**St-Ky-Grt mikaşist GBMAQ(Ky) (Kbar)**
W-5-A3$_{\text{Grt-Merkez}}$ - W-5-A5$_{\text{Bt-Merkez}}$ - W-5-A2$_{\text{Ms}}$ **(W-5$_{\text{3-Merkez}}$)**	-2.276	6889.7	6.9	$\pm$0.8	$\mathbf{6.9 \pm 0.8}$
W-5-A3$_{\text{Grt-Orta}}$ - W-5-A5$_{\text{Bt-Orta}}$ - W-5-A1$_{\text{Ms}}$ **(W-5$_{\text{3-Orta}}$)**	-2.333	6706.2	6.7	$\pm$0.8	6.7 ± 0.8
W-5-A3$_{\text{Grt-Kenar}}$ - W-5-A5$_{\text{Bt-Kenar}}$ - W-5-A1$_{\text{Ms}}$ **(W-5$_{\text{3-Kenar}}$)**	-2.317	6353.6	6.4	$\pm$0.8	$\mathbf{6.4 \pm 0.8}$
W-5-A4$_{\text{Grt-Merkez}}$ - W-5-A6$_{\text{Bt-Merkez}}$ - W-5-A2$_{\text{Ms}}$ **(W-5$_{\text{4-Merkez}}$)**	-2.235	6763.9	6.8	$\pm$0.8	6.8 ± 0.8

Bu hesaplama sonuçlarına göre, stavrolit-disten-granat mikaşistde W-5_1 ‘de merkezde 6.9±0.8 kbar, ortada 6.7±0.8 kbar, kenarda ise 6.4±0.8 kbar basınçlar tesbit edilmiştir (Çizelge 4.37). Dolayısıyla, merkezden kenara doğru basınç azalması izlenir (Çizelge 4.37, Şekil 4.153). Aynı şekilde, stavrolit- disten- granat-mikaşistlerin W-5 nolu örneğindeki granatdan yapılan mikroprob analiz (W-5-Grt-A_3) sonuçlarında, bu granatda merkezden kenara doğru prop içeriğinin artması ve grossular içeriğinin azalması da (Çizelge 4.9), ortamda basınç azalmasını doğrular. W-5_2 nolu stavrolit-disten-granat mikaşist örneğinde ise, merkezde belirlenen 6.8±0.8 kbar basınç değeri, W-5_1 nolu örneğin basınç değerine (merkez) çok yakındır.



Şekil 4.153. Welayeti formasyonuna ait W-5_1 nolu stavrolit-disten-granat mikaşist örneğinde, GBMAQ-Ky jeobarometresine göre merkezden kenara doğru basınç değişim grafiği

Bu sonuçlar, yukarıda Welayeti formasyonunda mineral parajenezlerine göre açıklanan amfibolit fasiyesi verileri ile birlikte düşünüldüğünde; stavrolit-disten-granat mikaşistlerde GBMAQ-Ky jeobarometresine göre hesaplanan, merkezdeki 6.9±0.8 kbar basınç verisi “epidot-amfibolit fasiyesi” metamorfizmasına, kenardaki 6.4±0.8 kbar basınç verisi ise “amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit alt fasiyesi” metamorfizmasına karşılık gelmektedir.

Bu verilere göre, Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistler başlangıçta amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu amfibolit fasiyesi metamorfizması; 509±20 - 511±20 ºC sıcaklık - 6.9±0.8 kbar basınç şartlarındaki “epidot-

amfibolit fasiyesi"nden, 561±30 - 605±20 ^{o}C sıcaklık - 6.4±0.8 kbar basınç şartlarındaki "amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"ne doğru ilerleyen reaksiyonlar şeklinde gelişmiştir.

❖ **Granat amfibolit**

Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerde, sıcaklık şartlarının belirlenmesinde, "*sadece amfibol içeren termometre (amphibole-only thermometer)*", basınç şartlarının belirlenmesinde ise "*aluminyum içeren hornblend barometresi (Al-in hornblende barometer)*" uygulanmıştır.

Sadece Amfibol içeren termometre:

Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerin sıcaklık şartlarının belirlenmesinde, Otten (1984) ve Féménias ve diğ.'nin (2006) "*sadece amfibol içeren termometre*"si kullanılmıştır. Bu jeotermometre magmatik ve metamorfik kayaçlarda uygun termometre olarak kullanılmaktadır ve deneysel olarak kalibre edilmiştir. Bu nedenle, bu termometre granat amfibolitler için uygun bulunmuştur. Bu amaçla, Yavuz ve Döner (2017) tarafından hazırlanan "*WinAmptb programı*" kullanılmıştır.

Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitde sadece amfibol içeren termometre kullanılarak, Otten (1984) ve Féménias ve diğ.'nin (2006) ortaya koyduğu 2 farklı çalışmaya göre hesaplanan sıcaklık sonuçları Çizelge 4.38 'de verilmiştir. Burada S-31 nolu granat amfibolit örneğindeki A5, A6, A7 ve A8 nolu hornblend minerallerinde "merkez, orta ve kenar" kesimlerindeki mikroprob analiz verileri kullanılarak jeotermometre hesaplamaları yapılmıştır (Çizelge 4.38).

Çizelge 4.38. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitin, sadece amfibol içeren termometresine göre (Otten, 1984 ve Féménias ve diğ., 2006) jeotermometre hesaplama sonuçları

Örnek No	Jeotermometre (^{o}C)±σ	
	Otten (1984)	Féménias ve diğ. (2006)
S-31-A5$_{Merkez}$	621.76±40	584.59±30
S-31-A5$_{Kenar}$	**616.57**±40	**575.55**±30
S-31-A6$_{Merkez}$	633.63±40	604.10±30
S-31-A6$_{Kenar}$	630.99±40	599.88±30
S-31-A7$_{Merkez}$	632.72±40	602.65±30
S-31-A7$_{Orta}$	637.94±40	610.83±30
S-31-A7$_{Kenar}$	629.35±40	597.23±30
S-31-A8$_{Merkez}$	**640.47**±40	**614.70**±30
S-31-A8$_{Kenar}$	626.39±40	592.38±30

Hornblendlerde hesaplanan sıcaklık şartları; Féménias ve diğ.'nin (2006) kalibrasyonu kullanılarak yapılan hesaplamalarda 575.55±30 – 614.70±30 ^{o}C aralığında, Otten'in (1984) kalibrasyonu kullanılarak yapılan hesaplamalarda ise 616.57±40 – 640.47±30 ^{o}C aralığında bulunmuştur.

Granat amfibolitlerde gözlenen bu hornblenler, *4.2. Mineral Kimyası* bölümünde de bahsedildiği gibi, "pargasit" bileşimindedir (Çizelge 4.3 ve Şekil 4.94). Bu granat amfibolit örneğinde (S-31) hornblendin merkez, orta ve kenar kesimlerinden yapılan tüm mikroprob analizlerinde, hornblendlerin tamamen pargasit bileşiminde olduğu görülmektedir (Çizelge 4.3 ve Şekil 4.94). Yapılan jeotermometre hesaplamalarında (Çizelge 4.38), pargasitlerin kenar-orta-merkez 'deki sıcaklık değerleri birbirine çok yakın ve hata payları da gözönüne alındığında sıcaklık değişimleri ihmal edilebilir düzeydedir.

Ayrıca, Otten (1984) ve Féménias ve diğ.'nin (2006) kalibrasyonları kullanılarak elde edilen sıcaklık sonuçlarına bakıldığında; pargasitlerde, Otten'e (1984) göre 616.57±40 – 640.47±30 ^{o}C aralığı ve Féménias ve diğ.'ne (2006) göre 575.55±30 – 614.70±30 ^{o}C sıcaklık aralığı tespit edilmiştir. Metamorfik alanlarda, pargasitlerin yüksek sıcaklıktaki bölgesel metamorfik kayaçlarda izlendiği bilinmektedir. Dolayısıyla, hem pargasitlerin yüksek sıcaklıklı metamorfik bölgelerde izlenmesi ve hem de Otten'in (1984) kalibrasyon verilerinin daha güvenilir olması nedeniyle, granat amfibolitlerdeki sıcaklık şartları için, 616.57±40 – 640.47±30 ^{o}C sıcaklık aralığı daha uygundur.

Dolayısıyla, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerde 616.57±40 – 640.47±30 ^{o}C sıcaklık aralığında (pik sıcaklık 640.47±30 ^{o}C) bölgesel metamorfizma izleri görülür. Bu sıcaklık verisi, Welayeti formasyonunda mineral parajenezlerine göre açıklanan amfibolit fasiyesi verileri ve stavrolit-disten-granat mikaşistlerde izlenen ilerleyen tarzdaki amfibolit fasiyesi verileri ile birlikte düşünüldüğünde; granat amfibolitdeki bu sıcaklık şartları (616.57±40 – 640.47±30 ^{o}C, pik sıcaklık 640.47±30 ^{o}C), stavrolit-disten-granat mikaşistlerde de izlenen, "amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit alt fasiyesi" metamorfizmasına karşılık gelmektedir.

Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde amfibolit fasiyesinin başlangıcında izlenen "epidot amfibolit fasiyesi" şartlarına ait sıcaklık verisi, granat amfibolitlerde izlenmemiştir. Bu durum, granat amfibolitlerde, Welayeti formasyonunda ilerleyen tarzda gelişen ve amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklık zonlarını yansıtan "amfibolit fasiyesinin disten-

almandin-muskovit alt fasiyesi" metamorfizmasının "epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizması" izlerini sildiğini gösterir.

Aluminyum içeren hornblend barometresi:

Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerde basınç hesaplamaları, Mutch ve diğ.'nin (2016) ve Thomas ve Ernst 'in (1990) ortaya koyduğu aluminyum içeren hornblend barometresi kullanılarak yapılmıştır (Çizelge 4.39). Bu amaçla *WinAmptb* programı kullanılmıştır.

Burada, S-31 nolu granat amfibolit örneğindeki A5, A7 ve A8 nolu hornblend minerallerinde "merkez ve kenar" kesimlerindeki mikroprob analiz verileri kullanılarak jeobarometre hesaplamaları yapılmıştır (Çizelge 4.39)

Çizelge 4.39. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitin, Mutch ve diğ.'ne (2016) ve Thomas ve Ernst'e (1990) göre jeobarometre hesaplama sonuçları

Örnek No	Mutch ve diğ. (2016) (kbar)	Thomas ve Ernst (1990) (kbar)
S-31-A5$_{Merkez}$	7.7±0.5	7.5±1.5
S-31-A5$_{Kenar}$	7.3±0.5	7.0±1.5
S-31-A7$_{Merkez}$	**6.7±0.5**	6.2±1.5
S-31-A7$_{Kenar}$	**6.7±0.5**	6.2±1.5
S-31-A8$_{Merkez}$	7.3±0.5	7.0±1.5
S-31-A8$_{Kenar}$	7.9±0.5	7.7±1.5

Mikroprob analizi yapılan S-31 nolu granat amfibolit örneğindeki hornblendlerin tamamı merkez-orta-kenar kesimlerinde pargasit bileşimlidir (Çizelge 4.3 ve Şekil 4.94). Yapılan jeobarometre hesaplamalarında, pargasitlerin "merkez ve kenar"daki basınç değerleri; S-31-A7 örneğinde aynı değerde, S-31-A5 ve S-31-A8 örneklerinde ise birbirine yakın ve hata payları da gözönüne alındığında nispeten ihmal edilebilir düzeydedir (Çizelge 4.39).

Çizelge 4.39 'daki sonuçlara göre, hornblendlerde hesaplanan basınç şartları; Mutch ve diğ.'ne (2016) göre yapılan hesaplamalarda 6.7±0.5 – 7.9±0.5 kbar aralığında, Thomas ve Ernst'e (1990) göre yapılan hesaplamalarda ise 6.2±0.5 – 7.7±0.5 kbar aralığında tespit edilmiştir.

Şekil 4.154 'de, metabazaltların yeşilşist fasiyesinden granulit fasiyesine doğru ilerleyen metamorfizmasında (gri renkli çizgiler), mafik kayaçlarda izlenen ACF

diyagramları görülmektedir. Amfibolit fasiyesi başlangıcında ~500 ^{o}C sıcaklıkta hornblend+plajioklas(oligoklas) parajenezi izlenir. Ayrıca bu sıcaklıkta epidot ve /veya klorit ortamda görülür (Şekil 4.154; 3 nolu kemografi yeşil boyalı alan). Bu sistemde klorit 550 ^{o}C 'de, epidot ise ~500 ^{o}C 'de ortamdan kaybolur. ~600 ^{o}C sıcaklıklarda, amfbolitler tipik olarak plajioklas(andezin)+yeşil hornblend±granat±biyotit parajenezi içerir (Şekil 4.154; 4 nolu kemografi menekşe boyalı alan). ~650 ^{o}C sıcaklıklarda ise plajioklas+hornblend+klinoproksen(diyopsit-hedenberjit serisi)+granat±biyotit mineral topluluğu gözlenir (Şekil 4.154; 6 nolu kemografi turuncu boyalı alan; Bucher ve Graphes, 2011).

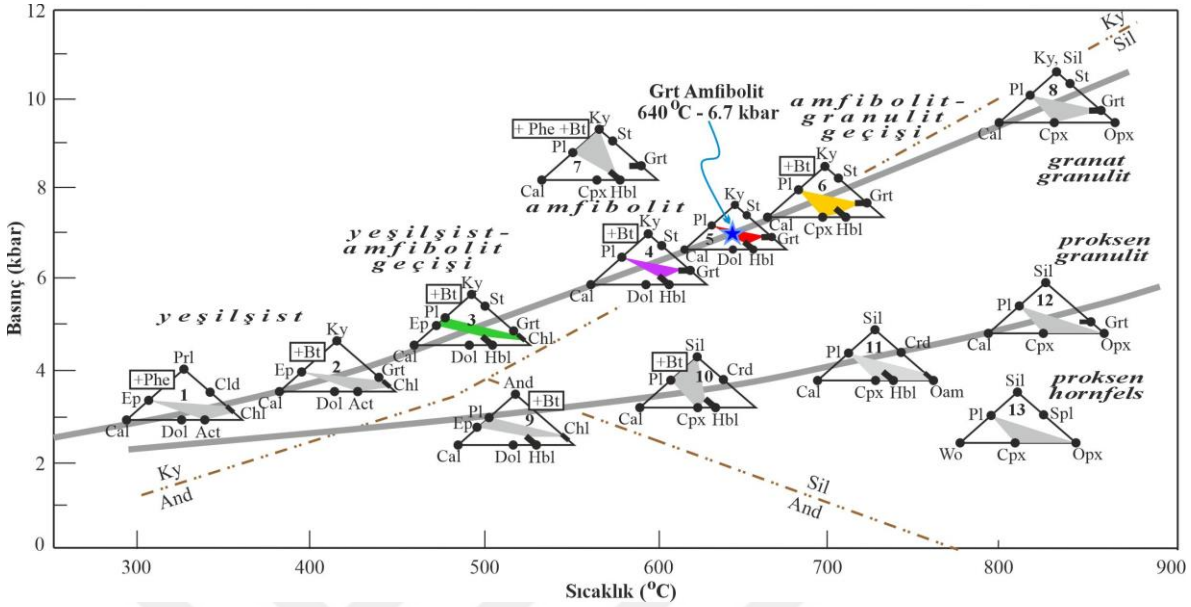
Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerde almandin+hornblend+plajioklas(andezin) ve almandin+hornblend+plajioklas(labrador) parajenezleri izlenir (Şekil 4.145 ve 4.146). Bu parajenezlere göre, granat amfibolitler; amfibolit fasiyesinin "stavrolit-almandin alt fasiyesi"nden "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"ne doğru ilerleyen bir metamorfizmaya uğramıştır.

Welayeti formasyonu içerisindeki granat amfibolitlerde klinoproksenlere rastlanılmamıştır. Bu durum ortamdaki sıcaklık şartlarının 650 ^{o}C 'yi geçmediğine ve 700 ^{o}C 'ye ulaşmadığına (Şekil 4.154; 6 nolu kemografi turuncu boyalı alan) işaret eder.

Özellikle, granat amfibolitlerde jeotermometre hesaplamaları sonucu tespit edilen 640.47±30 ^{o}C sıcaklık verisi, bu kayaçlardaki almandin+hornblend+plajioklas(labrador) parajenezi (Şekil 4.154; 5 nolu kemografi kırmızı boyalı alan) ile birlikte düşünüldüğünde; granat amfibolitler için, jeobarometre hesaplamaları sonucu tespit edilen 6.7±0.5 kbar basınç şartları uygun olmalıdır (Çizelge 4.39).

Dolayısıyla, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler 640.47±30 ^{o}C sıcaklık ve 6.7±0.5 kbar basınç şartlarında amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.154; mavi yıldız).

Granat amfibolitdeki bu basınç-sıcaklık şartları, yüksek sıcaklıklı amfibolit fasiyesine ait olmalıdır. Çünkü, granat amfibolitlerdeki pargasitik hornblendlerin yüksek sıcaklıklı metamorfik bölgelerde bulunması ve özellikle bu kayaçlarda almandin+hornblend+plajioklas(labrador) parajenezinin izlenmesi, bu amfibolit fasiyesindeki metamorfizmanın "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi" şartlarında gerçekleştiğine işaret eder.



Şekil 4.154. ACF diyagramı üzerinde mafik kayaçların (metabazalt) metamorfizması (Bucher ve Grapes, 2011 'den). Sillimanit-disten-andaluzit reaksiyon çizgileri Yardley'den (1989) alınmıştır. Kırmızı renkli alan, granat amfibolitlerde izlenen Hbl+Pl+Grt parajenezini, mavi içi dolu yıldız granat amfibolitlerde izlenen amfibolit fasiyesine ait disten-almandin-muskovit alt fasiyesinin P-T şartlarını gösterir. Prl: Profillit, Cld: Kloritoyid, Chl: Klorit, Act: Aktinolit, Dol: Dolomit, Cal: Kalsit, Ep: Epidot, Phe: Fenjit, Ky: Disten, Grt: Granat, Bt: Biyotit, Hbl: Hornblend, St: Stavrolit, Pl: Plajioklas, Cpx: Klinoproksen, Opx: ortoproksen, Sil: Sillimanit, And: Andaluzit, Crd: Kordiyerit, Oam: Ortoamfibol, Spl: Spinel, Wo: Vollastonit

Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde, amfibolit fasiyesinin başlangıcında izlenen "epidot amfibolit fasiyesi" şartlarına ait sıcaklık-basınç verileri, granat amfibolitlerde izlenmemiştir. Bu durum, granat amfibolitlerde, Welayeti formasyonunda ilerleyen tarzda gelişen ve amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklık zonlarını yansıtan "amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit alt fasiyesi" metamorfizmasının "epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizması" izlerini sildiğini gösterir.

P-T Şartları:

Jeotermobarometre sonuçlarına göre şu yorumlar yapılabilir: Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistler başlangıçta amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu amfibolit fasiyesi metamorfizması; 509±20 - 511±20 °C sıcaklık (pik sıcaklık 511±20 °C) - 6.9±0.8 kbar basınç şartlarındaki "epidot-amfibolit fasiyesi"nden, 561±30 - 605±20 °C sıcaklık (pik sıcaklık 605±20 °C) - 6.4±0.8 kbar basınç şartlarındaki "amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"ne doğru ilerleyen reaksiyonlar şeklinde gelişmiştir.

Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ise, yine, amfibolit fasiyesinde metamorfizma izleri gösterir. Bu amfibolit fasiyesi metamorfizması, 616.57±40 – 640.47±30 ºC sıcaklık (pik sıcaklık 640.47±30 ºC) ve 6.7±0.5 kbar basınç şartlarında, "amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"nde izlenir.

Stavrolit-disten-granat mikaşistlerde, amfibolit fasiyesinin başlangıcında izlenen "epidot amfibolit fasiyesi" şartlarına ait sıcaklık-basınç verileri, granat amfibolitlerde izlenememiştir. Yukarıda da bahsedildiği gibi, bu durum, granat amfibolitlerde, Welayeti formasyonunda ilerleyen tarzda gelişen ve amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklık zonlarını yansıtan "amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit alt fasiyesi" metamorfizmasının, "epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizması" izlerini sildiğini gösterir.

Jeotermobarometre sonuçlarında; amfibolit fasiyesine ait "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"nin basınç-sıcaklık şartları; granat amfibolitlerde (*616.57±40 – 640.47±30 ºC sıcaklık (pik sıcaklık 640.47±30 ºC) ve 6.7±0.5 kbar basınç)* stavrolit-disten-granat mikaşistlere göre (*561±30 - 605±20 ºC sıcaklık (pik sıcaklık 605±20 ºC) ve 6.4±0.8 kbar basınç*) daha yüksek hesaplanmıştır. Burada, granat amfibolitlerde amfibolit fasiyesine ait "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"nin basınç-sıcaklık şartları için hesaplanan jeotermobarometre verileri kullanılmıştır. Çünkü, metabazitlerde hesaplanan jeotermobarometre verileri metapelitik-metasemipelitik şistlere göre daha güvenilirdir. Ayrıca, granat amfibolitlerde hesaplanan basınç-sıcaklık verileri, aşağıda da açıklandığı gibi, stavrolit-disten-granat mikaşistlere kıyasla, P-T diyagramında (Şekil 4.155) görülen mineral reaksiyonlarına daha uygundur.

Welayeti formayonunda üstten alta doğru gidildikçe sıcaklıklar artmaktadır. Formasyonun üst seviyelerinde gözlenen ***stavrolit-disten-granat mikaşistlerde***;

Muskovit + almandin + stavrolit + kuvars,

Muskovit + disten + stavrolit + kuvars,

Muskovit + almandin + biyotit + kuvars,

Almandin + stavrolit + plajioklas (andezin) + kuvars,

Plajioklas (andezin) + disten + stavrolit + kuvars

parajenezleri, amfibolit fasiyesinin "stavrolit-almandin alt fasiyesi" şartlarını gösterirken, formasyonun alt seviyelerindeki ***disten-granat-mikaşistlerde*** izlenen;

Muskovit + biyotit (kahve) + almandin

Disten + almandin + muskovit

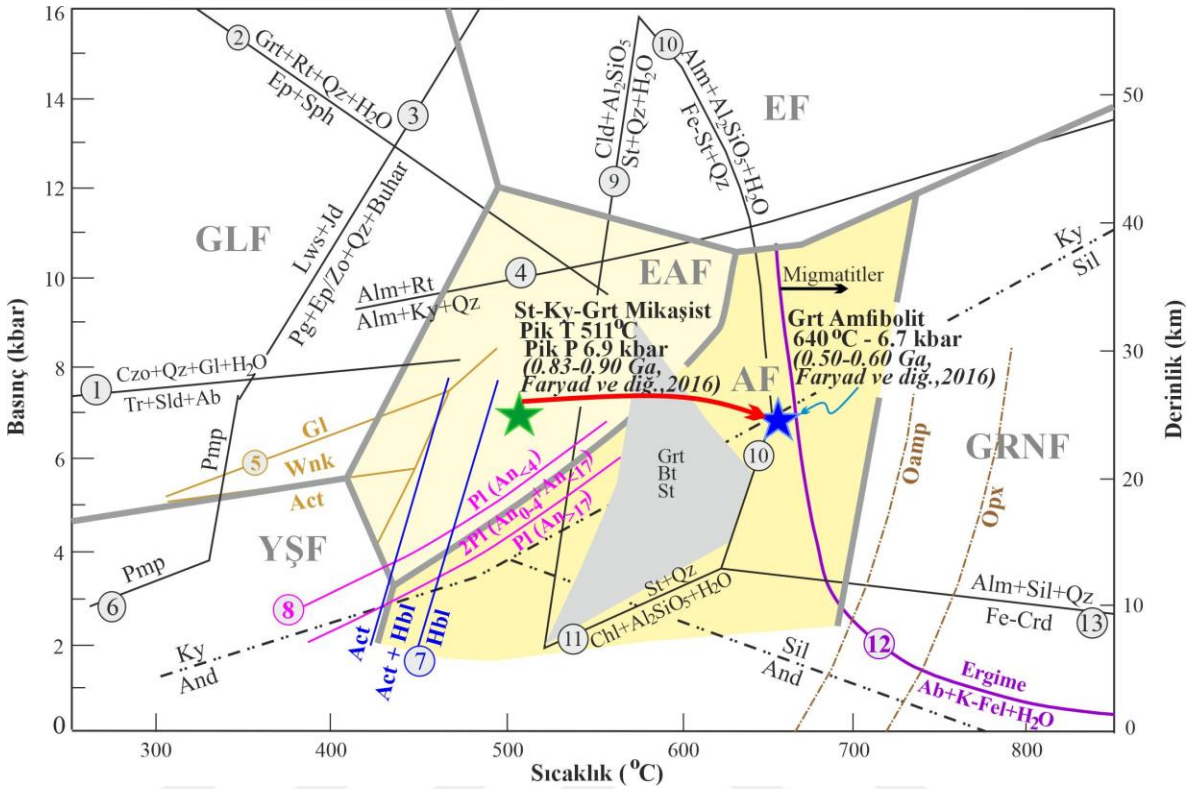
Disten + almandin + plajioklas

parajenezleri, ortamda sıcaklığın arttığını ve metamorfizma şartlarının amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi" şartlarına ulaştığını gösterir. Özellikle, Welayeti formasyonunun alt düzeylerindeki disten-granat-mikaşistlerde stavrolit gözlenmemiştir. Bu durum, ortamda, Fe-stavrolit + Kuvars = Almandin + Al_2SiO_5 + H_2O reaksiyonunun gerçekleştiğine ve sıcaklık şartlarının ~630 ^oC'yi aştığına işaret eder (Şekil 4.155). Dolayısıyla, Welayeti formasyonunda ilerleyen tarzda gelişen amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi" şartlarının sıcaklık-basınç değerleri için, granat amfibolitlerde hesaplanan sıcaklık-basınç değerleri (*616.57±40 – 640.47±30 ^oC sıcaklık (pik sıcaklık 640.47±30 ^oC) ve 6.7±0.5 kbar basınç*) daha uygundur (Şekil 4.155).

Sonuç olarak, Welayeti formasyonu başlangıçta, stavrolit-disten-granat mikaşistlerde izlenen 509±20 - 511±20 ^oC sıcaklık (pik sıcaklık 511±20 ^oC) - 6.9±0.8 kbar basınç şartlarındaki "epidot-amfibolit fasiyesi"nde metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.155). Daha sonra, formasyon, ilerleyen reaksiyonlarla birlikte, granat amfibolitlerde izlenen 616.57±40 – 640.47±30 ^oC sıcaklık (pik sıcaklık 640.47±30 ^oC) ve 6.7±0.5 kbar basınç şartlarında amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"nde metamorfizma geçirmiştir (Şekil 4.155).

Faryad ve diğ. (2016), Welayeti formasyonuna ait amfibol gnays / amfibolitlerde uzun prizmatik zirkondan 0.5-0.6 Gpa (Kambriyen-Neoproterozoyik) ve mikaşistlerde yer alan biyotitden Ar-Ar verilerine göre 0.83-0.90 Ga (Neoproterozoyik) amfibolit fasiyesi metamorfizma yaşları belirlemişlerdir.

Dolayısıyla, Welayeti formasyonunda, başlangıçta stavrolit-disten-granat mikaşistlerde izlenen 509±20 - 511±20 ^oC sıcaklık (pik sıcaklık 511±20 ^oC) - 6.9±0.8 kbar basınç şartlarındaki "epidot-amfibolit fasiyesi" metamorfizması Neoproterozoyik (0.83-0.90 Ga) yaşlı olmalıdır. Bu başlangıç metamorfizmasını takiben, ilerleyen reaksiyonlar sonucunda gelişen ve granat amfibolitlerde izlenen 616.57±40 – 640.47±30 ^oC sıcaklık (pik sıcaklık 640.47±30 ^oC) ve 6.7±0.5 kbar basınç şartlarındaki amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"ndeki metamorfizma ise Kambriyen-Neoproterozoyik (0.5-0.6 Ga) yaşlı olmalıdır (Şekil 4.155).



Şekil 4.155. Welayeti formasyonunda izlenen amfibolit fasiyesi metamorfizmasının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram (Kansun ve Ökmen, 2023 'den faydalanılmıştır). Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Grt+Bt+St parajenezinin kararlı olduğu alandır (Bucher ve Grapes, 2011'den). Yeşil içi dolu yıldız epidot-amfibolit fasiyesinin P-T şartlarını, mavi içi dolu yıldız amfibolit fasiyesine ait disten-almandin-muskovit alt fasiyesinin P-T şartlarını, kırmızı ok amfibolit fasiyesi metamorfizmasında ilerleyen metamorfizma yönünü gösterir. Reaksiyon (1) Maruyama ve diğ.'nden (1986), reaksiyon (2) Manning ve Bohlen'den (1991), reaksiyon (3) Heinrich ve Althaus'dan (1988), reaksiyon (4)-(9)-(10)-(11)-(12)-(13) ve sillimanit-disten-andaluzit reaksiyon çizgileri Yardley'den (1989) alınmıştır. Kahve çizgiler (5) aktinolit, winkit ve glokofanın kararlılık alanlarını gösterir (Otsuki ve Banno, 1990'dan). Pumpelliyitin duraylılık alanını gösteren çizgi (6) Powell ve diğ.'ndan (1993), aktinolit – hornblend geçişini gösteren mavi çizgiler (7) Baker'dan (1990), plajioklas alanlarını gösteren pembe çizgiler (8) Maruyama ve diğ.'ndan (1983) alınmıştır. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi, Gl: Glokofan, Wnk: Winkit, Act: Aktinolit, Hbl: Hornblend, Lws: Lavsonit, Jd: Jadeyit, Pg: Paragonit, Ep: Epidot, Zo: Zoizit, CzO: Klinozoisit, Qz: Kuvars, Cld: Kloritoyid, St: Stavrolit, Fe-St: Fe-stavrolit, Alm: Almandin, Rt: Rutil, Chl. Klorit, Ms: Muskovit, Grt: Granat, By: Biyotit, Ky: Disten, Sil: Sillimanit, And: Andaluzit, Crd: Kordiyerit, Pmp: Pumpelliyit, Pl: Plajioklas, Tr: Tremolit, Sld: Seladonit, Ab: Albit, Sph: Sfen

2) Yeşilşist Fasiyesi Metamorfizması

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşist, mikaşist, granat mikaşist, granat-klorit mikaşist ve granat-disten mikaşistlerde; granat, biyotit ve disten klorite, plajioklas ve ortoklas serisite dönüşmüştür. Metabazitlerden granat amfibolitlerde granat→klorit ve granat→epidot dönüşümleri izlenir. Özellikle, metabazik kayaçlarda epidot+klorit+aktinolit+albit parajenezi belirgindir.

Bu özellikler, Welayeti formasyonunun ilerleyen tarzda gelişen amfibolit fasiyesi metamorfizmasından sonra, yeşilşist fasiyesinde gerileyen bir metamorfizmaya uğradığını gösterir.

Gerileyen tarzda gelişen bu metamorfizma sonucu;

Kuvarsitlerde;

Kuvars + muskovit + biyotit (yeşil) + Mg-Fe klorit + kuvars + albit (Şekil 4.156-(***1***)),

Kuvars + muskovit + biyotit (yeşil) + mikroklin (Şekil 4.156-(***2***)),

Kuvars + muskovit + Mg-Fe klorit,

Granat amfibolitlerde;

Klorit + epidot + aktinolit + albit (Şekil 4.156-(***3***)),

Amfibolşistlerde;

Epidot + kalsit + aktinolit (Şekil 4.156-(***4***)),

Mikaşistler ve Granat-Klorit mikaşistlerde;

Biyotit (yeşil) + muskovit + Mg-Fe-klorit + kuvars (Şekil 4.156-(***1***)),

Muskovit + Mg-Fe-klorit + albit + kuvars

Granat mikaşistlerde;

Biyotit (yeşil) + muskovit + Mg-Fe-klorit + kuvars (Şekil 4.156-(***1***)),

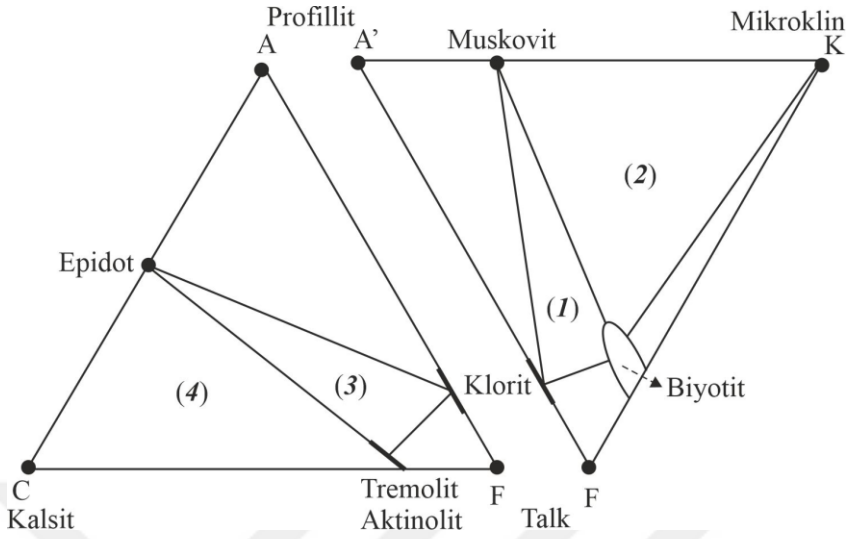
Muskovit + biyotit (yeşil) + mikroklin + kuvars (Şekil 4.156-(***2***)),

Muskovit + Mg-Fe-klorit + kuvars

Stavrolit-disten-granat mikaşistde;

Muskovit + Mg-Fe-klorit + kuvars

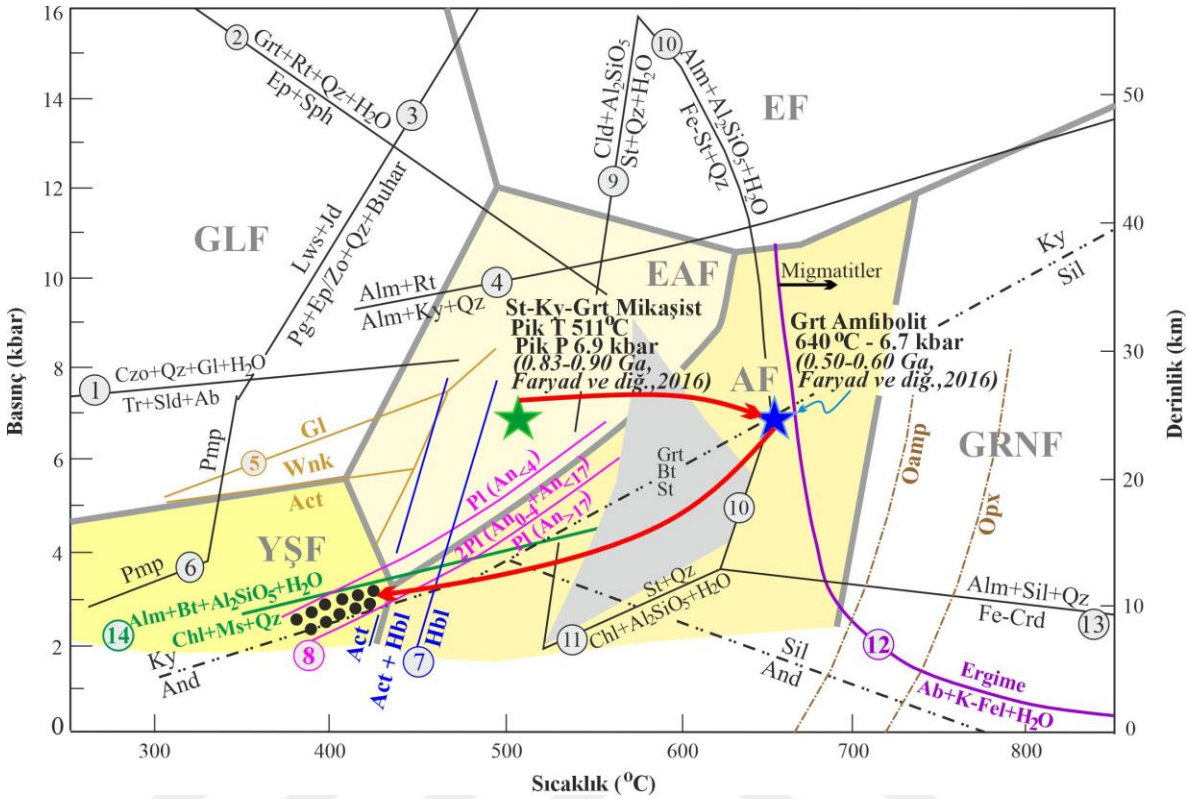
parajenezleri, yeşilşist fasiyesinin (Abukama tip) "kuvars-albit-muskovit-biyotit" alt fasiyesi"ne işaret eder (Şekil 4.156).



Şekil 4.156. Yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesinde gözlenen topluluklar (Winkler, 1967). A, A', C, F ve K formülleri Şekil 4.145 'de verilmiştir.

Welayeti formasyonunun yeşilşist fasiyesi mineral toplulukları içerisinde almandin gözlenmemiştir. Bu formasyonun stavrolit-disten-granat mikaşistleri ve granat amfibolitlerindeki granatlardan yapılan mikroprob çalışmalarında, bu granatların tamamının amfibolit fasiyesine ait olduğu görülür. Ayrıca, metapelitik-metasemipelitik şistlerde muskovit+klorit+kuvars parajenezi izlenir. Bu durum, yeşilşist fasiyesi şartları altında ortamda, "Klorit+Muskovit+Kuvars $\rightarrow$ Almandin+Al_2SiO_5+H_2O" reaksiyonunun (Şekil 4.157, Reaksiyon (14)) gerçekleşmediğine işaret eder. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve amfibolşistlerde yeşilşist fasiyesi şartları altında hornblendden itibaren gerileyen reaksiyonlarla oluşmuş aktinolitler izlenir.

Sonuçta, Welayeti formasyonu içerisinde, yeşilşist fasiyesi şartlarında "Klorit+Muskovit+Kuvars $\rightarrow$ Almandin+Al_2SiO_5+H_2O" reaksiyonunun gelişmemiş olması nedeniyle almandinin gözlenmemesi ve aktinolitin kararlı olduğu üst sıcaklık sınırı, yeşilşist fasiyesinin üst sıcaklık sınırı ile birlikte düşünüldüğünde, ortamda basıncın 3,5 kbar'dan az, sıcaklığın ise maksimum 430 ^oC olduğunu gösterir (Şekil 4.157).



Şekil 4.157. Welayeti formasyonunda izlenen yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram (Kansun ve Ökmen, 2023 'den faydalanılmıştır). Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Grt+Bt+St parajenezinin kararlı olduğu alandır (Bucher ve Grapes, 2011'den). Yeşil içi dolu yıldız epidot-amfibolit fasiyesinin P-T şartlarını, mavi içi dolu yıldız amfibolit fasiyesine ait disten-almandin-muskovit alt fasiyesinin P-T şartlarını, içi dolu siyah dairelerin olduğu alan yeşilşist fasiyesinin P-T şartlarını, kırmızı oklar Welayeti formasyonunda ilerleyen ve gerileyen metamorfizma yönlerini gösterir. Reaksiyon (14) Joshi ve diğ.'nden (1994) alınmıştır. Diğer reaksiyonların açıklamaları ve alıntıları ile simgelerin açıklamaları Şekil 4.155 'deki gibidir

Welayeti formasyonunda granat amfibolitler, mikaşistler ve granat-klorit mikaşistlerde yeşilşist fasiyesinin karekteristik minerali olan albit bileşimli plajioklaslar izlenir. Bu plajioklasların anortit içerikleri; granat amfibolitlerde %4 ($Ab_{96}An_{04}$; albit), mikaşistlerde %7 ($Ab_{93}An_{07}$; albit), granat-klorit mikaşistlerde ise %6 'dır ($Ab_{94}An_{06}$; albit). Amfibolit fasiyesinde (özellikle almandin-amfibolit fasiyesi) plajioklaslar ≥%15 anortit içeriklerine sahiptir (An ≥ %15; Turner ve Verhogen, 1960). Dolayısıyla, Welayeti formasyonunda gözlenen son metamorfizmanın yeşilşist fasiyesinde gerçekleştiği ve ayrıca Şekil 4.157 'de verilen Maruyama ve diğ.'nin (1983) plajioklas kararlılık alanları (Reaksiyon 8) gözönüne alındığında, ortamda yeşilşist fasiyesindeki metamorfizmada, basıncın minimum 2 kbar, sıcaklığın ise minimum 375 °C olduğu görülür (Şekil 4.157).

Bu verilere göre, Welayeti formasyonunda son evre metamorfizması olarak izlenen gerileyen tarzdaki yeşilşist fasiyesi metamorfizması; 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında ve kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesinde gerçekleşmiştir (Şekil 4.157 ; içi dolu siyah daire ile taralı alan).

Sonuç olarak, Welayeti formasyonu başlangıçta, stavrolit-disten-granat mikaşistlerde izlenen 509±20 - 511±20 ^{o}C sıcaklık (pik sıcaklık 511±20 ^{o}C) - 6.9±0.8 kbar basınç şartlarında Neoproterozoyik (0.83-0.90 Ga) yaşlı "epidot-amfibolit fasiyesi"nde metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.157). Daha sonra, formasyon, ilerleyen reaksiyonlarla birlikte, granat amfibolitlerde izlenen 616.57±40 – 640.47±30 ^{o}C sıcaklık (pik sıcaklık 640.47±30 ^{o}C) - 6.7±0.5 kbar basınç şartlarında, Kambriyen-Neoproterozoyik (0.5-0.6 Ga) yaşlı amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"nde metamorfizma geçirmiştir. Welayeti formasyonu, son evrede, 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında, yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesinde gerileyen metamorfizmaya maruz kalmıştır.

4.3.2. Anjerak formasyonu

Anjerak formasyonu olivinli mermer, tremolit mermer ve kalkşistden oluşur. Yer yer kalksilikatik araseviyeler içerir. Çok yaygın olarak metakarbonatlardan yapılı olan bu formasyon içerisindeki,

Olivinli mermerlerde;

Kalsit + dolomit + olivin ± klinoproksen (diyopsit) ± flogopit ± tremolit ± klinohumit ± talk ± kuvars ± apatit,

Tremolit mermerlerde;

Dolomit + kalsit + tremolit ± flogopit ± granat ± talk ± kuvars ± apatit,

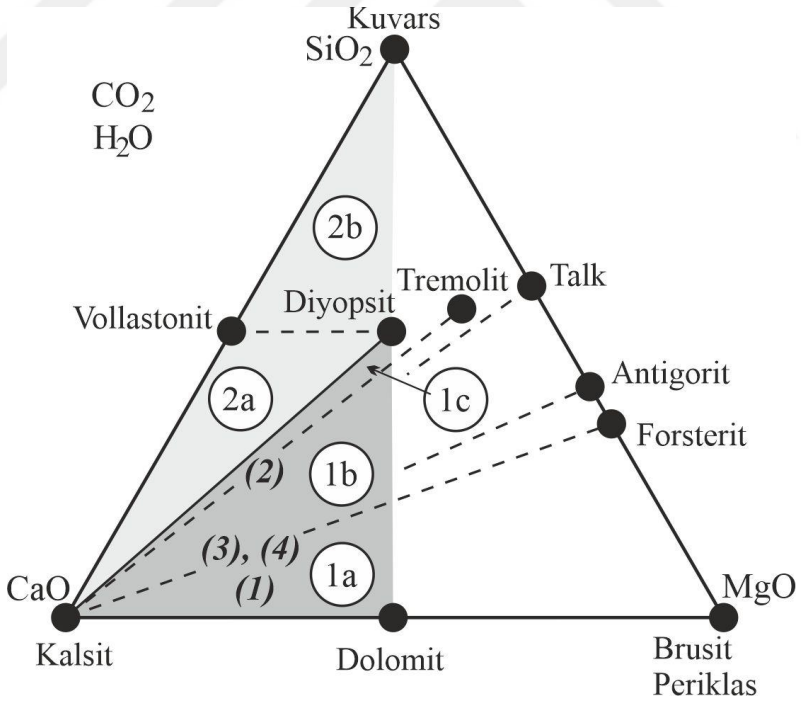
Kalkşistlerde;

Kalsit + muskovit + klorit

mineral toplulukları izlenir. Bu mineral toplulukları, Anjerak formasyonunun düşük sıcaklıklardan yüksek sıcaklık – basınca kadar ulaşan mineral toplulukları içerdiğini gösterir.

Şekil 4.158 'de, silis karbonat sisteminin kemografik bir temsili görülmektedir. Bu şekilde, silis karbonat sistemi, beş bileşenli sistemin CO_2 ve H_2O 'dan CaO-MgO-SiO_2 'e yansıtılması şeklinde gösterilmiştir (Bucher ve Graphes, 2011). Şekil 4.158 'de, açık ve

koyu gri taralı alanlar, dolomit-kalsit-kuvars üçgenindeki sedimanter silisli karbonat kayaçların bileşimsel aralığını gösterir. Bu alanlardan açık gri ile taralı alan kuvarsca zengin kayaçlar, koyu gri ile taralı alan ise dolomitce zengin kayaçları simgeler. Anjerak formasyonu içerisindeki olivinli mermer ve tremolit mermerlerde, dolomitin yanında kalsitler yaygın olarak gözlenirken çok az miktarda kuvars izlenir ve olivinli mermerlerde kalsit miktarı dolomitden fazlayken, tremolit mermerlerde dolomit miktarı kalsitten daha fazladır. Ayrıca, bu kayaçlarda wollastonite rastlanılmamıştır. Diğer taraftan, Anjerak formasyonu içerisindeki bu metakarbonatlı kayaçlarda, kalsit+dolomit+diyopsit topluluğu izlenmekte ve bu topluluğa forsterit, tremolit, talk mineralleri de eşlik etmektedir. Bucher ve Grapes'e (2011) göre talk, hem silisli karbonat kayaçlarda hem de dolomitce zengin kayaçlarda görülür. Dolayısıyla, Anjerak formasyonuna ait bu karbonatlı kayaçlar, koyu gri taralı alanla temsil edilen "*dolomitce zengin kayaçlar*" grubuna girer (Şekil 4.158).



Şekil 4.158. CO_2 ve H_2O 'dan CaO-MgO-SiO_2 düzlemine yansıtılan silisli dolomit sisteminin kemografisi. Dolomit mermerler 1a, 1b, 1c bileşimsel alanlarla, kalksilikatik mermerler ise 2a ve 2b bileşimsel alanlarla temsil edilmiştir (Bucher and Grapes, 2011'den). ***(1)***: *Forsterit+Kalsit+Dolomit* topluluğu, ***(2)***: *Forsterit+Diyopsit+Kalsit* topluluğu, ***(3)***: *Tremolit+Kalsit+Dolomit* topluluğu, ***(4)***: *Talk+Kalsit+Dolomit* topluluğu

Şekil 4.158 'de, silisli dolomitler ve kalsitik dolomitler 1 nolu alana düşerken, silisli kireçtaşı, magnezyumlu kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı 1 ve 2 nolu alanlardadır (Bucher ve

Graphes, 2011). Anjerak formasyonuna ait metakarbonatlarda, yukarıda verilen mineral toplulukları ve kalsite göre dolomit miktarının fazlalığı gözönüne alındığında; Anjerak formasyonu içerisindeki olivinli mermerler "*dolomitik kireçtaşı*" grubunda, tremolit mermerler ise "*kalsitik dolomit*" grubundadır. Şekil 4.158 'de, 1a, 1b, 1c alanlarının dolomitik mermerlerle temsil edilmesi de, bu görüşü doğrulamaktadır.

Yukarıda, Anjerak formasyonuna ait olivinli mermer, tremolit mermer ve kalkşistlerde verilen mineral toplulukları ve ayrıca Anjerak formasyonu içerisinde izlenen mineral dönüşümleri (bkz. 4.1.2. Anjerak formasyonu), Anjerak formasyonunun düşük sıcaklıkdan yüksek sıcaklık – basınç şartlarına kadar ulaşan mineral toplulukları içerdiklerini ve bu formasyonun düşük sıcaklıkdan yüksek sıcaklık – basınç şartlarına kadar çok evreli metamorfizmaya uğradığını gösterir. Burada, bu metamorfizma evreleri yaşlıdan gence doğru sırasıyla anlatılacaktır.

1) Granulit Fasiyesi Metamorfizması

Anjerak formasyonu içerisindeki ***olivinli mermerlerde***;

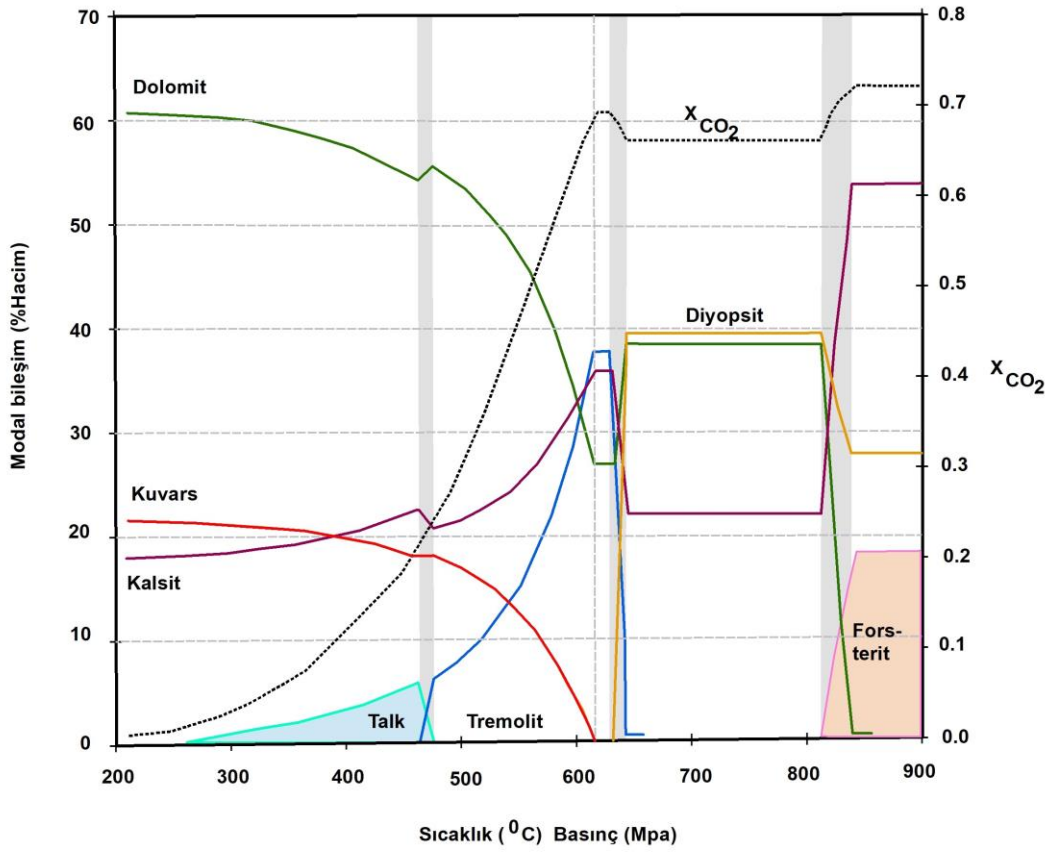
Kalsit + dolomit + olivin ± klinoproksen (diyopsit) ± flogopit ± tremolit ± klinohumit ± talk ± kuvars ± apatit

mineral topluluğu gözlenir. Bu kayaçlar içerisinde forsteritik olivinlerin ve "*forsterit+kalsit+dolomit"* (Şekil 4.158-***(1)***) ile "*forsterit+diyopsit+kalsit*" (Şekil 4.158-***(2)***) topluluklarının gözlenmesi yüksek sıcaklık şartlarına işaret eder. Orojenik kuşakların bölgesel metamorfizma zonlarındaki dolomitçe zengin mermerlerde, forsteritik mermerler granulit fasiyesinin karekteristiğidir veya H_2O 'ca zengin sıvıların mermerler ile etkileşimi sonucu oluşur (Bucher ve Graphes, 2011). Anjerak formasyonuna ait olivinli mermerler içerisindeki olivinler, arazi ve mikro gözlemlere göre, mermerlerin çatlak, makaslama zonu veya damarlarında izlenmezler. Mermerler içerisinde, onun bileşimine katılan dağılmış taneler halinde gözlenir. Dolayısıyla, Anjerak formasyonu içerisindeki bu forsteritik olivinler granulit fasiyesinin bir karekteristiğidir. Bucher ve Graphes'a (2011) göre, granulit fasiyesi şartlarında, forsterit >800 ^oC ve >8 kbar P-T şartları altında oluşur.

Şekil 4.159 'da, 2Qz-2Dol-1Cal bileşimindeki dolomitce zengin metakarbonatların metamorfik gelişimini gösteren, modal mineralojik bileşime karşı P-T diyagramı verilmiştir. Bu diyagrama göre, metakarbonatlı kayaçlarda, forsterit, $X_{CO2}<0.21$ şartlarında 820 ^oC 'den yüksek sıcaklıklarda ve 8.2 kbar'dan yüksek basınçlarda duraylıdır. Ayrıca,

mineralojik bileşim açısından, forsterit içeren metakarbonatik kayaçlarda X_{CO2}<0.32 şartları altında, mineralojik bileşime diyopsit+kalsit+dolomit 'de katılmaktadır (Şekil 4.159). Dolayısıyla, Anjerak formasyonuna ait olivinli mermerlerde forsteritin bulunması ve "*forsterit+kalsit+dolomit"* ile "*forsterit+diyopsit+kalsit*" mineral topluluklarının gözlenmesi nedeniyle, Anjerak formasyonunun başlangıçta >820 ºC sıcaklık ve >8.2 kbar basınç şartlarında granulit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığı söylenebilir.

Faryad ve diğ. (2016), Sherderwaza formasyonu içerisinde tanımladıkları kalksilikatik mermerlerde yer alan fologopitde, Ar-Ar verilerine göre 1.5-1.6 Ga Paleoproterozoyik metamorfizma yaşı belirlemişlerdir. Dolayısıyla, Anjerak formasyonunda, başlangıçta izlenen >820 ºC sıcaklık ve >8.2 kbar basınç şartlarındaki granulit fasiyesi metamorfizması 1.5-1.6 Ga (Paleoproterozoyik) yaşlı olmalıdır.



Şekil 4.159. 2Qz-2Dol-1Cal bileşimindeki dolomitce zengin metakarbonatların metamorfik gelişimini gösteren, modal mineralojik bileşim - P-T diyagramı (Bucher ve Grapes, 2011'den). X_{CO2}: Sıvı fazdaki CO_2 bileşimi (mol olarak)

2) Amfibolit Fasiyesi Metamorfizması

Anjerak formasyonu içerisindeki olivinli mermerlerde, olivin ve klinoproksenlerden itibaren gerileyen reaksiyonlarla tremolitler açığa çıkmıştır. Ayrıca, ***tremolitli mermerlerde***;

Dolomit + kalsit + tremolit ± flogopit ± granat ± talk ± kuvars ± apatit

mineral topluluğu izlenir.

Olivinli mermerlerde olivin ve klinoproksenlerden itibaren gerileyen reaksiyonlarla tremolitlerin açığa çıkması, tremolitli mermerler içerisinde tremolitlerin gözlenmesi, silisli dolomitik mermerlerde amfibolit fasiyesi metamorfizmasının karekteristiği olan "*tremolit+kalsit+dolomit"* topluluğunun (Şekil 4.158-***(3)***) gözlenmesi ve orojenik kuşakların bölgesel metamorfizma zonlarındaki dolomitçe zengin mermerlerde tremolitik mermerlerin amfibolit fasiyesinin karekteristiği olması (Bucher ve Graphes, 2011); Anjerak formasyonun granulit fasiyesi metamorfizmasından sonra gerileyen tarzda amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığına işaret eder.

Dolomitik mermerlerde tremolit, kuvars+talk+tremolit(+dolomit+kalsit) içeren değişmez noktada [1], 470 ^{o}C sıcaklık ve 5 kbar basınç şartları altında,

$$5\text{Dolomit} + 8\text{Kuvars} + H_2O = \text{Tremolit} + 3\text{Kalsit} + 7CO_2$$

reaksiyonuyla oluşur (Bucher ve Graphes, 2011; Şekil 4.160).

Buna karşılık, Anjerak formasyonuna ait olivinli mermerlerde, olivin ve diyopsitten itibaren oluşan tremolitler gözlenmektedir. Bu kayaçlarda tremolitler; forsteritten itibaren,

$$13\ \text{Kalsit} + 8\text{Forsterit} + 7CO_2 + H_2O = 11\text{Dolomit} + \text{Tremolit}$$

gerileyen reaksiyonuyla, diyopsitten itibaren ise;

$$\text{Dolomit} + 4\text{Diyopsit} + H_2O + CO_2 = 3\text{Kalsit} + \text{Tremolit}$$

gerileyen reaksiyonuyla açığa çıkmış olmalıdır. Bu reaksiyonlar, ortamda antigoritin olmaması ve Şekil 4.160'daki değişmez nokta (invariant point) [3] gözöüne alındığında, 520 ^{o}C sıcaklık ve 5.8 kbar basınçta gerçekleşmiş olmalıdır. Bu 520 ^{o}C sıcaklık ve 5.8 kbar basınç şartları, Anjerak formasyonunda izlenen amfibolit fasiyesi metamorfizmasının başlangıç P-T şartlarıdır.

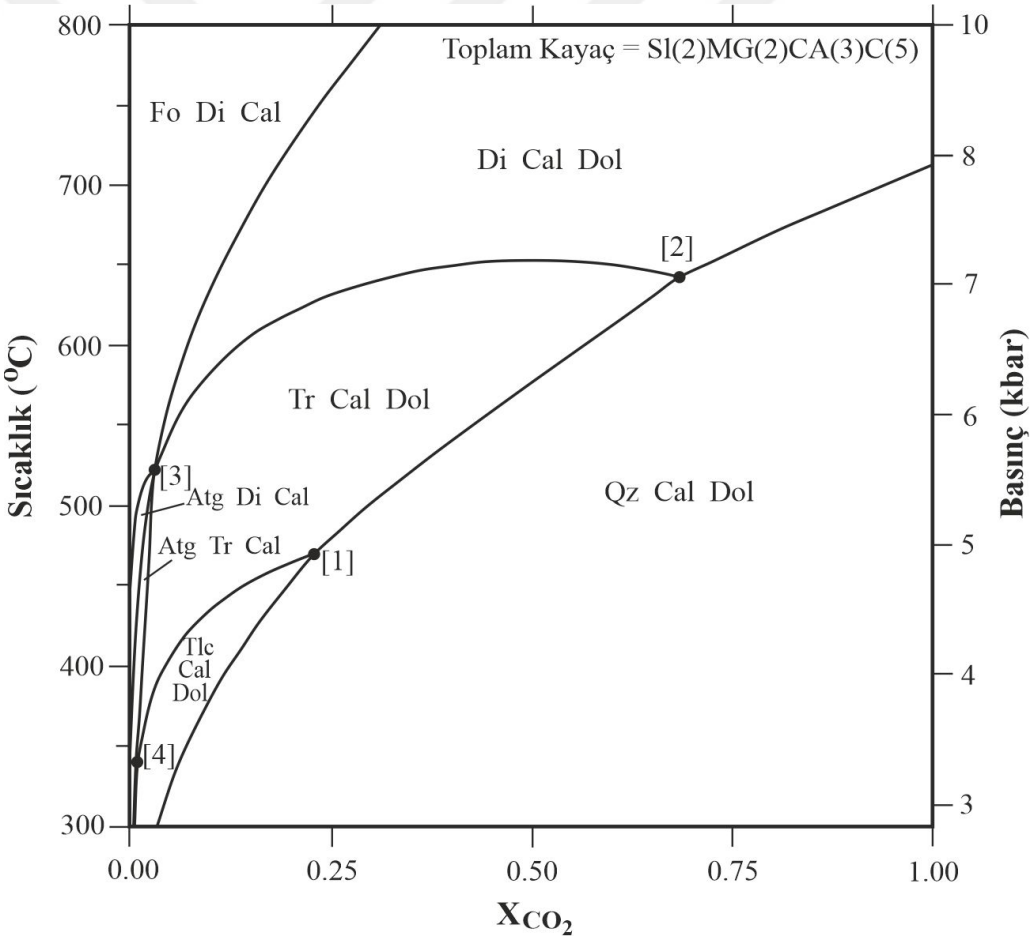
Anjerak formasyonuna ait dolomitik mermerlerde gözlenen ve amfibolit fasiyesinin karekteristiği olan "*tremolit+kalsit+dolomit"* topluluğunun üst sıcaklık-basınç sınırı Şekil

4.160 ‘da değişmez nokta [2] ile gösterilmektedir. Bu Şekilde, değişmez nokta [3] ‘den [2] ‘ye kadar olan eğri boyunca, Anjerak formasyonu içerisindeki mermerlerde,

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

reaksiyonu gerçekleşmiş olmalıdır. “*Tremolit+kalsit+dolomit”* topluluğunun üst sıcaklık-basınç sınırı olan değişmez nokta [2], 650 ºC sıcaklık ve 7 kbar basınç şartlarını yansıtır. Dolayısıyla, Anjerak formasyonunda, amfibolit fasiyesinde gelişen metamorfizmanın üst sınırı 650 ºC sıcaklık ve 7 kbar basınç olmalıdır.

Sonuç olarak, başlangıçta granulit fasiyesinde metamorfizma etkileri gösteren Anjerak formasyonu, daha sonra 520-650 ºC sıcaklık ve 5.8-7.0 kbar basınç şartları altında amfibolit fasiyesinde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır.



Şekil 4.160. 2Qz-2Dol-1Cal bileşimindeki dolomitce zengin metakarbonatların faz dengesini gösteren P-T-a_{CO2} diyagramı (Bucher ve Grapes, 2011’den). X_{CO2}: Sıvı fazdaki CO_2 bileşimi (mol olarak), Fo: Forsterit, Di: Diyopsit, Cal: Kalsit, Dol: Dolomit, Tr: Tremolit, Atg: Antigorit, Tlc: Talk

3) Yeşilşist Fasiyesi Metamorfizması

Anjerak formasyonuna ait olivinli mermerler ve tremolitli mermerler içerisinde tali oranlarda talk gözlenmiştir. Talk, olivinli mermerlerde flogopitten itibaren, tremolitli mermerlerde ise flogopit ve tremolitten itibaren gerileyen reaksiyonlarla, ayrıca bu kayaçlarda dolomit+kuvars'dan itibaren açığa çıkmış olmalıdır.

Olivinli mermerler ve tremolitli mermerler içerisinde, flogopit-tremolitden itibaren gerileyen reaksiyonlarla talkın oluşması ve yeşilşist fasiyesi metamorfizmasının karekteristiği olan "*talk+kalsit+dolomit"* (Şekil 4.158-***(4)***) topluluğunun gözlenmesi, Anjerak formasyonunun amfibolit fasiyesi metamorfizmasından sonra gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığına işaret eder. Yukarıda da bahsedildiği gibi, Şekil 4.158 'de dolomitik mermerler, silisli karbonat kayaçlarında olduğu gibi, talk oluşturabilir.

Talk, dolomitli karbonat kayaçlarda düşük metamorfizma derecelerinde gözlenen tek metamorfik mineraldir (Bucher ve Graphes, 2011). Anjerak formasyonuna ait olivinli mermerler ve tremolitli mermerler içerisinde, düşük dereceli metamorfizmayı yansıtan karekteristik (indeks) minerallerden sadece talk izlenir.

Winkler'e (1979) göre, silisli dolomitli karbonatlı kayaçlarda talk,

Dolomit + Kuvars = Talk + Kalsit

reaksiyonuyla, X_{CO2} = 0.15-0.85 mol aralığında, 350-475 ^{o}C arasındaki sıcaklık şartlarında açığa çıkar.

Benzer şekilde, Bucher ve Graphes'e (2011) göre, silisli dolomitli karbonat kayaçlarda talk,

$3Dolomit + 4Kuvars + H_2O = Talk + 3Kalsit + 3CO_2$

reaksiyonuyla oluşur. Dolayısıyla, olivinli mermerler ve tremolitli mermerlerde gözlenen talklar düşük dereceli metamorfizma ile yukarıdaki reaksiyonlarla oluşmuş olmalıdır.

Ayrıca, Anjerak formasyonu içerisindeki tremolit mermerlerde, tremolitden itibaren gerileyen reaksiyonlarla açığa çıkan talk oluşumlarına rastlanılmıştır. Bu talklar,

$Tremolit + Dolomit + CO_2 + H_2O = 2Talk + 3Kalsit$

gerileyen reaksiyonu ile açığa çıkmıştır. Bu reaksiyonun başlangıcı, ortamda antigoritin olmaması ve Anjerak formasyonunun silisli dolomitli mermerlerinde gözlenen

"*talk+kalsit+dolomit"* topluluğu ile birlikte düşünüldüğünde, 375 ^{o}C sıcaklık ve 3.2 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiştir (Şekil 4.160-[4]).

Dolayısıyla, Anjerak formasyonunda izlenen yeşilşist fasiyesindeki metamorfizmanın başlangıç P-T şartları 375 ^{o}C sıcaklık ve 3.2 kbar basınç olmalıdır.

Silisli dolomitli mermerlerde gözlenen "*talk+kalsit+dolomit"* topluluğunun ve bu kayaçlarda izlenen *Tremolit + Dolomit + CO_2 + H_2O = 2Talk + 3Kalsit* reaksiyonunun üst sıcaklık - basınç sınırı, Şekil 4.160 'da değişmez nokta (invariant point) [1] ile gösterilmektedir. Bu Şekilde, değişmez nokta (invariant point) [4] 'den [1] 'e kadar olan eğri boyunca, silisli dolomitli mermerlerde,

Tremolit + Dolomit + CO_2 + H_2O = 2Talk + 3Kalsit

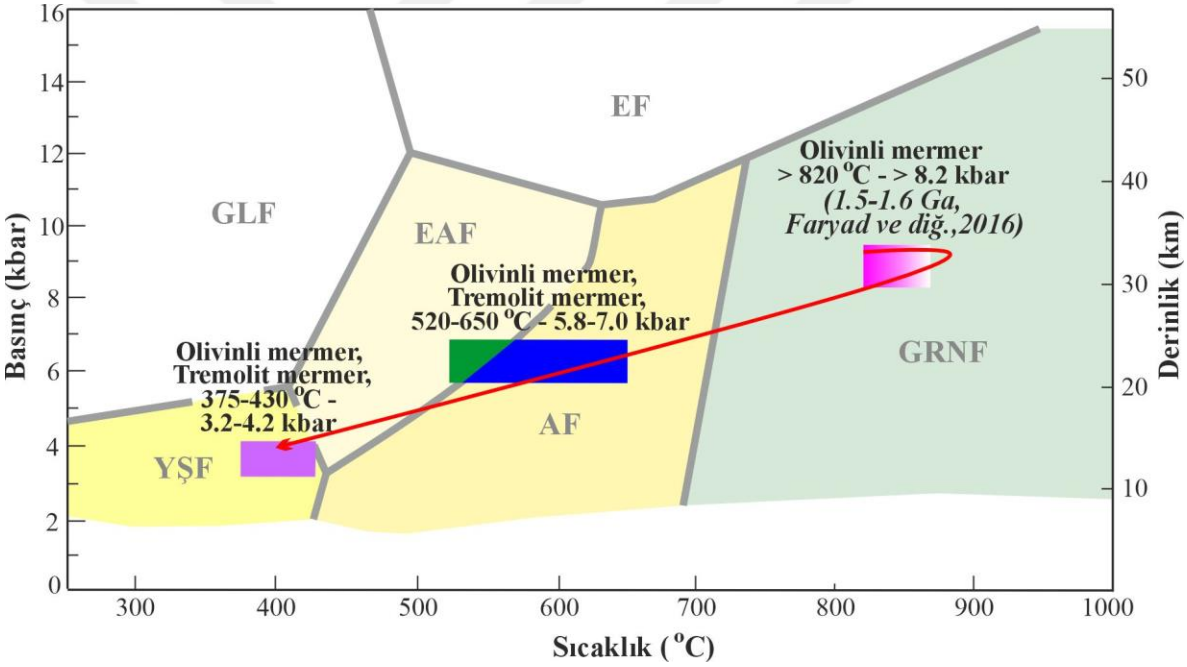
reaksiyonu gerçekleşebilir. Bu reaksiyon ve "*talk+kalsit+dolomit"* topluluğunun üst sıcaklık-basınç sınırı olan değişmez nokta (invariant point) [1], 470 ^{o}C sıcaklık ve 4.9 kbar basınç şartlarını yansıtır. Dolayısıyla, değişmez nokta (invariant point) [1] baz alındığında, Anjerak formasyonunda yeşilşist fasiyesinde gelişen metamorfizmanın üst sınırının 470 ^{o}C sıcaklık ve 4.9 kbar basınç şartlarında olduğu görülür.

Buna karşılık; "*4.3. Metamorfizma*" bölümünün "*4.3.1. Welayeti formasyonu*" başlığında belirtildiği gibi, Welayeti formasyonunda son evre metamorfizması olarak izlenen yeşilşist fasiyesindeki metamorfizma 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiştir. "*4.1. Stratigrafi ve Petrografi*" bölümünün "*4.1.1. Welayeti formasyonu*" alt bölümünde "*Yaş*" başlığı altında belirtildiği gibi, bölgede Kabil Bloğu'nda, Geç Kretase-Erken Paleojen'deki sıkışma-naplaşmalarla eş zamanlı veya daha sonra gelişen yeşilşist fasiyesindeki metamorfizma, son evre metamorfizması olarak gelişmiş ve Bloğun tümünü etkilemiştir. Dolayısıyla, Welayeti formasyonunda ve bunun üzerinde tektonik dokanakla gözlenen Anjerak formasyonunda izlenen son evre yeşilşist fasiyesi metamorfizmalarının P-T şartları benzer olmalıdır.

Bu nedenle, Anjerak formasyonunun silisli dolomitli mermerlerinde gözlenen "*talk+kalsit+dolomit"* topluluğunun ve bu formasyonun tremolitli mermerlerinde izlenen *Tremolit + Dolomit + CO_2 + H_2O = 2Talk + 3Kalsit* reaksiyonunun üst sıcaklık sınırı, Welayeti formasyonunun yeşilşist fasiyesi metamorfizmasının üst sıcaklık sınırı olan 430 ^{o}C ile sınırlanmış olmalıdır. Bu durumda, Anjerak formasyonunun silisli dolomitli mermerlerinde gözlenen "*talk+kalsit+dolomit"* topluluğunun ve bu formasyonun tremolitli

mermerlerinde izlenen *Tremolit + Dolomit + CO_2 + H_2O = 2Talk + 3Kalsit* reaksiyonunun üst P-T şartları, Şekil 4.160'da değişmez nokta (invariant point) [4] 'den [1] 'e kadar olan eğri üzerinde maksimum 430 ^oC sıcaklık ve 4.2 kbar basınç ile sınırlanır.

Sonuç olarak, başlangıçta granulit fasiyesi (>820 ^oC sıcaklık ve >8.2 kbar basınç) ve onu takip eden amfibolit fasiyesinde (520-650 ^oC sıcaklık ve 5.8-7.0 kbar basınç) metamorfizma etkileri gösteren Anjerak formasyonu, daha sonra 375-430 ^oC sıcaklık ve 3.2-4.2 kbar basınç şartları altında yeşilşist fasiyesinde gerileyen bir metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.161). Anjerak formasyonunda, başlangıçta izlenen granulit fasiyesi metamorfizması 1.5-1.6 Ga (Paleoproterozoyik) yaşlı olmalıdır.



Şekil 4.161. Anjerak formasyonunda izlenen metamorfizma şartları. Pembe alan granulit fasiyesinin P-T şartlarını, yeşil-mavi alan amfibolit fasiyesinin P-T şartlarını, menekşe alan yeşilşist fasiyesinin P-T şartlarını, kırmızı ok Anjerak formasyonunda izlenen metamorfizmaların yönlerini gösterir. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi

4.3.3. Kasaba Dağları ortognaysı

Birim, amfibolit ara tabakalı, yer yer anateksinin izlendiği mesokratik ortognayslardan oluşur. Birimin metamorfizma öncesinde yaygın olarak asidik magmatik ve yer yer bazik magmatik kayaçlardan yapılı olduğu söylenebilir.

Köken kayaç bileşimlerine bağlı olarak, Kasaba Dağları ortognaysına ait **mesokratik ortognayslarda**; *plajioklas (albit, andezin, bitovnit) + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + kuvars + biyotit (kahve, yeşil) + granat (almandin) + sillimanit ± hornblend (çermakit) ± muskovit ± klorit ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit* mineral toplulukları, **amfibolitlerde** ise; *hornblend (çermakit) + plajioklas + kuvars ± epidot ± klorit ± aktinolit ± sfen ± apatit ± rutil* mineral toplulukları tespit edilmiştir.

Kasaba Dağları ortognaysı içerisinde, gerek farklı metamorfizma şartlarında açığa çıkan indeks mineral ve mineral parajenezlerinin gözlenmesi, gerekse jeotermobarometre hesaplamalarında farklı P-T şartlarının belirlenmesi, birimin çok evreli metamorfizmaya uğradığını gösterir. Burada, bu metamorfizma evreleri sırasıyla anlatılacaktır:

1) Granulit Fasiyesi Metamorfizması

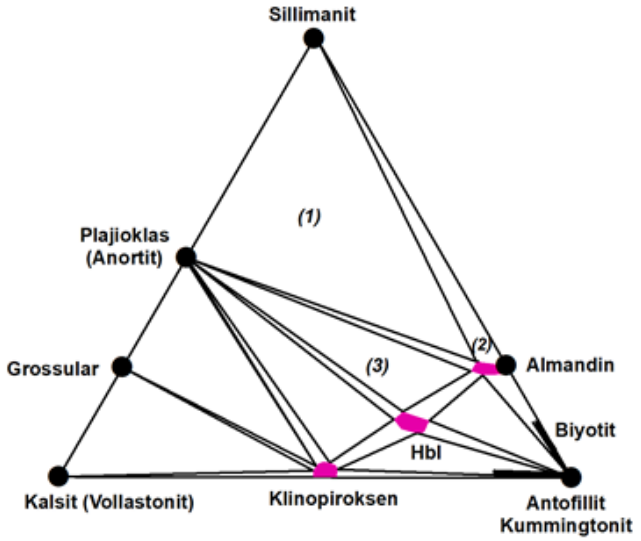
Kasaba Dağları ortognaysına ait ***mesokratik ortognayslar***; *plajioklas (bitovnit) + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + kuvars + biyotit (kahve) + granat (almandin) + sillimanit ± hornblend (çermakit) ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit* mineral topluluğu ile belirgindir. Bu ***mesokratik ortognayslarda***;

Sillimanit + almandin + plajioklas (bitovnit) (Şekil 4.162 - ***(1)***),

Sillimanit + almandin (Şekil 4.162 - ***(2)***),

Almandin + plajioklas (bitovnit) + hornblend (Şekil 4.162 - ***(3)***)

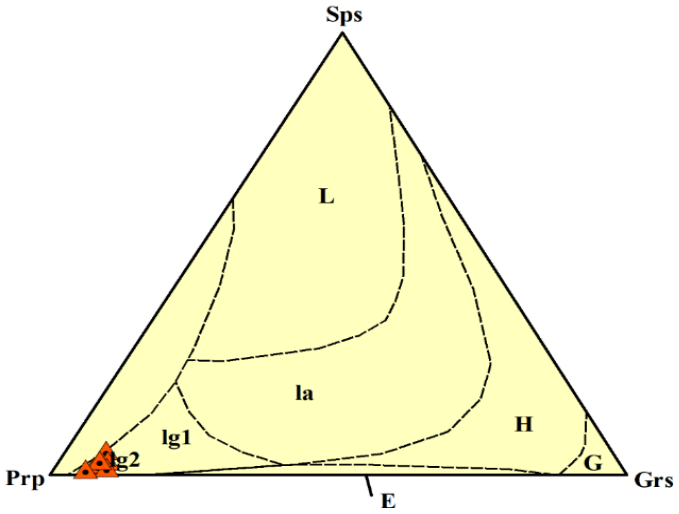
parajenezlerinin gözlenmesi, granulit fasiyesinin sillimanit-biyotit-ortoklas alt fasiyesine işaret eder (Şekil 4.162).



Şekil 4.162. Granulit fasiyesinin "sillimanit-biyotit-ortoklas" alt fasiyesinde gözlenen topluluklar (de Waard, 1965)

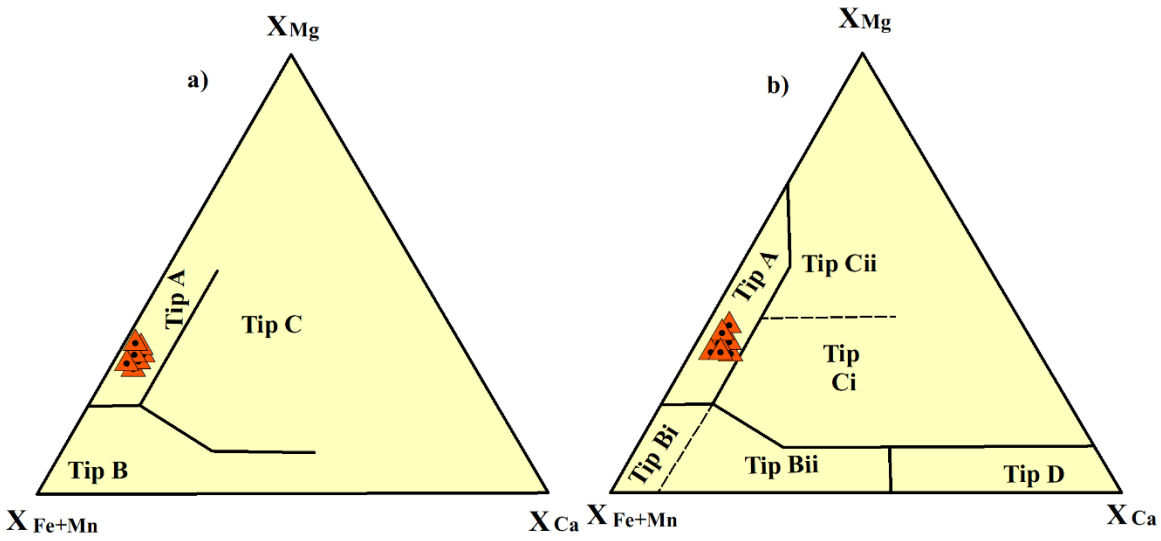
Dolayısıyla, Kasaba Dağları ortognaysı başlangıçta "granulit fasiyesinin sillimanit-biyotit-ortoklas alt fasiyesi"nde metamorfizmaya uğramıştır. Bu alt fasiyesin oluşumu için sıcaklığın 750^{o}C 'yi ve basıncın 6 kbar'ı geçmesi gerekir.

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslardaki granatların, mikroprob verilerine göre (Çizelge 4.12), prop-grossular-spessartin oranları üçlü ayrım diyagramında (Teraoka ve diğ. 1997, 1998) değerlendirildiğinde; bu granatların "*orta basınç–sıcaklık (granulit fasiyesi)"* alanına düştüğü görülür (Şekil 4.163). Dolayısıyla, mesokratik ortognayslar "*orta basınç–sıcaklık granulit fasiyesi*" şartları altında oluşmuştur.



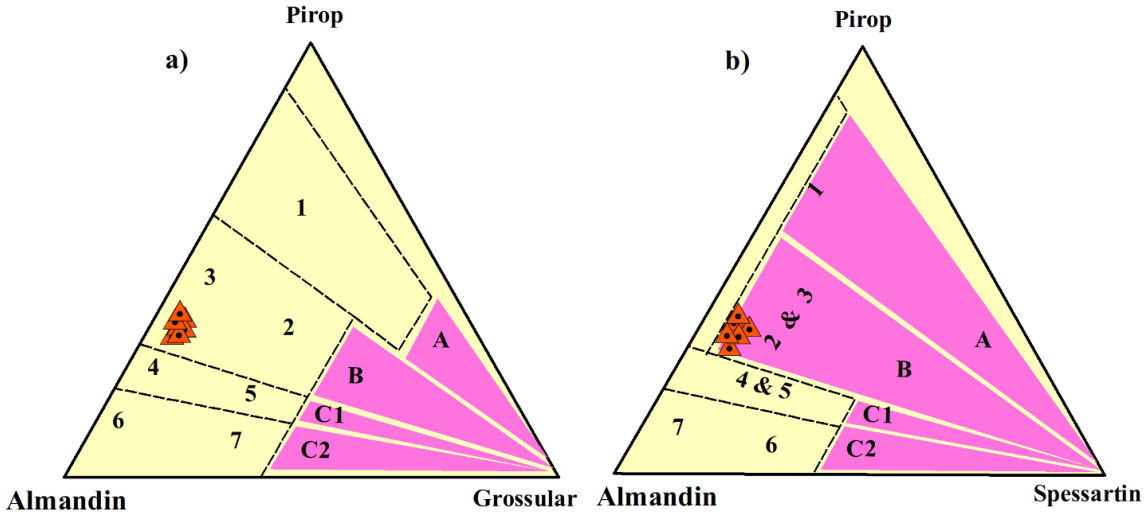
Şekil 4.163. Kasaba Dağları mesokratik ortognayslara ait granatların metamorfizma derecesi ve fasiyeslerinin belirlenmesi için (prop–spessartin–grossular) diyagramındaki (Teraoka ve diğ., 1997, 1998) konumları. **L**: Düşük basınç–sıcaklık, **la**: Orta basınç–sıcaklık (amfibolit fasiyesine kadar), **H**: Yüksek basınç–sıcaklık, **lg1 ve lg2**: Orta basınç–sıcaklık (granulit fasiyesi), **E**: Eklojit, **G**: Grandit granatlar

Kasaba Dağları ortognaysında ait mesokratik ortognayslardaki granatlar, mikroprob verilerine göre (Çizelge 4.12), $X_{Fe}+X_{Mn} - X_{Mg} - X_{Ca}$ diyagramlarında (Mange ve Morton 2007) değerlendirildiğinde (Şekil 4.164a ve b); bu granatlar "*Tip A-düşük Ca, yüksek Mg"* alanında görülür (Şekil 4.164a). "*Yüksek* Mg" alanı, yüksek sıcaklık metamorfizmasına işaret eder. Ayrıca, mesokratik ortognayslardaki granatlar "*Tip A=ağırlıklı olarak yüksek dereceli granulit fasiyes veya çarnokitler ve orta felsik magmatik kayaçlar"* alanındadır (Şekil 4.164b). Dolayısıyla, mesokratik ortognayslar "granulit fasiyesi" şartları altında oluşmuştur.



Şekil 4.164. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslardaki granatların X_{Fe+Mn} - X_{Mg} -XCa üçlü diyagramlarında (Mange ve Morton 2007) değerlendirilmesi. **a) Tip A**: Düşük Ca, yüksek Mg, **Tip B**: Düşük Mg, değişken Ca, **Tip C:** Yüksek Ca, yüksek Mg, **b) TipA**: Ağırlıklı olarak yüksek dereceli granulit fasiyesi veya çarnokitler ve ara felsik magmatik kayaçlar, **Tip B (Bi+Bii)**: Amfibolit fasiyesi kayaçları, **Tip Ci:** Esas olarak yüksek dereceli mafik kayaçlar, **Tip Cii**: Ultramafikler, yüksek Mg (proksenitler ve peridotitler), **Tip D**: Metasomatik kayaçlar, çok düşük dereceli metabazik kayaçlar ve ultra yüksek sıcaklıkta kalk-silikatik granulitler

Mesokratik ortognays içerisindeki granatlar, mikroprob verilerine göre (Çizelge 4.12), Aubrecht ve diğ.'nin (2009) Almandin-Prop-Grossular ve Almandin-Prop-Spessartin üçgen diyagramlarına düşürülmüştür (Şekil 4.165). Prop-Almandin-Spessartin diyagramında, granatlar "***2 :****HP eklojitler ve HP mafik granulitlerdeki granatlar* ve ***3:*** *Felsik ve orta granulit granatları"* nolu alanların birlikte olduğu bölgededir (Şekil 4.165b). 2 ve 3 nolu bölgeleri birbirinden ayıran Prop-Almandin-Grossular diyagramında ise, granatlar 3 nolu alan olan "*felsik ve ortaç granulit granatları*" alanındadır (Şekil 165a). Yine bu diyagramda, granatlar aynı zamanda, "**B*:*** *Eklojit ve granulit fasiyesi kayaçlar*" bölgesindedir. Dolayısıyla Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar "*granulit fasiyesi*" koşulları altında oluşmuşlardır. Granatların "*felsik ve ortaç granulit granatları" alanında gözlenmesi* ve *granulit fasiyesi* koşullarını yansıtması nedeniyle, mesokratik ortognayslar "granulitik gnays" olarak da adlandırılabilir.



Şekil 4.165. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslardaki granatların Almandin-Prop-Grossular **(a)** ve Almandin-Prop-Spessartin **(b)** üçgen diyagramlarında (Aubrecht ve diğ., 2009) değerlendirilmesi. **A**: Yüksek basınçlı (HP) ila ultra yüksek basınçlı (UHP) kayaçlara ait granatlar, **B:** Eklojit ve granulit fasiyesi kayaçlara ait granatlar, **C**: Amfibolit fasiyesi kayaçlara ait granatlar.
C grubu ayrıca iki alt gruba ayrılır: **C1**: Geçiş alanı, yüksek amfibolit fasiyesinden granulit fasiyesine doğru kayaçlardan granatlar, **C2:** Amfibolit fasiyesindeki kayaçlardan granatlar ve aynı zamanda mavişistler, skarnlar, serpantinitler ve magmatik kayaçlar gibi diğer birçok kayaçlara ait granatlar.
Granatlar köken litolojilerine göre 7 gruba ayrılır: **1:**UHP eklojitler veya peridotit granatlar, **2:**HP eklojitler ve HP mafik granulitlerdeki granatlar, **3**: Felsik ve ortaç granulit granatları, **4**: Granulit - amfibolit fasiyesi geçişinde basınç ve sıcaklık koşulları altında metamorfize olan gnayslardan türeyen granatlar, **5**: Granulit - amfibolit fasiyesi geçişinde basınç ve sıcaklık koşulları altında metamorfize olan amfibolitlerden türeyen granatlar, **6**: Amfibolit fasiyesi koşulları altında metamorfize olan gnayslardan türeyen granatlar, **7**: Amfibolit fasiyesi koşulları altında metamorfize olan amfibolitlerden türeyen granatlar

Ayrıca, "*4.2. Mineral Kimyası*" bölümünde bahsedildiği gibi, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslardaki granatlar *granulit fasiyesi* şartları altında oluşmuştur (Şekil 4.111b). Dolayısıyla, yukarıdaki diyagramlar da (Şekil 4.163, 4.164 ve 4.165) gözönüne alındığında, mesokratik ortognayslar granulit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Dolayısıyla, yukarıda da bahsedildiği gibi, bu ortognayslar "*granulitik ortognays*" olarak da adlandırılabilir.

Jeotermobarometre:

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslarda, sıcaklık şartlarının belirlenmesinde, "*granat-biyotit (Fe-Mg) değişim jeotermometresi*", basınç şartlarının belirlenmesinde ise "*granat-biyotit-Al_2SiO_5-kuvars (GBAQ) jeobarometresi*" uygulanmıştır.

Granat-Biyotit (Fe-Mg) değişim jeotermometresi:

Bu ortognaysl ar için mevcut granat-biyotit kalibrasyonlarından; Holdaway ve diğ. (1997), Perchuk ve diğ. (1985) ve Lavrent'eva & Perchuk'un (1981) kalibrasyonları sıcaklık şartlarını belirlemeye uygun bulunmuştur. Fe ve Mg keton değişiminin termodinamik temeli Denklem 4.1 ile açıklanabilir.

Mesokratik ortognaysların sıcaklık şartlarınının belirlenmesi için, 145 nolu örnekde, EPMA analizinden elde edilen iki adet granat (145-A3 ve 145-A4) ve iki adet biyotit (145-A1 ve 145-A2) porfiroblastlarının analiz verileri kullanılmıştır. Bu granat-biyotit mineral çiftlerinin "merkez ve kenar" kesimlerindeki analiz değerleri kullanılarak, jeotermometrik hesaplamalar yapılmış ve buralardaki sıcaklıklar tespit edilmiştir (Çizelge 4.40, 4.41, 4.42 ve 4.43). Örneğin; *145-A3 nolu granatın ve 145-A1 nolu biyotitin merkezinden* yapılan mikroprob analiz sonuçları eşleştirilmiş ve buradaki granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarına göre, sıcaklık belirlenmiştir. Bunun örnek numarası metinde kolaylık sağlaması için "$145_{1\text{-}Merkez}$" olarak verilmiştir.

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysların sıcaklık koşullarını hesaplamak için gerekli temel parametreler Çizelge 4.40 ve 4.41 'de sunulmaktadır. Granat için $\boldsymbol{X_{Fe}^{Grt}}$, $\boldsymbol{X_{Mg}^{Grt}}$ ve biyotit için $\boldsymbol{X_{Fe}^{Bt}}$, $\boldsymbol{X_{Mg}^{Bt}}$ miktarları hesaplanmıştır (Çizelge 4.40 ve 4.41).

Çizelge 4.40. Jeotermometrik hesaplama için mesokratik ortognaysdaki granatların hesaplanan temel parametreleri

Örnekler/Önemli Parametreler	145-A3$_{Grt\text{-}Merkez}$	145-A3$_{Grt\text{-}Kenar}$	145-A4$_{Grt\text{-}Merkez}$	145-A4$_{Grt\text{-}Kenar}$
Fe	1.858	1.875	1.925	1.921
Mg	0.969	0.957	1.028	1.006
$\boldsymbol{X_{Fe}^{Grt*}}$	**0.657**	**0.662**	**0.652**	**0.656**
$\boldsymbol{X_{Mg}^{Grt**}}$	**0.343**	**0.338**	**0.348**	**0.344**

$\boldsymbol{X_{Fe}^{Grt}} = \frac{Fe}{Fe+Mg}$ *, $\boldsymbol{X_{Mg}^{Grt}} = \frac{Mg}{Mg+Fe}$**

Çizelge 4.41. Jeotermometrik hesaplama için mesokratik ortognaysdaki biyotitlerin hesaplanan temel parametreleri

Örnekler/Önemli Parametreler	145-A1$_{Bt\text{-}Merkez}$	145-A1$_{Bt\text{-}Kenar}$	145-A2$_{Bt\text{-}Merkez}$	145-A2$_{Bt\text{-}Kenar}$
Fe	2.533	2.495	2.352	2.329
Mg	2.917	2.911	3.375	3.325
Flogopit	**0.45**	**0.452**	**0.51**	**0.502**
X_{Fe}^{Bt*}	**0.465**	**0.462**	**0.411**	**0.412**
X_{Mg}^{Bt**}	**0.535**	**0.538**	**0.589**	**0.588**

$\boldsymbol{X_{Fe}^{Bt}} = \frac{Fe}{Fe+Mg}$ *, $\boldsymbol{X_{Mg}^{Bt}} = \frac{Mg}{Mg+Fe}$**

Mesokratik ortognaysın Çizelge 4.41 ve 4.42'deki verilerine göre, bu ortognaysın sıcaklık şartlarının belirlenmesinde temel faktör olan dağılım katsayısı-K_D Denklem 4.2 'ye göre hesaplanır.

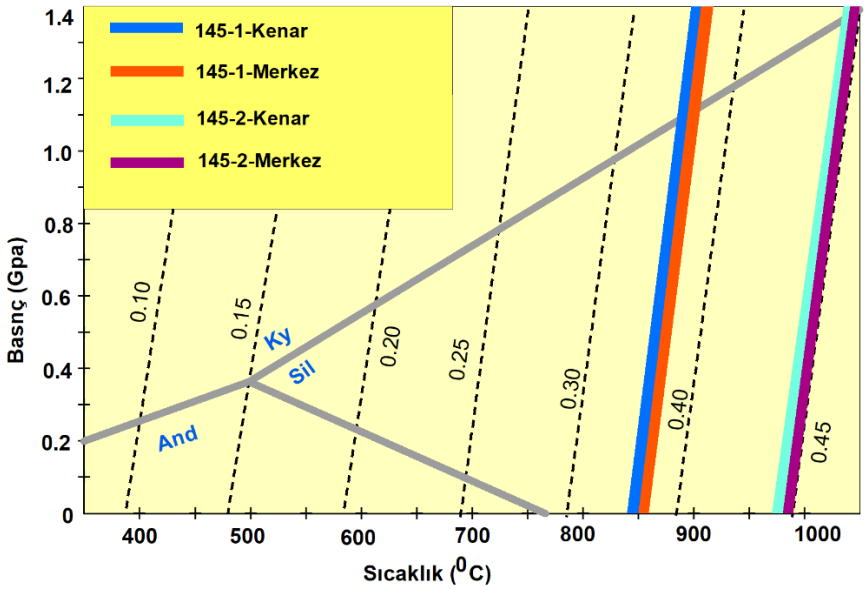
$$K_{D-145-1-Merkez} = \frac{X_{Mg}^{Grt}/X_{Fe}^{Grt}}{X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt}} = \frac{0.343/0.657}{0.535/0.465} = \frac{0.522}{1.151} = 0.45$$

$$K_{D-145-1-kenar} = \frac{X_{Mg}^{Grt}/X_{Fe}^{Grt}}{X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt}} = \frac{0.338/0.662}{0.538/0.462} = \frac{0.510}{1.164} = 0.44$$

$$K_{D-145-2-Merkez} = \frac{X_{Mg}^{Grt}/X_{Fe}^{Grt}}{X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt}} = \frac{0.348/0.652}{0.589/0.411} = \frac{0.534}{1.433} = 0.373$$

$$K_{D-145-2-Kenar} = \frac{X_{Mg}^{Grt}/X_{Fe}^{Grt}}{X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt}} = \frac{0.344/0.656}{0.588/0.412} = \frac{0.524}{1.427} = 0.367$$

Yukarıdaki hesaplamada K_D, 145-1 ve 145-2 örneklerine aittir. Mesokratik ortognaysdaki her iki örnekde de K_D faktörü merkezden kenara doğru azalmaktadır. Spear'in (1993) basınç-sıcaklık diyagramında K_D faktörü uygulanarak mesokratik ortognays için sıcaklık izopletleri elde edilebilmektedir (Şekil 4.166). Şekil 4.166 'da görüldüğü gibi, mesokratik ortognaysda K_D faktörüne göre sıcaklıklar merkezden kenarlara doğru azalır.



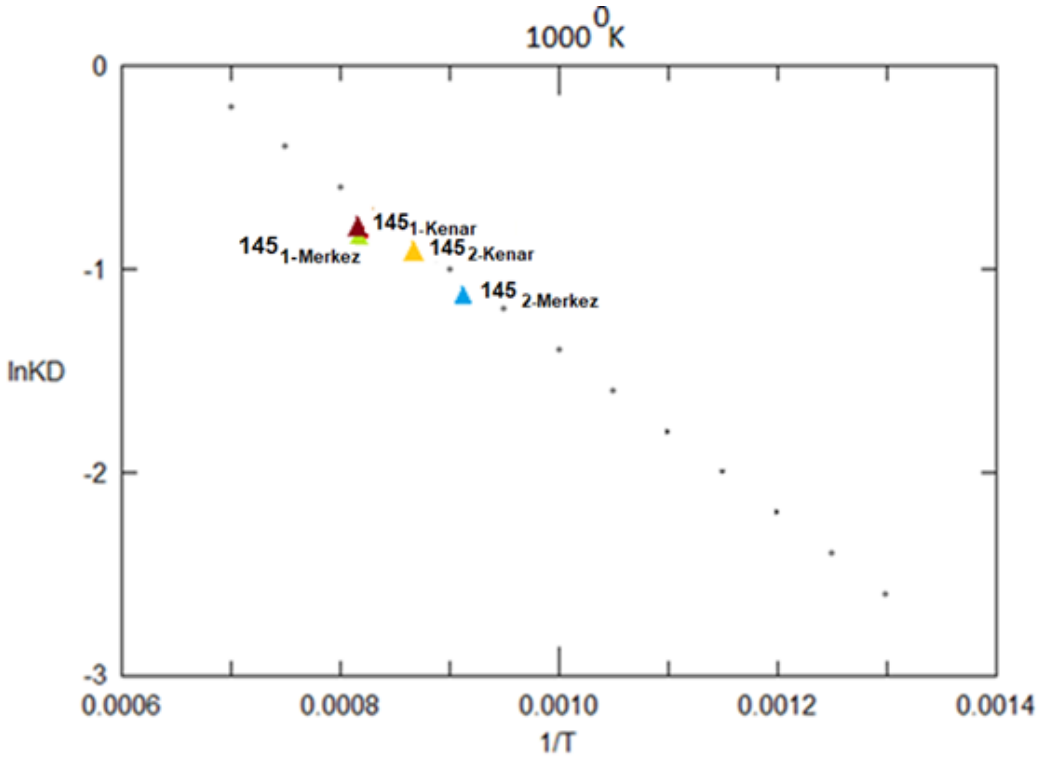
Şekil 4.166. Mesokratik ortognaysların granat-biyotit değişim reaksiyonuna ait K_D değerlerinin basınç-sıcaklık diyagramında gösterimi. Diyagram Spear'den (1993) alınmıştır

K_D değerlerini kullanarak $\ln K_D$ hesaplanır. Holdaway ve diğ. (1997) ve Ferry ve Spear (1978) jeotermometresine dayanarak, lnKD Denklem 4.3 ile elde edilebilir. Elde edilen $\ln K_D$ değerleri Çizelge 4.42 'de sunulmuştur.

Çizelge 4.42. Jeotermometrik hesaplama için Holdaway ve diğ. (1997) ve Hodges ve Spear'e (1982) göre Kasaba Dağları mesokratik ortognaysda $\ln K_D$ hesaplaması

Örnek No	145-A3$_{Grt\text{-}Merkez}$ - 145-A1$_{Bt\text{-}Merkez}$ **(145$_{1\text{-}Merkez}$)**	145-A3$_{Grt\text{-}Kenar}$ - 145-A1$_{Bt\text{-}Kenar}$ **(145$_{1\text{-}Kenar}$)**	145-A4$_{Grt\text{-}Merkez}$ - 145-A2$_{Bt\text{-}Merkez}$ ***(145$_{2\text{-}Merkez}$)***	145-A4$_{Grt\text{-}Kenar}$ - 145-A2$_{Bt\text{-}Kenar}$ ***(145$_{2\text{-}Kenar}$)***
K_D Parametre	0.441	0.419	0.298	0.367
$\ln K_D$	-0.819	-0.870	-1.210	-1.002

Metapelitik kayaçlarda $\ln K_D$ ile sıcaklık (1/T) arasında bir korelasyon bulunmaktadır. $\ln K_D$ ile sıcaklık (1/T) ilişkisi Holdaway ve diğ. (1997), Lavrent'eva ve Perchuk (1981) ve Hodges ve Spear (1982) tarafından bulunmuştur. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortoganyslarda bu korelasyon uygulandığında; merkezden kenara doğru sıcaklık azalışı izlenir (Şekil 4.167).



Şekil 4.167. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda lnK_D'ye göre sıcaklık belirlenmesi. T: Sıcaklık, K: Kelvin derece

Yukarıda belirtilen veriler kullanılarak, mesokratik ortognaysda sıcaklık (^oC) şartlarının belirlenmesi için Holdaway ve diğ. (1997), Perchuk ve diğ. (1985) ve Lavrent'eva Perchuk'un (1981) jeotermometrik yöntemleri ve kalibrasyonları kullanılmıştır.

Mesokratik ortognaysın sıcaklık şartlarının belirlenmesi için 145 nolu örnekde iki granat ve iki biyotit (Çizelge 4.40 ve 4.41) seçilmiş ve 145_1 ve 145_2 olmak üzere iki ayrı granat-biyotit çiftinden hesaplamalar yapılarak merkezden kenarlara doğru sıcaklık değişimleri belirlenmiştir.

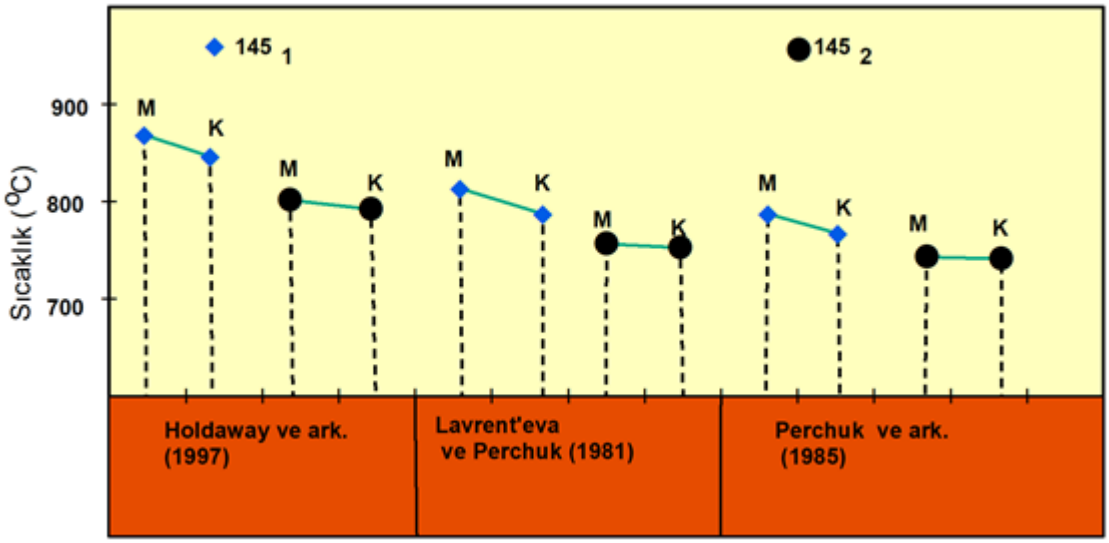
Mesokratik ortognaysda granat-biyotit jeotermometresi (^oC) kullanılarak, çeşitli araştırmacıların ortaya koyduğu 3 farklı çalışmaya göre, hesaplanan sıcaklık sonuçları Çizelge 4.43 'de verilmiştir.

Çizelge 4.43. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysının granat-biyotit jeotermometresine göre jeotermometrik (ºC) hesaplama sonuçları. ***σ*:** Hesaplamalardaki hata payı

Granat -Biyotit Jeotermometresi (ºC)±*σ*				
Örnek No	**145-A3$_{Grt\text{-}Merkez}$ - 145-A1$_{Bt\text{-}Merkez}$ (145$_{1\text{-}Merkez}$)**	**145-A3$_{Grt\text{-}Kenar}$ - 145-A1$_{Bt\text{-}Kenar}$ (145$_{1\text{-}Kenar}$)**	**145-A4$_{Grt\text{-}Merkez}$ - 145-A2$_{Bt\text{-}Merkez}$ (*145$_{2\text{-}Merkez}$*)**	**145-A4$_{Grt\text{-}Kenar}$ - 145-A2$_{Bt\text{-}Kenar}$ (*145$_{2\text{-}Kenar}$*)**
Holdaway ve diğ. (1997)	870.98±25	856.85±25	**795.27±25**	**790.09±25**
Lavrent'eva ve Perchuk (1981)	825.91±20	815.60±20	769.96±20	766.07±20
Perchuk ve diğ. (1985)	816.17±30	805.59±30	763.80±30	763.37±30

Holdaway ve diğ.'nin (1997) kalibrasyonu kullanılarak yapılan granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarında; 145_1 'de merkezde 870.98±25ºC ve kenarda 856.85±25ºC sıcaklıklar, 145_2 'de merkezde 795.27±25ºC ve kenarda 790.09±25ºC sıcaklıklar tespit edilmiştir. Perchuk ve diğ.'nin (1985) kalibrasyonu kullanılarak yapılan granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarında ise; 145_1 'de merkezde 816.17±30ºC ve kenarda 805.59±30ºC sıcaklıklar, 145_2 'de merkezde 763.80±30ºC ve kenarda 763.37±30ºC sıcaklıklar bulunmuştur. Ayrıca, Lavrent'eva ve Perchuk'un (1981) kalibrasyonu kullanılarak yapılan granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarında; 145_1 'de merkezde 825.91±20ºC ve kenarda 815.60±20ºC sıcaklıklar, 145_2 'de merkezde 769.96±20ºC ve kenarda 766.07±20ºC sıcaklıklar tespit edilmiştir (Çizelge 4.43).

Şekil 4.168 'de, Çizelge 4.43 'deki değerlere göre, 145 nolu mesokratik ortognays örneğinde, çeşitli araştırmacılara göre yapılan granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarında, merkezden kenara doğru sıcaklık değişimlerinin grafiği görülmektedir. Çizelge 4.43 ve Şekil 4.168 'e bakıldığında, mesokratik ortognaysda merkezden kenara doğru gidildikçe sıcaklıklar azalmaktadır.



Şekil 4.168. Kasaba Dağları ortognaysına ait 145 nolu ortognays örneğinde, çeşitli araştırmacılara göre yapılan granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarında, merkezden kenara doğru sıcaklık değişim grafiği. M: merkez, O: Orta, K: Kenar

Granat-biyotit jeotermobarometre hesaplamalarında, Holdaway ve diğ.'nin (1997) ortaya koyduğu hesaplamaların daha güvenli sonuçlar verdiği bilinmektedir. Dolayısıyla, burada Holdaway ve diğ.'nin (1997) kalibrasyonuna göre yapılan hesaplamalar dikkate alınmıştır. Bu hesaplamalar sonucunda, iki farklı sıcaklık değerleri elde edilmiştir (145_1 'de 870.98±25°C (merkez) ve 856.85±25°C (kenar) sıcaklıklar, 145_2 'de 795.27±25°C (merkez) ve 790.09±25°C (kenar) sıcaklıklar). Mesokratik ortognayslarda ortoproksen tespit edilememiştir. Bu nedenle, ortamdaki sıcaklık şartları için, 795.27±25°C (merkez) ve 790.09±25°C (kenar) sıcaklık şartları daha uygundur.

Buna göre, mesokratik ortognayslarda başlangıçta, 795.27±25°C sıcaklıkta ve bunu takiben 790.09±25°C °C sıcaklıkta, gerileyen tarzda gelişen granulit fasiyesi metamorfizmaları izlenir (Çizelge 4.43).

Granat-biyotit-Al_2SiO_5-kuvars (GBAQ) jeobarometresi:

Kasaba Dağları ortognaysında basınç şartlarını belirlemek için "granat-biyotit-Al_2SiO_5-kuvars (GBAQ) jeobarometresi" (Wu ve diğ., 2017) kullanılmıştır. Mesokratik ortognayslardaki plajioklasların yüksek miktarda anortit içermeleri nedeniyle, basınç hesaplamasında "granat-Al silikat-plajioklas (GASP) jeobarometresi" kullanılmamıştır. Çünkü, bu yöntemde hata payı verilen sınırın üzerinde olabilir.

GBAQ jeobarometresinde net transfer GBAQ modeli reaksiyonları Denklem 4.5 esasına göre gerçekleşir:

$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3K(Fe_2Al)Si_2\,Al_2O_{10}(OH)_2 + 4SiO_2 = KFe_3AlSi_3O_{10}(OH) + 4Al_2SiO_5 \quad (4.5)$$

Almandin *siderofillit* *quartz* *Annit* *Aluminosilikat*

Mesokratik ortognaysda, GBAQ jeobarometresi ile Wu ve diğ.'nin (2017) kalibrasyonu kullanılarak merkezden kenara doğru basınç hesaplamaları yapılmıştır. Bu kalibrasyonuyla basınç hesaplamak için, mikroprob hesaplamalarından elde edilen SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O içeren en az 9 oksite ihtiyaç vardır.

Wu ve diğ.'nin (2017) jeobarometre hesaplamaları disten, sillimanit ve andalusit mineral topluluğu esasına göre yapılır. Ortognayslarda sillimanitin varlığı dikkate alınarak, basınç hesaplaması için sillimanit içeren denklem seçilmiştir. GBAQ jeobarometresinde hesaplamalar Denklem 4.6 ve 4.7 esasına göre yapılır.

$$P_{Fe-Sil}(\text{bar})(100.0\text{-}0.1\text{Feb}) = -1249360.0+1843.7T(K)+151690.0(X_{Fe}^{Bt}+X_{Mg}^{Bt}-X_{ALVI}^{Bt})-157260.0X_{Ti}^{Bt}+0.1\left[-RTlnK_{Fe}^{id}+Fea\cdot T+Fec+629550X_{Fe}^{Bt}-15999.0X_{Fe}^{Bt}-629550.0X_{ALVI}^{Bt}-932970.0X_{Fte}^{Bt}+T(-715.755X_{Fe}^{Bt}+11.04X_{Mg}^{Bt}+715.755X_{AlVI}^{Bt}+1111.17X_{Ti}^{Bt}\right] \quad (4.6)$$

$$P_{Mg-Sil}(\text{bar})(100.0\text{-}0.4\text{Mgb}) = -1138550.0+1743.6T(K)+103100.0(X_{Fe}^{Bt}+X_{Mg}^{Bt}-X_{ALVI}^{Bt})-157260.0X_{Ti}^{Bt}-1595560.0\left(X_{Fe}^{Bt}+X_{Mg}^{Bt}-X_{AlVI}^{Bt}\right)-1585560.0X_{Ti}^{Bt}-0.4(-RTlnK_{Fe}^{id}+613551.0X_{Fe}^{Bt}-704.715X_{Fe}^{Bt}\cdot T+Mga\cdot T+Mgc) \quad (4.7)$$

GBAQ jeobarometresi ile basıncı hesaplamak için gerekli parametreler Çizelge 4.44'de gösterilmiştir. Çizelge 4.50 'de, X_{Fe}^{Bt} değeri 0.335- 0.391, X_{Mg}^{Bt} değeri 0.47-0.53, X_{Al}^{Bt} değeri 0.055-0.113, X_{Ti}^{Bt} değeri 0.058-0.075 aralıklarında değişir. Fea, Feb, Fec, Mga, Mgb, Mgc parametreleri termodinamik denge parametreleridir. Çizelge 4.44'de, mesokratik ortognaysda bunların değerleri yer almaktadır.

Çizelge 4.44. GBAQ jeobarometre hesaplama yöntemi ile, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysının hesaplanan temel parametreleri

Örnek No	Fea	Feb	Fec	Mga	Mgb	Mgc	X_{Fe}^{Bt}	XMg^{Bt}	X_{Al}^{Bt}	X_{Ti}^{Bt}	T(^{0}C)
145$_{1\text{-Merkez}}$	-0.87	0.009	1519.05	0.66	-0.004	776.95	0.391	0.47	0.059	0.075	860
145$_{1\text{-Kenar}}$	-0.87	0.009	1523.84	0.66	-0.004	785.03	0.388	0.47	0.065	0.075	845
145$_{2\text{-Merkez}}$	-0.84	0.009	1433.78	0.61	-0.004	955	0.358	0.53	0.055	0.058	798
145$_{2\text{-Kenar}}$	-0.79	0.009	1295.01	0.51	-0.003	1242.8	0.335	0.49	0.113	0.061	758

Bu parametreler Denklem 4.6 ve 4.7 ‘deki formüllere uygulanarak, örneklerde hesaplanan $P_{Fe\text{-}Sil}$ ve $P_{Mg\text{-}Sil}$ basınç değerleri aşağıdaki gibidir:

$P_{Fe-Sil}(145_{1\text{-Merkez}}) = 8388.541$ $\quad$ $P_{Mg-Sil}(145_{1\text{-Merkez}}) = 8444.83$

$P_{Fe-Sil}(145_{1\text{-Kenar}}) = 7971.033$ $\quad$ $P_{Mg-Sil}(145_{1\text{-Kenar}}) = 8001.94$

$P_{Fe-Sil}(145_{2\text{-Merkez}}) = 7561.421$ $\quad$ $P_{Mg-Sil}(145_{2\text{-Merkez}}) = 7580.89$

$P_{Fe-Sil}(145_{2\text{-Kenar}}) = 6640.937$ $\quad$ $P_{Mg-Sil}(145_{2\text{-Kenar}}) = 6600.61$

Daha sonra, GBAQ-Fe basınç değerlerine göre ln[K(Fe)] ve X(Fe+Mg-Al^{VI}) değerleri bulunmuştur (Çizelge 4.45). Hesaplanan LnK değerleri -0.5 'den 1.67 'ye kadar değişmektedir.

Çizelge 4.45. Mesokratik ortognaysda Fe iyonu esasına göre ln[K(Fe)] ve X(Fe+Mg-Al^{VI}) hesaplama sonuçları

Örnek No	ln[K(Fe)]	T (K)	X(Fe+Mg-Al^{VI})	X(Ti)Bt	P(GBAQ-Fe)
145$_{1\text{-Merkez}}$	1.67	1133.2	0.81	0.075	8388.54
145$_{1\text{-Kenar}}$	1.22	1111.2	0.8	0.075	7971.03
145$_{2\text{-Merkez}}$	1.5	1071.2	0.83	0.058	7561.42
145$_{2\text{-Kenar}}$	-0.5	1031.2	0.71	0.061	6640.94

Aynı işlemler, GBAQ-Mg basınç değerlerine göre de hesaplanmaktadır. Buna göre, LnK değeri 2.52 'den 4.47 'ye kadar değişmektedir (Çizelge 4.46).

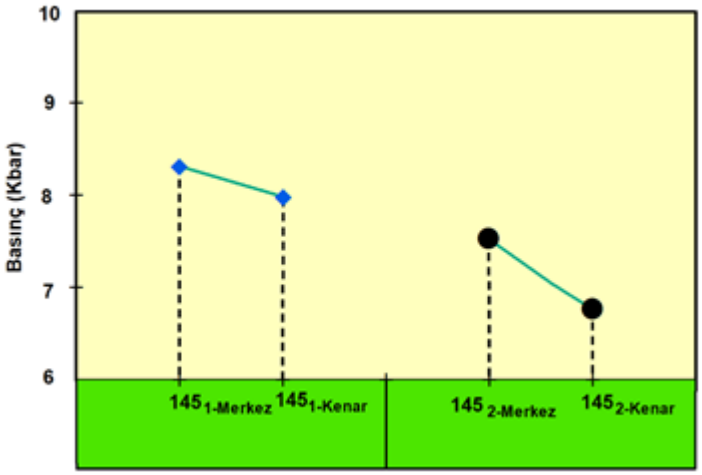
Çizelge 4.46. Mesokratik ortognaysda Fe iyonu esasına göre ln[K(Fe)] ve X(Fe+Mg-Al^{VI}) hesaplama sonuçları

Örnek No	ln[K(Mg)]	T (K)	X(Fe+Mg-AlVI)-Bt	X(Ti)-Bt	P(GBAQ-Mg)
145$_{1\text{-Merkez}}$	3.98	1133.2	0.81	0.075	8444.83
145$_{1\text{-Kenar}}$	3.59	1111.2	0.8	0.075	8001.94
145$_{2\text{-Merkez}}$	4.47	1071.2	0.83	0.058	7580.89
145$_{2\text{-Kenar}}$	2.52	1031.2	0.71	0.061	6600.61

Sonuç olarak, (GBAQ) jeobarometresine göre hesaplanan basınç değerleri Çizelge 4.47 ‘de verilmiştir. Buna göre, 145_1 ‘de merkezde 8.4±1.8 kbar, kenarda 8.0±1.8 kbar basınç, 145_2 ‘de ise merkezde 7.6±1.8 kbar, kenarda 6.6±1.8 kbar basınç değerleri bulunmuştur. Dolayısıyla, mesokratik ortognaysda merkezden kenara doğru gidildikçe basınçlar azalmaktadır. Bu basınç değişimleri Şekil 4.169 ‘da da görülmektedir. Yukarıda verilen granat-biyotit jeotermometre hesaplamalarında, merkezden kenara sıcaklık değişimlerinin tipik olarak izlendiği 145_2 ‘deki sıcaklık değerleri dikkate alındığı için, basınç değerleri için de 145_2 ‘deki hesaplama sonuçları dikkate alınmıştır. Dolayısıyla, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysda, 7.6±1.8 kbar ‘dan (merkez) 6.6±1.8 kbar ‘a (kenar) doğru ortamda bir basınç azalması sözkonusudur.

Çizelge 4.47. Mesokratik ortognaysda granat-biyotit-Al_2SiO_5-kuvars (GBAQ) jeobarometrisine göre hesaplanan basınç değerleri

Örnek No	P(GBAQ-Fe, bar)	P(GBAQ-Mg, bar)	P(GBAQ-ortalama, bar)	Basınç (P) (kbar±σ)
$145_{1\text{-Merkez}}$	8388.541	8444.83	8416.69	8.4±1.8
$145_{1\text{-Kenar}}$	7971.033	8001.94	7986.4 9	8.0±1.8
$145_{2\text{-Merkez}}$	7561.421	7580.89	7571.16	**7.6±1.8**
$145_{2\text{-Kenar}}$	6640.937	6600.61	6620.77	**6.6±1.8**



Şekil 4.169. Mesokratik ortognaysa ait 145 nolu örnekde, GBAQ jeobarometre hesaplamalarında merkezden kenara doğru sıcaklık değişim grafiği

Sonuç olarak, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays, başlangıçta 795.27±25 ^{o}C sıcaklık - 7.6±1.8 kbar basınç şartlarında ve bunu takiben 790.09±25 ^{o}C sıcaklık - 6.6±1.8 kbar basınç şartlarında granulit fasiyesi metamorfizmalarına uğramıştır.

P-T Şartları:

Yukarıda verilen jeotermobarometre sonuçlarına göre, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays, başlangıçta 795.27±25 ^{o}C sıcaklık ve 7.6±1.8 kbar basınç şartlarında granulit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu ortognaysla, daha sonra, 790.09±25 ^{o}C sıcaklık ve 6.6±1.8 kbar basınç şartlarında, yine granulit fasiyesinde, gerileyen metamorfizmaya maruz kalmıştır (Şekil 4.170).

Ayrıca, mesokratik ortognaysların metamorfizma şartlarını belirlemek için Spear ve diğ.'nin (1999) ortaya koyduğu diyagram (Şekil 4.170; mavi ile boyalı alan) kullanılmıştır. Bu diyagram, NaKFMASH (Na_2O, K_2O, FeO_t, MgO, Al_2O_3, SiO_2, H_2O) sistemindeki Spear ve diğ. (1999) ve Tomkins ve diğ. (2007) tarafından ortaya konulan, belirlenmiş birkaç değişkenli reaksiyonun (Şekil 4.170; (9), (11), (14) ve (15) nolu reaksiyonlar) konumlarını kullanır.

Bu diyagrama göre, Kasaba Dağları ortognaysı içerisinde granat+K-fel., biyotit+sillimanit ve biyotit+granat topluluklarının izlenmesi sıcaklığı 710-900 ^{o}C, basıncı ise 4.2-12 kbar aralıklarında sınırlar (Şekil 4.170).

Fe/(Fe+Mg) indeksi (Luvizotto ve Zack, 2009) kullanılarak ortognaysdaki granatlarda Fe/(Fe+Mg) indeks değerleri hesaplanmıştır (Çizelge 4.48).

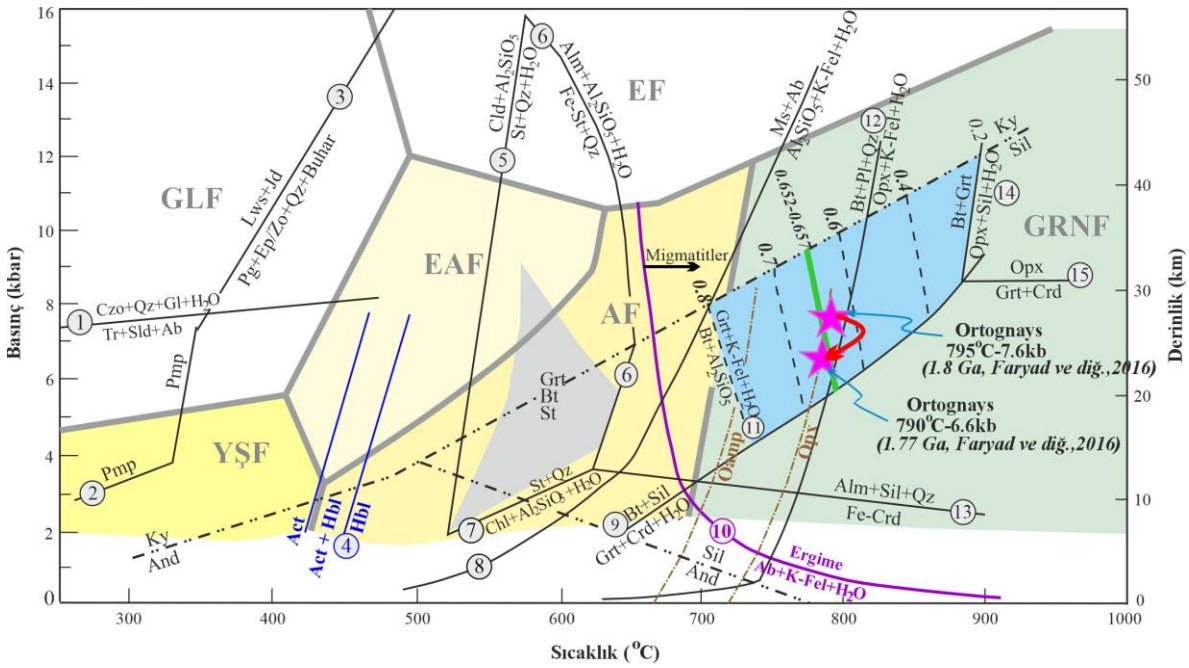
Çizelge 4.48. Mesokratik ortognaysdaki granatların Fe/(Fe+Mg) hesaplama sonuçları

Örnek No	145- Grt-A3		145-Grt-A4	
	Merkez	Kenar	Merkez	Kenar
Fe^{2+}	1.858	1.875	1.925	1.921
Mg	0.969	0.957	1.028	1.006
Fe+Mg	2.827	2.832	2.953	2.927
Fe/(Fe+Mg)	**0.657**	**0.662**	**0.652**	**0.656**

Çizelge 4.48 'e göre, ortognays içerisindeki granatların Fe/(Fe+Mg) indeks değerleri 0.652-0.657 aralığında değişmektedir.

Bu indeks değerlerine göre, Kasaba Dağları ortognaysı içerisindeki sıcaklık-basınç şartları 760-790 ^{o}C – 5.8-9.5 kbar aralıklarındadır (Şekil 4.170; yeşil boyalı alan). Tespit

edilen bu basınç-sıcaklık şartları, jeotermobarometre hesaplamalarında bulunan basınç-sıcaklık değerleri ile (795.27±25 ^{o}C sıcaklık - 7.6±1.8 kbar basınç ve 790.09±25 ^{o}C sıcaklık - 6.6±1.8 kbar basınç) uyumludur.



Şekil 4.170. Kasaba Dağları ortognaysında izlenen granulit fasiyesi metamorfizmasının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram. Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Grt+Bt+St parajenezinin kararlı olduğu alandır (Bucher ve Grapes, 2011'den). Pembe içi dolu yıldızlar granulit fasiyesinin P-T şartlarını, kırmızı ok granulit fasiyesi metamorfizmasında gerileyen metamorfizma yönünü gösterir. Yeşil boyalı alan ortognays içerisindeki granatlarda Fe/(Fe+Mg) indeks değerleridir. Reaksiyon (1), (2), (3), (4), (5), (6), (7), (10) ve (13) 'ün açıklamaları Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. Reaksiyon (8), (9), (11), (14) ve (15) Spear ve diğ.'nden (1999), Reaksiyon (12) Spear 'den (1995) alınmıştır. Sillimanit-disten-andaluzit reaksiyon çizgileri Yardley'den (1989) alınmıştır. Opx: Ortoproksen, Gl: Glokofan, diğer mineral simgeleri Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi. Siyah kesikli çizgiler Grt+Bt+Al_2SiO_5 topluluğu için granattaki Fe/(Fe+Mg) 'un konturlarıdır (Luvizotto ve Zack, 2009 'dan)

Sonuç olarak, Kasaba Dağları ortognaysı, başlangıçta 795.27±25 ^{o}C sıcaklık ve 7.6±1.8 kbar basınç şartlarında granulit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu ortognayslar, daha sonra, 790.09±25 ^{o}C sıcaklık ve 6.6±1.8 kbar basınç şartlarında, yine granulit fasiyesinde, gerileyen metamorfizmaya maruz kalmıştır (Şekil 4.170; pembe yıldızlar).

Ortognays içerisinde ortoproksenlerin gözlenmemesi, Bt+Pl = Opx+K-fel+H_2O reaksiyonunun (Şekil 4.170; Reaksiyon (12)) gerçekleşmediğine işaret eder.

Faryad ve diğ. (2016), Sherderwaza formasyonu içerisinde tanımladığı Kabil Havaalanı ortognaysında, metamorfik zirkondan U-Pb yöntemiyle yaptıkları yaşlandırma sonucunda, bu ortognaysların 1.8 Ga (Paleoproterozoyik) granulit fasiyesi metamorfizma yaşı gösterdiğini belirtirler. Bu araştırmacılar, ayrıca, Kabil Havaalanı ortognaysında monazit yaşlandırmasıyla 1.77 Ga (Paleoproterozoyik) granulit fasiyesi metamorfizma yaşı tespit etmişlerdir. Çalışma alanında, Kasaba Dağları ortognaysında birbirini takip eden ve nispeten gerileyen tarzda gelişen granulit fasiyesi metamorfizmaları (795.27±25 ^{o}C - 7.6±1.8 kbar ve 790.09±25 ^{o}C - 6.6±1.8 kbar), Faryad ve diğ. 'nin (2016) belirttiği 1.8 Ga ve 1.77 Ga granulit fasiyesi metamorfizma yaşları ile ilişkili olmalıdır.

Dolayısıyla, Kasaba Dağları ortognaysı, başlangıçta 795.27±25 ^{o}C sıcaklık ve 7.6±1.8 kbar basınç şartlarında granulit faiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfizmanın yaşı 1.8 Ga olmalıdır. Ortognayslar, daha sonra, 790.09±25 ^{o}C sıcaklık ve 6.6±1.8 kbar basınç şartlarında, yine granulit fasiyesinde, gerileyen metamorfizmaya maruz kalmıştır. Bu metamorfizma ise 1.77 Ga yaşlı olmalıdır (Şekil 4.170; pembe yıldızlar).

2) Amfibolit Fasiyesi Metamorfizması

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar içerisindeki granatlar yer yer kenarlarından itibaren biyotite dönüşmüştür (Şekil 4.43). Bu dönüşüm, Granat+K-fel+H_2O = Biyotit+Sillimanit reaksiyonuyla gerçekleşmiş olmalıdır. Ayrıca, mesokratik ortognayslarda "*biyotit + plajioklas + sillimanit + granat*", amfibolitlerde "*hornblend (çermakit) + plajioklas*" toplulukları izlenir. Bu özellikler, Kasaba Dağları ortognaysının granulit fasiyesi metamorfizmasından sonra gerileyen tarzda amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını gösterir. Diğer taraftan, mesokratik ortognayslar içerisinde, porfiroblast halde izlenen iri taneli granatlar granulit fasiyesine aitken, daha ince taneli – küçük boyutlu granatlar muhtemelen amfibolit fasiyesi şartları altında oluşmuş olmalıdır.

Mesokratik ortognays içerisinde;

Sillimanit + Ortoklas + Almandin + Biyotit + Kuvars (Şekil 4.171 - (***1***)),

Almandin + Ortoklas + Biyotit + Andezin + Kuvars (Şekil 4.171 - (***2***)),

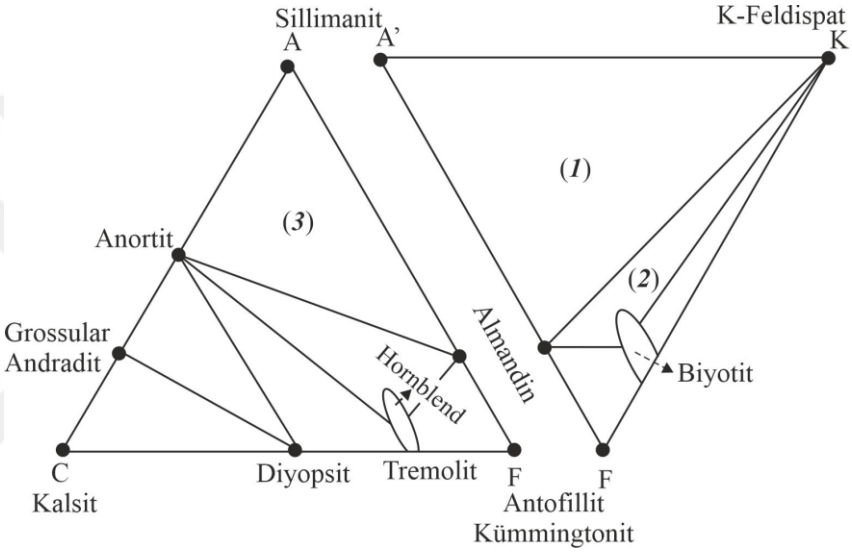
Sillimanit + Almandin + Andezin + Kuvars (Şekil 4.171-(***3***)),

Sillimanit + Ortoklas + Almandin + Biyotit + Andezin + Kuvars,

Amfibolitlerde;

Hornblend (Çermakit) + Plajioklas (Andezin, Labrador) + Kuvars

parajenezleri, Kasaba Dağları ortognaysının, başlangıçta gelişen granulit fasiyesi metamorfizmasından sonra, üst amfibolit fasiyesi şartlarını gösteren ve "*sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi*"ne kadar ulaşan, gerileyen tarzda amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını gösterir (Şekil 4.171).

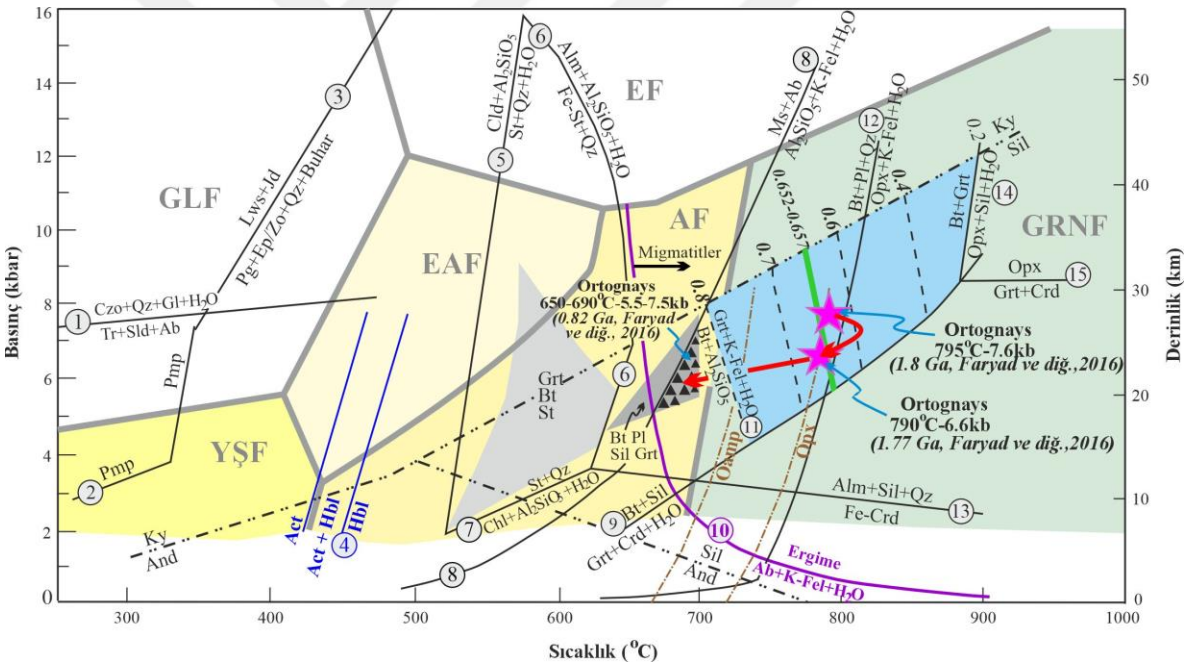


Şekil 4.171. Amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesinde gözlenen topluluklar (Winkler, 1967). A, A', C, F ve K formülleri Şekil 4.145 'de verilmiştir

Amfibolit fasiyesindeki bu metamorfizmanın P-T şartları hakkında şu yorumlar yapılabilir: Asidik-nötr bileşimli mesokratik ortognayslarda yer yer anateksinin izlenmesi, ortamda sıcaklığın ergime sınırını (Şekil 4.172, (10) nolu reaksiyon) aştığını gösterir. Bu kayaçlarda sillimanit+ortoklas 'ın bulunması, Muskovit+Albit = Al_2SiO_5+K-fel+H_2O reaksiyonunun (Şekil 4.172, (8) nolu reaksiyon) gerçekleştiğine işaret eder. Mesokratik ortognayslarda granatlar yer yer kenarlarından itibaren biyotite dönüşmüştür (Şekil 4.43). Bu dönüşüm, Granat+K-fel+H_2O = Biyotit+Sillimanit reaksiyonuyla (Şekil 4.172, (11) nolu reaksiyon) gerçekleşmiştir. Granulit fasiyesi – üst amfibolit fasiyesi geçiş zonlarında izlenen bu reaksiyon, aynı zamanda Kasaba Dağları ortognaysında granulit fasiyesinden sonra gerileyen tarzda gelişen amfibolit fasiyesi metamorfizmasını yansıtır. Bütün bu reaksiyonlar, özellikle ortognayslarda izlenen, Carmichael 'in (1989) pelajik metapelitik topluluklarda tanımladığı "Biyotit+Plajioklas+Sillimanit+Granat" topluluğu (Şekil 4.172,

koyu gri boyalı alan) ile birlikte düşünüldüğünde; Kasaba Dağları ortognaysında amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde izlenen metamorfizmanın, 650-690 ^{o}C sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında gerçekleştiği söylenebilir (Şekil 4.172, içi dolu siyah üçgenle taralı alan). Faryad ve diğ. (2016), Kasaba Dağları ortognaysı içerisinde tespitt ettiği amfibolit fasiyesi metamorfizmasının yaşını 0.82 Ga (Neoproterozoyik) olarak belirlemişlerdir.

Sonuç olarak, Kasaba Dağları ortognaysı, başlangıçta gelişen granulit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 650-690 ^{o}C sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında Neoproterozoyik (0.82 Ga) yaşlı amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.172).



Şekil 4.172. Kasaba Dağları ortognaysında izlenen granulit ve amfibolit fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram. Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Grt+Bt+St parajenezinin kararlı olduğu alandır (Bucher ve Grapes, 2011'den). Koyu gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Bt+Pl+Sil+Grt parajenezinin kararlı olduğu alandır (Carmichael, 1989 'dan). Pembe içi dolu yıldızlar granulit fasiyesinin P-T şartlarını, içi dolu siyah üçgenle taralı alan amfibolit fasiyesi P-T şartlarını, kırmızı ok granulit fasiyesinden amfibolit fasiyesine doğru gelişen metamorfizma yönünü gösterir. Yeşil boyalı alan ortognays içerisindeki granatlarda Fe/(Fe+Mg) indeks değerleridir. Reaksiyon (1), (2), (3), (4), (5), (6), (7), (10) ve (13) 'ün açıklamaları Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. Reaksiyon (8), (9), (11), (14) ve (15) Spear ve diğ.'nden (1999), Reaksiyon (12) Spear 'den (1995) alınmıştır. Sillimanit-disten-andaluzit reaksiyon çizgileri Yardley'den (1989) alınmıştır. Opx: Ortoproksen, diğer mineral simgeleri Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi, Gl: Glokofan. Siyah kesikli çizgiler Grt+Bt+Al_2SiO_5 topluluğu için granattaki Fe/(Fe+Mg) 'un konturlarıdır (Luvizotto ve Zack, 2009 'dan)

3) Yeşilşist Fasiyesi Metamorfizması

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar içerisinde granatlar ve biyotitler klorite, plajioklaslar ve ortoklaslar serisite, amfibolitler içerisindeki hornblendler klorit ve aktinolite dönüşmüştür. Özellikle metabazitler içerisinde epidot+aktinolit+klorit+albit parajenezi izlenmektedir.

Bu özellikler, Kasaba Dağları ortognaysının amfibolit fasiyesi metamorfizmasından sonar, gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını gösterir.

Gerileyen tarzda gelişen bu metamorfizma sonucu;

Mesokratik ortognayslarda;

Biyotit (yeşil) + Muskovit + Mikroklin + Kuvars (Şekil 4.173-(***1***)),

Klorit (Fe-Klorit) + Muskovit + Biyotit (yeşil) + Kuvars (Şekil 4.173-(***2***)),

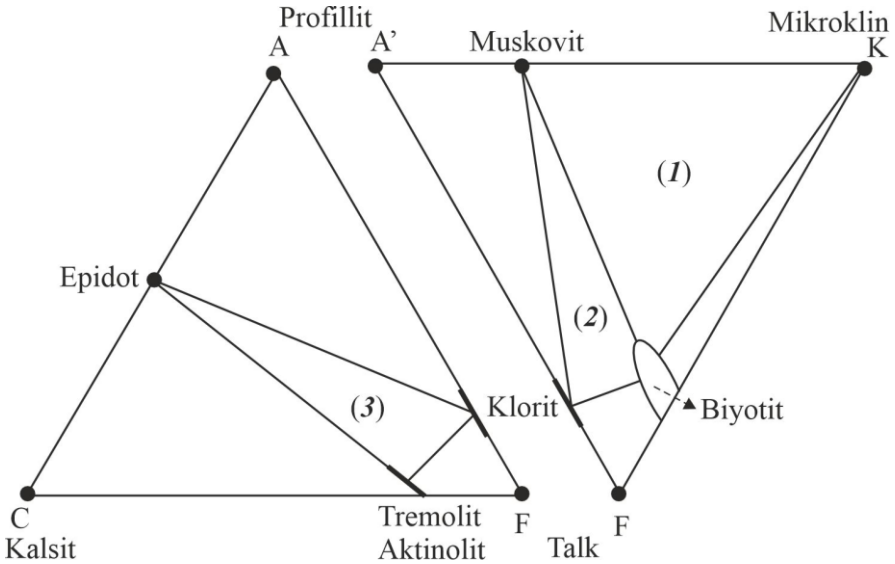
Biyotit (yeşil) + Muskovit + Albit + Kuvars,

Amfibolitlerde;

Klorit (Fe-Klorit) + Epidot + Aktinolit (Şekil 4.173-(***3***)),

Klorit + Aktinolit + Albit

parajenezleri, yeşilşist fasiyesinin (Abukama tip) "kuvars-albit-muskovit-biyotit" alt fasiyesi"ne işaret eder (Şekil 4.173).



Şekil 4.173. Yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesinde gözlenen topluluklar (Winkler, 1967). A, A', C, F ve K formülleri Şekil 4.145 'de verilmiştir.

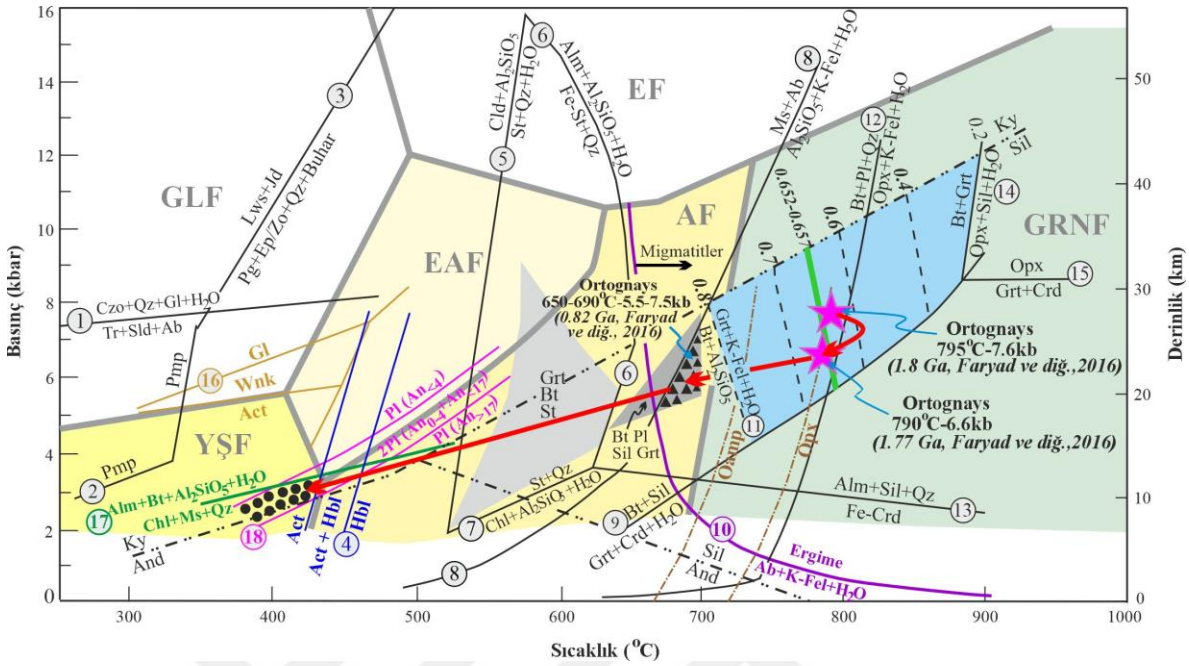
Dolayısıyla, Kasaba Dağları ortognaysı, başlangıçta gelişen ve birbirini takip eden granulit ve amfibolit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır.

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslarda ve amfibolitlerde izlenen yeşilşist fasiyesi mineral topluluklarında almandin gözlenmemiştir. Mesokratik ortognayslardaki granatlardan yapılan mikroprob çalışmalarına göre, bu granatların tamamı granulit fasiyesine aitdir. Mesokratik ortognayslarda muskovit+klorit+kuvars parajenezinin izlenmesi, buna karşılık yeşilşist fasiyesine ait granatların gözlenmemesi, yeşilşist fasiyesi şartları altında ortamda, "Klorit+Muskovit+Kuvars $\rightarrow$ Almandin+Al_2SiO_5+H_2O" reaksiyonunun (Şekil 4.174, Reaksiyon (17)) gerçekleşmediğine işaret eder. Kasaba Dağları ortognaysına ait amfibolşistlerde, hornblendlerden itibaren gerileyen reaksiyonlarla oluşmuş aktinolitler yeralır.

Sonuçta, Kasaba Dağları ortognaysında, yeşilşist fasiyesi şartlarında "Klorit+Muskovit+Kuvars $\rightarrow$ Almandin+Al_2SiO_5+H_2O" reaksiyonunun gelişmemiş olması nedeniyle almandinin gözlenmemesi ve yeşilşist fasiyesinde aktinolitin kararlı olduğu üst sıcaklık sınırı, yeşilşist fasiyesinin üst sıcaklık sınırı ile birlikte düşünüldüğünde, ortamda basıncın 3,5 kbar'dan az, sıcaklığın ise maksimum 430 ^oC olduğunu gösterir (Şekil 4.174).

Mesokratik ortognayslar ve amfibolitlerde, yeşilşist fasiyesinin karekteristik minerali olan albit bileşimli plajioklaslar yeralır. Bu plajioklasların anortit içerikleri; mesokratik ortognayslarda %6-7 ($Ab_{93}An_{07}$ - $Ab_{94}An_{06}$; albit), amfibolitlerde ise %7 'dir ($Ab_{93}An_{07}$; albit). Amfibolit fasiyesinde (özellikle almandin-amfibolit fasiyesi) plajioklaslar ≥%15 anortit içeriklerine sahiptir (An ≥ %15; Turner ve Verhogen, 1960). Dolayısıyla, Kasaba Dağları ortognaysında izlenen son metamorfizmanın yeşilşist fasiyesinde gerçekleştiği ve ayrıca Şekil 4.174 'de verilen Maruyama ve diğ.'nin (1983) plajioklas kararlılık alanları (Reaksiyon (18)) gözönüne alındığında; ortamda yeşilşist fasiyesindeki metamorfizmanın minimum 2 kbar basınç ve minimum 375 ^oC sıcaklıkta gerçekleştiği görülür (Şekil 4.174).

Bu verilere göre, Kasaba Dağları ortognaysında son evre metamorfizması olarak izlenen gerileyen tarzdaki yeşilşist fasiyesi metamorfizması; 375-430 ^oC sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında ve kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesinde gerçekleşmiştir (Şekil 4.174 ; içi dolu siyah daire ile taralı alan).



Şekil 4.174. Kasaba Dağları ortognaysında izlenen granulit, amfibolit ve yeşilşist fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram. Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Grt+Bt+St parajenezinin kararlı olduğu alandır (Bucher ve Grapes, 2011'den). Koyu gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Bt+Pl+Sil+Grt parajenezinin kararlı olduğu alandır (Carmichael, 1989 'dan). Pembe içi dolu yıldızlar granulit fasiyesinin P-T şartlarını, içi dolu siyah üçgenle taralı alan amfibolit fasiyesi P-T şartlarını, içi dolu siyah dairelerin olduğu alan yeşilşist fasiyesinin P-T şartlarını, kırmızı oklar granulit fasiyesi→amfibolit fasiyesi→yeşilşist fasiyesi geçişlerine işaret eden metamorfizma yönünü gösterir. Yeşil boyalı alan ortognays içerisindeki granatlarda Fe/(Fe+Mg) indeks değerleridir. Reaksiyon (1), (2), (3), (4), (5), (6), (7), (10), (13), (16), (17) ve (18) 'in açıklamaları Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. Reaksiyon (8), (9), (11), (14) ve (15) Spear ve diğ.'nden (1999), Reaksiyon (12) Spear 'den (1995) alınmıştır. Sillimanit-disten-andaluzit reaksiyon çizgileri Yardley'den (1989) alınmıştır. Opx: Ortoproksen, diğer mineral simgeleri Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi, Gl: Glokofan. Siyah kesikli çizgiler Grt+Bt+Al_2SiO_5 topluluğu için granattaki Fe/(Fe+Mg) 'un konturlarıdır (Luvizotto ve Zack, 2009 'dan)

Sonuç olarak; Kasaba Dağları ortognaysı, başlangıçta 795.27±25 ºC sıcaklık ve 7.6±1.8 kbar basınç şartlarında Paleoproterozoyik (1.8 Ga) yaşlı granulit fasiyesi metamorfizmasına uğramıştır. Ortognayslar, daha sonra, 790.09±25 ºC sıcaklık ve 6.6±1.8 kbar basınç şartlarında, Paleoproterozoyik (1.77 Ga) yaşlı gerileyen tarzda granulit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır (Şekil 4.174; pembe yıldızlar). Kasaba Dağları ortognaysı, başlangıçta gelişen granulit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 650-690 ºC sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında Neoproterozoyik (0.82 Ga) yaşlı amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.174; siyah içi dolu üçgenlerle taralı alan). Kasaba Dağları ortognaysı, en

son evrede, yine gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesinde izlenen bu son metamorfizma, 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiştir (Şekil 4.174 ; içi dolu siyah daire ile taralı alan).

4.3.4. Khair Khana Dağları ortognaysı

Birim yaygın olarak lökokratik ortognayslardan oluşur. İçerisinde mercek görünümlü granulit blokları ve amfibolit-amfibolşist düzeyleri izlenir. Ayrıca, yer yer anateksi oluşumları da gözlenmektedir. Birimin metamorfizma öncesinde yaygın olarak asidik magmatik, bazik magmatik ve kuvarsofeldispatik kayaçlardan yapılı olduğu söylenebilir.

Köken kayaç bileşimlerine bağlı olarak, Khair Khana Dağları ortognaysına ait **lökokratik ortognayslarda**; "*kuvars + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + plajioklas (albit, andezin, bitovnit) + granat (almandin) ± biyotit (Fe-biyotit) ± hornblend (çermakit) ± epidot ± zoisit/klinozoit ± sillimanit ± muskovit ± klorit ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit"* ve "*kuvars + K-feldspat (ortoklas, mikroklin) + plajioklas (andezin, bitovnit) + granat (almandin) + hornblend (hastingsit) + klinoproksen ± epidot ± zoisit/klinozoisit ± zirkon ± apatit"* mineral toplulukları, **amfibolit-amfibolşistlerde**; *hornblend (çermakit) + plajioklas (albit, andezin) + kuvars ± klorit ± epidot ± aktinolit ± sfen ± apatit ± rutil* mineral topluluğu, **felsik granulitlerde**; *plajioklas (albit, andezin, bitovnit) + kuvars + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + klinoproksen + ortoproksen + hornblend (çermakit) + granat (almandin) + biyotit (kahve, yeşil) ± sillimanit ± klorit ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit* mineral topluluğu, **mafik granulitlerde** ise; *hornblend (magnesio-demir hornblend, ferro-ferri sadaganit, ferro-ferri çermakit) + klinoproksen* ± ortoproksen + *granat (almandin) + plajioklas (albit, andezin, labrador) + biyotit (kahve, yeşil) ± K-feldispat (ortoklas ve mikroklin) ± sillimanit ± aktinolit ± epidot ± klorit ± kuvars ± sfen ± ilmenit ± apatit ± rutil* mineral topluluğu tespit edilmiştir.

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde, gerek farklı metamorfizma şartlarında açığa çıkan indeks mineral ve mineral parajenezlerinin gözlenmesi, gerekse jeotermobarometre hesaplamalarında farklı P-T şartlarının belirlenmesi, birimin çok evreli metamorfizmaya uğradığını gösterir. Burada, bu metamorfizma evreleri sırasıyla anlatılacaktır:

1) Granulit Fasiyesi Metamorfizması

Khair Khana Dağları ortognaysına ait **lökokratik ortognayslarda**; "*kuvars + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + plajioklas (albit, andezin, bitovnit) + granat (almandin) ± biyotit (Fe-biyotit) ± hornblend (çermakit) ± epidot ± zoisit/klinozoit ± sillimanit ± muskovit ± klorit ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit"* ve "*kuvars + K-feldspat (ortoklas, mikroklin) + plajioklas (andezin, bitovnit) + granat (almandin) + hornblend (hastingsit) + klinoproksen ± epidot ± zoisit/klinozoisit ± zirkon ± apatit" mineral toplulukları,* **amfibolit-amfibolşistlerde**; *hornblend (çermakit) + plajioklas (albit, andezin) + kuvars ± klorit ± epidot ± aktinolit ± sfen ± apatit ± rutil* mineral topluluğu, **felsik granulitlerde**; *plajioklas (albit, andezin, bitovnit) + kuvars + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + klinoproksen + ortoproksen + hornblend (çermakit) + granat (almandin) + biyotit ± sillimanit ± klorit ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit* mineral topluluğu, **mafik granulitlerde** ise; *hornblend (magnesio-demir hornblend, ferro-ferri sadaganit, ferro-ferri çermakit) + klinoproksen* ± ortoproksen + *granat (almandin) + plajioklas (albit, andezin, labrador) + biyotit ± K-feldispat (ortoklas ve mikroklin) ± sillimanit ± aktinolit ± epidot ± klorit ± kuvars ± sfen ± ilmenit ± apatit ± rutil* mineral topluluğu izlenir.

Lökokratik ortognayslarda;

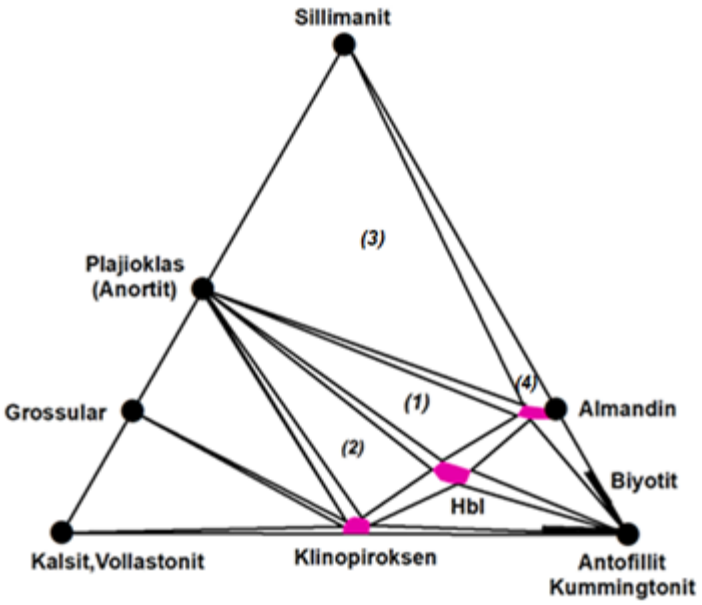
Almandin + plajioklas (bitovnit) + hornblend (Şekil 4.175 - ***(1)***),

Plajioklas (bitovnit) + hornblend + klinoproksen (Şekil 4.175 - ***(2)***),

Sillimanit + plajioklas (bitovnit) + almandin (Şekil 4.175 - ***(3)***),

Sillimanit + almandin (Şekil 4.175 - ***(4)***)

parajenezlerinin gözlenmesi, granulit fasiyesinin "sillimanit-biyotit-ortoklas alt fasiyesi"ne işaret eder (Şekil 4.175).



Şekil 4.175. Granulit fasiyesinin "sillimanit-biyotit-ortoklas alt fasiyesi"nde gözlenen topluluklar (de Waard, 1965)

Dolayısıyla, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı başlangıçta "granulit fasiyesinin sillimanit-biyotit-ortoklas alt fasiyesi"nde metamorfizmaya uğramıştır.

Felsik granulitlerde;

Almandin + plajioklas (bitovnit) + biyotit (Şekil 4.176 - ***(1)***),

Almandin + plajioklas (bitovnit) + hornblend (Şekil 4.176 - ***(2)***),

Almandin + hornblend + biyotit (Şekil 4.176 - ***(3)***),

Plajioklas (bitovnit) + hornblend + klinoproksen (Şekil 4.176 - ***(4)***),

Almandin + hornblend + ortoproksen (Şekil 4.176 - ***(5)***),

Hornblend + klinoproksen + ortoproksen (Şekil 4.176 - ***(6)***),

Almandin + biyotit + ortoproksen (Şekil 4.176 - ***(7)***),

Mafik granulitlerde;

Almandin + plajioklas (labrador) + biyotit (Şekil 4.176 - ***(1)***),

Almandin + plajioklas (labrador) + hornblend (Şekil 4.176 - ***(2)***),

Almandin + hornblend + biyotit (Şekil 4.176 - ***(3)***),

Plajioklas (labrador) + hornblend + klinoproksen (Şekil 4.176 - ***(4)***),

Almandin + hornblend + ortoproksen (Şekil 4.176 - ***(5)***),

Hornblend + klinoproksen + ortoproksen (Şekil 4.176 - ***(6)***),

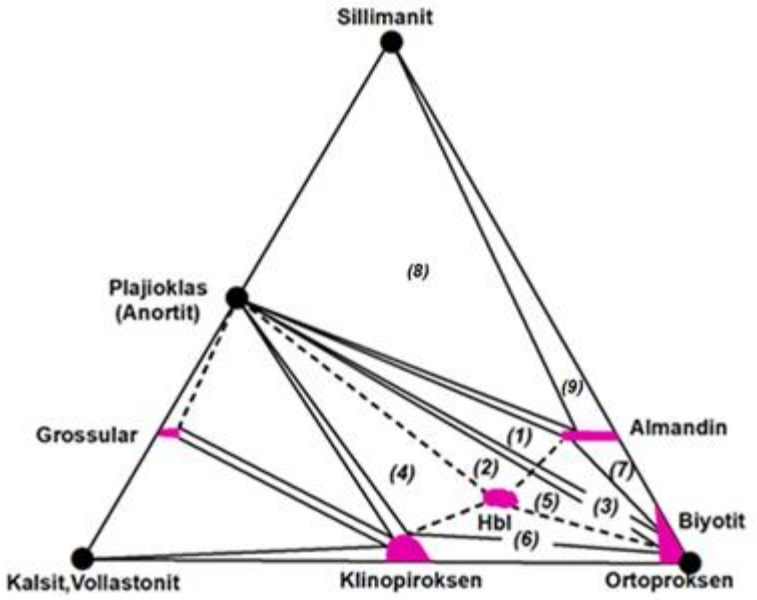
Almandin + biyotit + ortoproksen (Şekil 4.176 - ***(7)***),

Sillimanit + plajioklas (labrador) + almandin (Şekil 4.176 - ***(8)***),

Sillimanit + almandin (Şekil 4.176 - ***(9)***)

parajenezlerinin gözlenmesi, granulit fasiyesinin "hornblend-ortoproksen-plajioklas alt fasiyesi"ne işaret eder (Şekil 4.176).

Lökokratik ortognayslarda ortoproksenlerin gözlenmemesi, bu kayaçlardaki granulit fasiyesi metamorfizmasının üst sıcaklık sınırını ~790 ^{o}C ile sınırlar. Buna karşılık felsik ve mafik granulitlerde ortoproksenlerin izlenmesi, granulit fasiyesi şartlarında sıcaklığın daha da arttığına işaret eder.



Şekil 4.176. Granulit fasiyesinin "hornblend-ortoproksen-plajioklas alt fasiyesi"nde gözlenen topluluklar (de Waard, 1965)

Jeotermobarometre:

Jeotermobarometrik hesaplamalar için Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitler ve mafik granulitler seçilmiştir.

❖ **Felsik granulit**

Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitlerde, sıcaklık şartlarının belirlenmesinde, "*tek proksen içeren jeotermometre*", basınç şartlarının belirlenmesinde ise "*tek proksen içeren jeobarometre*" kullanılmıştır.

Tek proksen içeren jeotermometre:

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki felsik granulitlerde, sıcaklık-basınç şartlarının belirlenmesi için Molin ve Zanazzi'nin (1991) "tek proksen içeren jeotermometre" uygulanmıştır.

Molin ve Zanazzi'nin (1991) klinoproksen jeotermometresi Denklem 4.8 'e göre yapılır:

$$TMZ_{91-Cpx}(K) = \left[1000\frac{1.188[5.465(R^3) + 7.324 \cdot Ca" - 3/039]}{-lnK_D + 4.032(R^3) + 5.383Ca" - 3.767}\right] \quad (4.8)$$

$$Ca" = (Ca + Na + Mn)$$

$$R^3 = (Al^{VI} + Fe^{+3} + Cr + Ti^{+4})$$

$$K_D = (Fe_{M1} \cdot Mg_{M2})/(Fe_{M2} \cdot Mg_{M1})$$

Felsik granulitlerde tek proksen jeoterometre hesaplama sonucu Çizelge 4.49 'da verilmiştir.

Çizelge 4.49. Felsik granulitlerin Molin ve Zanazzi'ye (1991) göre klinoproksendeki jeotermometrik hesaplama sonuçları

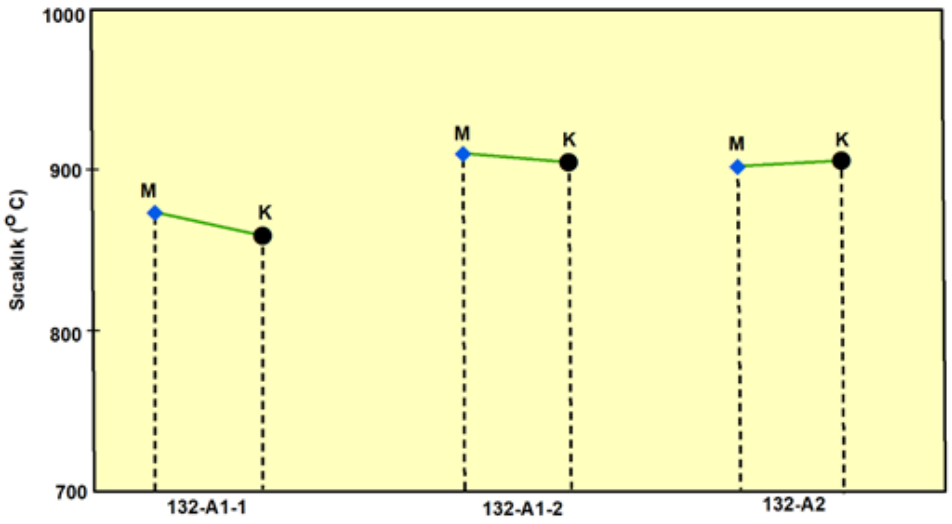
Molin and Zanazzi (1991) Tek Proksen Jeotermometresi (ºC)							
Örnek No	**Proksen Grubu**	**Proksen Türü**	**R^3**	**Ca''**	**K_D**	**lnK_D**	**Sıcaklık (ºC)**
132-A1-1$_{Merkez}$	Ca-Mg-Fe proksen	Ojit	0.035	0.60	0.118	-2.135	**872±30**
132-A1-1$_{Kenar}$	Ca-Mg-Fe proksen	Ojit	0.029	0.51	0.115	-2.162	**864±30**
132-A1-2$_{Merkez}$	Ca-Mg-Fe proksen	Diyopsit	0.088	0.96	0.133	-2.016	908±30
132-A1-2$_{Kenar}$	Ca-Mg-Fe proksen	Diyopsit	0.067	0.96	0.132	-2.023	906±30
132-A2$_{Merkez}$	Ca-Mg-Fe proksen	Aujit	0.09	0.91	0.131	-2.03	904±30
132-A2$_{Kenar}$	Ca-Mg-Fe proksen	Diyopsit	0.064	0.95	0.132	-2.025	906±30

Hesaplamalar 132 nolu örnekde A1-1 ve A1-2 nolu proksenlerde yapılmıştır. Hesaplama sonuçlarına göre, 132-A1-1 nolu proksen örneğinde 872±30 ºC (merkez) ve 864±30 ºC (kenar) sıcaklıklar, 132-A1-2 nolu proksen örneğinde ise 908±30 ºC (merkez) ve 906±30 ºC (kenar) sıcaklıklar, 132-A2 nolu proksen örneğinde ise 904±30 ºC (merkez) ve 906±30 ºC (kenar) sıcaklıklar tespit edilmiştir. Özellikle, 132-A1-1 ve 132A1-2 nolu proksen örneklerinde merkezden kenara doğru gidildikçe sıcaklıklar azalmaktadır (Çizelge 4.49 ve Şekil 4.177).

Mafik granulitler içerisindeki ferro-ferri çermakitlerde kenarlarından itibaren magnesio-demir hornblende dönüşümler izlenir. Ayrıca, bazı magnesio demir hornblendler kenarlarından itibaren ferro-ferri sadaganite dönüşmüştür (Çizelge 4.25). "Magnesio demir hornblend → Ferro-ferri sadaganit" ve "Ferro-ferri çermakit → Magnesio demir hornblend" dönüşümleri, ortamda granulit fasiyesi metamorfizma şartlarında gelişen sıcaklık azalışı ile ilişkili olmalıdır.

Felsik granulitlerde sillimanitler, granatların kenar zonlarında kapanımlar halinde izlenir. Bu nedenle, kayaç içerisinde granattan itibaren gerileyen reaksiyonlarla amfibolit fasiyesi şartları altında açığa çıkmış olmalıdır. Dolayısıyla, ortamda granulit fasiyesinin karekteristiği olan "biyotit+granat=ortoproksen+sillimanit+H_2O" reaksiyonu gerçekleşmemiştir. Bu reaksiyon, granulit fasiyesi ortamlarında 7-12 kbar basınç aralığında >890 ^oC sıcaklık şartlarında gerçekleşir (Spear, 1999). Bu nedenle, felsik granulitlerde granulit fasiyesine ait sillimanitlerin gözlenmemesi, ortamda sıcaklığın 890 ^oC 'den düşük olduğunu gösterir. Buna göre, jeotermometre hesaplamalarında bulunan, 132-A1-1 nolu proksen örneğindeki 872±30 ^oC (merkez) ve 864±30 ^oC (kenar) sıcaklık değerleri daha uygundur (Çizelge 4.49).

Sonuç olarak, felsik granulitlerde başlangıçta, 872±30 ^oC sıcaklıkta ve bunu takiben 864±30 ^oC sıcaklıkta, gerileyen tarzda gelişen granulit fasiyesi metamorfizmaları izlenir (Çizelge 4.49).



Şekil 4.177. Felsik granulite ait 132-A1 nolu örnekde, tek proksen jeotermometre hesaplamalarında, merkezden kenara doğru sıcaklık değişim grafiği. M: merkez, K: Kenar

Tek proksen içeren jeobarometresi:

Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitlerde basınç şartlarını belirlemek için "tek proksen jeobarometresi" (Nimis ve Ulmer, 1998) kullanılmıştır. Bu jeobarometre hesaplamalarında; (Ca+Na)>0.5 (apfu), $Mg/(Mg+Fe^{+2})>0.7$, $Al_2O_3/SiO_2<0.375$ (%Ağ.) ve $Al_2O_3<18$ (%Ağ.) olmalıdır. Felsik granulitlerdeki bu hesaplamaların sonuçları Çizelge 4.50'de verilmiştir.

Çizelge 4.50. Felsik granulitlerin Ca+Na, $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ ve Al_2O_3/SiO_2 değerleri

Örnek No	Ca+Na (Apfu)	$Mg/(Mg+Fe^{+2})$ (%Ağ.)	Al_2O_3/SiO_2 (%Ağ.)
132-A1-2$_{Merkez}$	0.91	0.82	0.03
132-A2$_{Kenar}$	0.52	0.75	0.06

Çizelge 4.50 'ye göre, felsik granulitlerdeki (Ca+Na), $Mg/(Mg+Fe^{+2}$ ve Al_2O_3/SiO_2 değerleri, tek proksen jeobarometresine göre basınç hesaplamaları için uygundur.

Tek proksen jeobarometresi hesaplaması Denklem 4.9 'a göre yapılır:

$$\boldsymbol{P}\mathbf{NU}_{\mathbf{98cor\text{-}BH\text{-}Cpx}}\ \mathbf{(\pm 1.70,\ kbar) = 654.47 - 1.186 \cdot \boldsymbol{V}co\ Cerr\ ll\ (Å3) - 9.140 \cdot \boldsymbol{V}co\ \boldsymbol{M}1rr\ (Å3)} \quad (4.9)$$

Bu denklemde, "VcoCerrll" düzeltilmiş hücre hacmini, "VcoM1rr" M1 bölgesi hacmini gösterir. Çizelge 4.51 'de, tek proksen jeobarometre hesaplamalarına göre felsik granulitlere ait hesaplanan basınç değerleri görülmektedir. Burada, 132 nolu örnekde, A1-2 nolu proksenin merkezinde ve A2 nolu proksenin kenarında jeobarometre hesaplama sonuçları bulunmuştur. 132 nolu örnekdeki diğer proksen minerallerinde, jeobarometre hesaplamalarında basınç değerleri çok düşük çıktığı için (<3 kbar) değerlendirmeye alınmamıştır.

Çizelge 4.51. Felsik granulitlerin hesaplanan jeobarometre değerleri

Nimis ve Ulmer'in (1998) Tek Proksen Jeobarometersi (kbar)±σ			
Örnek No	**Proksen Grubu**	**Proksen Türü**	**P(kbar)±σ**
132-A1-2$_{Merkez}$	Ca-Mg-Fe proksen	Diyopsit	**8.23±1.7**
132-A2$_{Kenar}$	Ca-Mg-Fe proksen	Ojit	**7.52±1.7**

Çizelge 4.51 'deki hesaplama sonuçlarına göre, felsik granulitdeki proksenlerde 8.23±1.7 kbar (merkez) ve 7.52±1.7 kbar (kenar) basınç değerleri tespit edilmiştir. Buna göre, proksenlerde merkezden kenara doğru gidildikçe basınç azalması izlenmektedir.

Sonuç olarak, Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitler, başlangıçta 872±30 ^{o}C sıcaklık – 8.23±1.7 kbar basınç şartlarında ve bunu takiben 864±30 ^{o}C sıcaklık – 7.52±1.7 kbar basınç şartlarında granulit fasiyesi metamorfizmalarına uğramıştır.

❖ **Mafik granulit**

Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitlerde, sıcaklık şartlarının belirlenmesinde, "*amfibol-plajioklas jeotermometresi*", basınç şartlarının belirlenmesinde ise "*sadece amfibol jeobarometresi (amphibole-only barometer)*" kullanılmıştır.

Amfibol-plajioklas jeotermometresi:

Amfibol-plajioklas jeotermometresi, Holland ve Blundy (1994) tarafından geliştirilmiştir.

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde mafik granulitlerin sıcaklık şartlarının belirlenmesi için 120 nolu örnekdeki 120-A1 nolu plajioklas ve 120-A4 nolu amfibol (hornblend) seçilmiş ve bu mineral çiftinden hesaplamalar yapılmıştır (Çizelge 4.52). Bu örneklerde merkezden kenara doğru sıcaklık şartları ortaya konmuştur. Örneğin; 120-A4 nolu hornblendin ve 120-A1 nolu plajioklasın merkezinden yapılan mikroprob analiz sonuçları eşleştirilmiş ve buradaki amfibol-plajioklas jeotermometre hesaplamalarına göre, sıcaklık belirlenmiştir. Bunun örnek numarası metinde kolaylık sağlaması için "120_{Merkez}" olarak verilmiştir (Çizelge 4.52).

Mafik granulitlerde amfibol-plajioklas jeotermometresi kullanılarak, çeşitli araştırmacıların ortaya koyduğu 2 farklı kalibrasyona göre, hesaplanan sıcaklık sonuçları Çizelge 4.52 'de verilmiştir.

Çizelge 4.52. Mafik granulitlerin jeotermometrik hesaplama sonuçları

Örnek No	**120**	
	120-A4$_{Amf\text{-}merkez}$ -120-A1$_{Pl\text{-}Merkez}$ **(*120-merkez*)**	120-A4$_{Amf\text{-}kenar}$ -120-A1$_{Pl\text{-}kenar}$ **(*120-Kenar*)**
Amf-pl termometresi (^{o}C) (Holland ve Blundy, 1994). Hammarstrom ve Zen'in (1986) kalibrasyonuna göre	792.53±40	781.17±40
Amf-pl termometresi (^{o}C) (Holland ve Blundy, 1994). Putirka'nın (2016) kalibrasyonuna göre	**800.74±40**	**781.33±40**

Holland ve Blundy (1994) tarafından Hammarstrom ve Zen'in (1986) kalibrasyonu kullanılarak yapılan amfibol-plajioklas jeotermometre hesaplamalarında; 120_{Merkez} 'de 792.53±40 ^{o}C ve 120_{Kenar} 'da 781.17±40^{o}C sıcaklıklar tespit edilmiştir. Aynı şekilde, Holland ve Blundy (1994) tarafından Putirka'nın (2016) kalibrasyonu kullanılarak yapılan amfibol-plajioklas jeotermometre hesaplamalarında; 120_{Merkez} 'de 800.74±40 ^{o}C ve 120_{Kenar} 'da 781.33±40 ^{o}C sıcaklıklar tespit edilmiştir. Her iki jeotermometre hesaplamalarında özellikle merkezde hafif bir sıcaklık farkı gözlenir. Her iki hesaplamada da merkezden kenara doğru gidildikçe sıcaklıkta bir azalma izlenmektedir (Çizelge 4.51). Burada, değerlendirmede, pik sıcaklıkları almak daha doğru olacaktır. Dolayısıyla, mafik granulitlerde başlangıçta, 800.74±40 ^{o}C sıcaklıkta ve bunu takiben 781.33±40 ^{o}C sıcaklıkta, gerileyen tarzda gelişen granulit fasiyesi metamorfizmaları izlenir (Çizelge 4.52).

Sadece amfibol jeobarometresi:

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde mafik granulitlerin basınç şartlarının belirlenmesi için, Hammarstrom ve Zen (1986) ile Thomas ve Ernst'in (1990) alüminyum-hornblend (kbar) jeobarometresi kullanılmıştır.

Bu jeobarometre, amfibolün Al içeriğini basınçla artırmaya dayanır ve magmatik-metamorfik kayaçlarda kullanılarak deneysel olarak kalibre edilmiştir. Bu nedenle, bu kayaç türleri için uygundur.

Mafik granulitlerde hornblend içerisindeki Al değerlerine göre hesaplanan basınç değerleri Çizelge 4.53 'de verilmiştir. Burada, 120-A4 nolu hornblend örneğinin merkezinden yapılan mikroprob sonuçlarına göre basınç değeri hesaplanabilmiştir. 120-A4 nolu hornblend örneğinin kenarı ve 120-A2 nolu hornblend örneğinden basınç hesaplama sonuçları çok düşük çıktığı için değerlendirmeye alınmamıştır.

Çizelge 4.53. Mafik granulitlerde alüminyum-hornblend (kbar) jeobarometresine göre (Hammarstrom ve Zen, 1986 ve Thomas ve Ernst, 1990) hesaplama sonuçları

Örnek No	**120**
	120-A4$_{Amf\text{-}Merkez}$
Alüminyum-hornblend jeobarometresi (kbar) (Hammarstrom ve Zen, 1986)	**8.72±0.6**
Alüminyum-hornblend jeobarometresi (kbar) (Thomas ve Ernst, 1990)	7.18±0.5

Çizelge 4.53 ‘de görüldüğü gibi, hornblend minerali merkezde 8.72±0.6 kbar (Hammarstrom ve Zen’e (1986) göre) ve 7.18±0.5 kbar (Thomas ve Ernst’e (1990) göre) basınç değerleri göstermektedir. Burada, yorumlamalarda, pik basınç değeri olan 8.72±0.6 kbar basınç kullanılmıştır. Dolayısıyla, mafik granulitler 8.72±0.6 kbar basınç değeri göstermektedir.

Sonuç olarak, Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitler, başlangıçta 800.74±40 ^{o}C sıcaklık - 8.72±0.6 kbar basınç şartlarında ve bunu takiben 781.33±40 ^{o}C sıcaklık şartlarında granulit fasiyesi metamorfizmalarına uğramıştır. Gerileyen tarzdaki ikinci granulit fasiyesi metamorfizmasının basınç şartları, yukarıda açıklandığı gibi hesaplanamamıştır.

Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitler, hem bu formasyona ait felsik granulitlere ve hem de Khair Khana Dağları ortognaysının altında yüzeyleyen Kasaba Dağları ortognaysına benzer şekilde, başlangıçta, gerileyen tarzda granulit fasiyesi metamorfizmaları gösterir (*bkz. “4.3.3. Kasaba Dağları ortognaysı, 1. Granulit Fasiyesi Metamorfizması, P-T şartları”; “bkz. 4.3.4. Khair Khana Dağları ortognaysı, 1. Granulit Fasiyesi Metamorfizması, Felsik granulitler”*). Kasaba Dağları ortognaysında ve Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitlerde, birbirini takip eden granulit fasiyesi metamorfizmalarında hem sıcaklık ve hem de basınç değerleri azalmaktadır. Kasaba Dağları ortognaysı ve Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik ve mafik granulitlerin benzer metamorfizma özellikleri gösterdiği gözönüne alındığında; Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitlerde, 781.33±40 ^{o}C sıcaklık şartlarında gerçekleşen ikinci granulit fasiyesi metamorfizmasının basınç şartları <8.72±0.6 kbar olmalıdır.

Sonuç olarak; Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitler, başlangıçta 800.74±40 ^{o}C sıcaklık - 8.72±0.6 kbar basınç şartlarında ve bunu takiben 781.33±40 ^{o}C sıcaklık - <8.72±0.6 kbar basınç şartlarında granulit fasiyesi metamorfizmalarına uğramıştır.

P-T Şartları:

Yukarıda verilen jeotermobarometre hesaplamalarına göre, Khair Khana Dağları ortognaysına ait; felsik granulitlerde başlangıçta 872±30 ^{o}C sıcaklık – 8.23±1.7 kbar basınç şartlarında ve bunu takiben 864±30 ^{o}C sıcaklık – 7.52±1.7 kbar basınç şartlarında granulit fasiyesi metamorfizmaları, mafik granulitlerde ise başlangıçta 800.74±40 ^{o}C sıcaklık -

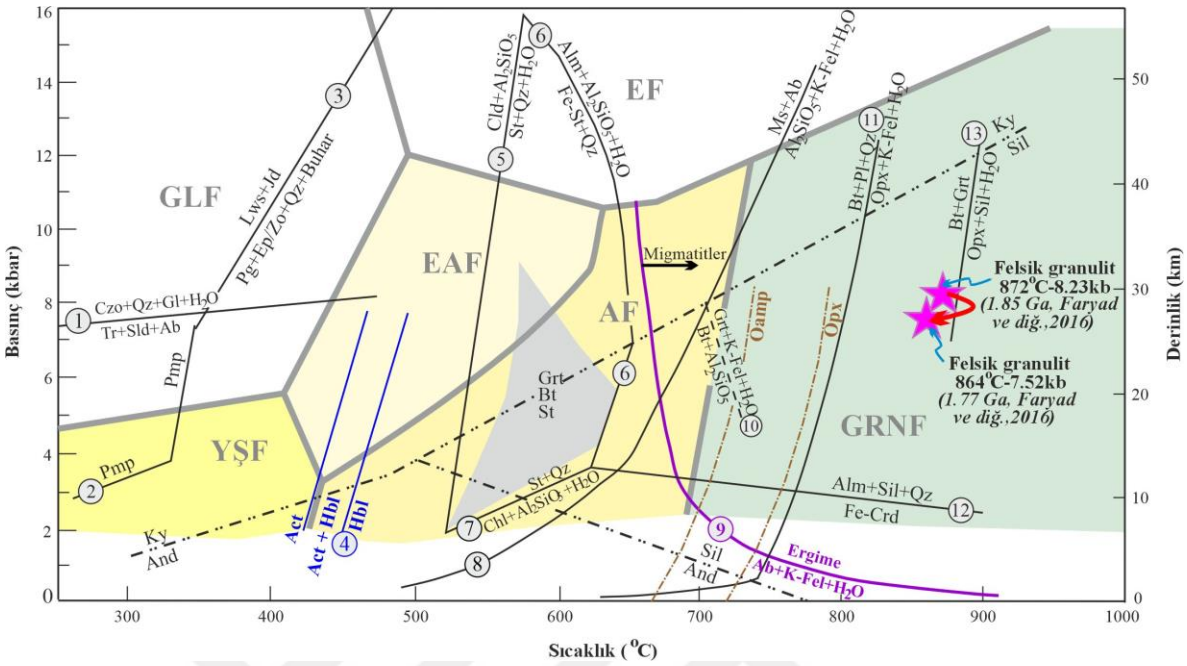
8.72±0.6 kbar basınç şartlarında ve bunu takiben 781.33±40 ^{o}C sıcaklık - <8.72±0.6 kbar basınç şartlarında granulit fasiyesi metamorfizmaları izlenmektedir.

Bu verilere göre, ortamdaki pik basınç-sıcaklık verilerinin (felsik granulitlerin P-T şartları) kullanılması daha uygun olacaktır. Buna göre, Khair Khana Dağları ortognaysı, başlangıçta, felsik granulitlerde izlenen maksimum 872±30 ^{o}C sıcaklık - 8.23±1.7 kbar basınç şartlarında granulit faiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Khair Khana ortognaysı, daha sonra, yine felsik granulitlerde izlenen maksimum 864±30 ^{o}C sıcaklık – 7.52±1.7 kbar basınç şartlarında, yine granulit fasiyesinde, gerileyen metamorfizmaya maruz kalmıştır (Şekil 4.178).

Mafik granulitler içerisindeki ferro-ferri çermakitlerde kenarlarından itibaren magnesio-demir hornblende dönüşümler izlenir. Ayrıca, bazı magnesio demir hornblendler kenarlarından itibaren ferro-ferri sadaganite dönüşmüştür. "Magnesio demir hornblend $\rightarrow$ Ferro-ferri sadaganit" ve "Ferro-ferri çermakit $\rightarrow$ Magnesio demir hornblend" dönüşümleri, ortamda granulit fasiyesi metamorfizma şartlarında gelişen sıcaklık azalışı (gerileyen metamorfizma) ile ilişkili olmalıdır.

Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik ve mafik granulitlerde ortoproksen izlenir. Dolayısıyla ortamda, "biyotit+plajioklas+kuvars=ortoproksen+K-fel+H_2O" reaksiyonu (Şekil 4.178; Reaksiyon (11)) gerçekleşmiş olmalıdır. Yukarıda açıklandığı gibi, Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitlerde granulit fasiyesi şartlarında sillimanit gözlenmemiştir. Bu durum, ortamda biyotit+granat=ortoproksen+sillimanit reaksiyonunun (Şekil 4.178; Reaksiyon (13)) gelişmediğine işaret eder.

Faryad ve diğ. (2016), Khair Khana ortognaysında ve felsik granulitde, metamorfik zirkondan U-Pb yöntemiyle yaptıkları yaşlandırma sonucunda, bu ortognaysların ve felsik granulitlerin 1.85 Ga (Paleoproterozoyik) granulit fasiyesi metamorfizma yaşı gösterdiğini belirtirler. Bu araştırmacılar, ayrıca, Khair Khana ortognaysında monazit yaşlandırmasıyla 1.77 Ga (Paleoproterozoyik) granulit fasiyesi metamorfizma yaşı tespit etmişlerdir. Çalışma alanında, Khair Khana ortognaysına ait felsik granulitlerde, birbirini takip eden ve nispeten gerileyen tarzda gelişen granulit fasiyesi metamorfizmaları (872±30 ^{o}C - 8.23±1.7 kbar ve 864±30 ^{o}C – 7.52±1.7 kbar), Faryad ve diğ. 'nin (2016) belirttiği 1.85 Ga ve 1.77 Ga granulit fasiyesi metamorfizma yaşları ile ilişkili olmalıdır.



Şekil 4.178. Khair Khana Dağları ortognaysında izlenen granulit fasiyesi metamorfizmasının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram. Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Grt+Bt+St parajenezinin kararlı olduğu alandır (Bucher ve Grapes, 2011'den). Pembe içi dolu yıldızlar granulit fasiyesinin P-T şartlarını, kırmızı ok granulit fasiyesi metamorfizmasında gerileyen metamorfizma yönünü gösterir. Reaksiyon (1), (2), (3), (4), (5), (6), (7), (9) ve (12) 'ün açıklamaları Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. Reaksiyon (8), (10) ve (13) Spear ve diğ.'nden (1999), Reaksiyon (11) Spear 'den (1995) alınmıştır. Sillimanit-disten-andaluzit reaksiyon çizgileri Yardley'den (1989) alınmıştır. Opx: Ortoproksen, diğer mineral simgeleri Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi, Gl: Glokofan

Dolayısıyla, Khair Khana Dağları ortognaysı, maksimum P-T şartları felsik granulitlerde izlenen, başlangıçta 872±30 ºC sıcaklık ve 8.23±1.7 kbar basınç şartlarında granulit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfizmanın yaşı 1.85 Ga (Paleoproterozoyik) olmalıdır. Bu birim daha sonra, yine maksimum P-T şartları felsik granulitlerde izlenen, 864±30 ºC sıcaklık ve 7.52±1.7 kbar şartlarında, yine granulit fasiyesinde, gerileyen metamorfizmaya maruz kalmıştır. Bu metamorfizma ise 1.77 Ga (Paleoproterozoyik) yaşlı olmalıdır (Şekil 4.178; pembe yıldızlar).

2) Amfibolit Fasiyesi Metamorfizması

Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar ve felsik granulitlerde, granatların kenar zonlarında sillimanit kapanımları izlenir. Bu sillimanitler muhtemelen "Granat+K-fel+H_2O = Biyotit+Sillimanit" reaksiyonuyla gerçekleşmiş olmalıdır. Diğer taraftan, lökokratik ortognayslarda klinoproksenler kenarlarından itibaren

hornblende dönüşmüştür (Şekil 4.53). Ayrıca, lökokratik ortognaysl ile felsik ve mafik granulitlerde "biyotit+plajioklas+sillimanit+granat", amfibolitlerde "hornblend (çermakit) + plajioklas" toplulukları izlenir. Bu özellikler, Khair Khana Dağları ortognaysının granulit fasiyesi metamorfizmasından sonra gerileyen tarzda amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını gösterir.

Lökokratik ortognays, Felsik granulitler ve Mafik granulitler içerisinde;

Sillimanit + Ortoklas + Almandin + Biyotit + Kuvars (Şekil 4.179 - (***1***)),

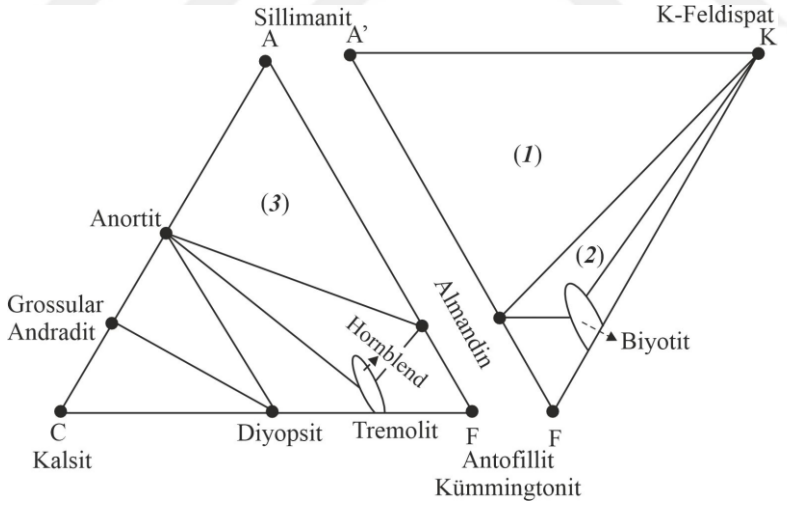
Almandin + Ortoklas + Biyotit + Andezin + Kuvars (Şekil 4.179 - (***2***)),

Sillimanit + Almandin + Andezin + Kuvars (Şekil 4.179-(***3***)),

Amfibolitlerde;

Hornblend (Çermakit) + Andezin

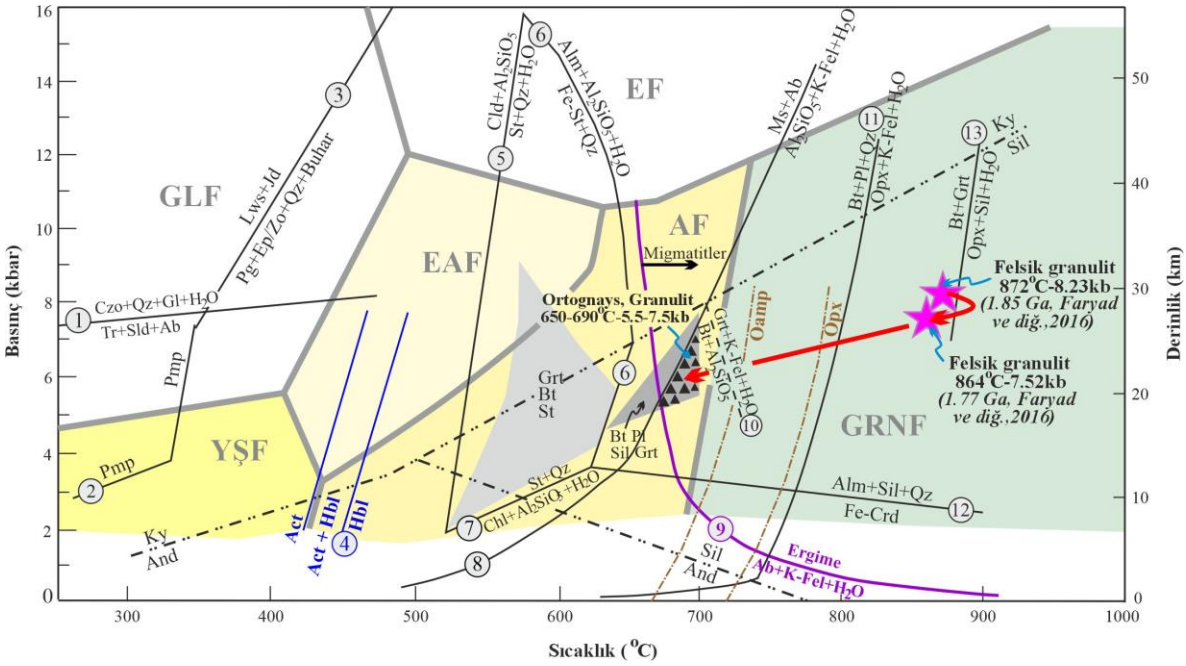
parajenezleri, Khair Khana Dağları ortognaysının, başlangıçta gelişen granulit fasiyesi metamorfizmasından sonra, üst amfibolit fasiyesi şartlarını gösteren ve "*sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi*"ne kadar ulaşan gerileyen tarzda amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını gösterir (Şekil 4.179).



Şekil 4.179. Amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde gözlenen topluluklar (Winkler, 1967). A, A', C, F ve K formülleri Şekil 4.145 'de verilmiştir

Amfibolit fasiyesindeki bu metamorfizmanın P-T şartları hakkında şu yorumlar yapılabilir: Asidik bileşimli mesokratik ortognayslarda yer yer anateksi izlenmektedir. Dolayısıyla, ortamda sıcaklık şartları ergime sınırını (~650 ^{o}C, Şekil 4.180, (9) nolu reaksiyon) aşmıştır. Lökoktarik ortognayslar ile felsik ve mafik granulitlerde "sillimanit+ortoklas"ın gözlenmesi, "Muskovit+Albit = Al_2SiO_5+K-fel+H_2O"

reaksiyonunun (Şekil 4.180, (8) nolu reaksiyon) gerçekleştiğine işaret eder. Lökokratik ortognayslarda ve felsik granulitlerde, granatlar yer yer kenarlarından itibaren sillimanite dönüşmüştür. Bu dönüşüm, "Granat+K-fel+H_2O = Biyotit+Sillimanit" reaksiyonuyla (Şekil 4.180, (10) nolu reaksiyon) gerçekleşmiştir. Granulit fasiyesi – Üst Amfibolit fasiyesi geçiş zonlarında izlenen bu reaksiyon, aynı zamanda Khair Khana Dağları ortognaysında granulit fasiyesinden sonra gerileyen tarzda gelişen amfibolit fasiyesi metamorfizmasına işaret eder.



Şekil 4.180. Khair Khana Dağları ortognaysında izlenen granulit ve amfibolit fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram. Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Grt+Bt+St parajenezinin kararlı olduğu alandır (Bucher ve Grapes, 2011'den). Koyu gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Bt+Pl+Sil+Grt parajenezinin kararlı olduğu alandır (Carmichael, 1989 'dan). Pembe içi dolu yıldızlar granulit fasiyesinin P-T şartlarını, içi dolu siyah üçgenle taralı alan amfibolit fasiyesi P-T şartlarını, kırmızı ok granulit → amfibolit fasiyesi metamorfizmalarında gerileyen metamorfizma yönlerini gösterir. Reaksiyon (1), (2), (3), (4), (5), (6), (7), (9) ve (12) 'ün açıklamaları Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. Reaksiyon (8), (10) ve (13) Spear ve diğ.'nden (1999), Reaksiyon (11) Spear 'den (1995) alınmıştır. Sillimanit-disten-andaluzit reaksiyon çizgileri Yardley'den (1989) alınmıştır. Opx: Ortoproksen, diğer mineral simgeleri Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi, Gl: Glokofan

Bütün bu reaksiyonlar, özellikle ortognayslarda izlenen, Carmichael 'in (1989) pelajik metapelitik topluluklarda tanımladığı "Biyotit+Plajioklas+Sillimanit+Granat" topluluğu (Şekil 4.180, koyu gri boyalı alan) ile birlikte düşünüldüğünde; Khair Khana Dağları ortognaysında, amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde izlenen

metamorfizmanın, 650-690 ^{o}C sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında gerçekleştiği söylenebilir (Şekil 4.180, içi dolu siyah üçgenle taralı alan).

Sonuç olarak, Khair Khana Dağları ortognaysı başlangıçta gelişen granulit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 650-690 ^{o}C sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.180).

3) Yeşilşist Fasiyesi Metamorfizması

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki; lökokratik ortognayslarda feldispatlar serisite, biyotit ve granatlar klorite, felsik granulitlerde plajioklaslar serisite, granatlar klorite, mafik granulitlerde plajioklaslar serisite, granatlar klorite, amfbolit ve amfibolşistlerde ise plajioklaslar serisite, hornblendler klorite dönüşmüştür. Mafik granulitlerde, bazı magnesio demir hornblendlerde kenarlarından itibaren aktinolite dönüşümler izlenir (Çizelge 4.25). Özellikle, metabazitlerde "epidot+aktinolit+klorit+albit" parajenezi görülür.

Bu özellikler, Khair Khana Dağları ortognaysının amfibolit fasiyesi metamorfizmasından sonra, gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını gösterir.

Bu gerileyen metamorfizma sonucu;

Lökokratik ortognayslarda;

Muskovit + Biyotit (yeşil) + Mikroklin + Kuvars (Şekil 4.181-(***1***)),

Muskovit + Klorit + Biyotit (yeşil) + Kuvars (Şekil 4.181-(***2***)),

Biyotit (yeşil) + Mikroklin + Kuvars (Şekil 4.181-(***3***))

Biyotit (yeşil) + Muskovit + Albit + Kuvars,

Felsik granulitlerde;

Biyotit (yeşil) + klorit+albit,

Mafik granulitlerde;

Klorit + epidot + aktinolit (Şekil 4.181-***(4)***),

Biyotit (yeşil) + klorit + albit,

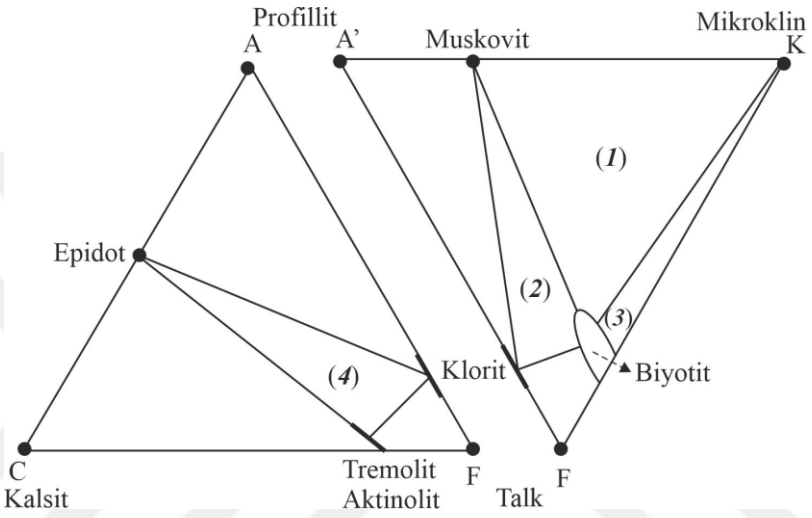
Amfibolit ve Amfibolşistlerde;

Epidot + Klorit + Aktinolit (Şekil 4.181-***(4)***),

Klorit + Aktinolit + Albit

parajenezleri, yeşilşist fasiyesinin (Abukama tip) "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"ne işaret eder (Şekil 4.181).

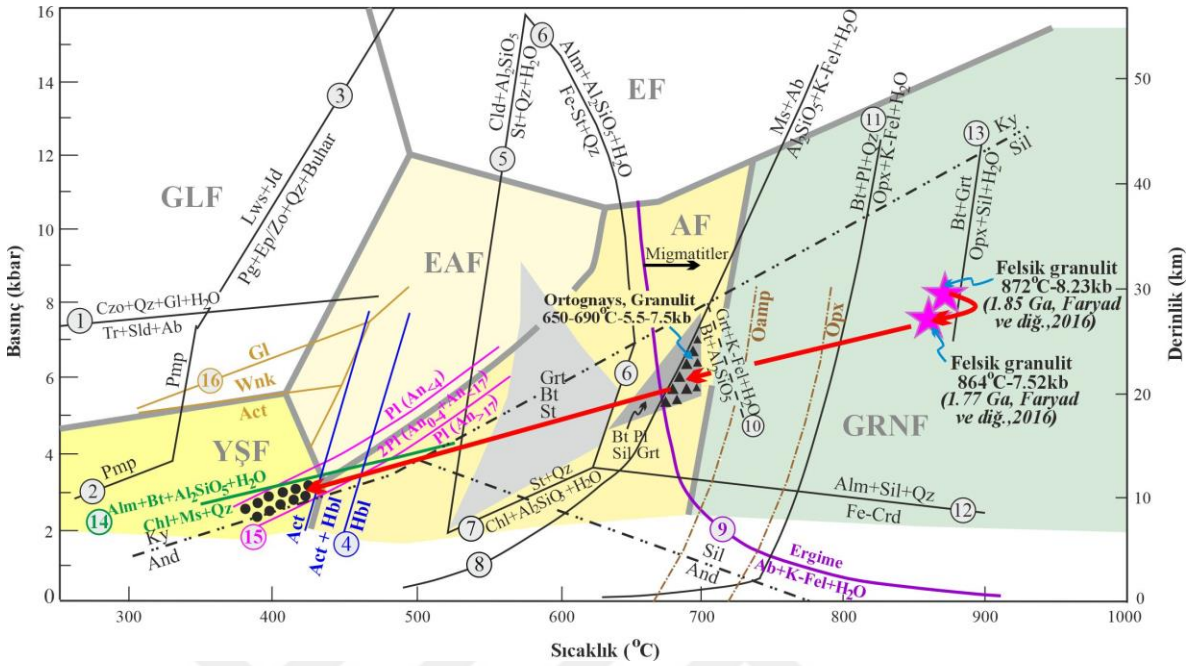
Dolayısıyla, Khair Khana Dağları ortognaysı, başlangıçta gelişen ve birbirini takip eden granulit ve amfibolit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır.



Şekil 4.181. Yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gözlenen topluluklar (Winkler, 1967). A, A', C, F ve K formülleri Şekil 4.145 'de verilmiştir

Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar ile felsik ve mafik granulitlerde izlenen granatlar, granulit ve amfibolit fasiyesine ait granatlardır. Bu kayaçlarda yeşilşist fasiyesi şartlarında granat oluşmamıştır. Özellikle lökokratik ortognayslarda "muskovit+klorit+kuvars" parajenezinin izlenmesi, buna karşılık yeşilşist fasiyesine ait granatların gözlenmemesi, yeşilşist fasiyesi şartları altında ortamda, "Klorit+Muskovit+Kuvars $\rightarrow$ Almandin+Al_2SiO_5+H_2O" reaksiyonunun (Şekil 4.182, Reaksiyon (14)) gerçekleşmediğine işaret eder. Khair Khana Dağları ortognaysına ait amfibolit – amfibolşistlerde ve mafik granulitlerde, hornblendlerden itibaren gerileyen reaksiyonlarla aktinolitler açığa çıkmıştır.

Dolayısıyla, yeşilşist fasiyesi şartlarında "Klorit+Muskovit+Kuvars $\rightarrow$ Almandin+Al_2SiO_5+H_2O" reaksiyonunun gelişmemiş olması nedeniyle almandinin gözlenmemesi ve yeşilşist fasiyesinde aktinolitin kararlı olduğu üst sıcaklık sınırı, yeşilşist fasiyesinin üst sıcaklık sınırı ile birlikte düşünüldüğünde, ortamda basıncın 3,5 kbar'dan az, sıcaklığın ise maksimum 430 ^oC olduğuna işaret eder (Şekil 4.182).



Şekil 4.182. Khair Khana Dağları ortognaysında izlenen granulit, amfibolit ve yeşilşist fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram. Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Grt+Bt+St parajenezinin kararlı olduğu alandır (Bucher ve Grapes, 2011'den). Koyu gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Bt+Pl+Sil+Grt parajenezinin kararlı olduğu alandır (Carmichael, 1989 'dan). Pembe içi dolu yıldızlar granulit fasiyesinin P-T şartlarını, içi dolu siyah üçgenle taralı alan amfibolit fasiyesi P-T şartlarını, içi dolu siyah dairelerin olduğu alan yeşilşist fasiyesinin P-T şartlarını, kırmızı ok granulit → amfibolit → yeşilşist fasiyesi metamorfizmalarında gerileyen metamorfizma yönlerini gösterir. Reaksiyon (1), (2), (3), (4), (5), (6), (7), (9), (12), (14), (15) ve (16) 'nın açıklamaları Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. Reaksiyon (8), (10) ve (13) Spear ve diğ.'nden (1999), Reaksiyon (11) Spear 'den (1995) alınmıştır. Sillimanit-disten-andaluzit reaksiyon çizgileri Yardley'den (1989) alınmıştır. Opx: Ortoproksen, Gl: Glokofan, diğer mineral simgeleri Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi

Lökokratik ortognayslar, felsik-mafik granulitler ve amfibolitlerde, yeşilşist fasiyesinin karekteristik minerali olan albit bileşimli plajioklaslar gözlenir. Bu plajioklasların anortit içerikleri; lökokratik ortognayslarda ve mafik granulitlerde %6 ($Ab_{94}An_{06}$; albit), amfibolitlerde %7 ($Ab_{93}An_{07}$; albit), felsik granulitlerde ise %6-7 'dir ($Ab_{93}An_{07}$, $Ab_{94}An_{06}$; albit). Amfibolit fasiyesinde (özellikle almandin-amfibolit fasiyesi) plajioklaslar ≥%15 anortit içeriklerine sahiptir (An ≥ %15; Turner ve Verhogen, 1960). Dolayısıyla, Khair Khana Dağları ortognaysında izlenen son metamorfizmanın yeşilşist fasiyesinde gerçekleştiği ve Şekil 4.182 'de verilen Maruyama ve diğ.'nin (1983) plajioklas kararlılık alanları (Reaksiyon (15)) gözönüne alındığında; ortamda yeşilşist fasiyesindeki metamorfizmanın minimum 2 kbar basınç ve minimum 375 °C sıcaklıkta gerçekleştiği söylenebilir (Şekil 4.182).

Buna göre, Khair Khana Dağları ortognaysında son evre metamorfizması olarak izlenen gerileyen tarzdaki yeşilşist fasiyesi metamorfizması; 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında ve "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gerçekleşmiştir (Şekil 4.182 ; içi dolu siyah daire ile taralı alan).

Sonuç olarak, Khair Khana Dağları ortognaysı, maksimum P-T şartları felsik granulitlerde izlenen, başlangıçta 872±30 ^{o}C sıcaklık ve 8.23±1.7 kbar basınç şartlarında Paleoproterozoyik (1.8 Ga) yaşlı granulit fasiyesi metamorfizmasına uğramıştır. Bu birim daha sonra, yine maksimum P-T şartları felsik granulitlerde izlenen, 864±30 ^{o}C sıcaklık ve 7.52±1.7 kbar şartlarında, Paleoproterozoyik (1.77 Ga) yaşlı gerileyen tarzda granulit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır (Şekil 4.182; pembe yıldızlar). Khair Khana Dağları ortognaysı başlangıçta gelişen granulit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 650-690 ^{o}C sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında, amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.182; siyah içi dolu üçgenlerle taralı alan). Khair Khana Dağları ortognaysı, en son evrede, yine gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde izlenen bu son metamorfizma, 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiştir (Şekil 4.182 ; içi dolu siyah daire ile taralı alan).

4.3.5. Sherderwaza formasyonu

Başlıca migmatit, paragnayslar (biyotit gnays, epidot-biyotit gnays, mika gnays), kuvarsit, mermer, amfibolit, amfibolşist, mikaşist ve biyotitşistlerden oluşur. Birimin metamorfizma öncesinde psammitler ve pelitik-semipelitik kayaçlardan yapılı olduğu söylenebilir.

Sherderwaza formasyonuna ait;

Migmatitlerde;

Kuvars + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + plajioklas (albit, labrador, bitovnit) + biyotit (Fe-biyotit) + granat (almandin) + sillimanit ± hornblend (çermakit) ± klinoproksen + Fe-klorit (piknoklorit) ± turmalin ± sfen ± apatit ± magnetit ± ilmenit,

Biyotit gnayslarda;

Kuvars + plajioklas (albit, oligoklas, labrador) + biyotit (yeşil, kahve) + sillimanit + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + hornblend (magnesio-demir hornblend,

çermakit) + granat (almandin) + epidot + zoisit/klinozoisit + Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) ± Mg-klorit (penin-klinoklor) ± turmalin ± sfen ± apatit ± magnetit ± rutil ± ilmenit,

Epidot-biyotit gnayslarda;

Kuvars + plajioklas (albit, oligoklas, labrador) + biyotit (Mg-biyotit) + epidot + zoisit + klinozoist + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) + granat (almandin) + hornblend (magnesio-demir hornblend, çermakit) + Mg-klorit (penin-klinoklor) + Fe-klorit (piknoklorit) + sfen ± apatit ± magnetit ± rutil ± ilmenit,

Mika gnayslarda;

Kuvars + plajioklas (albit, oligoklas, labrador) + muskovit + biyotit (yeşil, kahve) + K-feldispat (ortoklas) + granat (almandin) + Mg-klorit (penin-klinoklor) ± Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) ± turmalin ± rutil ± sfen ± ilmenit,

Kuvarsitlerde;

Kuvars + muskovit ± plajioklas ± Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) ± epidot ± kalsit ± apatit,

Mermerlerde;

Kalsit ± muskovit ± granat ± flogopit ± apatit,

Amfibolit ve Amfibolşistlerde;

Hornblend (çermakit) + plajioklas (albit, andezin, labrador) + granat (almandin) ± epidot ± zoisit/klinozoisit ± aktinolit ± klorit ± kuvars ± sfen ± ilmenit ± apatit ± rutil,

Mikaşistler ve Biyotitşistlerde;

Kuvars + biyotit (yeşil, kahve) ± muskovit + plajioklas (albit, labrador) + K-feldispat (ortoklas, mikroklin) ± granat (almandin) ± Mg-Fe-klorit (ripidolit-piknoklorit) ± turmalin ± rutil ± sfen ± ilmenit

mineral toplulukları gözlenir.

Yukarıda verilen mineral topluluklarına göre, Sherderwaza formasyonunda gözlenen metapsammitik, metapelitik ve metasemipelitik kayaçlarda farklı metamorfizma şartlarında açığa çıkan mineral parajenezleri ve indeks mineraller yeralmaktadır. Dolayısıyla Sherderwaza formasyonu, Kabil Bloğu'nda yeralan Welayeti formasyonu, Anjerak formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı ve Khair Khana Dağları ortognaysında

gözlendiği gibi, çok evreli metamorfizmaya maruz kalmıştır. Burada, bu metamorfizma evreleri sırasıyla anlatılacaktır:

1) Amfibolit Fasiyesi Metamorfizması

Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnayslarda; kuvars, epidot, hornblend (soluk yeşil – yeşil) ve klorit kapanımları içeren plajioklas porfiroblastları, kahve renkli biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyon düzlemi tarafından sarılmıştır. Buna göre, bu plajioklaslar F_2 deformasyon evresine göre pretektonik bir özellik gösterir (Şekil 4.77). Burada, plajioklas içerisindeki kapanımlar (kuvars, epidot, hornblend (soluk yeşil – yeşil), klorit) düşük sıcaklıklı amfibolit fasiyesi (epidot-amfibolit fasiyesi) şartlarını yansıtmaktadır. Özellikle belli-belirsiz S_1 foliasyonunu oluşturan bu epidot, hornblend (yeşil-soluk yeşil) ve klorit kapanımları, ilk metamorfizma evresinde kayacın düşük sıcaklıklı amfibolit fasiyesindeki (epidot-amfibolit fasiyesi) bir metamorfizmanın etkisi altında kaldığını gösterir. Kahve renkli biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyonu ise orta-yüksek sıcaklıklı amfibolit fasiyesi şartlarını yansıtır.

Biyotitşistlerde, bazı granat porfiroblastlarında, kahve renkli biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyon yönünde bir uzama izlenir. Bu granat porfiroblastları, foliasyon yönünde ve basınç gölgesinde uzamış kloritlerle sarılmıştır. Dolayısıyla granatlar pretektonik özellik gösterir. Yine bu kayaçlarda, kuvars, muskovit, biyotit, granat, epidot, hornblend (soluk yeşil-yeşil), sfen, rutil kapanımları içeren plajioklas porfiroblastları, kahve renkli biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyon düzlemi tarafından çepeçevre sarılmıştır. Dolayısıyla, bu plajioklaslar F_2 deformasyon evresine göre pretektonik olarak kristalleşmiştir (Şekil 4.90). Biyotitşistlerde, plajioklas içerisindeki kapanımlar (kuvars, muskovit, biyotit, granat, epidot, hornblend (soluk yeşil-yeşil), sfen, rutil) düşük sıcaklıklı amfibolit fasiyesi (epidot-amfibolit fasiyesi) şartlarını yansıtmaktadır. Kahve renkli biyotitin oluşturduğu S_2 foliasyonu ise orta-yüksek sıcaklıklı amfibolit fasiyesi şartlarını yansıtır. Bu S_2 foliasyonu, migmatit ve biyotit gnayslarda "biyotit (kahve) + sillimanit" ile temsil edilir. Bu da, yüksek sıcaklıklı amfibolit fasiyesi metamorfizmasına işaret eder.

Biyotit gnayslar ve epidot-biyotit gnayslarda, iki tür hornblende rastlanılmıştır. Hornblendlerden bazıları yeşil-soluk yeşil renkli, genelde uzun prizmatik şekilli ve 26^o-29^o açılı eğik sönmelidir. Bu hornblendler muhtemelen magnesio-demir hornblend bileşimindedir. Bu hornblendler nispeten düşük sıcaklıklı amfibolit fasiyesi (epidot-

amfibolit fasiyesi) şartlarında oluşmuş olmalıdır. Hornblendlerin bazıları ise yeşilimsi kahve - kahve renkli, 25^{o}-30^{o} açılı eğik sönmeli ve prizmatik şekillidir. Bu hornblendler muhtemelen çermakit bileşimlidir. Bu hornblendler ise, amfibolit fasiyesinin orta-yüksek sıcaklık alanlarında oluşmuştur.

Sonuç olarak, Sherderwaza formasyonuna ait metapsammitik, metapelitik ve metasemipelitik kayaçlarda gözlenen bütün bu özellikler, Sherderwaza formasyonunun başlangıçta amfibolit fasiyesi şartları altında metamorfizmaya uğradığına işaret eder.

Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnayslarda, plajioklas porfiroblastları içerisinde belli-belirsiz S_1 foliasyonunu oluşturan epidotlar, klorit ve hornblendle (soluk yeşil-yeşil) birlikte görülür. Bu kayaçlarda, ayrıca, oligoklas bileşimli plajioklaslar da yeralır. Ayrıca, epidot-biyotit gnayslarda, epidot ve Mg-klorit ile birlikte yeşil-soluk yeşil renkli hornblendler gözlenir. Dolayısıyla, amfibolit fasiyesindeki bu metamorfizmanın başlangıcı "*epidot-amfibolit fasiyesi*"nde gerçekleşmiştir. Epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizması "hornblend + oligoklas + epidot + Mg-klorit" parajenezi ile belirgindir.

Sherderwaza formasyonuna ait;

Migmatitlerde;

Sillimanit + almandin + ortoklas (Şekil 4.183 - ***(1)***),

Almandin + ortoklas + biyotit (kahve) (Şekil 4.183 - ***(2)***),

Sillimanit + plajioklas (bitovnit) + almandin (Şekil 4.183 - ***(3)***),

Plajioklas (bitovnit) + almandin + hornblend (Şekil 4.183 - ***(4)***),

Plajioklas (bitovnit) + hornblend + diyopsit (Şekil 4.183 - ***(5)***),

Biyotit gnayslarda;

Sillimanit + almandin + ortoklas (Şekil 4.183 - ***(1)***),

Almandin + ortoklas + biyotit (kahve) (Şekil 4.183 - ***(2)***),

Sillimanit + plajioklas (labrador) + almandin (Şekil 4.183 - ***(3)***),

Plajioklas (labrador) + almandin + hornblend (Şekil 4.183 - ***(4)***),

Epidot-biyotit gnayslarda;

Almandin + ortoklas + biyotit (kahve) (Şekil 4.183 - ***(2)***),

Plajioklas (labrador) + almandin + hornblend (Şekil 4.183 - ***(4)***),

Mika gnayslarda;

Almandin + ortoklas + biyotit (kahve) (Şekil 4.183 - ***(2)***),

Amfibolit ve Amfibolşistlerde;

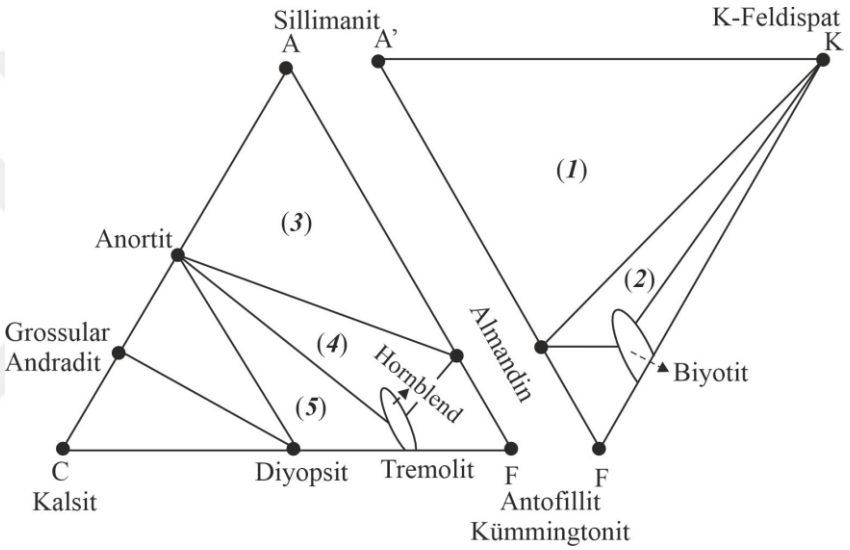
Plajioklas (labrador) + almandin + hornblend (Şekil 4.183 - ***(4)***),

Hornblend + plajioklas (labrador) + zoisit/klinozoisit,

Mikaşistler ve Biyotitşistlerde;

Almandin + ortoklas + biyotit (kahve) (Şekil 4.183 - ***(2)***)

parajenezlerinin gözlenmesi, amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi" ne işaret eder (Şekil 4.183).



Şekil 4.183. Amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde gözlenen topluluklar (Winkler, 1967). A, A', C, F ve K formülleri Şekil 4.145 'de verilmiştir

Sonuç olarak, Kabil Bloğu'na ait Sherderwaza formasyonu başlangıçta amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfizma, "epidot-amfibolit fasiyesi"nden "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"ne kadar ulaşan ilerleyen metamorfizma karekterindedir.

Jeotermobarometre:

Jeotermobarometrik hesaplamalar için Sherderwaza formasyonundan "epidot-biyotit gnays" ve "migmatit" kayaçları seçilmiştir.

❖ **Epidot-biyotit gnays**

Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda, sıcaklık şartlarının belirlenmesi için "*biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi*" uygulanmıştır. Bu kayaca jeobarometre hesaplaması uygulanamamıştır.

Biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi:

Epidot biyotit gnayslar, biyotit içerisindeki-Ti jeotermometre (Wu ve Chen, 2015) hesaplamalarına uygun kimyasal bir bileşime sahiptirler. Bu nedenle K-13 nolu epidot-biyotit gnays örneğinden 3 adet biyotit seçilerek hesaplamalar yapılmıştır. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysın jeotermometrik hesaplamalarına ait temel parametreleri Çizelge 4.54 'de listelenmiştir.

Çizelge 4.54. Jeotermometrik hesaplama için Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaystaki biyotitlerin gerekli parametreleri

Örnek No	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3
K-13-A1$_{Merkez}$	36.14	1.72	17.62	19.71	0.00	14.04	0.48	0.17	7.78	0.02
K-13-A1$_{Kenar}$	37.37	1.78	17.73	19.24	0.00	12.85	0.21	0.17	9.65	0.01
K-13-A2$_{Merkez}$	32.61	1.33	17.75	18.27	0.00	12.58	0.06	0.11	9.30	0.03
K-13-A2$_{Kenar}$	33.32	1.28	16.26	17.52	0.00	12.73	0.09	0.08	9.42	0.03
K-13-A3$_{Merkez}$	36.45	2.13	17.11	19.18	0.00	13.46	0.09	0.13	10.53	0.03
K-13-A3$_{Kenar}$	36.33	1.93	18.66	18.66	0.00	13.05	0.07	0.18	10.51	0.04

Wu ve Chen (2015) tarafından ortaya konulan, "biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi" Denklem 4.10 ile hesaplanır.

$$ln[T(°C)] \pm 50°C = 6.313 + 0.224\ln(X_{Ti}) - 0.288ln(X_{Fe}) - 0.449ln(X_{Mg}) + 0.15P/10000 \quad (4.10)$$

Bu denklemdeki parametreler Çizelge 4.55 'de görülmektedir.

Çizelge 4.55. Jeotermometrik hesaplama için, Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda biyotitlerin hesaplanan parametreleri

Örnek No	X(Ti)Bt	X(Mg)Bt	X(Fe)Bt	ln[T(ºC)]
K-13-A1$_{Merkez}$	0.0328	0.53	0.369	6.201
K-13-A1$_{Kenar}$	0.0351	0.501	0.372	6.268
K-13-A2$_{Merkez}$	0.0276	0.516	0.372	6.193
K-13-A2$_{Kenar}$	0.0272	0.535	0.365	6.169
K-13-A3$_{Merkez}$	0.0421	0.526	0.372	6.176
K-13-A3$_{Kenar}$	0.0379	0.509	0.361	6.177

Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnays örneğinde, biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi kullanılarak hesaplanan sıcaklık sonuçları Çizelge 4.56 'da verilmiştir.

Çizelge 4.56. Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysın, Wu ve Chen (2015) kalibrasyonuna göre biyotit içerisindeki-Ti jeotermometrik hesaplama sonuçları

Biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi (ºC) ±σ						
Örnek No	**K-13-A1$_{Merkez}$**	**K-13-A1$_{Kenar}$**	**K-13-A2$_{Merkez}$**	**K-13-A2$_{Kenar}$**	**K-13-A3$_{Merkez}$**	**K-13-A3$_{Kenar}$**
Biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi (Wu ve Chen, 2015)	493.45±50	**527.40±50**	489.52±50	477.71±50	**481.22±50**	481.57±50

Çizelge 4.56 'daki sıcaklık verilerine baktığımızda; biyotit içerisindeki-Ti jeotermometre hesaplamalarına göre, epidot-biyotit gnaysda, biyotit-merkezde minimum sıcaklık 481.22±50 ºC, biyotit-kenarda ise maksimum sıcaklık 527.40±50 ºC 'dir. Bu sonuçlar, yukarıda, Sherderwaza formasyonunda mineral parajenezlerine göre açıklanan amfibolit fasiyesi verileri ile birlikte düşünüldüğünde; 481.22±50 - 527.40±50 ºC sıcaklık aralığı, Sherderwaza formasyonunda epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizma şartlarına karşılık gelmektedir. Bu metamorfizmanın maksimum (pik) sıcaklığı 527.40±50 ºC 'dir. Dolayısıyla, Sherderwaza formasyonunda epidot-amfibolit fasiyesinde gerçekleşen başlangıç metamorfizması maksimum 527.40±50 ºC 'de gerçekleşmiş olmalıdır.

❖ ***Migmatit***

Sherderwaza formasyonuna ait migmatitlerde, sıcaklık şartlarının belirlenmesinde "*biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi*", basınç şartlarının belirlenmesinde ise "*metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresi*" uygulanmıştır.

Biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi

Migmatitler biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi (Wu ve Chen, 2015) hesaplamalarına uygun kimyasal bir bileşime sahiptirler. Bu nedenle B-50 nolu migmatit örneğinden 2 adet biyotit seçilerek hesaplamalar yapılmıştır. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitin jeotermometrik hesaplamalarına ait temel parametreleri Çizelge 4.57 'de listelenmiştir.

Çizelge 4.57. Jeotermometrik hesaplama için, Sherderwaza formasyonuna ait migmatitdeki biyotitlerin gerekli parametreleri

Örnek No	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**Cr_2O_3**
B-50-A1-Merkez	34.6	1.72	19.6	26.08	0	8.273	0.351	0.154	7.776	0.018
B-50-A1-Kenar	31.5	1.79	17	22.63	0	7.881	0.233	0.164	8.561	0.016
B-50-A2-Merkez	30.7	2.39	17.4	23.84	0	6.626	0.103	0.242	9.497	0.016
B-50-A2-Kenar	32.2	2.26	17.8	22.97	0	7.388	0.071	0.261	9.578	0.009

Wu ve Chen (2015) tarafından ortaya konulan, "biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi" Denklem 4.10 ile hesaplanır. Bu denklemdeki parametreler Çizelge 4.58 'de görülmektedir.

Çizelge 4.58. Jeotermometrik hesaplama için, Sherderwaza formasyonuna ait migmatitde biyotitlerin hesaplanan parametreleri

Örnek No	X(Ti)Bt	X(Mg)Bt	X(Fe)Bt	ln[T(ºC)]
B-50-A1-Merkez	0.034	0.329	0.514	6.331
B-50-A1-Kenar	0.04	0.353	0.503	6.345
B-50-A2-Merkez	0.055	0.304	0.543	6.486
B-50-A2-Kenar	0.051	0.33	0.508	6.441

Sherderwaza formasyonuna ait migmatit örneğinde, biyotit içersindeki-Ti jeotermometresi kullanılarak hesaplanan sıcaklık sonuçları Çizelge 4.59 'da verilmiştir.

Çizelge 4.59. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitin, Wu ve Chen (2015) kalibrasyonuna göre biyotit içerisindeki-Ti jeotermometrik hesaplama sonuçları

Biyotit içerisindeki-Ti jeotermometre (ºC) ±σ				
Örnek No	**B-50-A1$_{Merkez}$**	**B-50-A1$_{Kenar}$**	**B-50-A2$_{Merkez}$**	**B-50-A2$_{Kenar}$**
Biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresi (Wu ve Chen, 2015)	562±50	570±50	**656±50**	627±50

Çizelge 4.59 'daki sıcaklık verilerine baktığımızda, biyotit içerisindeki-Ti jeotermometresine göre, migmatitlerde tespit edilen maksimum (pik) sıcaklık 656±50 ^{o}C 'dir. Bu sıcaklık, yukarıda, Sherderwaza formasyonunda mineral parajenezlerine göre açıklanan amfibolit fasiyesi verileri ile birlikte düşünüldüğünde; migmatitlerdeki maksimum (pik) 656±50 ^{o}C sıcaklık verisi, "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi" metamorfizmasına karşılık gelmektedir.

Metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresi:

Sherderwaza formasyonuna ait migmatitlerin basınç şartlarının belirlenmesi için, "*metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresi*" (Wu, 2020) kullanılmıştır. Hesaplamalar Wu'nun (2020) kalibrasyonu ile yapılmıştır. Wu (2020) kalibrasyonuyla basıncı hesaplamak için, mikroprob hesaplamalarından elde edilen SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O içeren en az 9 oksite ihtiyaç vardır. Bu hesaplamada B-50 nolu migmatit örneğinde biyotit ve muskovit mineralleri kullanılmıştır. Basınç hesaplamalarında, biyotit ve muskovit mineral çiftlerinin eşleştirmeleri şu şekilde

yapılmıştır: Örneğin, *B-50-A1 nolu biyotitin ve B-50-A3 nolu muskovitin merkezinden* yapılan mikroprob analiz sonuçları eşleştirilmiş ve buradaki "metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresi" hesaplamalarına göre basınç belirlenmiştir. Bunun örnek numarası metinde kolaylık sağlaması için "*B-50$_{1\text{-}Merkez}$*" olarak verilmiştir.

Wu'nun (2020) metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresi hesaplamaları Denklem 4.11 ile yapılmaktadır. Wu'nun (2020) metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresi hesaplamalarında, migmatitlerde, sillimanit-disten-andaluzit minerallerinden sadece sillimanit gözlendiği için, sillimanit içeren formül kullanılmıştır.

$$P_{Sil}(bar) = -14151.6 + 19402T(K) + 34932.2X_{Al}^{Bt}(1 - X_{Fe}^{Bt} - X_{Al}^{Bt}) - 61027.8X_{Ti}^{Bt}(1 - X_{Fe}^{Bt} - X_{Al}^{Bt}) - 85560.6X_{Al}^{Bt}X_{Ti}^{Bt} - 0.019\{T[-RlnK_d - 3.68X_{Mg}^{Bt} - 238.585X_{Al}^{Bt} - 370.39X_{Ti}^{Bt} + 3.68X_{Fe}^{Bt}X_{Mg}^{Bt} + 238.585X_{Fe}^{Bt}X_{Al}^{Bt} + 370.39X_{Fe}^{Bt}X_{Ti}^{Bt}] + 5333.0X_{Mg}^{Bt} + 209850.0X_{Al}^{Bt} + 310990.0X_{Ti}^{Bt} - 5333.0X_{Fe}^{Bt}X_{Mg}^{Bt} - 209850.0X_{Fe}^{Bt}X_{Al}^{Bt} - 310990.0X_{Fe}^{Bt}X_{Ti}^{Bt}\} \quad (4.11)$$

Formüldeki $\ln K_d$ değerleri aşağıdaki formüle göre hesaplanır:

$$K_d = \frac{(X_K^{MS})(X_{AlVI}^{Ms})(X_{AlIV}^{Ms})(X_{Si}^{Ms})^3}{(X_K^{Bt})(X_{Fe}^{Bt})^3(X_{AlIV}^{Bt})(X_{Si}^{Bt})^3} \quad (4.12)$$

Wu'nun (2020) metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresi ile basıncı hesaplamak için gerekli parametreler Çizelge 4.60 'da verilmiştir.

Çizelge 4.60. Metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresi ile basınç hesaplanması için, Sherderwaza formasyonuna ait migmatit örneğinin hesaplanan temel parametreleri

Örnek No	**X(Fe)Bt**	**X(Mg)Bt**	**X(Al^{VI})Bt**	**X(Ti)Bt**	**X(Si)Ms**	**X(Al^{VI})Ms**	**X(Al^{IV})Ms**
B-50-$A_{Bt\text{-}Merkez}$-B-50-$A3_{Ms\text{-}Merkez}$ **(B-50$_{1\text{-}Merkez}$)**	0.514	0.329	0.122	0.034	0.742	0.886	0.258
B-50-$A1_{Bt\text{-}Kenar}$-B-50-$A3_{Ms\text{-}Kenar}$ **(B-50$_{1\text{-}Kenar}$)**	0.503	0.353	0.104	0.040	0.755	0.868	0.245
B-50-$A2_{Bt\text{-}Merkez}$-B-50-$A9_{Ms\text{-}Merkez}$ **(B-50$_{2\text{-}Merkez}$)**	0.543	0.304	0.098	0.055	0.755	0.868	0.245
B-50-$A2_{Bt\text{-}Kenar}$-B-50-$A9_{Ms\text{-}Kenar}$ **(B-50$_{2\text{-}Kenar}$)**	0.508	0.330	0.111	0.051	0.755	0.868	0.245

Sherderwaza formasyonuna ait migmatitlerde, Wu'nun (2020) metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresi kullanılarak, hesaplanan basınç sonuçları Çizelge 4.61 'de verilmiştir.

Çizelge 4.61. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitlerde, metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresi kullanılarak hesaplanan basınç sonuçları

Metapelitik Topluluklar İçin Biyotit-Muskovit Jeobarometresi (kbar)±σ			
Örnek No	**lnKd**	**P (bar)**	**P (kbar) ±σ**
B-50-A$_{\text{Bt-Merkez}}$-B-50-A3$_{\text{Ms-Merkez}}$ **(B-50$_{\text{1-Merkez}}$)**	1.843	6151	**6.2±1.5**
B-50-A1$_{\text{Bt-Kenar}}$-B-50-A3 $_{\text{Ms-Kenar}}$ **(B-50$_{\text{1-Kenar}}$)**	1.864	5977	5.9±1.5
B-50-A2$_{\text{Bt-Merkez}}$-B-50-A9$_{\text{Ms-Merkez}}$ **(B-50$_{\text{2-Merkez}}$)**	1.662	5892	5.9±1.5
B-50-A2$_{\text{Bt-Kenar}}$-B-50-A9$_{\text{Ms-Kenar}}$ **(B-50$_{\text{2-Kenar}}$)**	1.836	6065	6.1±1.5

Çizelge 4.61 'deki basınç verilerine baktığımızda, metapelitik topluluklar için biyotit-muskovit jeobarometresine göre, migmatitlerde tespit edilen maksimum (pik) basınç 6.2±1.5 kbar 'dır.

Dolayısıyla, Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler; maksimum 656±50 ^{o}C sıcaklık ve maksimum 6.2±1.5 kbar basınç şartlarında "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde metamorfizmaya uğramıştır. Faryad ve diğ. (2016), Sherderwaza formasyonunda, migmatitlerde yeralan biyotitden Ar-Ar yöntemiyle belirledikleri amfibolit fasiyesi metamorfizma yaşının, 0.67-0.77 Ga (Neoproterozoyik) olduğunu söylemişlerdir.

Sonuç olarak; Sherderwaza formasyonu başlangıçta amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu amfibolit fasiyesi metamorfizması; epidot-biyotit gnayslarda belirgin 527.40±50 ^{o}C sıcaklık şartlarındaki epidot-amfibolit fasiyesinden, migmatitlerde belirgin Neoproterozoyik (0.67-0.77 Ga) yaşlı maksimum 656±50 ^{o}C sıcaklık - maksimum 6.2±1.5 kbar basınç şartlarındaki "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"ne doğru, ilerleyen reaksiyonlar şeklinde gelişmiştir.

Epidot-biyotit gnaysda, amfibolit fasiyesinin başlangıcında izlenen "epidot-amfibolit fasiyesi" şartlarına ait sıcaklık verileri, migmatitlerde izlenmemiştir. Bu durum,

migmatitlerde, Sherderwaza formasyonunda ilerleyen tarzda gelişen ve amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklık zonlarını yansıtan "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi" metamorfizmasının "epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizması" izlerini sildiğini gösterir.

P-T Şartları:

Jeotermobarometre sonuçlarına göre şu yorumlar yapılabilir: Sherderwaza formasyonu başlangıçta amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu amfibolit fasiyesi metamorfizması; epidot-biyotit gnayslarda belirgin 527.40±50 ^{o}C sıcaklık şartlarındaki epidot amfibolit fasiyesinden, migmatitlerde belirgin Neoproterozoyik (0.67-0.77 Ga) yaşlı maksimum 656±50 ^{o}C sıcaklık - maksimum 6.2±1.5 kbar basınç şartlarındaki "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"ne doğru, ilerleyen reaksiyonlar şeklinde gelişmiştir.

Epidot-biyotit gnaysda, amfibolit fasiyesinin başlangıcında izlenen "epidot amfibolit fasiyesi" şartlarına ait sıcaklık verileri, migmatitlerde izlenmemiştir. Bu durum, migmatitlerde, Sherderwaza formasyonunda ilerleyen tarzda gelişen ve amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklık zonlarını yansıtan "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi" metamorfizmasının "epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizması" izlerini sildiğini gösterir.

Sherderwaza formayonunda üstten alta doğru gidildikçe sıcaklıklar artmaktadır. Formasyonun orta-üst seviyelerinde gözlenen ***epidot-biyotit gnays ve biyotit gnaysda***;

Hornblend + oligoklas + epidot + Mg-klorit

parajenezi "epidot amfibolit fasiyesi" şartlarını yansıtırken, özellikle ***biyotit gnayslarda***;

Sillimanit + almandin + ortoklas,

Almandin + ortoklas + biyotit (kahve),

Sillimanit + plajioklas (labrador) + almandin,

Plajioklas (labrador) + almandin + hornblend

parajenezleri ile, Sherderwaza formasyonunun en alt seviyesinde yeralan ***migmatitlerde***;

Sillimanit + almandin + ortoklas,

Almandin + ortoklas + biyotit (kahve),

Sillimanit + plajioklas (bitovnit) + almandin,

Plajioklas (bitovnit) + almandin + hornblend,

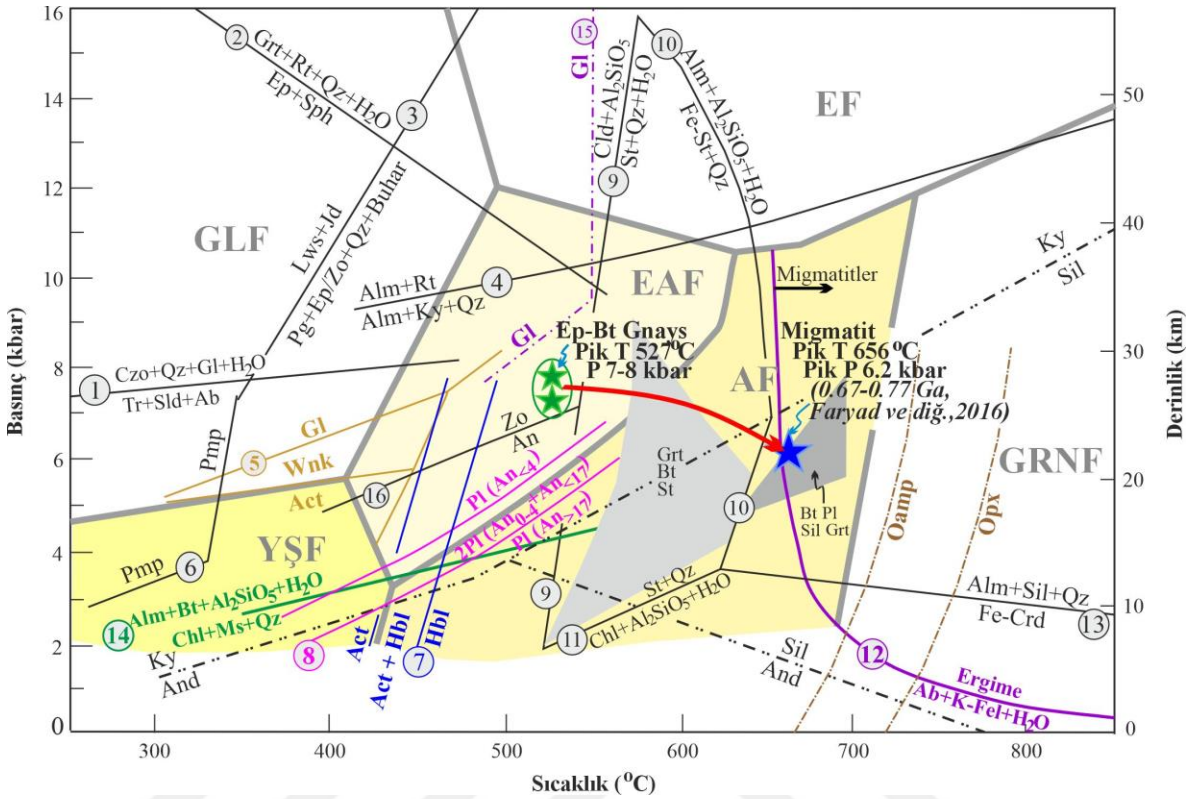
Plajioklas (bitovnit) + hornblend + diyopsit

parajenezleri, ortamda sıcaklığın arttığını ve metamorfizma şartlarının amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi" şartlarına ulaştığını gösterir.

Jeotermobarometre hesaplamalarında, Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnaysda, epidot-amfibolit fasiyesi şartlarını yansıtan maksimum 527.40±50 ^{o}C sıcaklık verisine ulaşılmıştır. Buna karşılık, bu kayaçda jeobarometrik hesaplamalarla basınç şartları belirlenememiştir. Epidot-biyotit gnayslarda zoisitlerin izlenmesi (Şekil 4.184; Reaksiyon (16)), jeotermometre hesaplamalarında belirlenen 527 ^{o}C sıcaklık şartları ile birlikte düşünüldüğünde, ortamdaki basıncın minimum 7 kbar olduğuna işaret eder (Şekil 4.184). Yine bu kayaçlarda glokofanın izlenmemesi (Şekil 4.184; Reaksiyon (15)), 527 ^{o}C sıcaklık şartları ile birlikte düşünüldüğünde, ortamdaki basıncın maksimum 8.5 kbar olduğunu gösterir (Şekil 4.184). Dolayısıyla, Sherderwaza formasyonunda epidot-biyotit gnayslarda izlenen epidot amfibolit fasiyesi metamorfizması 527.40±50 ^{o}C sıcaklık ve 7-8 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiştir (Şekil 4.184; yeşil yıldızlı alan).

Sherderwaza formasyonu bu epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizmasından sonra, etkileri migmatitlerde tipik olarak izlenen, maksimum 656±50 ^{o}C sıcaklık ve maksimum 6.2±1.5 kbar basınç şartlarında "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde ilerleyen bir metamorfizmaya maruz kalmıştır (Şekil 4.184; mavi yıldız). Özellikle, migmatit ve biyotit gnayslarda "biyotit+plajioklas'sillimanit+granat" parajenezinin (Şekil 4.184; koyu gri boyalı alan) izlenmesi ve Sherderwaza formasyonunda migmatiti oluşturan ergimelerin (Şekil 4.184; Reaksiyon (12)) gözlenmesi, migmatitlerde belirlenen bu basınç-sıcaklık verilerini doğrulamaktadır (Şekil 4.184).

Sonuç olarak, Sherderwaza formasyonu, başlangıçta, etkileri epidot-biyotit gnayslarda ve biyotit gnayslarda izlenen, 527.40±50 ^{o}C sıcaklık ve 7-8 kbar basınç şartlarında epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Sherderwaza formasyonu ortamda artan sıcaklıklarla birlikte daha sonra, etkileri migmatitlerde ve biyotit gnayslarda izlenen, maksimum 656±50 ^{o}C sıcaklık ve maksimum 6.2±1.5 kbar basınç şartlarında "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde Neoproterozoyik (0.67-0.77 Ga) yaşlı ilerleyen bir metamorfizmaya maruz kalmıştır (Şekil 4.184).



Şekil 4.184. Sherderwaza formasyonunda izlenen amfibolit fasiyesi metamorfizmasının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram (Kansun ve Ökmen, 2023 'den faydalanılmıştır). Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Grt+Bt+St parajenezinin kararlı olduğu alandır (Bucher ve Grapes, 2011'den). Koyu gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Bt+Pl+Sil+Grt parajenezinin kararlı olduğu alandır (Carmichael, 1989 'dan). Yeşil içi dolu yıldızlar epidot-amfibolit fasiyesinin P-T şartlarını, mavi içi dolu yıldız amfibolit fasiyesine ait sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesinin P-T şartlarını, kırmızı ok Sherderwaza formasyonunda ilerleyen metamorfizma yönünü gösterir. Reaksiyon (14) Joshi ve diğ.'nden (1994) alınmıştır. Menekşe noktalı çizgi (11) glokofanın maksimum duraylılık alanını gösteren çizgidir (Maresch, 1997 'den). Reaksiyon (16) Sorensen'den (1986) alınmıştır. Chl: Klorit. Diğer reaksiyonların açıklamaları ve alıntıları ile simgelerin açıklamaları Şekil 4.155 'deki gibidir

2) Yeşilşist Fasiyesi Metamorfizması

Sherderwaza formasyonu içerisindeki; migmatitlerde ve mika gnayslarda biyotit klorite, plajioklas ve ortoklas serisite, biyotit gnayslar, mikaşistler ve biyotitşistlerde granat ve biyotit klorite, plajioklas ve ortoklas serisite, epidot-biyotit gnayslarda biyotit ve granat klorite, amfibolitler ve amfibolşistlerde granat klorite, plajioklas ve ortoklas serisite, hornblend aktinolit ve klorite dönüşmüştür. Özellikle, metabazik kayaçlarda "epidot+klorit+aktinolit+albit" parajenezi belirgindir.

Bu özellikler, Sherderwaza formasyonunun ilerleyen tarzda gelişen amfibolit fasiyesi metamorfizmasından sonra, yeşilşist fasiyesinde gerileyen metamorfizmaya uğradığına işaret eder.

Gerileyen tarzda gelişen bu metamorfizma sonucu;

Migmatitlerde ve biyotit gnayslarda;

Biyotit (yeşil) + mikroklin + kuvars (Şekil 4.185-(***1***)),

Epidot-biyotit gnayslarda;

Biyotit (yeşil) + mikroklin + kuvars (Şekil 4.185-(***1***)),

Epidot + Fe-klorit (piknoklorit) + albit,

Mika gnayslarda;

Muskovit + Biyotit (yeşil) + Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) (Şekil 4.185-(***2***)),

Epidot + Fe-klorit (piknoklorit) + albit,

Kuvarsitlerde;

Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) + epidot + albit,

Mikaşistler ve Biyotitşistlerde

Biyotit (yeşil) + mikroklin + kuvars (Şekil 4.185-(***1***)),

Muskovit + Biyotit (yeşil) + Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) (Şekil 4.185-(***2***)),

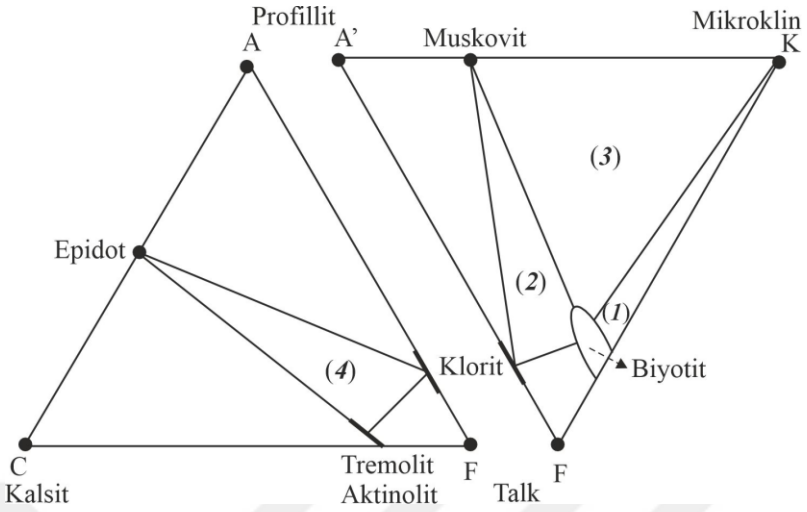
Muskovit + biyotit (yeşil) + mikroklin + kuvars (Şekil 4.185-(***3***)),

Amfibolit ve Amfibolşistlerde;

Epidot + klorit + aktinolit + albit (Şekil 4.185-(***4***))

parajenezleri, yeşilşist fasiyesinin (Abukama tip) "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"ne işaret eder (Şekil 4.185).

Dolayısıyla, Sherderwaza formasyonu, "epidot-amfibolit fasiyesi"nden "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"ne doğru ilerleyen metamorfizma şeklinde gelişen başlangıç metamorfizmasından sonra, yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır.



Şekil 4.185. Yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gözlenen topluluklar (Winkler, 1967). A, A', C, F ve K formülleri Şekil 4.145 'de verilmiştir.

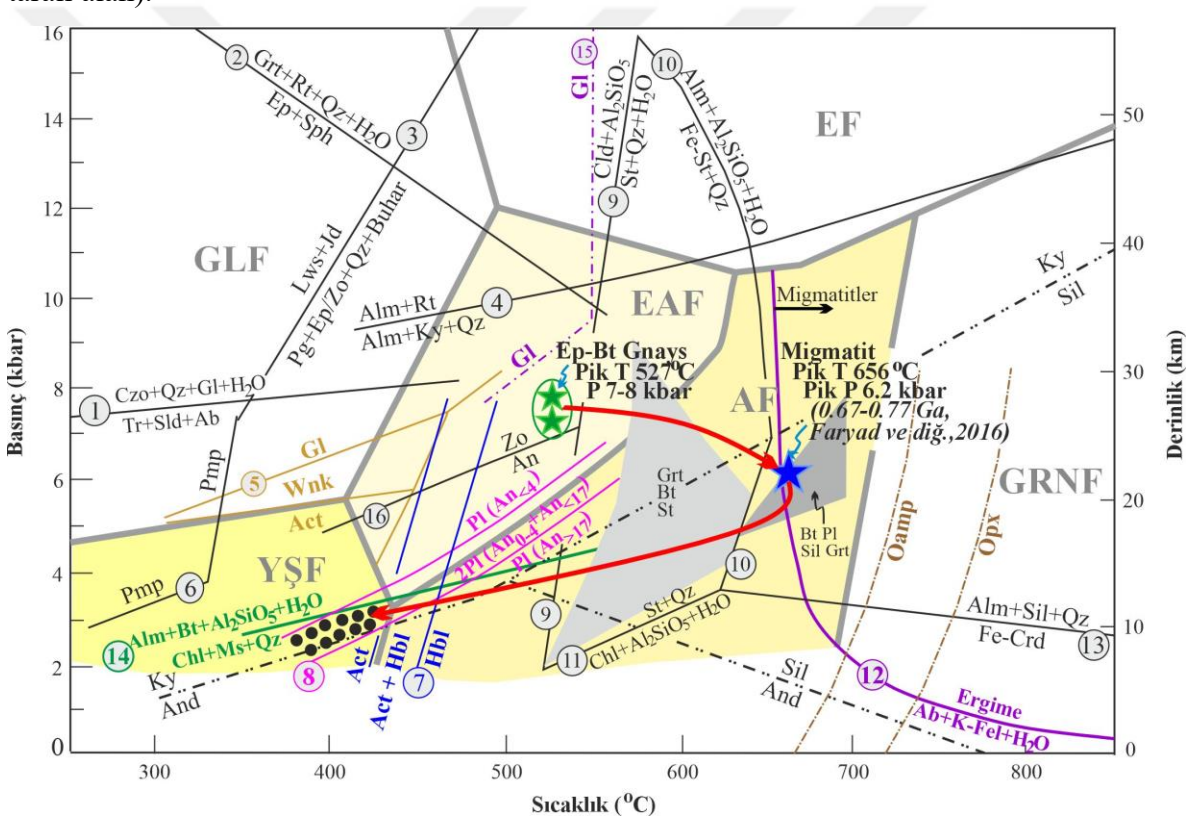
Sherderwaza formasyonuna ait metapsammitik, metapelitik ve metasemipelitik kayaçlarda yeşilşist fasiyesi şartlarında granat oluşmamıştır. Özellikle mikaşistler ve mika gnayslarda "muskovit+klorit+kuvars" parajenezinin izlenmesi, buna karşılık yeşilşist fasiyesine ait granatların gözlenmemesi, yeşilşist fasiyesi şartları altında ortamda, "Klorit+Muskovit+Kuvars $\rightarrow$ Almandin+Al_2SiO_5+H_2O" reaksiyonunun (Şekil 4.186, Reaksiyon (14)) gerçekleşmediğine işaret eder. Amfibolit ve amfibolşistlerde hornblendlerden itibaren gerileyen reaksiyonlarla açığa çıkan aktinolit oluşumları izlenir.

Dolayısıyla, Sherderwaza formasyonunda yeşilşist fasiyesi şartlarında "Klorit+Muskovit+Kuvars $\rightarrow$ Almandin+Al_2SiO_5+H_2O" reaksiyonunun gelişmemiş olması nedeniyle almandinin gözlenmemesi ve Sherderwaza formasyonunda yeşilşist fasiyesinde izlenen aktinolitin kararlı olduğu üst sıcaklık sınırı, yeşilşist fasiyesinin üst sıcaklık sınırı ile birlikte düşünüldüğünde, ortamda basıncın 3,5 kbar'dan az, sıcaklığın ise maksimum 430 ^oC olduğuna işaret eder (Şekil 4.186).

Sherderwaza formasyonuna ait metapsammitik, metapelitik ve metasemipelitik kayaçlarda yeşilşist fasiyesinin karekteristik minerali olan albit bileşimli plajioklaslar gözlenir. Bu plajioklasların anortit içerikleri; migmatitlerde, epidot-biyotit gnayslarda, biyotitşistler ve mikaşistlerde %6 ($Ab_{94}An_{06}$; albit), biyotit gnayslarda, mika gnayslarda ve amfibolit-amfibolşistlerde %7 'dir ($Ab_{93}An_{07}$; albit). Amfibolit fasiyesinde (özellikle almandin-amfibolit fasiyesi) plajioklaslar ≥%15 anortit içeriklerine sahiptir (An ≥ %15;

Turner ve Verhogen, 1960). Dolayısıyla, Sherderwaza formasyonunda izlenen son metamorfizmanın yeşilşist fasiyesinde gerçekleştiği ve Şekil 4.186 ‘da verilen Maruyama ve diğ.‘nin (1983) plajioklas kararlılık alanları (Reaksiyon (8)) gözönüne alındığında; ortamda yeşilşist fasiyesindeki metamorfizmanın minimum 2 kbar basınç ve minimum 375 ^{o}C sıcaklıkta gerçekleştiği söylenebilir (Şekil 4.186).

Bu verilere göre, Sherderwaza formasyonunda gerileyen tarzda izlenen yeşilşist fasiyesi metamorfizması; 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında ve “kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi”nde gerçekleşmiştir (Şekil 4.186 ; içi dolu siyah daire ile taralı alan).



Şekil 4.186. Sherderwaza formasyonunda izlenen amfibolit ve yeşilşist fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram (Kansun ve Ökmen, 2023 ‘den faydalanılmıştır). Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu’dan (1989) alınmıştır. Gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Grt+Bt+St parajenezinin kararlı olduğu alandır (Bucher ve Grapes, 2011‘den). Koyu gri boyalı alan, amfibolit fasiyesini gösteren Bt+Pl+Sil+Grt parajenezinin kararlı olduğu alandır (Carmichael, 1989 ‘dan). Yeşil içi dolu yıldızlar epidot-amfibolit fasiyesinin P-T şartlarını, mavi içi dolu yıldız amfibolit fasiyesine ait sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesinin P-T şartlarını, içi dolu siyah dairelerin olduğu alan yeşilşist fasiyesinin P-T şartlarını, kırmızı oklar Sherderwaza formasyonunda epidot-amfibolit fasiyesi → amfibolit fasiyesi ilerleyen metamorfizma yönü ile amfibolit fasiyesi → yeşilşist fasiyesi gerileyen metamorfizma yönünü gösterir. Reaksiyon (14) Joshi ve diğ.‘nden (1994) alınmıştır. Menekşe noktalı çizgi (11) glokofanın maksimum duraylılık alanını gösteren çizgidir (Maresch, 1997 ‘den). Reaksiyon (16) Sorensen'den (1986) alınmıştır. Chl: Klorit. Diğer reaksiyonların açıklamaları ve alıntıları ile simgelerin açıklamaları Şekil 4.155 ‘deki gibidir

Sonuç olarak, Sherderwaza formasyonu, başlangıçta, etkileri epidot-biyotit gnayslarda ve biyotit gnayslarda izlenen, 527.40±50 ^{o}C sıcaklık ve 7-8 kbar basınç şartlarında epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.186 ; yeşil içi dolu yıldızlar). Sherderwaza formasyonu ortamda artan sıcaklıklarla birlikte daha sonra, etkileri migmatitlerde ve biyotit gnayslarda izlenen, maksimum 656±50 ^{o}C sıcaklık ve maksimum 6.2±1.5 kbar basınç şartlarında "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde Neoproterozoyik (0.67-0.77 Ga) yaşlı ilerleyen bir metamorfizmaya maruz kalmıştır (Şekil 4.186 ; mavi içi dolu yıldız). Sherderwaza formasyonu, bu amfibolit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.186 ; içi dolu siyah daire ile taralı alan).

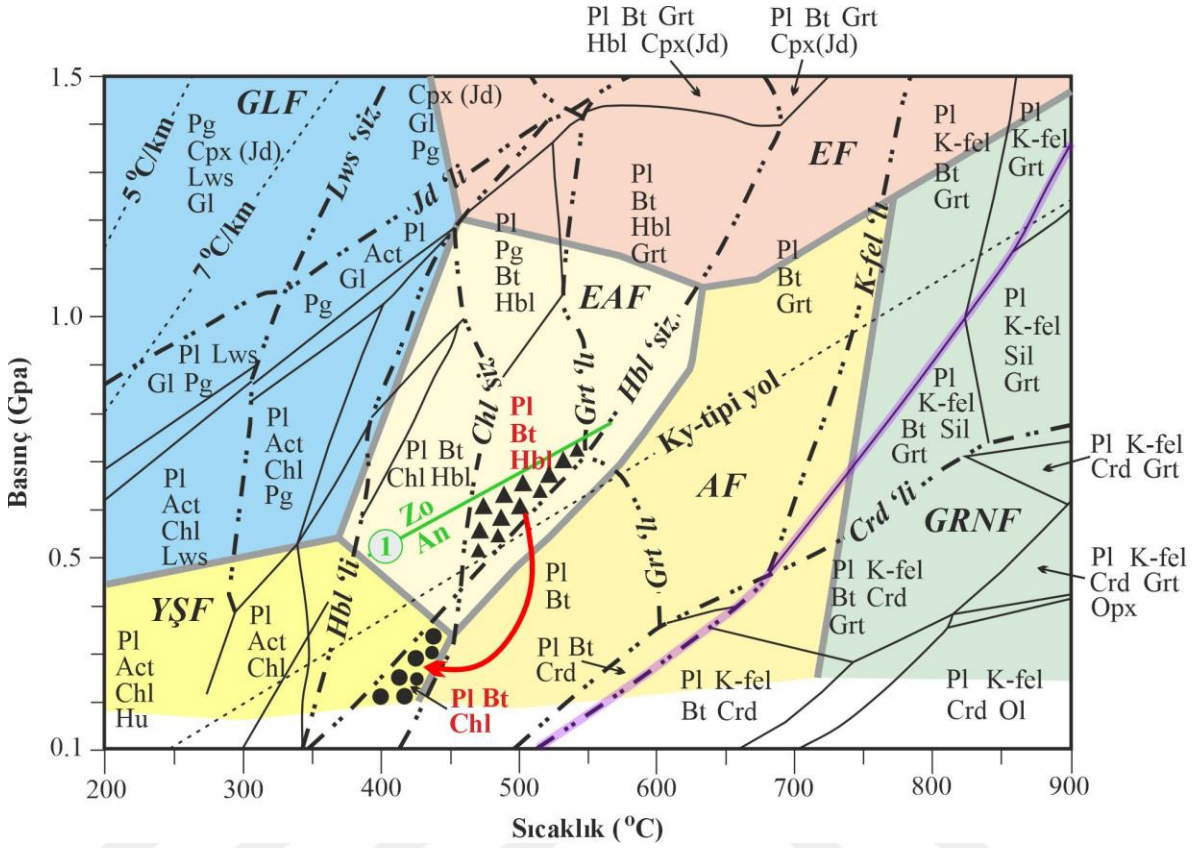
4.3.6. Alghoi metagranitoyidi

Metagranitlerden yapılı olan birim başlıca "*plajioklas (albit, oligoklas), mikroklin, kuvars, biyotit (kahve, yeşil), hornblend, Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit), epidot, apatit ve sfen"* mineral topluluğu içerir. Metagranitlerde izlenen;

Hornblend (soluk yeşil-yeşil) + oligoklas + biyotit (kahve) + epidot

parajenezi, ortamda epidot-amfibolit fasiyesinde bir metamorfizmaya işaret eder. Dolayısıyla Alghoi metagranitoyidi başlangıçta "epidot-amfibolit fasiyesi"nde metamorfizmaya uğramıştır.

Metagranitler içerisinde, epidot-amfibolit fasiyesi şartlarında Mg-kloritlerin ve granatların izlenmemesi ve "hornblend (soluk yeşil-yeşil) + oligoklas + biyotit (kahve) + epidot" parajenezinin gözlenmesi, epidot-amfibolit fasiyesi P-T şartlarını, Şekil 4.187 'deki Pl+Hbl+Bt topluluğunun (Şekil 4.187 ; kırmızı ile yazılan topluluk) kararlı olduğu alanla sınırlar. Dolayısıyla, metagranitlerde izlenen epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizmasında 450-550 ^{o}C sıcaklık aralığı egemendir (Şekil 4.187). Metagranitler içerisinde epidotların varlığı buna karşılık zoisitlerin izlenmemesi, ortamdaki basınç şartlarını maksimum 7 kbar ile sınırlar (Şekil 4.187). Bu verilere göre, Alghoi metagranitoyidinde başlangıçta izlenen epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizması 450-550 ^{o}C sıcaklık ve 4-7 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiş olmalıdır (Şekil 4.187 ; siyah üçgenlerle taralı alan).



Şekil 4.187. Alghoi metagranitoyidinde izlenen epidot-amfibolit ve yeşilşist fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram (Bucher ve Grapes, 2011'den). Diyagramdaki kararlı mineral topluluklarının sınırları siyah düz çizgi ile, Lws-Jd-Hbl-Chl-K-fel-Crd 'in ortaya çıkışı ve kayboluşunu gösteren çizgiler siyah kesikli çizgi ile gösterilmiştir. Menekşe renkli çizginin sol tarafındaki alan, K-beyaz mikanın (Ms, Phe, Sld) duraylılık alanını gösterir. Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Yeşil çizgi ile gösterilen Reaksiyon (1) Sorensen'den (1986) alınmıştır. İçi dolu siyah üçgenle taralı alan epidot-amfibolit fasiyesi P-T şartlarını, içi dolu siyah dairelerin olduğu alan yeşilşist fasiyesinin P-T şartlarını, kırmızı ok epidot-amfibolit fasiyesinden yeşilşist fasiyesine doğru gerileyen metamorfizma yönünü gösterir. Hu: Humit, Phe: Fenjit, diğer mineral simgeleri Şekil 4.155 ve 4.157'deki gibidir. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi

Metagranitler içerisindeki plajioklasların serisite, hornblend ve kahve renkli biyotitlerin klorite dönüşmesi ve;

Albit + Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) + epidot,

Mikroklin + Mg-Fe klorit (ripidolit-piknoklorit) + biyotit (yeşil)

parajenezleri, Alghoi metagranitoyidinin epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizmasından sonra, gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına maruz kaldığına işaret eder.

Alghoi metagranitoyidinde yeşilşist fasiyesi metamorfizması, Şekil 4.187 'de gösterilen, "plajioklas + biyotit + klorit" topluluğu (Şekil 4.226 ; kırmızı ile yazılan topluluk) ile belirgindir. Şekil 4.187 'de, Pl+Bt+Chl topluluğunun kararlı olduğu P-T

şartları gözönüne alndığında, Alghoi metagranitoyidinde izlenen yeşilşist fasiyesi metamorfizmasının basınç-sıcaklık şartlarının 375-450 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç olduğu görülür (Şekil 4.187 ; siyah dairelerle taralı alan).

Sonuç olarak, Alghoi metagranitoyidi başlangıçta 450-550 ^{o}C sıcaklık ve 4-7 kbar basınç şartlarında epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmış, birim daha sonra, 375-450 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına uğramıştır (Şekil 4.187).

4.3.7. Kabil Bloğu'nun metamorfizma özellikleri

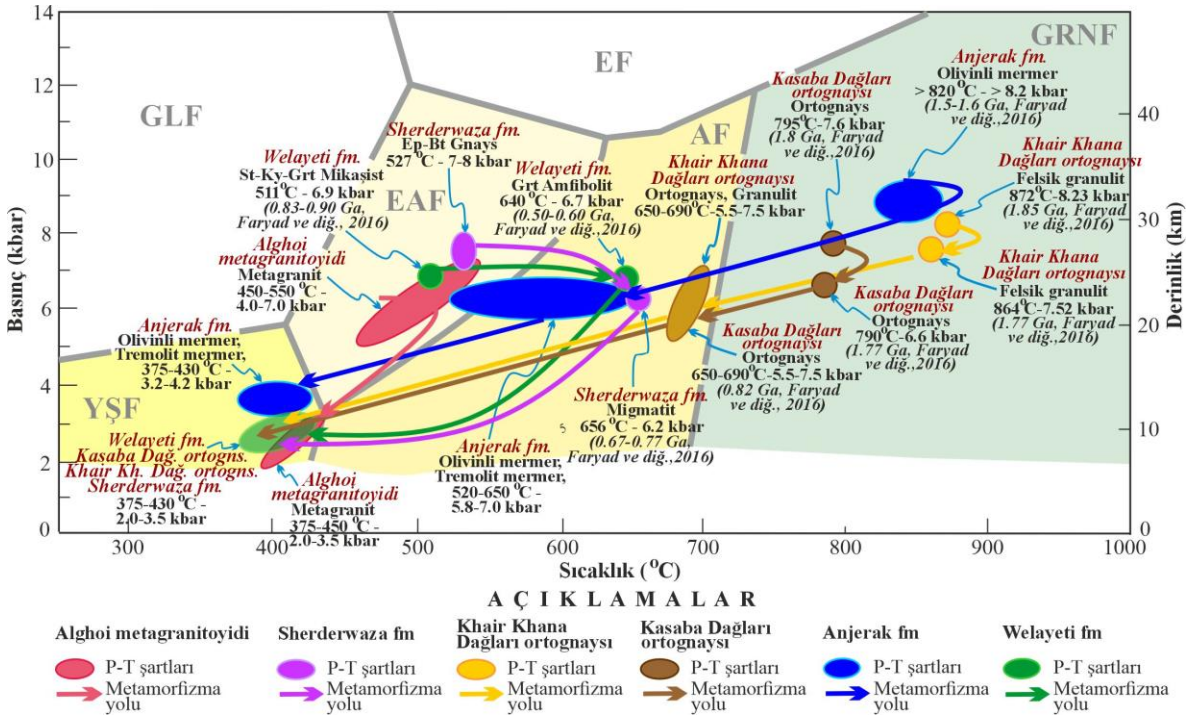
Kabil Bloğu, başlangıçta, etkileri Anjerak formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı ve Khair Khana Dağları ortognaysında izlenen, Paleoproterozoyik yaşlı (Faryad ve diğ., 2016) granulit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfizma Anjerak formasyonunda Paleoproterozoyik (1.5-1.6 Ga) yaşlı olup >820 ^{o}C sıcaklık ve >8.2 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiştir. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar, başlangıçta 795.27±25 ^{o}C sıcaklık ve 7.6±1.8 kbar basınç şartlarında Paleoproterozoyik (1.8 Ga) yaşlı granulit fasiyesi metamorfizmasına ve bunu takiben, 790.09±25 ^{o}C sıcaklık ve 6.6±1.8 kbar basınç şartlarında Paleoproterozoyik (1.77 Ga) yaşlı gerileyen tarzda granulit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Khair Khana Dağları ortognaysı, Kasaba Dağları ortognaysına benzer şekilde, maksimum P-T şartları felsik granulitlerde izlenen, başlangıçta 872±30 ^{o}C sıcaklık ve 8.23±1.7 kbar basınç şartlarında Paleoproterozoyik (1.8 Ga) yaşlı granulit fasiyesi metamorfizmasına ve daha sonra, yine maksimum P-T şartları felsik granulitlerde izlenen, 864±30 ^{o}C sıcaklık ve 7.52±1.7 kbar basınç şartlarında Paleoproterozoyik (1.77 Ga) yaşlı gerileyen tarzda granulit fasiyesi metamorfizmasına uğramıştır (Şekil 4.188).

Columbia super kıtası küresel ölçekte 2.1-1.8 Ga çarpışma orojenleri boyunca bir araya getirilmişti ve Dünya'nın hemen hemen tüm kıtasal bloklarını içeriyordu (Zhao ve diğ. 2002). Kabil Bloğu'ndaki granulit fasiyesi metamorfizmaları, Paleoproterozoyik'de Columbia süper kıtasının orojenezi ile yakın bir şekilde ilişkilidir.

Kabil Bloğu'nda, granulit fasiyesi metamorfizma etkilerine Sherderwaza ve Welayeti formasyonları ile Alghoi granitoyidinde rastlanılmamıştır.

Kabil Bloğu'nda Anjerak formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde, granulit fasiyesi metamorfizmasından sonra gerileyen tarzda

Neoproterozoyik yaşlı amfibolit fasiyesi metamorfizmaları görülür (Şekil 4.188). Amfibolit fasiyesinde gelişen bu metamorfizma; Anjerak formasyonunda 520-650 ºC sıcaklık ve 5.8-7.0 kbar basınç şartlarında, Kasaba Dağları ortognaysı ve Khair Khana Dağları ortognaysında 650-690 ºC sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde izlenir. Kasaba Dağları ortognaysındaki bu amfibolit fasiyesi metamorfizması Neoproterozoyik (0.82 Ga) yaşlıdır (Faryad ve diğ., 2016).



Şekil 4.188. Kabil Bloğu'nda izlenen metamorfizmaların basınç-sıcaklık şartlarını gösteren petrojenetik diyagram. Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Oklar ilerleyen ve gerileyen metamorfizma yönlerini gösterir. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi

Kabil Bloğu'nda, amfibolit fasiyesi metamorfizması Sherderwaza ve Welayeti formasyonları ile Alghoi granitoyidinde de gözlenmektedir.

Sherderwaza formasyonu, başlangıçta, etkileri epidot-biyotit gnayslarda ve biyotit gnayslarda izlenen, 527.40±50 ºC sıcaklık ve 7-8 kbar basınç şartlarında epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Sherderwaza formasyonu ortamda artan sıcaklıklarla birlikte daha sonra, etkileri migmatitlerde ve biyotit gnayslarda izlenen, maksimum 656±50 ºC sıcaklık ve maksimum 6.2±1.5 kbar basınç şartlarında "amfibolit

fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde Neoproterozoyik (0.67-0.77 Ga) yaşlı (Faryad ve diğ., 2016) ilerleyen bir metamorfizmaya maruz kalmıştır (Şekil 4.188).

Sherderwaza formasyonuna benzer şekilde, Welayeti formasyonu başlangıçta, stavrolit-disten-granat mikaşistlerde izlenen maksimum 511±20 ^{o}C sıcaklık ve 6.9±0.8 kbar basınç şartlarında Neoproterozoyik (0.83-0.90 Ga) yaşlı (Faryad ve diğ., 2016) "epidot-amfibolit fasiyesi"nde metamorfizmaya uğramıştır. Daha sonra, Welayeti formasyonu, ilerleyen reaksiyonlarla birlikte, granat amfibolitlerde izlenen maksimum 640.47±30 ^{o}C sıcaklık ve 6.7±0.5 kbar basınç şartlarında, Kambriyen-Neoproterozoyik (0.5-0.6 Ga) yaşlı (Faryad ve diğ., 2016) amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"nde metamorfizma geçirmiştir (Şekil 4.188).

Kabil Bloğu'nda amfibolit fasiyesi metamorfizması etkileri gösteren diğer bir birim olan Alghoi metagranitoyidi, başlangıçta 450-550 ^{o}C sıcaklık ve 4-7 kbar basınç şartlarında epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır (Şekil 4.188).

Rodinia süper kıtası, Geç Mezoproterozoik'ten Erken Neoproterozoyik'e kadar etkili olan süper bir kıtaydı (Weil ve diğ., 1998; Hoffman , 1997; Rogers ve Santosh, 2002, 2003; Meert ve Torsvik, 2003; Meert ve Santosh, 2017). Rodinia süper kıtası, 1.23 Ga 'da, daha eski bir süper kıta olan Columbia'nın parçalanmasıyla üretilen parçaların birikmesi ve çarpışmasıyla oluşmuştur (Zhao ve diğ. 2002 ve Zhao ve diğ. 2004), ve 1.26-0.90 Ga zaman aralığında bir araya gelen ve 750-633 Ma zaman aralığında (Li ve diğ., 2008) ayrılan Mezoproterozoyik ve Neoproterozoyik yaşlı bir kıtadır (Kee ve diğ., 2019).

Genel olarak, Rodinia'nın 1300-900 Ma zaman aralığında Grenvilliyen Orojenezi sırasında birleştiği ve daha sonra 830-600 Ma 'daki yaygın kıtasal riftleşme olayları ile parçalandığı düşünülmektedir (Hoffman, 1991; Li ve diğ., 2008; Santosh ve diğ., 2009; Cawood ve diğ., 2016). Yaşı 1090-980 Ma olan Grenvilliyen Orojenezi genellikle metamorfik karakteristiğine göre anılır.

Pannotia süper kıtası, 633-573 Ma (Neoproterozoyik) zaman aralığında, bu ayrılan parçaların birleşerek oluşturduğu yeni bir kıtadır.

Pan-Afrikan orojenezi yaklaşık 600 Ma önce Gondwana ve Pannotia süper kıtalarının oluşumuyla ilgili bir dizi önemli Neoproterozoyik orojenik olaydı (Kennedy, 1964; Meert, 2003, Kröner ve Stern, 2004; van Hinsbergen ve diğ., 2011).

Kabil Bloğu'nda amfibolit fasiyesi metamorfizma yaşları; Kasaba Dağları ortognaysında 0.82 Ga (Neoproterozoyik), Sherderwaza formasyonunda 0.67-0.77 Ga (Neoproterozoyik), Welayeti formasyonunda ise 0.83-0.90 Ga (Neoproterozoyik) olarak belirlenmiştir (Faryad ve diğ., 2016). Bu verilere göre, Kabil Bloğu'ndaki amfibolit fasiyesi metamorfizması Grenvilliyen orojenezi ile ilişkili olmalıdır.

Faryad ve diğ.'nin (2016) Welayeti formasyonunun granat amfibolitlerinde belirlediği 0.5-0.6 Ga (Kambriyen-Neoproterozoyik) amfibolit fasiyesi yaş verisi her ne kadar Pan-Afrikan orojenezi ile ilişkili gibi görünse de, muhtemelen Grenvilliyen orojenezi ile ilişkili olmalıdır. Çünkü, Kabil Bloğu temel kayaçlarında Pan-Afrikan orojenezine ilişkin başka veriler gözlenmemektedir, ve Welayeti formasyonu Sherderwaza formasyonu ile benzer ilişkilere (stratigrafik istif, metamorfizma özellikleri gibi) sahiptir.

Kabil Bloğu, granulit ve bunu takip eden amfibolit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, Bloğun tümünde izlenen gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır.

Gerileyen tarzda gelişen yeşilşist fasiyesindeki bu metamorfizma; Welayeti formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı, Khair Khana ortognaysı ve Sherderwaza formasyonunda 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında, yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gerçekleşmiştir. Yeşilşist fasiyesindeki metamorfizma; Anjerak formasyonunda 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 3.2-4.2 kbar basınç şartlarında, Alghoi metagranitoyidinde ise 375-450 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gelişmiştir (Şekil 4.188).

Kabil Bloğu muhtemelen Mesozoyik sırasında Paleo-Tetis ve Neo-Tetis arasına yerleştirilmiş Gondwana'nın bir parçasıydı. Neotetis'in açılışı sırasında Kabil Bloğu; Lut Bloğu, Alborz, Sanandaj-Sirjan ve diğer bloklarla (İran'daki mikro bloklar) birlikte Gondwana'dan ayrılmış, bu Bloklar daha sonra, Geç Kretase-Erken Paleojen sırasında Avrasya ile çarpışmıştır (Tapponnier ve diğ., 1981; Treloar ve Izatt, 1993; Stampfli ve diğ., 2002).

Kabil Bloğu'nun tümünde izlenen ve gerileyen tarzda gelişen yeşilşist fasiyesi metamorfizması, Eo-MezoArkeen'den Neoproterozoyik'e kadar olan bütün birimleri etkilemiştir. Kabil Bloğu'nun Lut Bloğu, Alborz, Sanandaj-Sirjan ve diğer bloklarla (İran'daki mikro bloklar) birlikte, Geç Kretase-Erken Paleojen sırasında Avrasya ile

çarpışması sonucu, Kabil Blok'da gelişen sıkışmalar-naplaşmalarla istifte kopmalar olmuş ve Sherderwaza formasyonu, başlangıçta aynı stratigrafik seviyede ve üstünde yeralan Welayeti formasyonunu tektonik olarak üzerlemiştir. Bu sıkışma-naplaşmalarla eşzamanlı veya daha sonra, hem Sherderwaza ve Welayeti formasyonları hem de Kabil Bloğu'ndaki diğer bütün litolojiler (Anjerak formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı, Khair Khana Dağları ortognaysı, Alghoi metagranitoyidi) gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Özellikle, stratigrafik olarak altta bulunması gereken, buna karşılık, sıkışma-naplaşmalar sonucu tektonik dokanakla Welayeti formasyonunu üzerleyen Sherderwaza formasyonunun Welayeti formasyonu ile uyumlu foliasyon göstermesi, bölgede Geç Kretase-Erken Paleojen'deki sıkışma-naplaşmalarla eş zamanlı veya daha sonra gelişen yeşilşist fasiyesindeki metamorfizma etkisiyle olmalıdır. Bölgede, Kabil Bloğu üzerinde metamorfizma etkileri göstermeyen en genç birim Miyo-Pliyosen yaşlı Lataband formasyonudur. Dolayısıyla, Kabil Bloğu'nda izlenen yeşilşist metamorfizmasının yaşı Geç Paleojen olmalıdır.

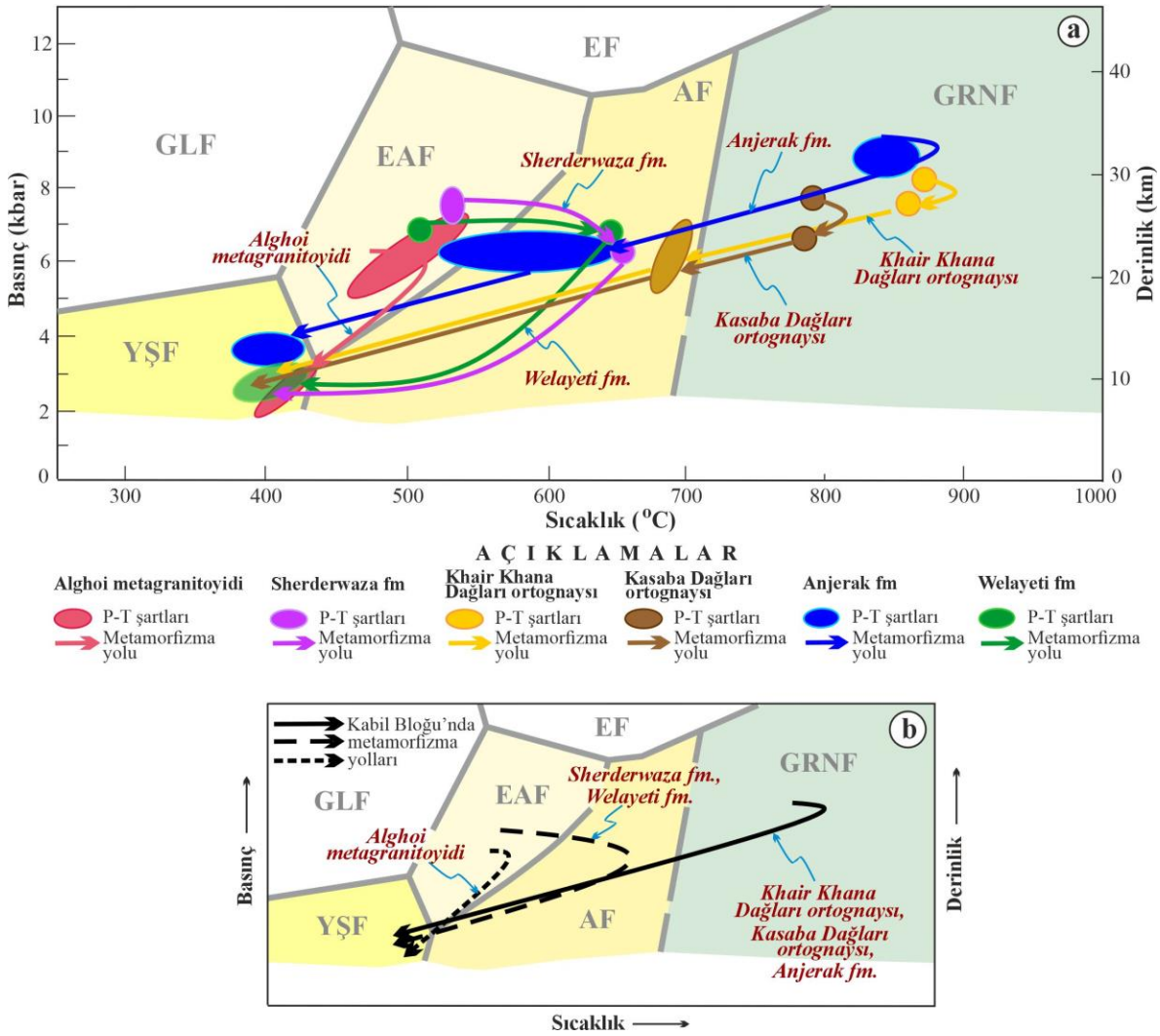
Şekil 4.189 'da görüldüğü gibi, Kabil Bloğu'nda izlenen ve birbirini takip eden çok evreli metamorfizmalar basınç-sıcaklık diyagramında saat ibresi yönünde hareket etmektedir.

Kabil Bloğu'nda izlenen bu çok evreli metamorfizmalar hakkında şu yorumlar yapılabilir:

Anjerak formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı ve Khair Khana Dağları ortognaysı basınç-sıcaklık şartları açısından birbirine benzer şekilde, birbirini takip eden ve saat ibresi yönünde hareket eden granulit fasiyesi → amfibolit fasiyesi → yeşilşist fasiyesi metamorfizmaları göstermektedir (Şekil 4.189).

Kabil Bloğu'nda, başlangıçta aynı stratigrafik seviyede üstüste yeraldığı düşünülen Sherderwaza ve Welayeti formasyonları, basınç-sıcaklık şartları açısından birbirine benzer şekilde, birbirini takip eden ve saat ibresi yönünde hareket eden epidot-amfibolit fasiyesi → amfibolit fasiyesi → yeşilşist fasiyesi metamorfizmaları gösterir (Şekil 4.189).

Alghoi metagranitoyidi ise, yine birbirini takip eden ve saat ibresi yönünde hareket eden epidot-amfibolit fasiyesi → yeşilşist fasiyesi metamorfizmaları göstermektedir (Şekil 4.189).



Şekil 4.189. Kabil Bloğu'nda izlenen metamorfizmaların basınç-sıcaklık şartlarını (**a**) ve Kabil Bloğu'nda izlenen metamorfizma yollarını (**a, b**) gösteren petrojenetik diyagramlar. Fasiyes sınırları kalın gri çizgi ile gösterilmiş ve Takasu'dan (1989) alınmıştır. Oklar ilerleyen ve gerileyen metamorfizma yönlerini gösterir. GLF: Glokofanit fasiyesi, YŞF: Yeşilşist fasiyesi, EAF: Epidot-amfibolit fasiyesi, AF: Amfibolit fasiyesi, GRNF: Granulit fasiyesi, EF: Eklojit fasiyesi

Kabil Bloğu'nda; Anjerak formasyonu - Kasaba Dağları ortognaysı - Khair Khana Dağları ortognaysında izlenen granulit fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık şartları birbirine yakın değerlerdedir. Aynı şekilde, Anjerak formasyonu - Kasaba Dağları ortognaysı - Khair Khana Dağları ortognaysı - Sherderwaza formasyonu - Welayeti formasyonunda izlenen amfibolit fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık şartları birbirine yakın değerler göstermiştir. Benzer şekilde, Sherderwaza formasyonu - Welayeti formasyonunda izlenen epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık

şartları birbirine yakın değerlerdedir. Kabil Bloğu'nun tümünde izlenen yeşilşist fasiyesi metamorfizmalarının basınç-sıcaklık şartları da birbirine çok yakın değerler vermektedir (Şekil 4.189).

Bu özellikler, Kabil Bloğu'nun başlangıçta Paleoproterozoyik yaşlı granulit fasiyesi metamorfizmasına uğradığını, daha sonra Neoproterozoyik'de amfibolit fasiyesi etkilerine maruz kaldığını, en sonda ise Geç Paleojen'de yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına uğradığını gösterir.

4.4. Jeokimya

Çalışma alanından toplanan örnekler üzerinde yapılan petrografik incelemelerden sonra, kayaç gruplarının jeokimyasal karakterlerini ortaya koymak amacıyla, kayacı temsil eden altere olmamış örnekler seçilmiş ve bu örneklerden tüm kayaç jeokimya analizleri yaptırılmıştır. Çalışma alanından toplanan 300 örneğin 20 tanesinden tüm kayaç ana element oksit, iz element ve bazı nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır. Örneklerin analizleri, Ankara Üniversitesi, Yer Bilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Laboratuvarı'nda, Spectro X-Lab 2000 model PedXrf cihazı kullanılarak yapılmıştır.

İnceleme alanındaki; Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve granat amfibolitlerden, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysdan, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar ve amfibolitlerden, Sherderwaza formasyonuna ait mikaşist, migmatit ve biyotit gnayslardan ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerden jeokimyasal analizler yaptırılmıştır. Jeokimyasal analiz sonuçları Çizelge 4.62, 4.63, 4.64 ve 4.65'de verilmiştir.

Çalışma alanında gözlenen bu kayaçlara ait analiz sonuçları, ayrı ayrı diyagramlarda değerlendirilerek yorumlamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.62. İnceleme alanındaki Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve granat amfibolitler ile Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerin major oksit miktarları ve CIPW hesaplamaları (% Ağ.). A.K.: Ateşte Kayıp: Toplam uçucu içeriği

Formasyon	Welayeti Formasyonu					Alghoi Metagranotoyidi		
Örnek No	KBL_S-19	KBL_S-8	KBL_S-22	KBL_S-32	KBL_S-3	KBL_Al_2	KBL_AL-6	KBL_AL-105
Litoloji	Granat Mikaşist	Granat Mikaşist	Granat Mikaşist	Granat amfibolit	Granat amfibolit	Metagranit	Metagranit	Metagranit
SiO_2	52.96	53.49	60.12	45.89	47.56	69.3	70.03	74.8
Al_2O_3	19.84	26.49	23.58	12.05	14.28	11.02	11.43	11.75
Fe_2O_{3t}	8.163	7.668	5.79	15.73	13.26	2.85	0.994	0.832
MgO	2.47	2.406	1.686	6.089	6.89	1.343	0.467	0.376
CaO	0.6828	0.4589	0.7462	10.44	10.94	3.092	1.153	1.043
Na_2O	1.11	3.01	3.46	1.87	1.35	3.02	3.41	3.02
P_2O_5	0.133	0.0962	0.0902	0.2206	0.0786	0.054	0.024	0.002
TiO_2	0.6366	0.6425	0.4457	1.902	0.6882	0.6674	0.232	0.276
K_2O	6.038	4.745	3.324	0.3482	0.3163	5.587	6.236	6.058
Cr_2O_3	0.01566	0.0365	0.01206	0.01692	0.01772	0.00369	0.025	0.005
V_2O_5	0.0139	0.0228	0.0173	0.0738	0.0349	0.0165	0.005	0.011
MnO	0.0582	0.0469	0.0239	0.2488	0.1851	0.0524	0.015	0.017
A.K.	7.63	0.63	0.53	4.65	3.62	2.74	5.83	2.33
Toplam	**99.75**	**99.74**	**99.83**	**99.53**	**99.22**	**99.75**	**99.85**	**100.52**
CIPW Hesaplamaları								
Kuvars	-	-	-	3.932	2.597	23.48	26.11	31.25
Zirkon	-	-	-	0.015	0.03	0.536	0.223	0.104
Anortit	-	-	-	31.96	23.45	-	-	-
Na_2SiO_3	-	-	-	-	-	-	1.041	-
Akmit	-	-	-	-	-	0.598	0.955	0.078
Diyopsit	-	-	-	17.89	22.2	11.05	4.264	2.852
Sfen	-	-	-	-	-	-	-	-
Hipersten	-	-	-	21.01	17.46	-	-	-
Albit	-	-	-	11.42	15.82	24.88	23.3	25.47
Ortoklas	-	-	-	1.891	2.068	33.76	37.67	37.12
Wollastonit	-	-	-	-	-	0.646	0.204	0.713
Olivin	-	-	-	-	-	-	-	-
Perovskit	-	-	-	-	-	-	-	-
Nefelin	-	-	-	-	-	-	-	-
Lösit	-	-	-	-	-	-	-	-
Larnit	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatit	-	-	-	0.185	0.51	0.116	0.046	-
Kromit	-	-	-	-	-	-	-	-
İlmenit	-	-	-	1.31	3.609	1.272	0.437	0.532
Kalsit	-	-	-	-	-	-	-	-
Korindon	-	-	-	-	-	-	-	-
Manyetit	-	-	-	6.409	7.598	1.078	-	0.367
Hematit	-	-	-	-	-	-	-	-
Toplam	-	-	-	96.03	95.34	97.41	94.25	98.48

Çizelge 4.63. İnceleme alanındaki Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatit, Khair Khana Dağları ortognaysına ait amfibolit ve lökokratik ortognays ve Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysın major oksit miktarları ve CIPW hesaplamaları (% Ağ.). A.K.: Ateşte Kayıp: Toplam uçucu içeriği

Formasyon	Sherderwaza Formasyonu						Kasaba Dağları Orto-gnaysı	Khair Khana Dağları Ortognaysı				
Örnek No	KBL_ 28	KBL_ 1	KBL_ 108	KBL_ S-37	KBL_ 135	KBL_ K-14	KBL_150	KBL_ 148	KBL_ 121	KBL_ 111	KBL_ K-1	KBL_ K-7
Litoloji	Biyotit gnays	Biyotit gnays	Mikaşist	Mikaşist	Migmatit	Migmatit	Mesokratik ortognays	Amfibolit	Amfibolit	Lökokratik ortognays	Lökokratik ortognays	Lökokratik ortognays
SiO_2	62.34	66.67	68.28	72.43	61.11	62.64	61.48	52.97	51.51	69.01	70.14	72.57
Al_2O_3	13.9	13.78	12.7	10.16	13.27	14.16	13.2	10.45	10.78	12.01	14.09	10.56
Fe_2O_3t	7.681	4.387	3.243	3.917	4.624	3.567	6.149	17.44	17.85	1.837	1.386	0.899
MgO	1.944	1.497	1.171	1.352	1.701	1.670	1.84	4.929	4.566	0.208	0.255	0.272
CaO	2.118	2.596	2.738	1.433	6.628	5.999	2.501	9.706	9.33	3.254	5.442	2.647
Na_2O	2.1	4.07	3.74	2.17	2.87	3.74	3.24	1.59	1.59	3.04	4.55	1.88
P_2O_5	0.4209	0.1925	0.1022	0.079	0.108	0.080	0.04	0.3	0.295	0.082	0.0327	0.026
TiO_2	1.113	0.4331	0.4017	0.391	0.557	0.246	0.473	2.08	2.001	0.214	0.1148	1.584
K_2O	4.584	4.513	2.866	2.969	1.719	2.567	2.972	0.467	0.567	4.708	1.876	7.06
$Cr2O_3$	0.0011	0.0011	0.007	0.005	0.008	0.0004	0.014	0.003	0.004	0.003	0.00077	0.001
V_2O_5	0.0137	0.012	0.009	0.011	0.009	0.007	0.014	0.099	0.085	0.007	0.0027	0.018
MnO	0.08	0.0515	0.0384	0.04	0.096	0.009	0.086	0.23	0.233	0.014	0.00744	0.018
A.K:	3.72	1.73	4.83	4.52	6.98	3.85	7.63	0.34	0.73	5.83	1.75	2.57
Toplam	100.02	99.93	100.13	99.48	99.68	99.54	99.64	100.6	99.54	100	99.65	100.1
CIPW Hesaplamaları												
Kuvars	-	-	-	-	-	-	20.24	12.22	13.54	27.1	26.7	31.45
Zirkon	-	-	-	-	-	-	0.045	0.03	0.03	0.03	0.015	0.06
Anortit	-	-	-	-	-	-	12.22	20.52	19.95	4.633	12.18	-
Na_2SiO_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.155
Akmit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.868
Diyopsit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.018	3.694	1.451
Sfen	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.103
Hipersten	-	-	-	-	-	-	10.2	16.59	16	-	-	-
Albit	-	-	-	-	-	-	27.42	13.45	13.45	25.72	38.5	14.26
Ortoklaz	-	-	-	-	-	-	18.21	3.514	2.85	29	11.69	42.52
Wollastonit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.709	4.344	3.417
Olivin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Perovskit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nefelin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lösit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Larnit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatit	-	-	-	-	-	-	0.093	0.695	0.695	0.185	0.07	0.07
Kromit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
İlmenit	-	-	-	-	-	-	0.893	3.798	3.95	0.399	0.228	1.373
Kalsit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Korindon	-	-	-	-	-	-	0.056	-	-	-	-	-
Manyetit	-	-	-	-	-	-	2.972	8.627	8.424	0.884	0.667	-
Hematit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Toplam	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**	**92.33**	**99.39**	**100.8**	**94.68**	**98.09**	**97.72**

Çizelge 4.64. İnceleme alanındaki Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve granat amfibolitler ile Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerin iz element ve bazı nadir toprak element miktarları (ppm)

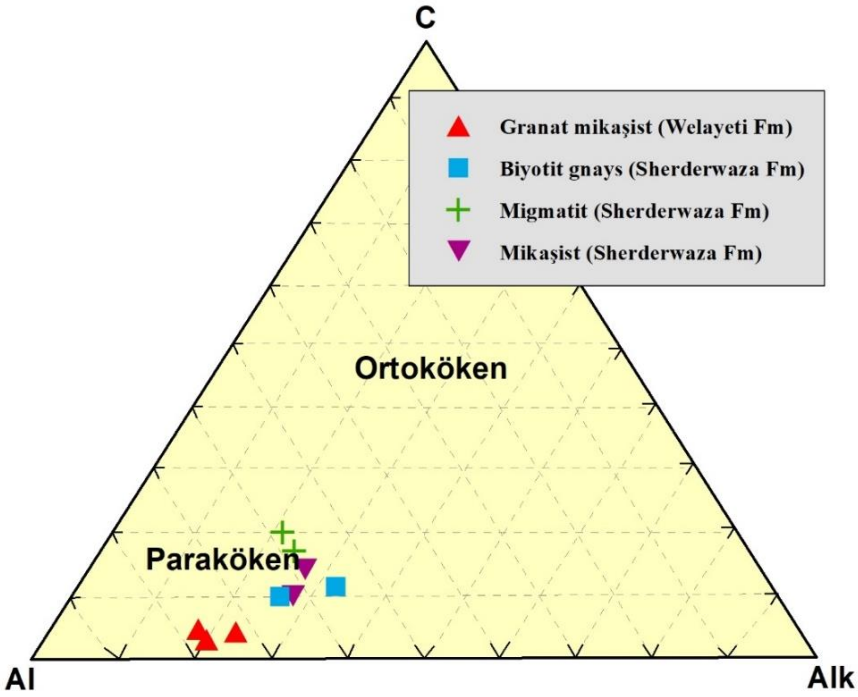
Formasyon	Welayeti Formasyonu					Alghoi Metagranotoyidi		
Örnek No	KBL_S-19	KBL_S-8	KBL_S-22	KBL_S-32	KBL_S-3	KBL_Al_2	KBL_AL-6	KBL_AL-105
Litoloji	Granat Mikaşist	Granat Mikaşist	Granat Mikaşist	Granat amfibolit	Granat amfibolit	Metagranit	Metagranit	Metagranit
Co	43	67.9	60	101	104	29.6	32.1	45.1
Ni	43.4	38.7	33.4	78.5	62	7.7	3.8	5.7
Cu	8.3	0.9	0.9	63.3	31	0.7	0.9	1.9
Zn	38.7	35	10.2	112.2	83	30.2	9.4	15.8
Ga	29.3	33.3	28.3	18.8	15.5	18.1	17.1	13.6
Ge	1.3	1.6	1	0.9	1.6	1.1	0.9	0.7
As	0.7	0.4	0.4	0.5	0.8	1.9	0.5	0.6
Se	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.7
Br	0.2	0.2	0.9	0.3	0.2	1.6	1	1.6
Rb	171.6	203.1	142.4	5.5	7.5	190	214.2	157.2
Sr	59.2	52.1	196.9	166.5	202.2	332.2	296.3	213.1
Y	30	28.9	27	27.9	12.4	56.5	21.4	29.5
Zr	113.7	134.9	81.7	120.1	41	2686	1083	525
Nb	16.6	16.2	18.9	17.7	6.2	33.9	28.9	17.9
Mo	3.5	5.3	3.6	3.6	3.9	11.4	11.3	4.2
Cd	1	0.8	1.7	0.9	0.8	0.8	0.7	0.8
In	0.9	0.4	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7
Sn	1	3.9	4.2	1.1	0.9	8.9	4.6	1.3
Sb	0.9	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8	0.9	0.8
Te	1.1	1.1	1.2	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2
I	2.1	2.1	2.1	1.9	3.3	2.2	2.2	2.3
Cs	3.6	3.7	3.6	3.3	3.2	3.8	3.8	3.8
Ba	565.9	660.5	486	29.6	42.1	899.7	1020	1585
La	77.4	72.7	87.2	7.1	11.8	72.3	29.3	35.2
Ce	151.2	129.7	153.1	33.3	9.8	241.4	63.1	95.2
Hf	2.4	2	1.9	4.7	3.4	44.7	13	5.7
W	133.1	148.5	186.5	118.1	102.2	283.3	261.6	373.9
Hg	1.4	1.4	1.5	1.6	1.4	1.7	1.5	1.8
Tl	1.4	1	0.5	1.2	0.9	1.8	2.2	1.4
Pb	2.2	4.3	7.3	3.1	6.2	23.1	10.8	20.8
Bi	0.5	0.5	0.5	0.7	0.6	0.6	0.5	0.4
Th	23.3	21	22.5	1	0.8	21.1	8.8	11.1
U	14.5	7.2	11.9	9	8.5	8.5	8.2	6

Çizelge 4.65. İnceleme alanındaki Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnayslar, mikaşistler ve migmatitler, Khair Khana Dağları ortognaysına ait amfibolitler ve lökokratik ortognayslar ile Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysın iz element ve bazı nadir toprak element miktarları (ppm)

Formasyon	Sherderwaza Formasyonu						Kasab Dağl. Ortognaysı	Khair Khana Dağları Ortognaysı				
Örnek No	KBL_28	KBL_1	KBL_108	KBL_S-37	KBL_135	KBL_K-14	KBL_150	KBL_148	KBL_121	KBL_111	KBL_K-1	KBL_K-7
Litoloji	Biyotit gnays	Biyotit gnays	Mikaşist	Mikaşist	Migmatit	Migmatit	Mesokratik ortognays	Amfibolit	Amfibolit	Lökokratik ortognays	Lökokratik ortognays	Lökokratik ortognays
Co	54	52.5	62.6	53.4	28.1	31.3	50.7	119	76.1	62.6	42.3	53.2
Ni	2	12.4	9.7	9.7	13.4	12	39.3	44.5	46.8	4.3	3.3	7.4
Cu	18.5	6.9	18.7	1.6	8.6	8	14.8	99.6	107.6	0.9	28	1.1
Zn	82.1	50	41.5	52.2	60.5	50	22.4	123.1	125.1	4.2	8.6	12.8
Ga	26.2	18	18.1	15.1	16.4	19.6	19.8	19.1	19.8	16.5	18	15.3
Ge	0.9	3.2	1.4	1.3	0.9	1.2	1	1	1	1.1	1.2	1.3
As	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	1.2	0.4	0.9	0.5	0.4	0.6	0.7
Se	0.4	0.5	0.7	0.5	0.5	1.4	0.4	0.5	0.5	0.7	0.5	0.8
Br	0.2	0.2	0.4	0.6	0.6	1.7	0.2	3.5	3.1	1.2	2.3	1.3
Rb	141.3	153.2	87	94.9	60.1	50	91.1	8.4	19.8	89.3	57.3	201.4
Sr	173.3	330	367.6	118	203.1	192.6	260.5	143	147.1	479	504.5	221.7
Y	49	20.9	8.5	13.1	3.3	5	40.8	32.8	41.3	7.1	0.4	97.1
Zr	587	182.2	238	157.3	331.7	250.9	207.6	111.9	167.9	149.8	91.6	285.5
Nb	33.3	9.9	3	8.3	19.1	24	13.3	8	5.2	5	2.7	177.7
Mo	4.7	5.5	3.1	2.6	4.4	2.4	4	5.9	6.1	2.5	3	5.2
Cd	1.6	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7	2.4	1.1	0.6	0.8	0.7	0.8
In	0.9	0.8	0.8	0.7	0.8	0.7	1	1	1.1	0.7	0.8	0.9
Sn	1.1	0.9	0.8	2.1	0.8	1.5	1	0.9	1.3	0.8	0.8	25.9
Sb	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9	1	0.8	0.9	0.9
Te	1.3	1.2	1.2	1.2	1.1	1.1	1.3	1.2	1.9	1.1	1.2	1.3
I	2.4	2.4	2.3	2.1	2	2.1	2.2	2.1	2.1	2.1	2.1	2.3
Cs	4.1	4	3.8	3.6	3.5	3.5	3.8	3.5	3.7	3.6	3.6	3.8
Ba	1285	1738	1346	1068	396.1	400.1	822.1	111.7	182.2	1392	686.8	1023
La	103.9	26.5	42.2	24.8	23.4	25.4	46	21.1	7.5	32.8	11.2	55.8
Ce	253.5	58.1	59.7	66.8	24.3	56.4	77.2	31.1	39.2	61.1	9.8	235.9
Hf	10.4	2.1	2.3	1.8	4.5	3.5	2.7	5.9	6.1	1.6	2.4	1.6
W	155.4	326.7	572.7	439.5	199.5	204.6	190.4	115.1	177.2	822.1	444.4	431.1
Hg	1.5	1.9	2.3	2	1.4	1.8	1.6	1.8	2	2.7	1.9	2
Tl	0.5	1.7	2.1	1.4	0.8	2.6	0.9	1.3	1.3	0.8	1.8	2.3
Pb	17	14.9	16.8	13	15	16.4	25.5	25.6	11.7	11.8	19.4	24.5
Bi	1.2	0.5	0.5	0.7	0.6	0.8	0.6	0.8	0.8	1.4	0.5	0.6
Th	24.3	15.6	9.3	10.8	1.2	2.3	5	2.2	2.1	8.9	1.1	26.8
U	9	7.3	6.8	5.4	6	5.4	24.1	10	11	6.5	13.7	20.9

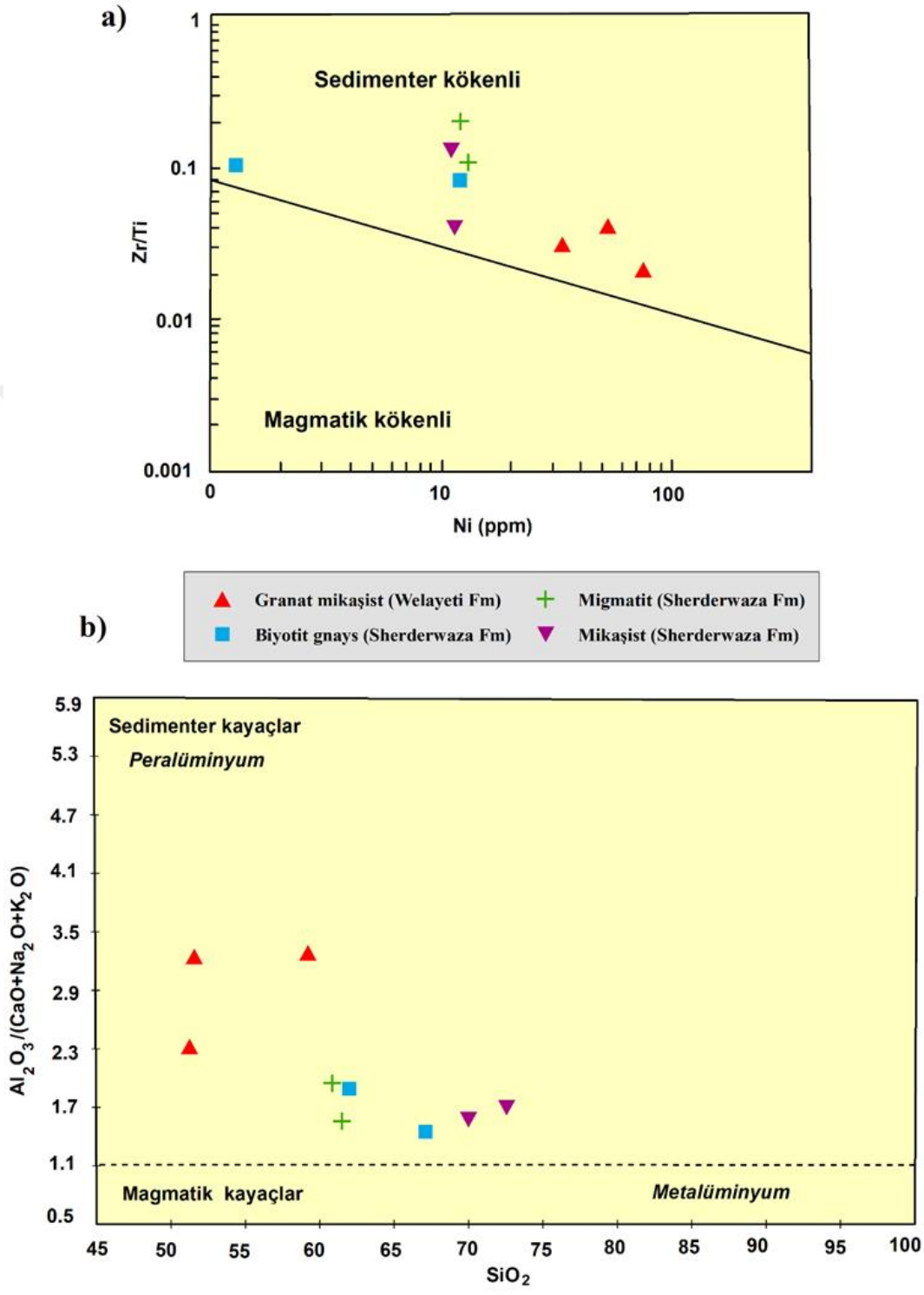
4.4.1. Metasedimanter kayaçların jeokimyasal, ortamsal ve kökensel incelenmesi

Jeokimyasal analizlere baktığımızda, Kabil Bloğu içerisindeki Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler, köken kayaçları açısından Osann'ın (1942) (Caran, 1999 'dan) C(CaO) – Al(Al_2O_3) – Alk(Na_2O+K_2O) diyagramında değerlendirildiğinde, bu kayaçların sedimanter kayaç kökenini gösteren "*paraköken*"li olduğu görümektedir (Şekil 4.190).



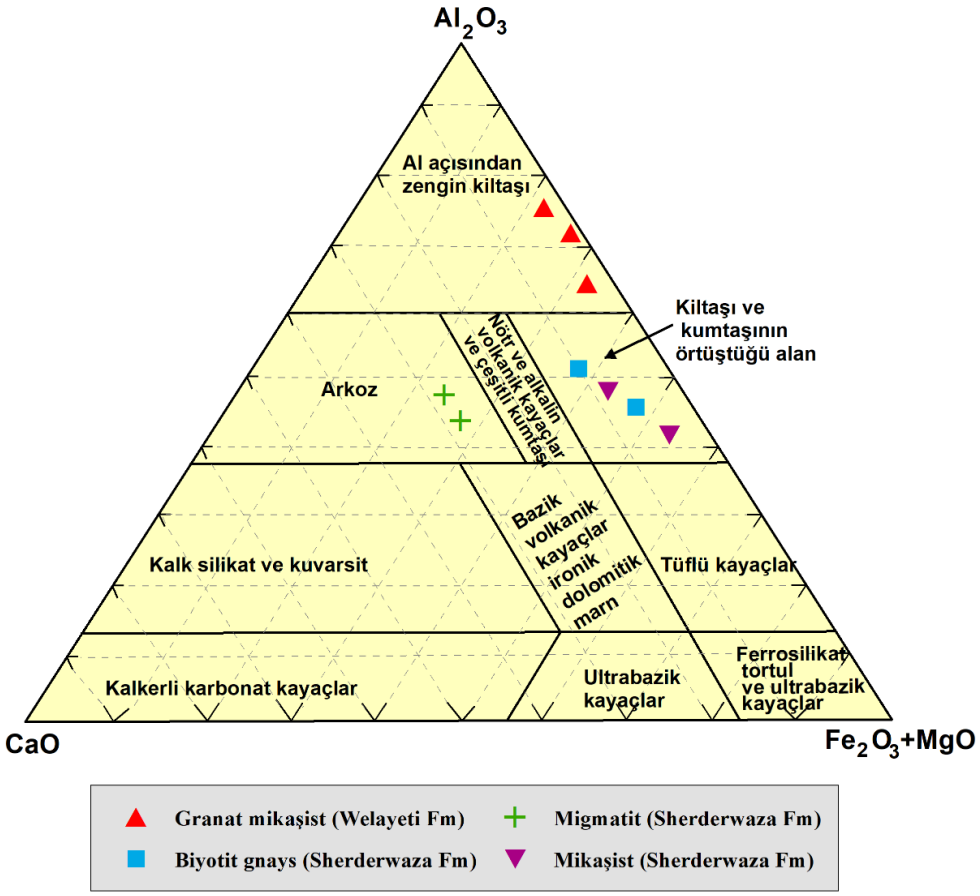
Şekil 4.190. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin **Al**: Al_2O_3 - **Alk**: Na_2O+K_2O - **C**: CaO diyagramındaki (Osann, 1942 (Caran, 1999 'dan)) konumları

İnceleme alanında Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin köken kayacını belirlemek için bu kayaçlar; Winchester ve diğ.'nin (1980) Ni - Zr/Ti ve Chappell ve diğ.'nin (1974) SiO_2 - Al_2O_3(CaO+Na_2O+K_2O) diyagramlarına düşürülmüştür. Winchester ve diğ.'nin (1980) diyagramına göre; Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler "s*edimanter kökenli*" alana ve aynı şekilde bu kayaçlar Chappell ve diğ.'nin (1974) ortaya koyduğu diyagrama göre "s*edimanter kayaçlar*" alanına düşmüştür (Şekil 4.191a ve b).



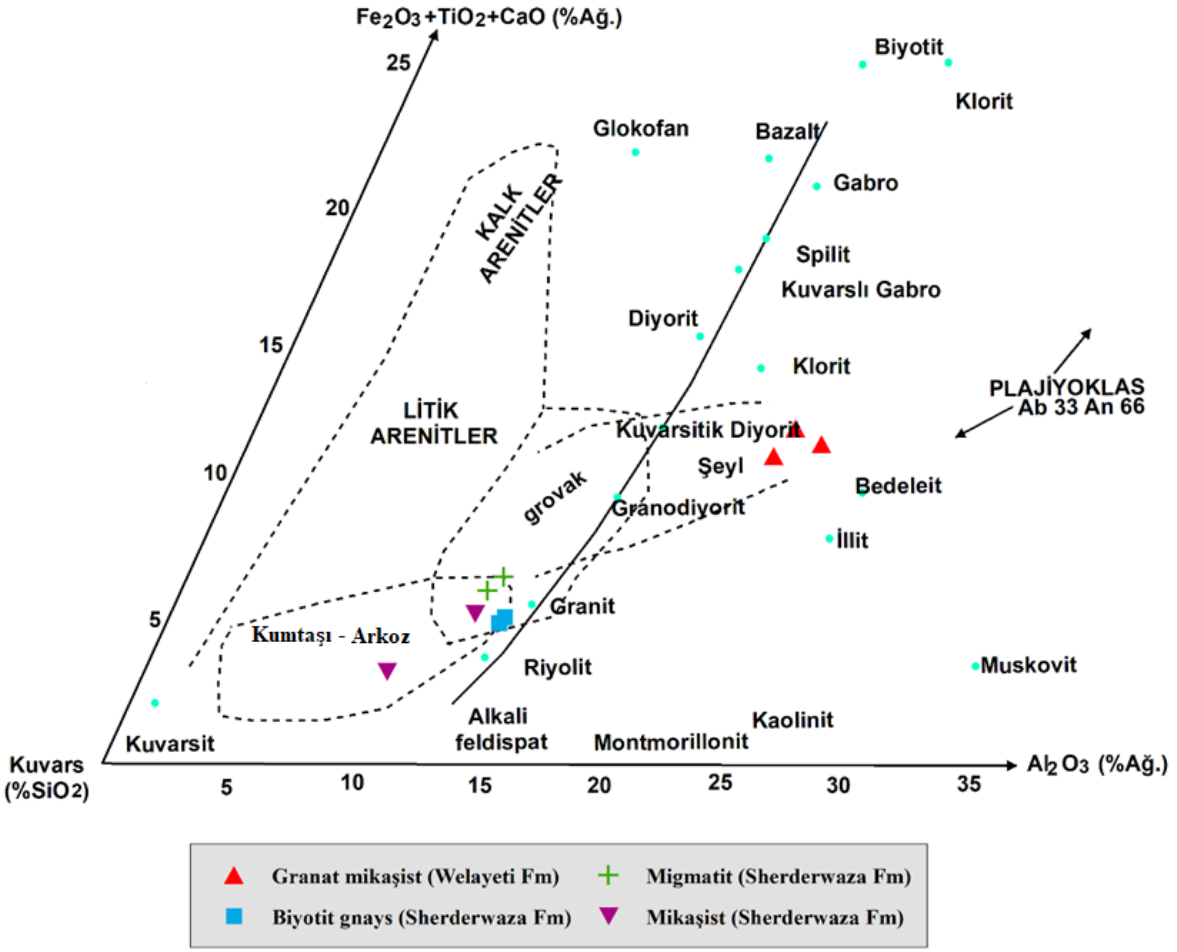
Şekil 4.191. İnceleme alanındaki Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin; **a)** Ni - Zr/Ti diyagramında (Winchester ve diğ.,1980) ve **b)** SiO_2 - Al_2O_3($CaO+Na_2O+K_2O$) diyagramında (Chappell ve diğ., 1974) kökenlerinin belirlenmesi

Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler Wang ve diğ.'nin (1987) Al_2O_3 – CaO - Fe_2O_3+MgO diyagramında değerlendirildiğinde, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler "*Al açısından zengin kiltaşı*" alanına ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays ve mikaşistler "*kiltaşı ve kumtaşının örtüştüğü*" alana, Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler ise "*arkoz*" alanına düşmüştür (Şekil 4.192).



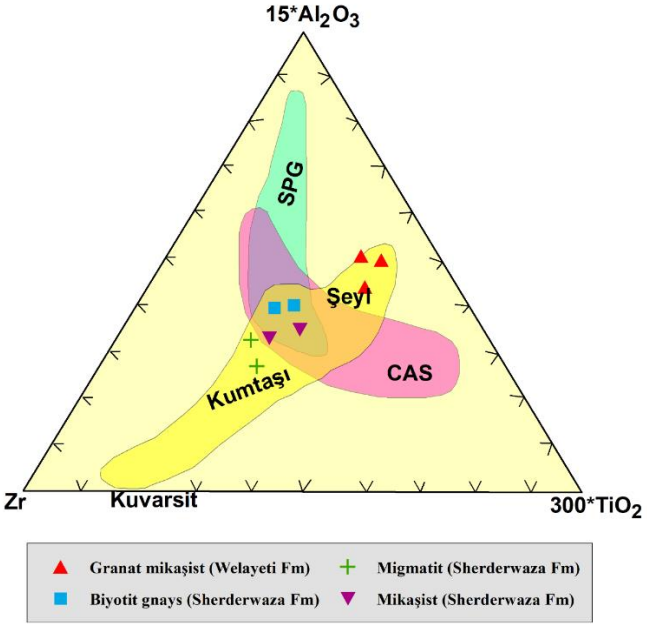
Şekil 4.192. Sherderwaza ve Welayeti formasyonlarına ait metasedimanter kayaçların köken kayaçlarının belirlenmesi. Diyagram Wang ve diğ.'nden (1987) alınmıştır

De la Roche (1965), metasedimanter kayaçların köken kayaçlarını belirlemek için (Fe_2O_3+TiO_2+CaO) – Kuvars (SiO_2) - Al_2O_3 üçlü diyagramını geliştirmiştir. Buna göre, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistlerin köken kayacı *şeyl* alanına, Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin köken kayacı "*kumtaşı- arkoz-grovak*" ortak alanına düşmüştür (Şekil 4.193).



Şekil 4.193. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin Fe_2O_3+TiO_2+CaO – Kuvars (SiO_2) - Al_2O_3 diyagramındaki (de la Roche, 1994) konumları

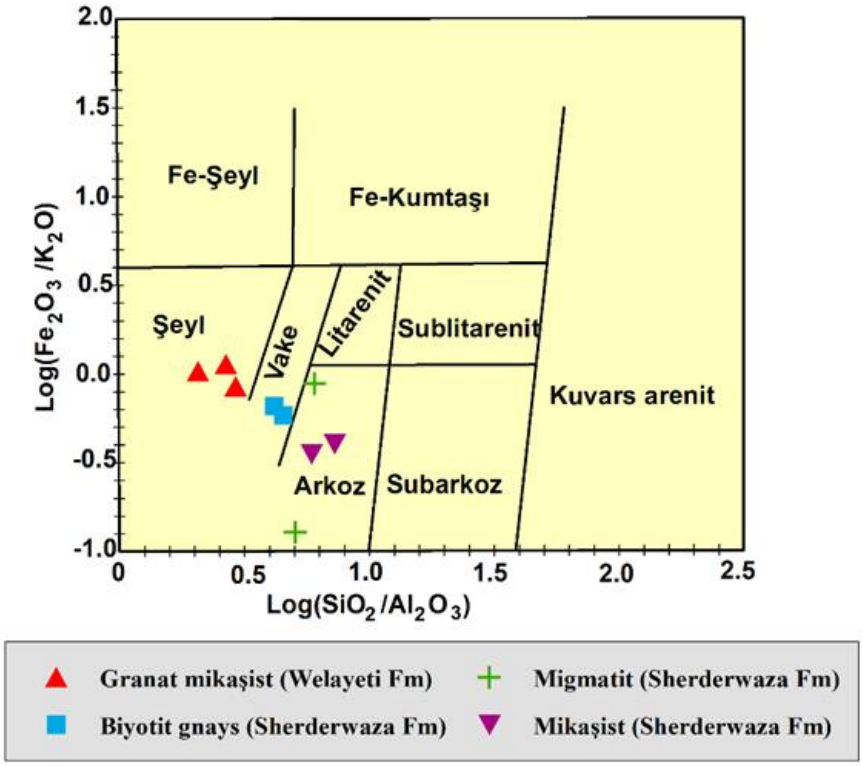
Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin köken kayaçlarının belirlenmesinde, ayrıca Garcia ve diğ.'nin (1994) 15*Al_2O_3 – Zr - 300*TiO_2 diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.194). Bu diyagrama göre, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistlerin köken kayacının *şeyl*, Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin köken kayacının "*kumtaşı*" olduğu görülmektedir (Şekil 4.194).



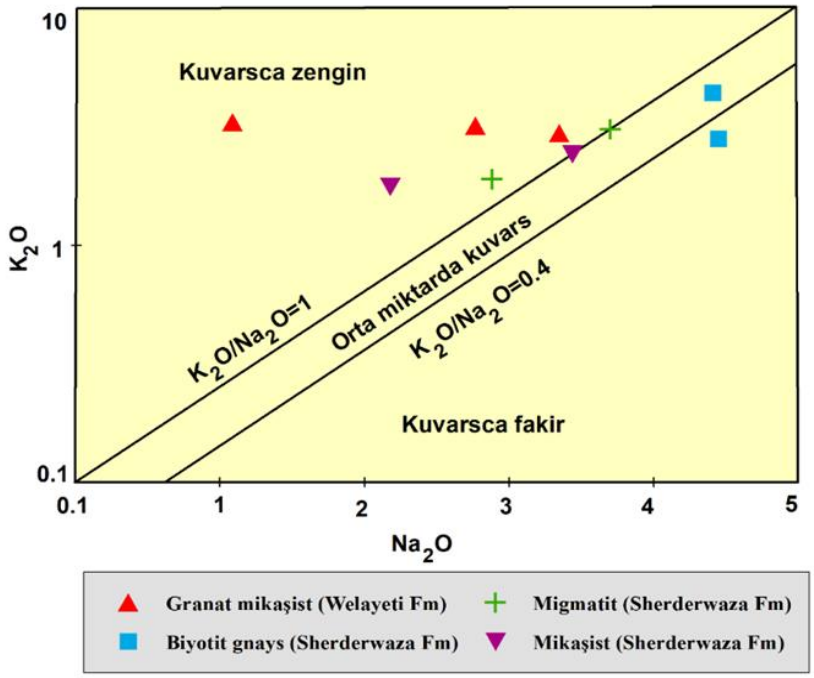
Şekil 4.194. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin $15*Al_2O_3$ - Zr - $300*\ TiO_2$ içeriklerine göre (Garcia ve diğ., 1994) köken kayaçlarının belirlenmesi. **CAS**: Kalk-alkali granit alanı, **SPG**: Güçlü peralüminyumlu granit alanı

Çalışma alanındaki metasedimanter kayaçların köken kayacının belirlenmesi için ayrıca Herron'un (1988) $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Fe_2O_3/K_2O)$ diyagramı da kullanmıştır (Şekil 4.195). Buna göre, Sherderwaza formasyonuna ait mikaşistler ve migmatitler "*arkoz*" alanına, Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnayslar "*vake*" alanına ve Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler "*şeyl*" alanına düşmüştür (Şekil 4.195).

Çalışma alanında Welayeti ve Sherderwaza formasonlarında yer alan metasedimanter kayaçların kuvars zenginliğinin ve sediman olgunluğunun incelenmesi, bu kayaçların provensi hakkında bilgi verir. Crook (1974) tarafından geliştirilen iki değişkenli Na_2O - K_2O diyagramı kullanılarak, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler kuvars zenginliği açısından değerlendirildiğinde; bu metasedimanter kayaçların çoğunluğu "*kuvarsca zengin*" olup, sadece biyotit gnayslar "*orta miktarda kuvars*" içermektedir (Şekil 4.196).



Şekil 4.195. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin log (SiO_2/Al_2O_3) – log(Fe_2O_3/K_2O) diyagramında (Herron, 1988) köken kayaçları



Şekil 4.196. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin Na_2O-K_2O diyagramda (Crook., 1997) kuvars miktarı açısından değerlendirmesi

Roser ve Korsch (1988) metasedimanter kayaçların provensini belirlemek için iki değişken içeren bir diyagram önermiştir. Bu diyagram, metasedimanter kayaçların ana oksitleri kullanarak iki diskriminant (ayrım) fonksiyona göre hesaplanmaktır. Roser ve Korsch (1988) dört grup provens belirlemiştir. Bunlar: mafik magmatik provens, ortaç magmatik provens, felsik magmatik provens ve kuvarslı sedimanter provensdir (Şekil 4.197). Şekil 4.197 'de diskriminant fonksiyonları şu formüllerle hesaplanır:

Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu 1 = 30.638 TiO_2/Al_2O_3 – 12.541 $Fe_2O_3(t)/Al_2O_3$ + 7.329 MgO/Al_2O_3 + 12.031 Na_2O/Al_2O_3 + 35.402 K_2O/Al_2O_3 – 6.382

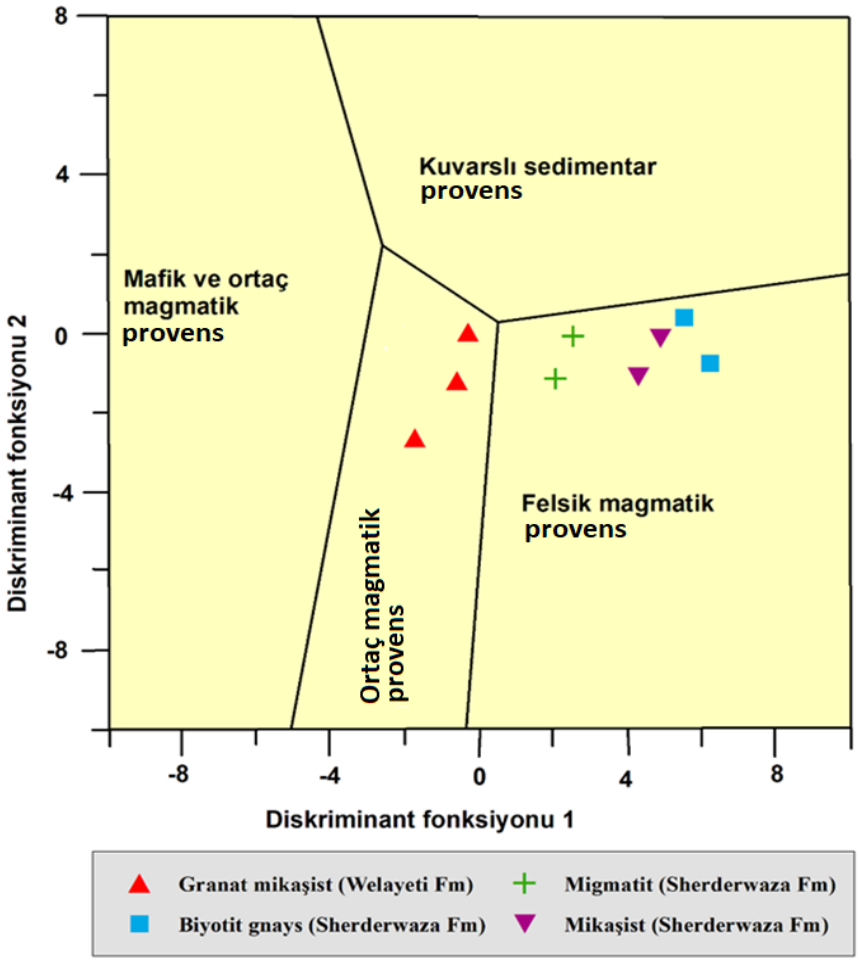
Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu 2 = 56.500 TiO_2/Al_2O_3 – 10.879 $Fe_2O_3(t)/Al_2O_3$ + 30.875 MgO/Al_2O_3 – 5.404 Na_2O/Al_2O_3 + 11.112 K_2O/Al_2O_3 – 3.89

Roser ve Korsch'un (1988) çalışmasına göre Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin diskriminant (ayrım) fonksiyonlarının hesaplamaları aşağıdaki gibidir (Çizelge 4.66).

Çizelge 4.66. İnceleme alanındaki metasedimanter kayaçların ana element oksitlerini kullanarak iki discriminant (ayrım) fonksiyonu hesaplama sonuçları

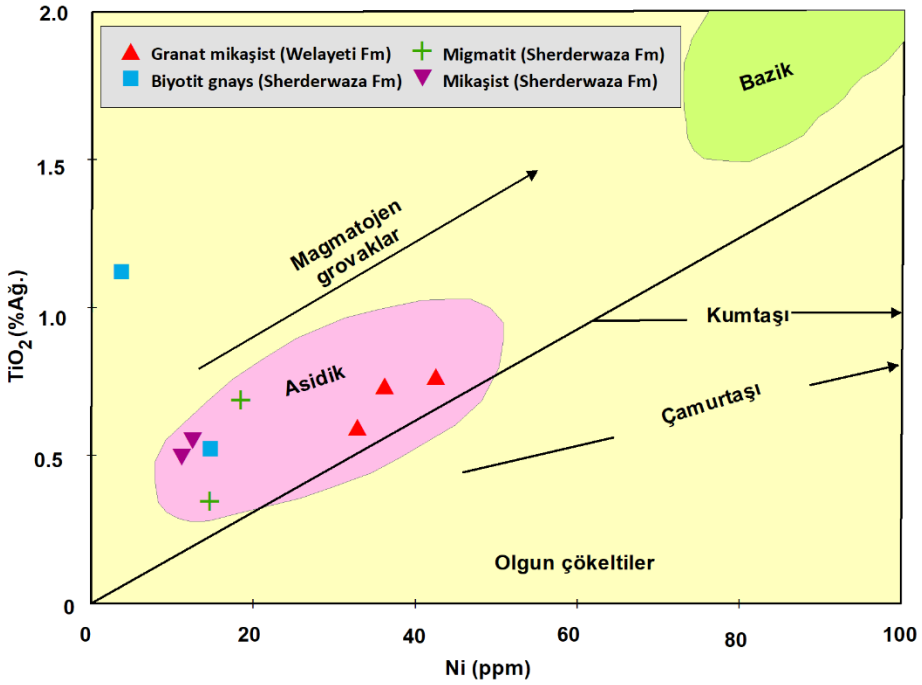
Örnek No	Litoloji_Formasyon	Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu 1	Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu 2
KBL_S-19	Granat mikşist (Welayeti Fm)	-0.900776	0.370065
KBL_S-8	Granat mikşist (Welayeti Fm)	-0.89503	-1.48809
KBL_S-22	Granat mikşist (Welayeti Fm)	-1.60239	-2.51229
KBL_28	Biyotit gnays (Sherderwaza Fm)	3.658872	1.788627
KBL_1	Biyotit gnays (Sherderwaza Fm)	6.532286	-0.18042
KBL_108	Mikaşist (Sherderwaza Fm)	3.592579	-1.11787
KBL_S-37	Mikaşist (Sherderwaza Fm)	3.849327	0.290489
KBL_135	Migmatit (Sherderwaza Fm)	1.33941	1.08263
KBL_K-14	Migmatit (Sherderwaza Fm)	1.451016	-1.42048

Yukarıdaki hesaplamalara göre, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin provensleri Roser ve Korsch 'un (1988) diyagramında değerlendirildiğinde; Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler *ortaç magmatik provens* alanına, Sherderwaza formasyonuna ait migmatit, mikaşist ve biyotit gnayslar ise *felsik magmatik provens* alanına düşmektedir (Şekil 4.197).



Şekil 4.197. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin Roser ve Korsch'un (1988) diyagramında provensleri. **Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu 1** = 30.638 TiO_2/Al_2O_3 – 12.541 $Fe_2O_3(t)/Al_2O_3$ + 7.329 MgO/Al_2O_3 + 12.031 Na_2O/Al_2O_3 + 35.402 K_2O/Al_2O_3 – 6.382, **Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu 2** = 56.500 TiO_2/Al_2O_3 – 10.879 $Fe_2O_3(t)$ /Al_2O_3 + 30.875 MgO/Al_2O_3 – 5.404 Na_2O/Al_2O_3 + 11.112 K_2O/Al_2O_3 – 3.89

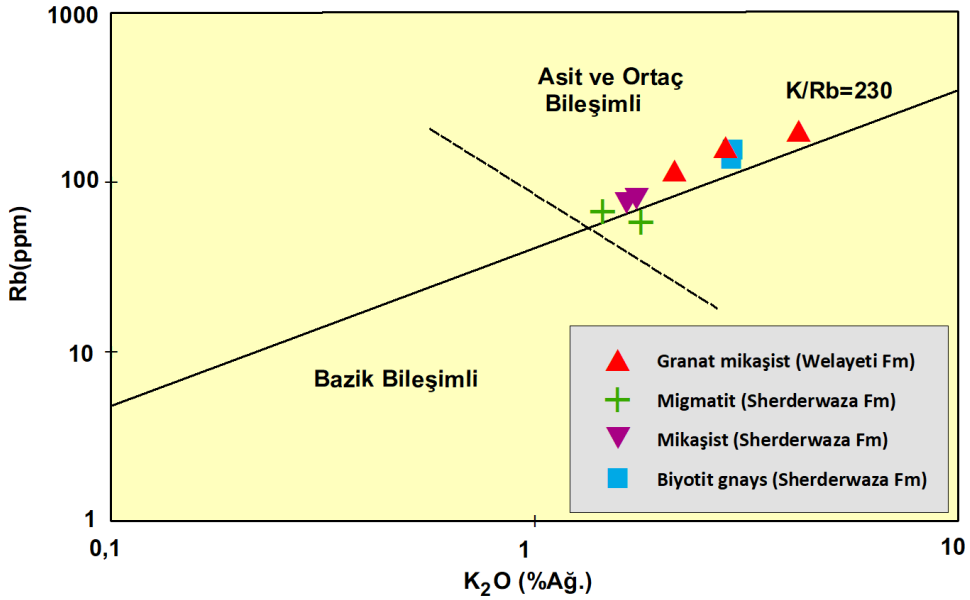
Provenslerin majör oksitlere göre belirlenmesi nispeten hatalı yorumlara sebep olabilir. Metasedimanter kayaçların provensinin belirlenmesinde kullanılan bir diğer kriter olgunluk kriteridir. Çalışma alanındaki Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar için bu kriter, Floyd ve diğ.'nin (1989) immobil TiO_2 ve nispeten mobil Ni kullanarak geliştirdiği Ni-TiO_2 diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 4.198). Bu diyagrama göre, Sherderwaza formasyonuna ait bir biyotit gnays örneği hariç, Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar "*asidik magmatik kökenli grovaklar*" bölgesine düşmektedir. Dolayısıyla, bu metasedimanter kayaçlardaki yüksek SiO_2 miktarlarının kaynağı magmatik olmalıdır.



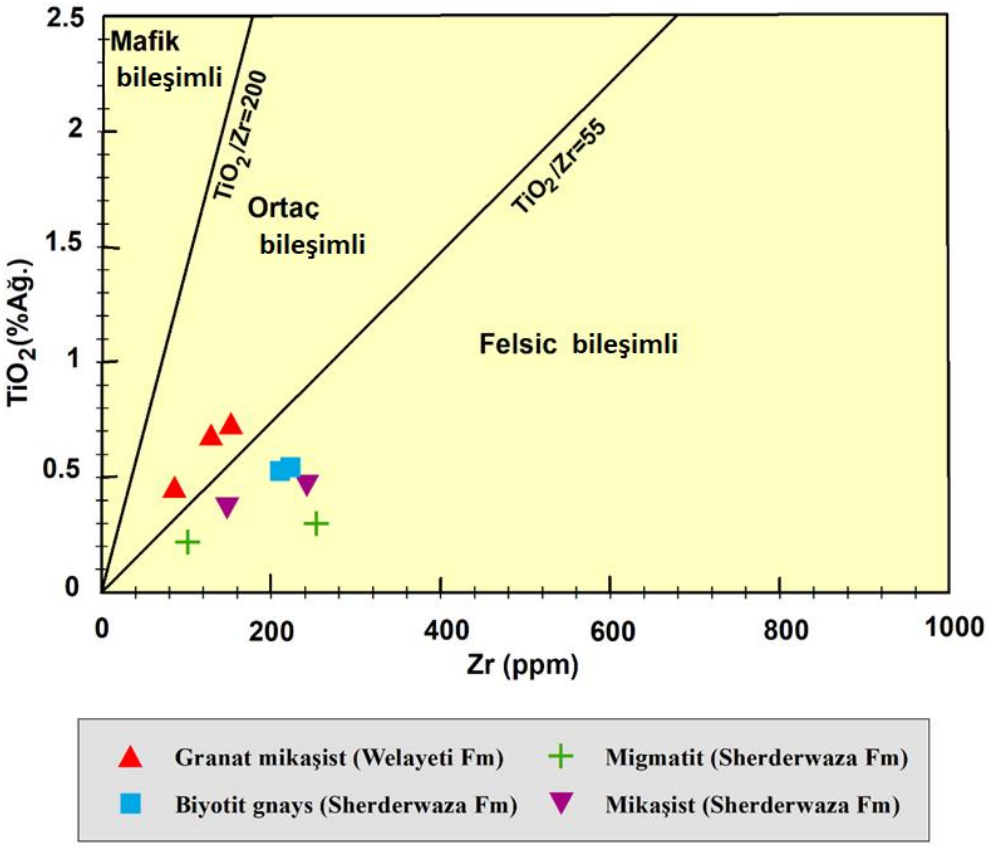
Şekil 4.198. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin Ni-TiO_2 içeriklerine göre (Floyd ve diğ., 1989) olgunluk derecesinin ve köken karekteristiklerinin belirlenmesi

Bu magmatik kaynak Shaw'ın (1968) K_2O-Rb diyagramına düşürüldüğünde; Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçların "*asidik ve ortaç bileşimli*" magmatik kayaçlardan türediği görülür (Şekil 4.199). Bu kayaçların K/Rb=230 çizgisi üzerinde yeralması magmatik diferansiyasyon eğilimini gösterir.

Bu magmatik kaynak, ayrıca, Hayashi ve diğ.'nin (1997) iki değişkenli TiO_2 (%Ağ.) - Zr (ppm) diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 4.200). Bu diyagrama göre TiO_2/Zr oranının 200'den büyük olması mafik kökenli kayaçları belirtir. Ortaç magmatik kayaçlarda bu oran 55 ile 200 aralığındayken, felsik kayaçlarda 55'ten azdır (Hayashi ve diğ., 1997). Bu diyagrama göre, Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler *felsik bileşime*, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ise *ortaç bileşime* işaret etmektedir (Şekil 4.200).



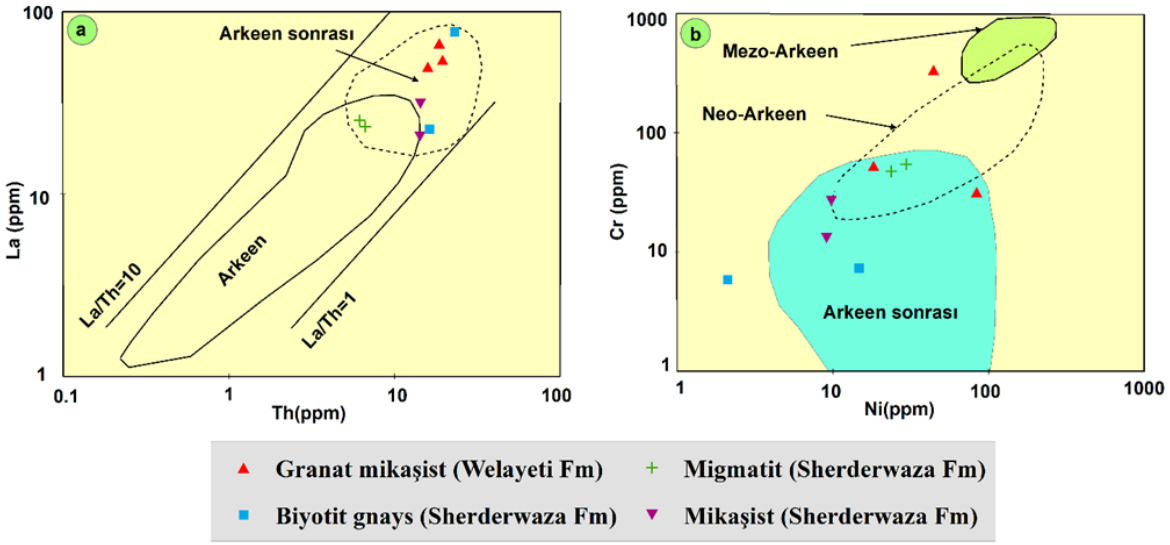
Şekil 4.199. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ile Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin K_2O-Rb diyagramındaki (Shaw, 1968) konumları



Şekil 4.200. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ile Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin Zr-TiO_2 diyagramında (Hayashi ve diğ.,1997) değerlendirilmesi

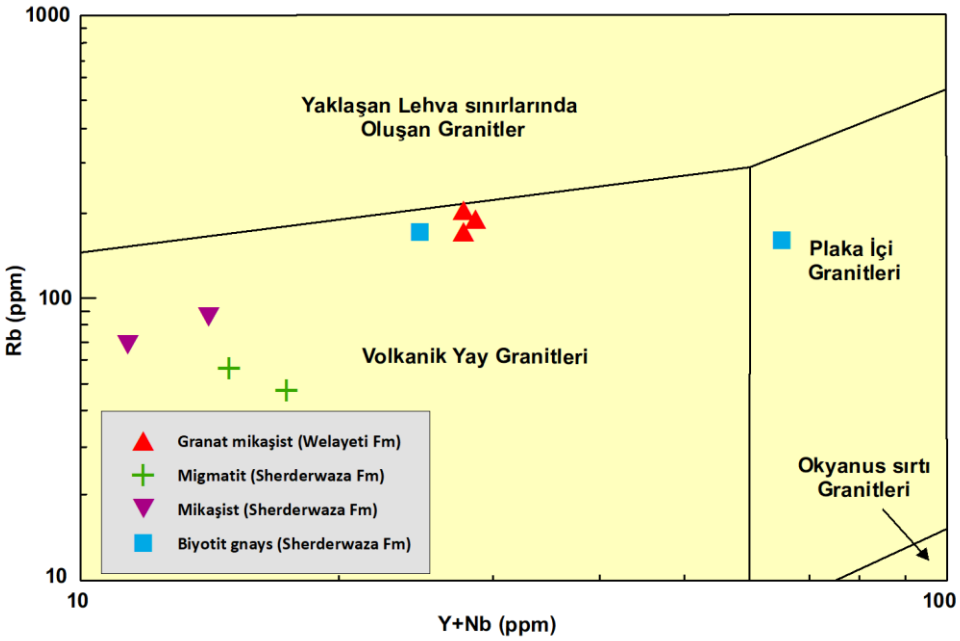
Çalışma alanının metasedimanter kayaçların tektonik ortamlarını ayırt etmek için farklı jeokimyasal sınıflandırma diyagramları ve şemaları kullanılabilir. Metasedimanter kayaçlar, farklı tektonik ortamlardan gelen farklı jeokimyasal özelliklere sahiptir. Ana ve iz elementler ile bunların ayırt edici iki değişkenli veya çok değişkenli dağılımları ve ayrım fonksiyonları ile bu kayaçların tektonik ortamları tespit edilebilir.

Metasedimanter kayaçların köken kayaçlarının çökelme zamanının belirlenmesi için McLennan ve diğ.'nin (1980) ve Condie'nin (1993) ortaya koyduğu diyagramlar uygun görülmüştür (Şekil 4.201). McLennan ve diğ. (1980), Arkeen sonrası sedimanter kayaçların, Arkeen sedimanter kayaçlardan daha yüksek bir La/Th değerine sahip olduğunu göstermişlerdir. Kabil Bloğu alanında, Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait incelenen metasedimanter kayaçların La/Th oranları 1.7 ila 11.0 (ortalama: 6.0) arasında değişmekte olup, *Arkeen sonrası* sedimanter kayaçlara ait olduğu söylenebilir (Şekil 4.201a). Aynı şekilde, Condie'nin (1993) Ni-Cr diyagramına baktığımızda, Welayeti formasyonuna ait iki granat mikaşist örneği ile Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler, mikaşistler ve bir biyotit gnays örnekleri *Arkeen sonrası* alanda yeralmaktadır (Şekil 4.201b). Gerçektende, bu çalışmada, inceleme alanında yüzeyleyen Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarının protolit yaşı için, Paleoproterozoyik-Neoproterozoyik (?) yaş önerilmektedir.



Şekil 4.201. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ile Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin; **a**) Th-La içeriklerine göre (McLennan ve diğ.,1980), **b)** Ni- Cr içeriklerine göre (Condie, 1993) oluşum zamanlarının belirlenmesi

Gerek Welayeti formasyonu içerisindeki granat mikaşistlerin asidik-ortaç magmatik kayaçlardan, Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler, biyotit gnayslar ve mikaşistlerin asidik magmatik kayaçlardan türemesi (Şekil 4.197, 4.198, 4.199 ve 4.200), gerekse "*4.1. Stratigrafi ve petrografi*" bölümünde bahsedildiği gibi, bu kayaçlarda turmalinin bulunması, bu metasedimanter kayaçların granitoyidden malzeme aldığını gösterir. Bu granitoyidin kökenini belirlemek için Pearce ve diğ.'nin (1984) Y+Nb – Rb diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.202). Bu diyagrama göre, Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar "*volkanik yay granitleri*"nden malzeme almıştır.



Şekil 4.202. Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ile Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler için granitoyid kökeninin belirlenmesi. Diyagram Pearce ve diğ.'nden (1984) alınmıştır

Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin tektonik ortam yorumu için Kroonenberg'in (1994) $SiO_2/20$ - Na_2O+K_2O - $TiO_2+Fe_2O_3+MgO$ diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler "*aktif kıta kenarı*" alanına düşmektedir (Şekil 4.203a).

Bhatia (1983) metasedimanter kayaçlarda tektonik ortamı belirlemek için iki değişken içeren bir diyagram önermiştir. Bu diyagram, metasedimanter kayaçların ana

element oksitleri kullanılarak iki diskriminant (ayrım) fonksiyonuna göre hesaplanmaktadır. Bhatia (1983), bu diyagramda dört tektonik ortam ayırt etmiştir. Bunlar: pasif kıta kenarı, okyanusal ada yayı, kıtasal ada yayı ve aktif kıta kenarı'dır (Şekil 4.203b).

Diyagramda kullanılan diskriminant fonksiyonları şu formüllerle hesaplanır:

Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu-1 = $-0.0447SiO_2 - 0.972TiO_2 + 0.008Al_2O_3 - 0.267Fe_2O_3 + 0.208FeO - 3.082MnO + 0.140MgO + 0.195CaO + 0.719Na_2O - 0.032K_2O + 7.510P_2O_5 + 0.303$

Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu-2 = $-0.421SiO_2 + 1.998TiO_2 - 0.526Al_2O_3 - 0.551Fe_2O_3 - 1.610FeO + 2.720MnO + 0.881MgO - 0.907CaO - 0.177Na_2O - 1.840K_2O + 7.244P_2O_5 + 43.57$

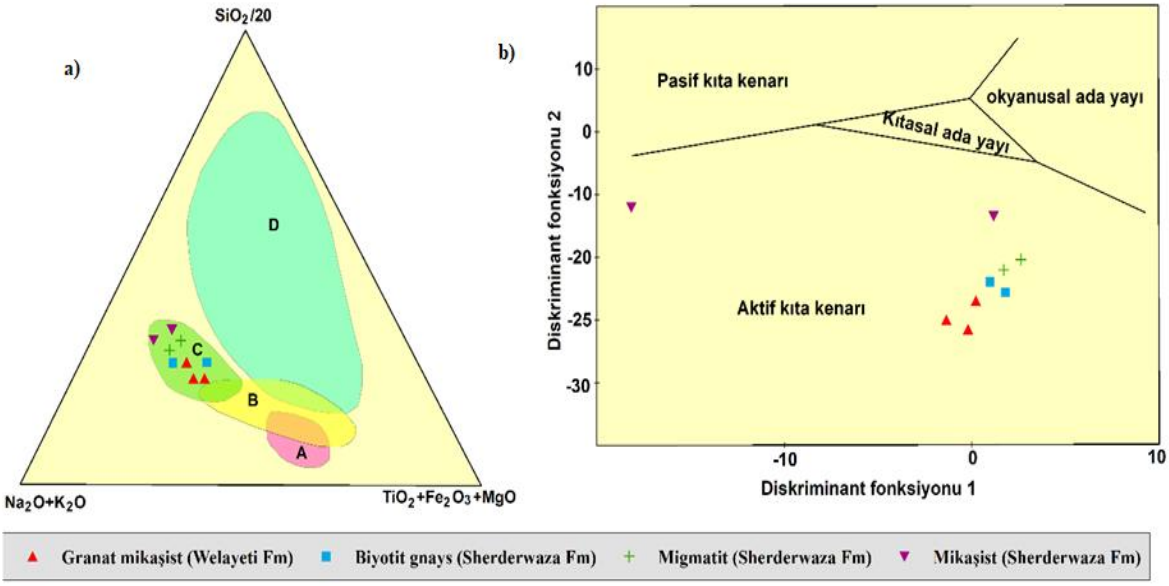
Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar için hesaplanan diskriminant (ayrım) fonksiyonları Çizelge 4.67 'de verilmiştir.

Çizelge 4.67. Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar için hesaplanan discriminant (ayrım) fonksiyonları

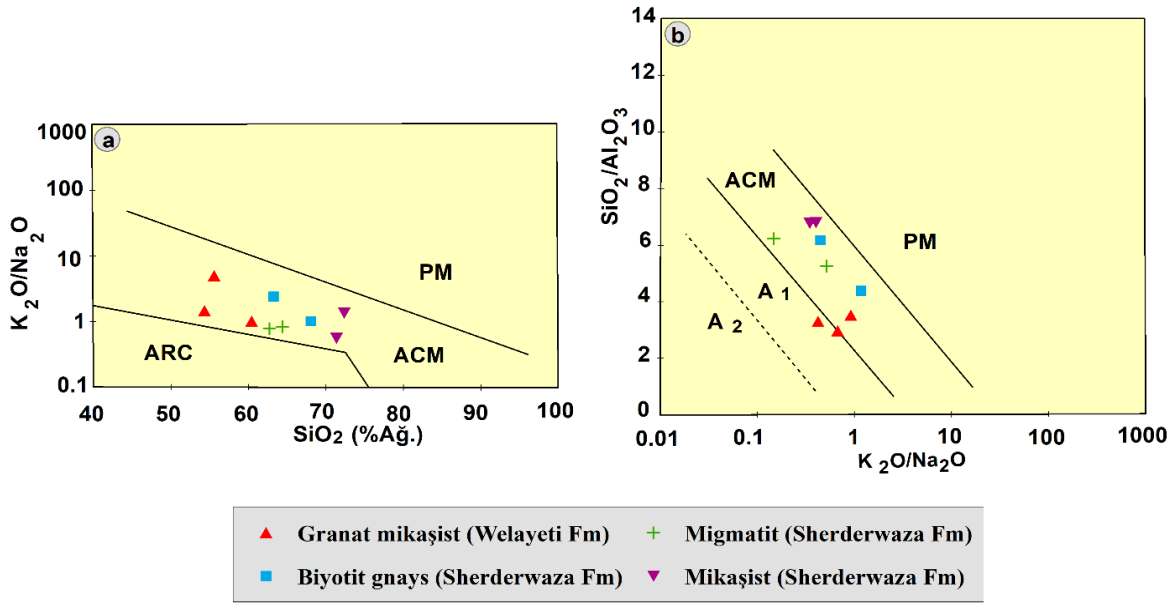
Örnek No	Litoloji_Formasyon	Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu-1	Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu-2
KBL_S-19	Granat mikşist (Welayeti Fm)	-0.50912	-25.1273
KBL_S-8	Granat mikşist (Welayeti Fm)	0.603539	-26.0032
KBL_S-22	Granat mikşist (Welayeti Fm)	0.729339	-20.8152
KBL_28	Biyotit gnays (Sherderwaza Fm)	1.598167	-17.156
KBL_1	Biyotit gnays (Sherderwaza Fm)	1.715424	-17.0327
KBL_108	Mikaşist (Sherderwaza Fm)	0.768733	-13.1439
KBL_S-37	Mikaşist (Sherderwaza Fm)	-0.93571	-11.29
KBL_135	Migmatit (Sherderwaza Fm)	1.122798	-15.7221
KBL_K-14	Migmatit (Sherderwaza Fm)	1.684167	-13.505

Çizelge 4.67 'deki hesaplamalara dayanarak, çalışma alanındaki Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar tamamen" *aktif kıta kenarı*" alanına düşmüştür (Şekil 4.203b).

Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçların tektonik ortam yorumu için, ayrıca Roser ve Korsch'un (1986) SiO_2-K_2O/Na_2O ve K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3 diyagramları da kullanılmıştır. Bu diyagramlarda da, yukarıdaki sonuçlara benzer şekilde, Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar "*aktif kıta kenarı*" alanına düşmektedir (Şekil 4.204a ve b).

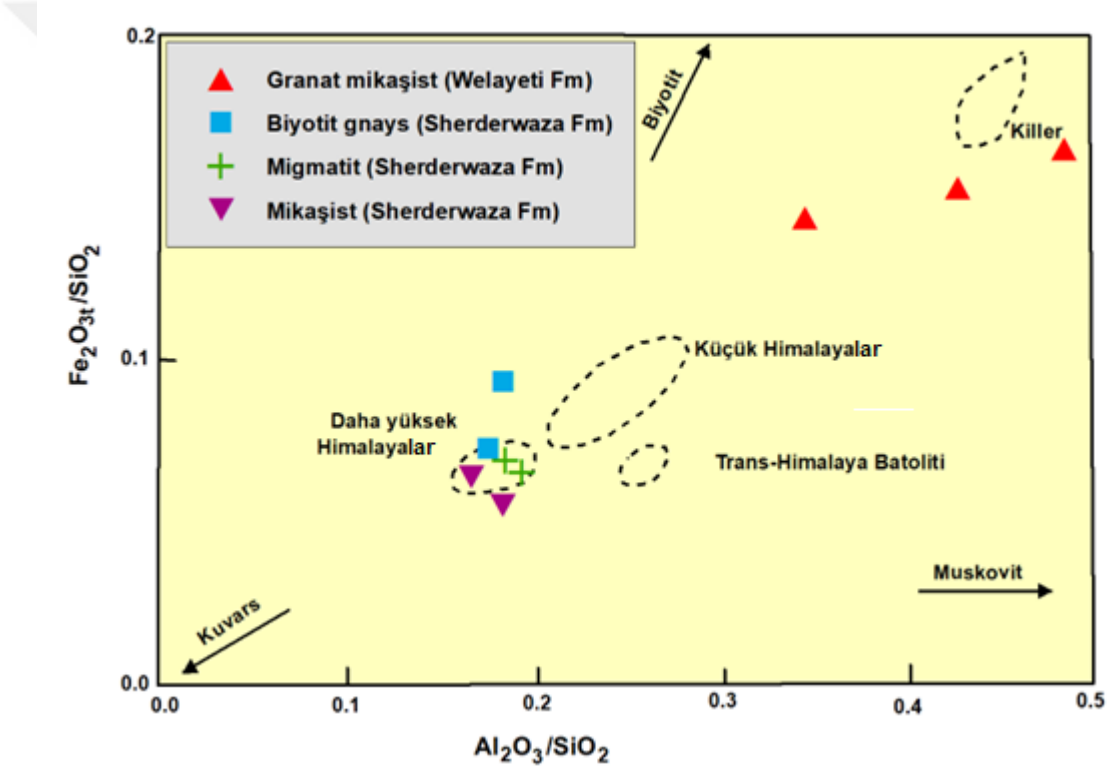


Şekil 4.203. Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçların, **a)** $SiO_2/20$ - Na_2O+K_2O - $TiO_2+Fe_2O_3+MgO$ içeriklerine (Kroonenberg, 1994) göre ve **b)** diskriminant (ayrım) fonksiyonlarına (Bhatia, 1983) göre tektonik ortamlarının belirlenmesi. **A:** Okyanusal ada yayı, **B:** Kıtasal ada yayı, **C:** Aktif kıta kenarı, **D**: Pasif kıta kenarı. **Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu-1** = $-0.0447SiO_2 - 0.972TiO_2 + 0.008Al_2O_3 - 0.267Fe_2O_3 + 0.208FeO - 3.082MnO + 0.140MgO + 0.195CaO + 0.719Na_2O - 0.032K_2O + 7.510P_2O_5 + 0.303$, **Diskriminant (Ayrım) fonksiyonu -2** = $-0.421SiO_2 + 1.998TiO_2 - 0.526Al_2O_3 - 0.551Fe_2O_3 - 1.610FeO + 2.720MnO + 0.881MgO - 0.907CaO - 0.177Na_2O - 1.840K_2O + 7.244P_2O_5 + 43.57$



Şekil 4.204. Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçların **a)** SiO_2 - K_2O/Na_2O ve **b)** K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3 içeriklerine göre (Roser ve Korsch, 1986) tektonik ayrım diyagramları. **A_1**: Yay konumu, bazaltik ve andezitik döküntü, **A_2**: Gelişmiş yay ortamı, felsik-plütonik döküntü, **ARC**: Okyanus adası-yay kenarı, **ACM**: Aktif kıta kenarı, **PM**: Pasif kenar

Galy ve France-Lanord (2001) Himalayalara ait sedimanların kökenini belirlemek için iki değişkenli bir diyagram (Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_3t/SiO_2) geliştirmiştir (Şekil 4.205). Daha Yüksek Himalayalardaki kayaçların yoğun şekilde kıvrılması, faylanması ve yükselmesi çok yoğun tektonik aktiviteyle tanımlanır. Buna karşılık, Küçük Himalaya tektonik olarak hala aktif olsa da, tektonik aktivitenin derecesi Daha Yüksek Himalaya'ya kıyasla genellikle daha düşüktür. Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler bu diyagrama düşürüldüğünde "Daha Yüksek Himalayalar" alanında görülmektedir (Şekil 4.205).



Şekil 4.205. Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçların, Himalaya kökenli kayaçlar için Al_2O_3/SiO_2 – Fe_2O_3/SiO_2 diyagramında (Galy ve France-Lonard, 2001) değerlendirilmesi

Kabil bloğunun metasedimanter kayaçlarının jeokimyasal analizleri sonucunda ortaya çıkan bulgular aşağıda özetlenmiştir:

İnceleme alanında Welayeti formasyonuna ait granat mikaşist ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler s*edimanter kökenli*dir.

Çalışma alanında Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistlerin köken kayacı *şeyl* dir. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler *killi kumtaşından*, mikaşistler *kumlu*

kiltaşından, biyotit gnayslar *kumtaşından (arkoz-grovak)* itibaren metamorfizmayla açığa çıkmıştır.

Kuvars zenginliği açısından, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait mikaşistler ve migmatitler"*kuvarsca zengin*" olup, biyotit gnayslar "*orta miktarda kuvars*" içermektedir.

Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler *ortaç magmatik provens*, Sherderwaza formasyonuna ait migmatit, mikaşist ve biyotit gnayslar ise *felsik magmatik provens* özellik gösterir.

Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar "*asidik magmatik kökenli grovaklar*" karekterindedir. Dolayısıyla, bu metasedimanter kayaçlardaki yüksek SiO_2 miktarlarının kaynağı magmatik olmalıdır. Ayrıca Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler *felsik bileşimi,* Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ise *ortaç bileşimi* gösterir ve bu metasedimanter kayaçların "*asidik ve ortaç bileşimli*" magmatik kayaçlardan türediği görülür.

Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar "*volkanik yay granitleri*"nden malzeme almıştır.

Kabil Bloğu'nun Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler "*daha yüksek Himalayalar*" sedimanlarına aittir. Ayrıca, inceleme alanındaki metasedimanter kayaçlar *Arkeen sonrası sedimanter kayaçlara* aittir.

İnceleme alanındaki metasedimanter kayaçlar tektonik ortam açısından değerlendirildiğinde, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitlerin tamamı *aktif kıta kenarında* oluşmuştur.

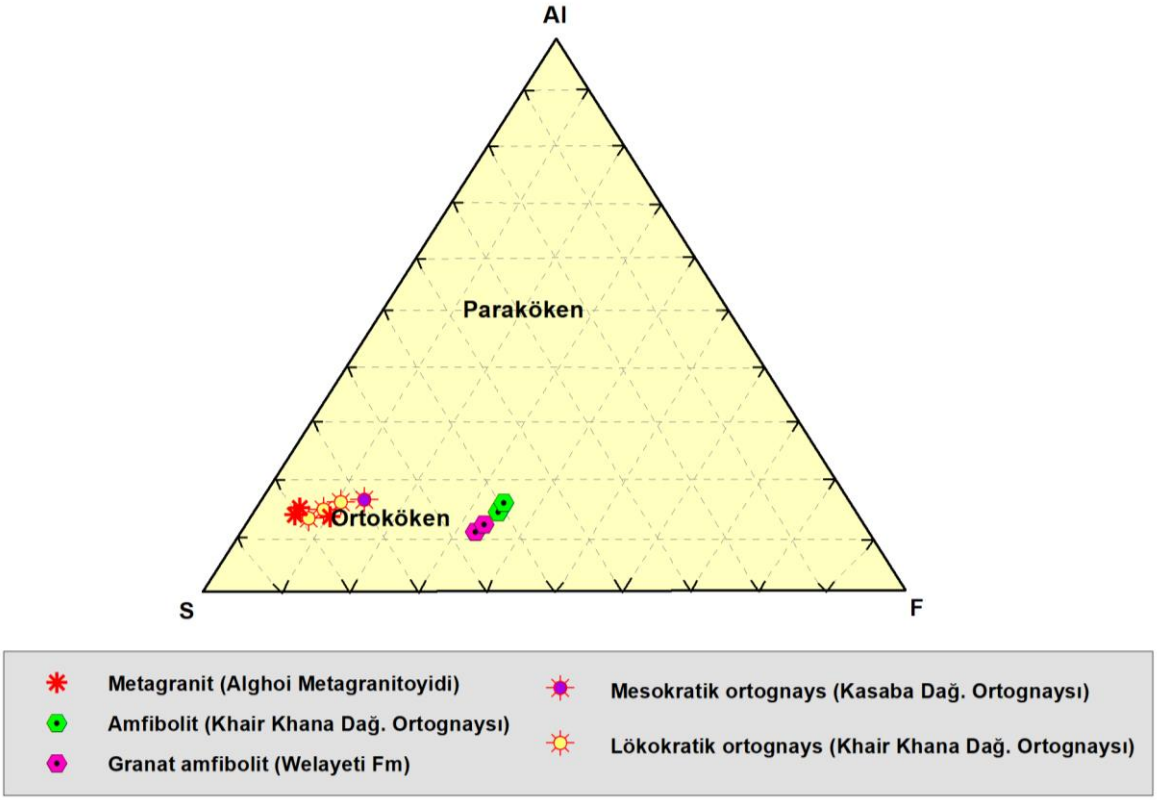
4.4.2. Metamagmatik kayaçların sınıflandırması, magmatizmanın kökeni ve tektonik ortamı

4.4.2.1. Metamagmatik kayaçların sınıflandırması ve magmatizmanın kökeni

Kabil Bloğu içerisindeki, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki lökokratik ortognayslar ve amfibolitler, Kasaba Dağları ortognaysı içerisindeki mesokratik ortognays ve Alghoi metagranitoyidlerine ait metagranitlerin SiO_2 içeriklerine baktığımızda; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler % 45.89-47.56 SiO_2 ve Khair Khana Dağları ortognaysları içerisindeki

amfibolitler % 51.51-52.97 SiO_2 oranları ile "*bazik magmatik kökene*", Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı % 61.48 SiO_2 oranı ile "*nötr magmatik kökene"*, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysları % 69.01-72.57 SiO_2 ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler ise % 69.30-74.80 SiO_2 oranları ile "*asidik magmatik kökene*" işaret eder.

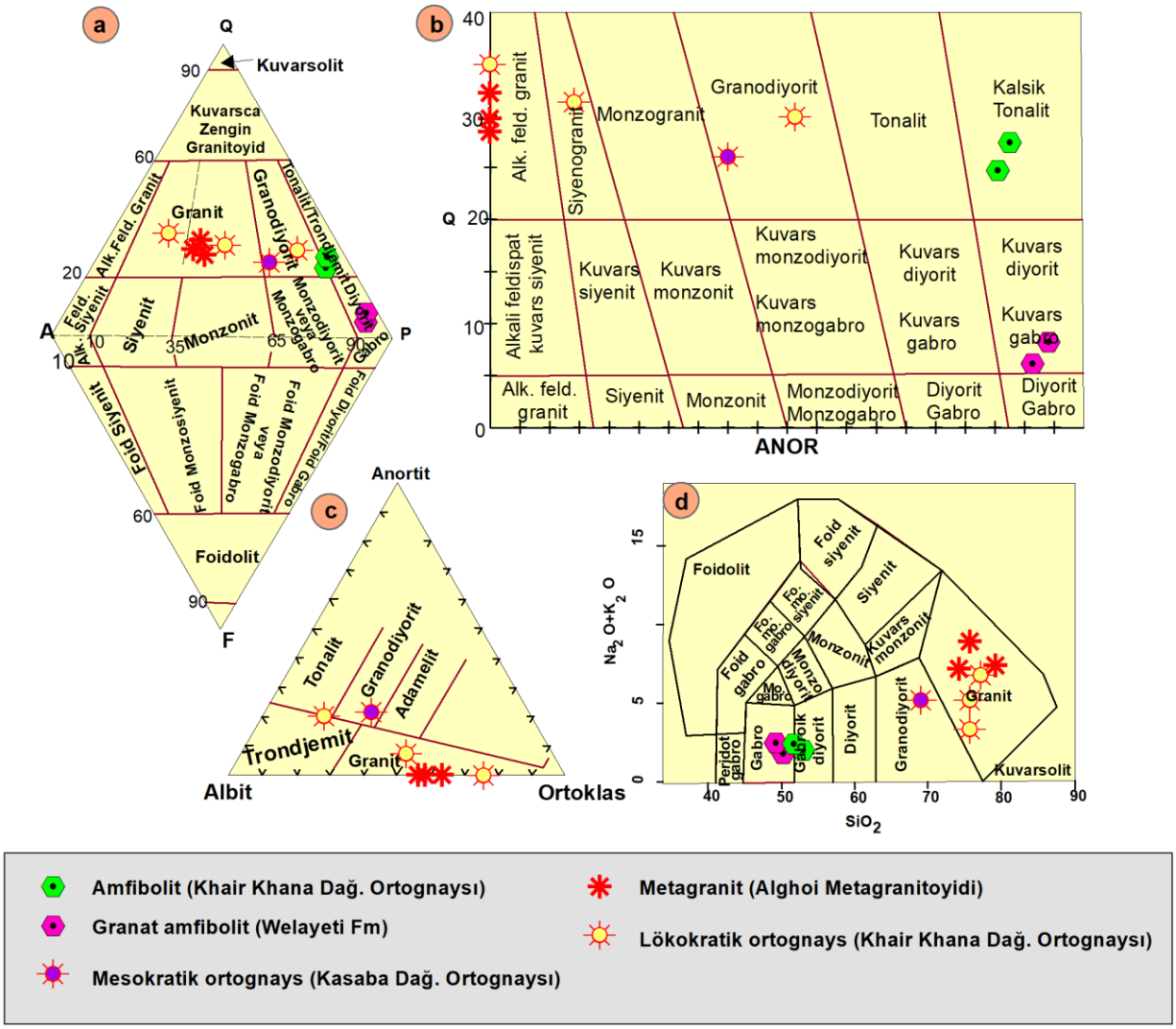
Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki lökokratik ortognayslar ve amfibolitler, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler, köken kayaçları açısından Osann'ın (1942) (Caran, 1999 'dan) $Al(Al_2O_3)$, $S(SiO_2+TiO_2+P_2O_5)$, $F(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+CaO)$ diyagramında değerlendirildiğinde, bu kayaçların "*ortoköken*"li olduğu görülmektedir (Şekil 4.206).



Şekil 4.206. Welayeti formasyonuna ait amfibolitler, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar ve amfibolitler, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerin $Al(Al_2O_3)$, $S(SiO_2+TiO_2+P_2O_5)$ $F(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+CaO)$ diyagramındaki (Osann 1942 (Caran, 1999 'dan)) konumları

Metamagmatik kayaçlar QAPF diyagramında değerlendirildiğinde (Şekil 4.207a), Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler "*diyorit/gabro*" alanında, Kasaba Dağları

ortognaysına ait mesokratik ortognays "*granodiyorit*" alanında, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar "*granit*" ve "*granodiyorit*" alanlarında ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "*granit*" alanında olduğu görülür. Khair Khana Dağları ortognaysları içerisindeki amfibolitler "*tonalit/trondjemit*" alanında görülsede, bu durum kayaç içerisindeki yoğun silisleşmeden kaynaklanmış olmalıdır.



Şekil 4.207. İnceleme alanındaki metamagmatik kayaçların; **a)** QAPF diyagramında (Streckeisen, 1967), **b)** Q-ANOR diyagramında (Streckeisen ve Le Maitre, 1979), **c)** Albit-Anortit-Ortoklas üçgen diyagramında (O'Connor, 1965) ve **d)** Toplam alkali-silis (TAS) diyagramında (Middlemost, 1994) sınıflandırılması

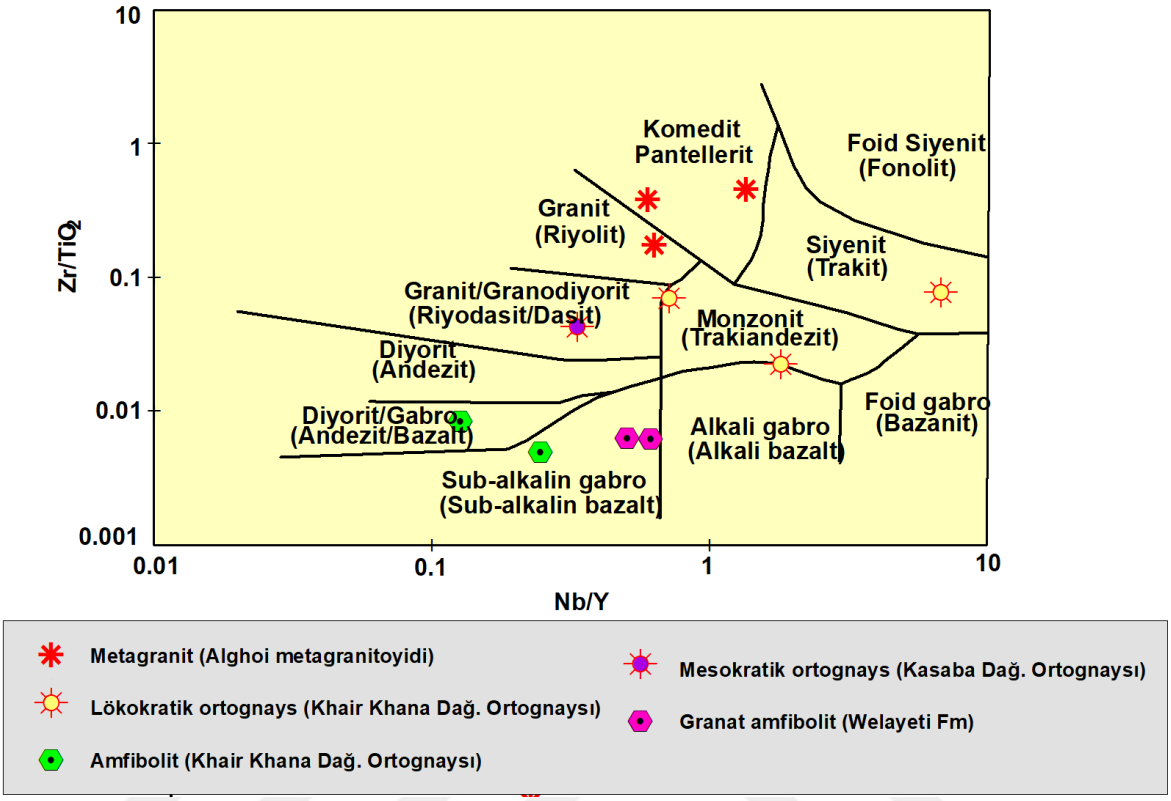
Bu kayaçlar, Streckeisen ve Le Maitre'nin (1979) Q-ANOR diyagramındaki konumları nispeten QAPF diyagramına benzer. Bu diyagramda (Şekil 4.207b), Welayeti

formasyonuna ait granat amfibolitler "*diyorit/gabro*" alanına yakın "*kuvars diyorit/kuvars gabro*" alanında, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays "*granodiyorit*" alanında, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar "*alkali feldispat granit*" ve "*granodiyorit*" alanlarında ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "*alkali feldispat granit*" alanındadır. Khair Khana Dağları ortognaysları içerisindeki amfibolitler ise, "*kalsik tonalit*" alanında görülsede, bu durum, kayaç içerisindeki yoğun silisleşmeden kaynaklanmış olmalıdır.

Metaplütonik kayaçların Albit-Anortit-Ortoklas üçgen diyagramındaki (O'Connor, 1965) konumları Şekil 4.207c 'de verilmiştir. Bu diyagramda, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays "*granodiyorit*" alanında, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar granodiyorit alanına yakın "*trondjemit*" ve "*granit*" alanlarında ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "*granit*" alanındadır.

Metamagmatik kayaçlar Middlemost'un (1994) alkali-silis (TAS) diyagramında değerlendirildiğinde; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler "*gabro*" alanında, Khair Khana Dağları ortognaysları içerisindeki amfibolitler "*gabroik diyorit*" alanında, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays "*granodiyorit*" alanında, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "*granit*" alanında olduğu görülmektedir (Şekil 4.207d).

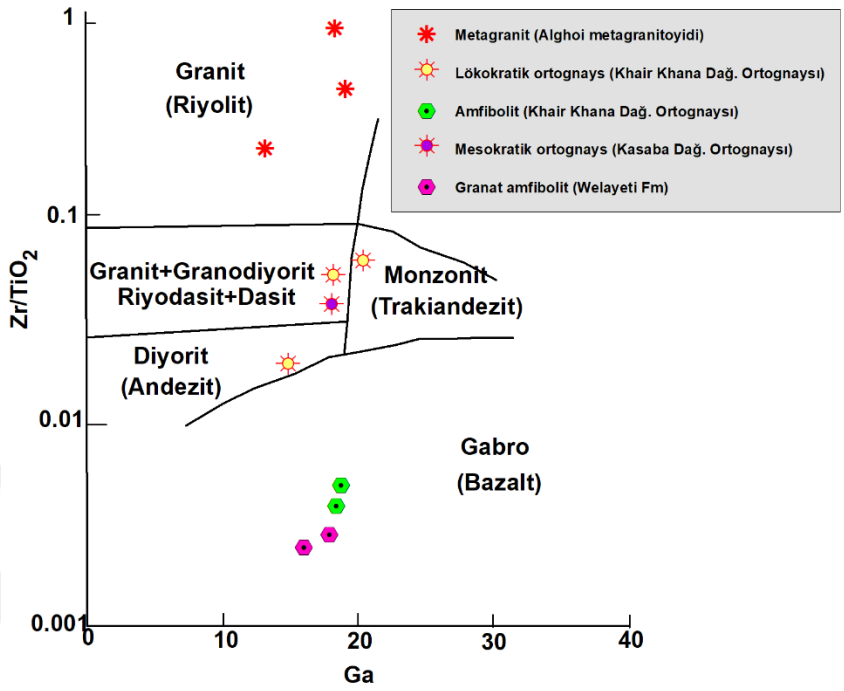
Bu metamagmatik kayaçlar Winchester and Floyd'un (1977) Nb/Y - Zr/TiO_2 sınıflama diyagramına düşürüldüğünde; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler "*subalkalin bazalt*" alanında, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*diyorit/gabro*" alanında, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays "*granit/granodiyorit*" alanında, Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler genelde "*granit*" alanında görülür. Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslardan bir örnek "*granit*" alanına yakın, diğer iki örnek ise "*mozonit*" ve "*siyenit*" alanlarındadır (Şekil 4.208).



Şekil 4.208. İnceleme alanındaki metamagmatik kayaçların Nb/Y – Zr/TiO_2 diyagramında (Winchester and Floyd, 1977) sınıflandırılması

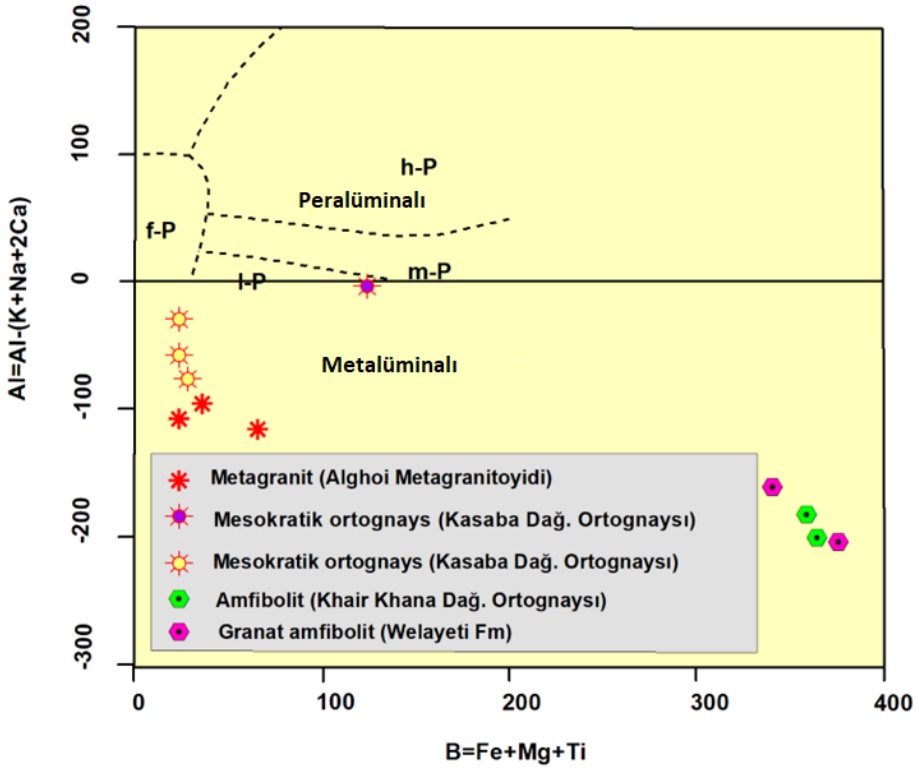
Ayrıca, bu metamagmatik kayaçlar Winchester ve Floyd'un (1977) Ga – Zr/TiO_2 diyagramında değerlendirildiğinde; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*gabro*" alanında, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays "*granit+granodiyorit*" alanında, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslardan bir örnek "*granit+granodiyorit*", bir örnek granit+granodiyorit alanına yakın "*monzonit*", bir örnek ise "*diyorit*" alanında ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler ise "*granit*" alanında olduğu görülmektedir (Şekil 4.209).

Sonuç olarak, bu verilere göre; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler "gabro" kökenli, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*diyoritik gabro*" kökenli, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays "*granodiyorit*" kökenli, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar "*granit-granodiyorit/trondjemit*" kökenli ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler ise "*granit*" kökenlidir.



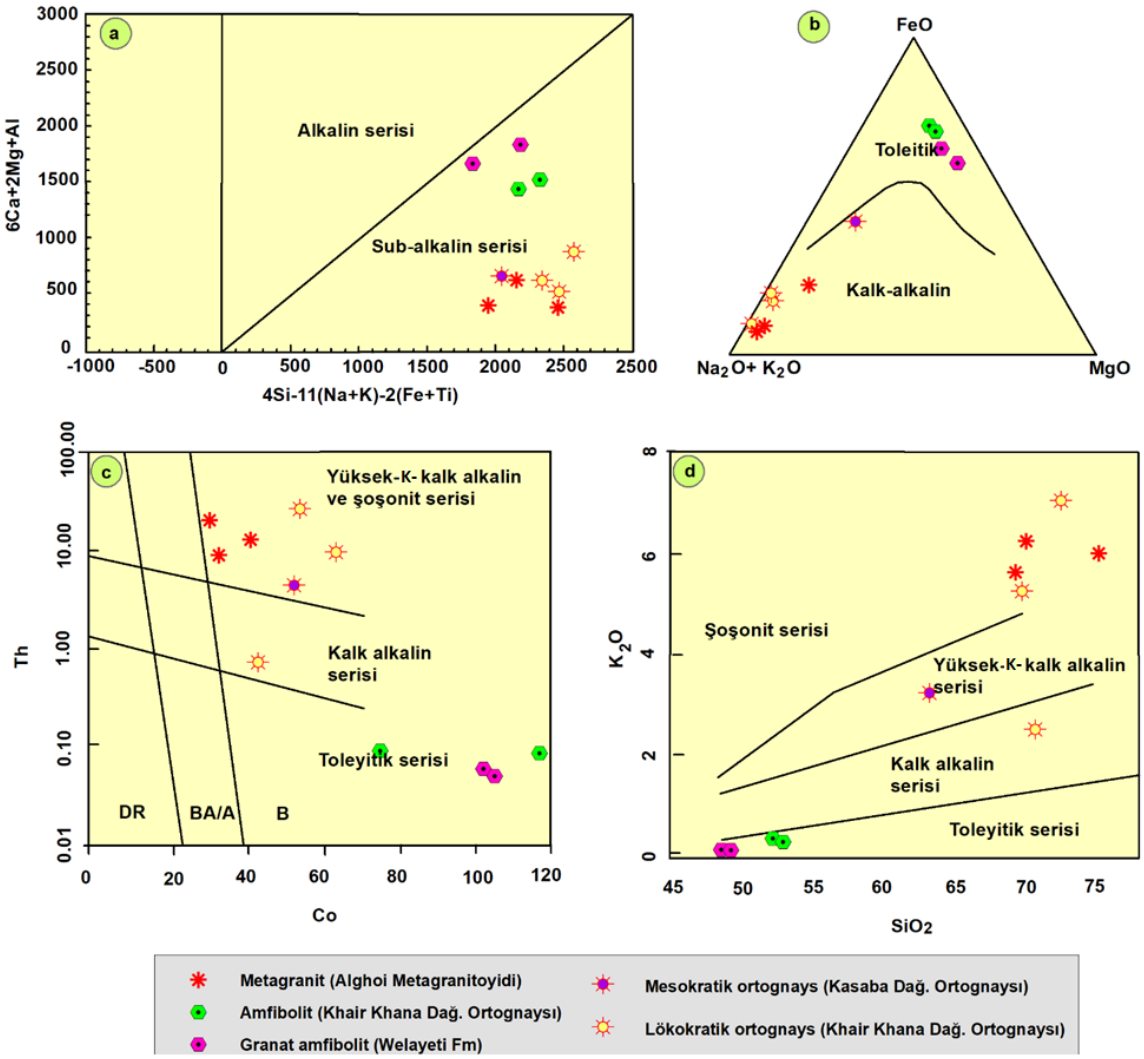
Şekil 4.209. İnceleme alanındaki metamagmatik kayaçların Ga – Zr/TiO_2 diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) sınıflandırılması

İnceleme alanındaki metamagmatik kayaçlar alüminyum doygunluk derecesine göre Villaseca ve diğ.'nin (1998) A=Al-(K+Na+2Ca) - B=Fe+Mg+Ti diyagramında değerlendirildiğinde, bu metamagmatitlerin tamamının "*metaalüminalı*" olduğu görülür (Şekil 4.210).



Şekil 4.210. Metamagmatik kayaçların alüminyum doygunluk derecesine göre A=Al-(K+Na+2Ca) – B=Fe+Mg+Ti diyagramında (Villaseca ve diğ., 1998) sınıflandırılması

Kabil Bloğu'na ait metamagmatik kayaçlar, De La Roche ve diğ.'nin (1980) 4Si+11(Na+K)-2(Fe+Ti) - 6Ca+2Mg diyagramında magma serilerine göre sınıflandırıldığında; bu metamagmatitlerin tamamının "*subalkalin magma serisi"ne* ait olduğu görülür (Şekil 4.211a). Bu subalkalin kayaçlar, Irvine ve Baragar'ın (1971) Na_2O+K_2O - FeO_t – MgO (AFM) diyagramında değerlendirildiğinde, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*toleyitik*" magma, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "*kalk alkalin*" magma karekterinde olduğu görülür (Şekil 4.211b).

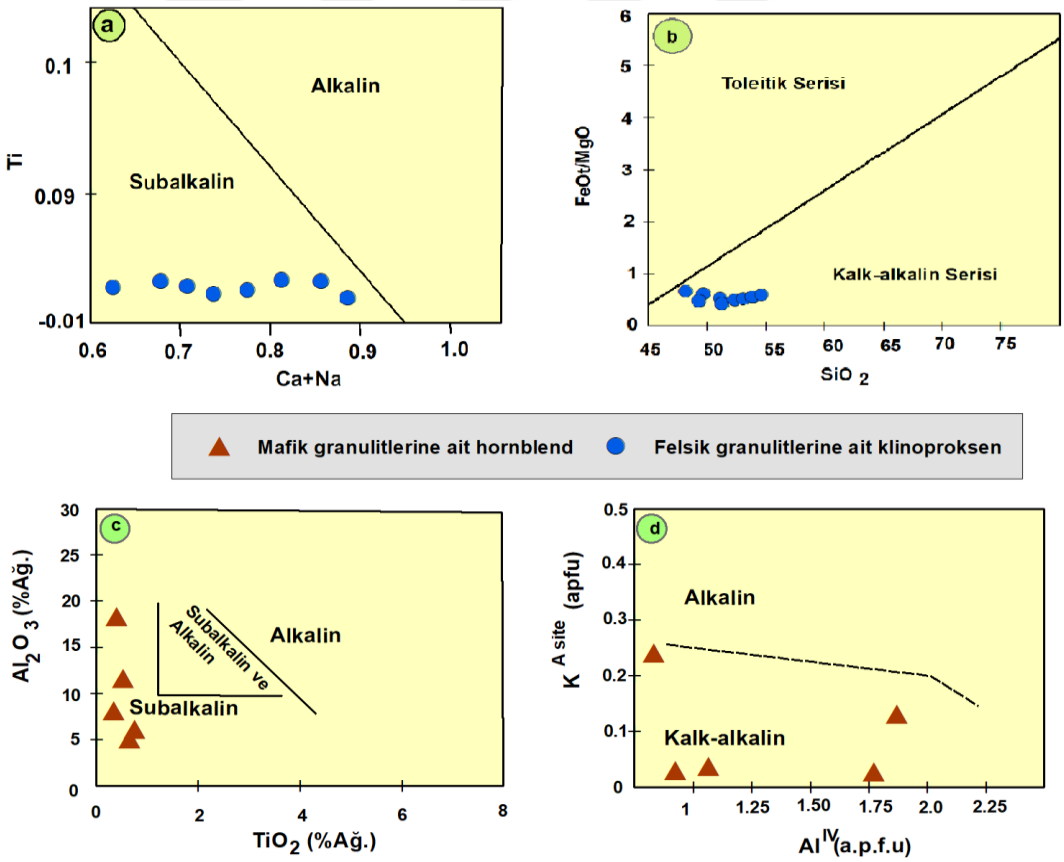


Şekil 4.211. Welayeti formasyonuna ait amfibolitler, Khair Khana Dağları amfiboliti, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı ve Alghoi metagranitoyidlere ait metagranitlerin; **a)** Na_2O+K_2O - FeO_t – MgO (AFM) diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971), **b)** R1 – R2 diyagramında (De La Roche ve diğ., 1980) magma serileri, **c)** Co – Th diyagramında (Hastie ve diğ., 2007) ve **d)** Peccerillo ve Taylor (1976) SiO_2 – K_2O diyagramında sınıflandırılması

Metamagmatik kayaçlar, ayrıca, Co-Th (Hastie ve diğ., 2007) ve SiO_2-K_2O (Peccerillo ve Taylor, 1976) diyagramlarında (Şekil 4.211c ve d) değerlendirildiğinde, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*toleyit serisi*" magma alanına, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays "*yüksek-K kalk-alkalin serisi*" magma alanına, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar "*kalk-alkalin seri*" ve "*şoşonit serisi*" magma

alanlarına, Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler ise *"şoşonit serisi"* magma alanına düşmektedir (Şekil 4.211c ve d).

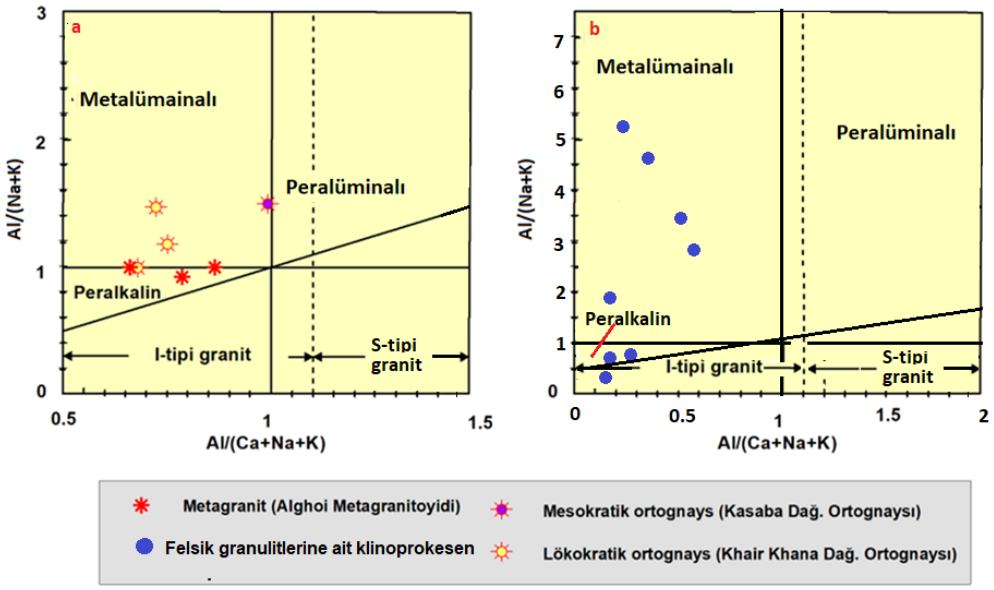
Bu çalışmada, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde izlenen felsik ve mafik granulitlerden tüm kayaç jeokimyası yaptırılamadığı için, bu granulitlerin köken kayaçlarına yönelik jeokimyasal diyagramlardan faydalanılamamıştır. Buna karşılık, gri-açık gri taze yüzey renkli felsik granulitlerin kuvars ve feldispatca zengin olması (*bkz. 4.1.4. Khair Khana Dağları ortognaysı*), bunların, muhtemelen, kuvarsofeldispatik kayaçların (granit-granodiyorit) yüksek sıcaklıklı metamorfizması sonucu oluştuğuna işaret eder. Felsik granulitler içerisindeki klinoproksenler, Ca+Na - Ti (Leterrier ve diğ., 1982) ve SiO_2 - FeO_t/MgO (Miyashiro, 1974) diyagramlarına düşürüldüğünde, felsik granulitleri oluşturan kuvarsofeldispatik kayaçların *"subalkalin"* bir magmanın "*kalk-alkalin serisi"*nden türediği görülür (Şekil 4.212a ve b).



Şekil 4.212. Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde gözlenen felsik granulitlerin klinoproksen ana bileşimine dayanarak**; a)** Ca+Na – Ti diyagramında (Leterrier ve diğ., 1982) ve **b)** SiO_2 – FeO_t/MgO diyagramında (Miyashiro, 1974) magma serisi. Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki mafik granulitlerin hornblend bileşimine dayanarak; **c)** TiO_2 – Al_2O_3 diyagramında (Molina ve diğ., 2009) ve **d)** Al^{IV} – $K^{A\ site}$ diyagramında (Ridolfi ve Renzulli, 2012) magma serisi

Çalışma alanında, Khair Khana Dağları ortognaysında, gerek ortognayslar gerekse felsik granulitler içerisinde küçük kütleler halinde izlenen, yeşilimsi-kahvemsi renkli mafik granulitler hakim mineralojik bileşim olarak hornblend, proksen ve plajioklas içermektedir (*bkz. 4.1.4. Khair Khana Dağları ortognaysı*). Bu özellikleri ile mafik granulitler muhtemelen gabroik/bazaltik bileşimli bazik magmatitlerden itibaren yüksek sıcaklık metamorfizması ile oluşmuş olmalıdır. Mafik granulitler içerisindeki hornblendler, TiO_2 – Al_2O_3 (Molina ve diğ., 2009) ve Al^{iv} – K^{Asite} (Miyashiro, 1974) diyagramlarına düşürüldüğünde, mafik granulitleri oluşturan bazaltik kayaçların *"subalkalin"* bir magmanın "*kalk-alkalin serisi"*nden türediği görülür (Şekil 4.212c ve d).

Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays ve Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar Al/(Ca+Na+K) - Al/(Na+K) diyagramında (Maniar ve Piccoli, 1989) değerlendirildiğinde, yukarıda da belirtildiği gibi, bunların "*metaaluminalı*" karekterde olduğu görülür (Şekil 4.213a). Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler ise "*metaaluminalı-peralkalin*" geçişli karektere sahiptir. Hem mesokratik-lökokratik ortognayslar ve hem de metagranitlerin "I-tipi granit" alanında yeralması, bunların granit-granodiyorit kökenini doğrulamaktadır (Şekil 4.213a).

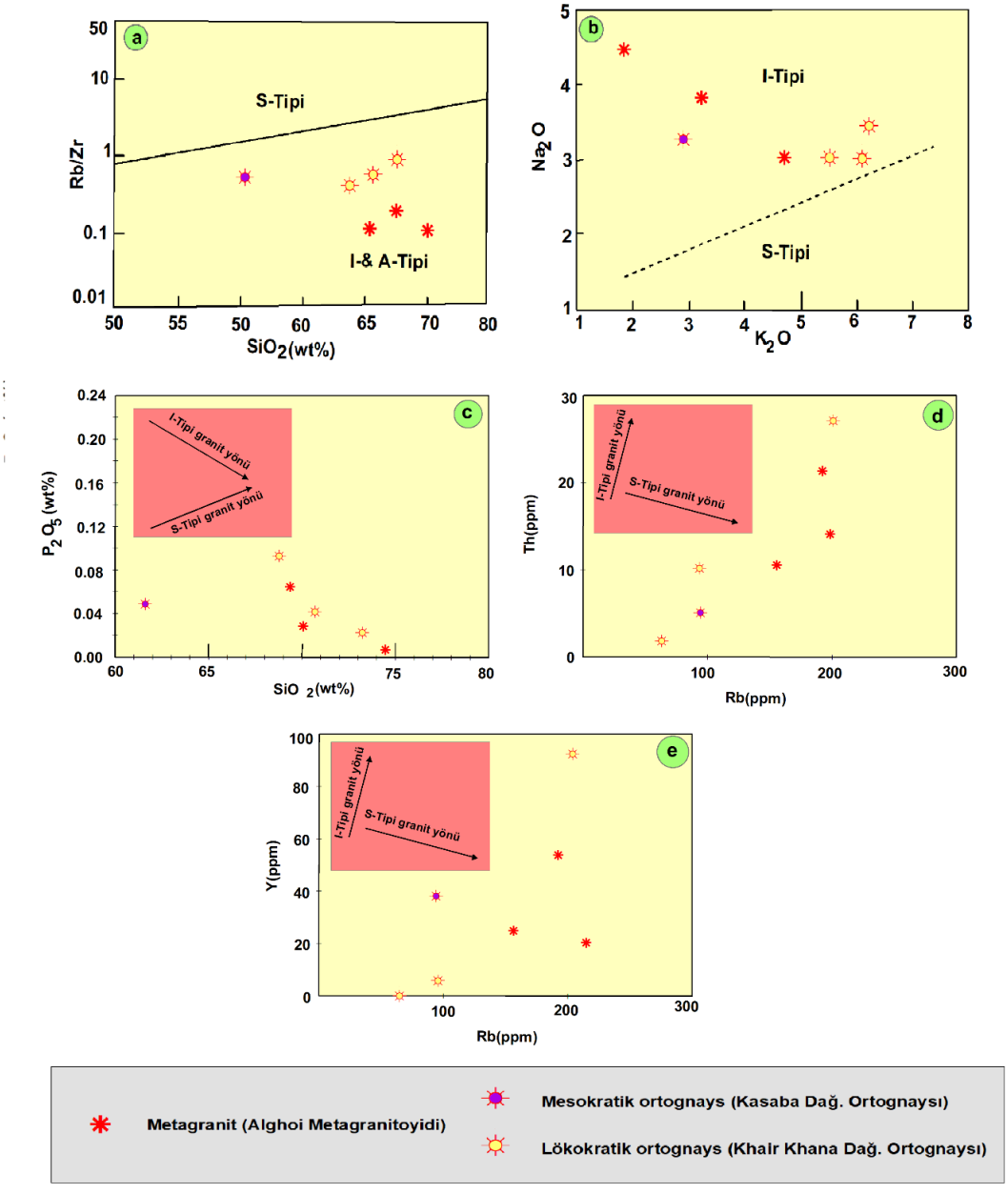


Şekil 4.213. Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı ve Alghoi metagranitoyidinin Maniar ve Piccoli (1989) diyagramında değerlendirilmesi

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki felsik granulitlerin klinoproksen bileşimleri Al/(Ca+Na+K) - Al/(Na+K) diyagramında (Maniar ve Piccoli, 1989)

değerlendirildiğinde, felsik granulitlerin çoğunlukla metaaluminalı, yer yer de peralkalin karekterde olduğu görülür (Şekil 4.213b). Felsik granulitlerin "I-tipi granit" alanında yeralması, bunların granit-granodiyorit kökenlerini doğrulamaktadır

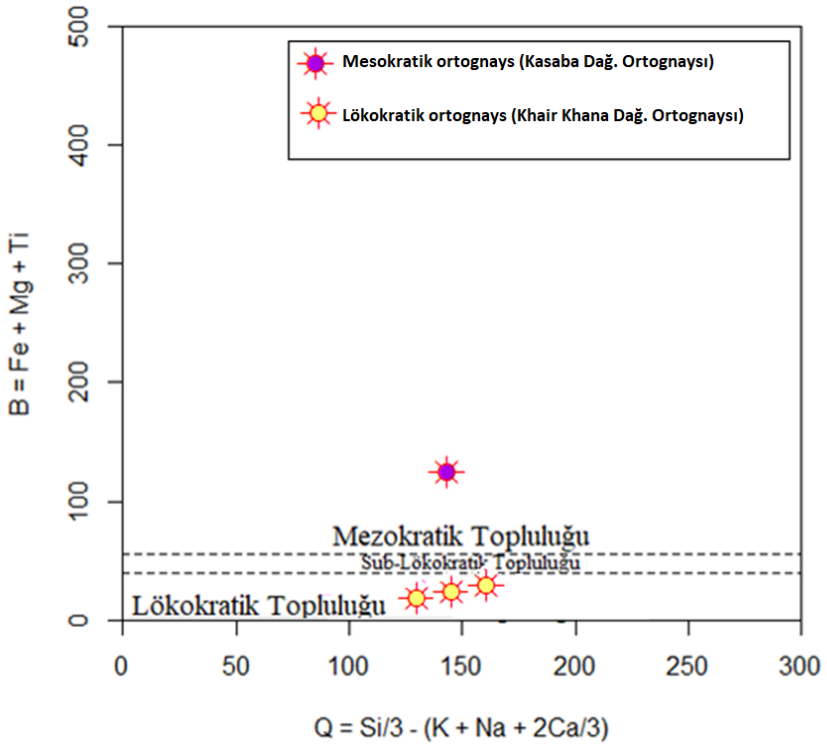
I ve S tipi granitlerin ayrımında, ayrıca, Harris ve diğ. (1986), Chappell ve White (2001) ve Chappell (1992) diyagramları da kullanılmıştır (Şekil 4.214).



Şekil 4.214. Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerin; **a)** S-, I- ve A-tipi granitoidler için SiO_2-Rb/Zr diyagramı (Harris ve diğ., 1986), **b**) K_2O-Na_2O diyagramı (Chappell ve White, 2001), **c, d ve e**) I- ve S-tipi granitoyidler için P_2O_5-SiO_2, Th-Rb ve Y-Rb (Chappell ,1992) diyagramları

Bu diyagramlara göre (Şekil 4.214), çalışma alanındaki Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysı, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "I-tipi granit" bileşimindedir.

Kabil Bloğu içerisindeki ortognayslar Debon ve Le Fort'un (1983) Q-B diyagramında değerlendirildiğinde; Khair Khana Dağları lökokratik ortoganyslarının "*lökokratik topluluk*" alanında, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysının ise "*mesokratik topluluk*" alanında olduğu görülür (Şekil 4.215).

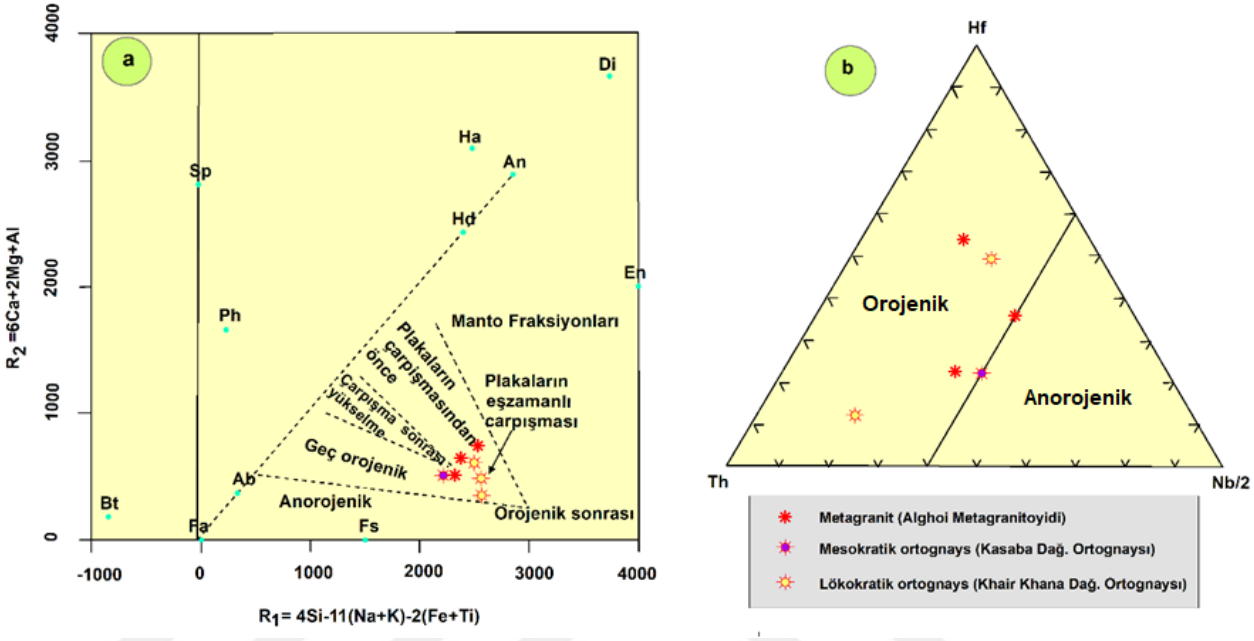


Şekil 4.215. İnceleme alanındaki ortognaysların Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3) – B= Fe+Mg+Ti diyagramında (Debon ve Le Fort, 1983) lökokratik-mesokratik özelliklerinin belirlenmesi

4.4.2.2. Metamagmatik kayaçların tektonomagmatik ortamlarının belirlenmesi

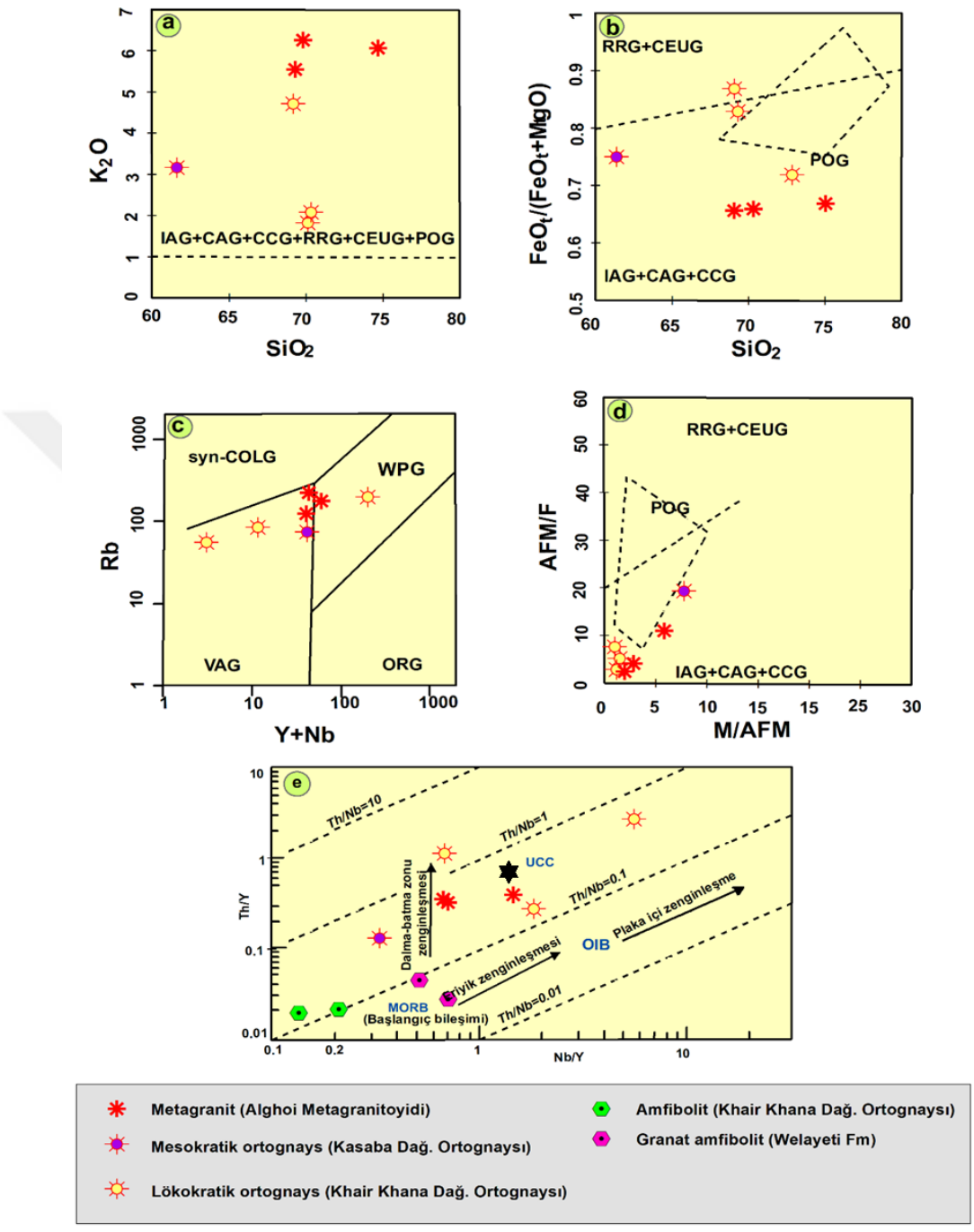
İnceleme alanında Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysları ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerin tektonomagmatik ve jeotektonik karekterini belirlemek için, bu kayaçlar Batchler ve Bowden'ın (1985) R1-R2 diyagramına düşürülmüştür. Bu diyagrama göre; lökokratik ortognayslar, mesokratik ortognays ve metagranitler "*plakaların eşzamanlı çarpışması*" alanında görülmektedir. Dolayısıyla bu kayaçların *orojenik zona* ait olduğu söylenebilir (Şekil 4.216a). Ayrıca, bu kayaçlar Krmicek ve diğ.'nin (2021) Th-Hf-Nb/2 diyagramında değerlendirildiğinde

lökokratik ortognaysl ve metagranitlerin "orojenik" alanda, mesokratik ortognaysın ise orojenik alana çok yakın bir noktada olduğu görülür (Şekil 4.216b).



Şekil 4.216. Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysları, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerin; **a)** R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) – R2=6Ca+2Mg+Al diyagramına (Batchler ve Bowden, 1985) göre, **b)** Th-Hf-Nb/2 diyagramında (Krmicek ve diğ., 2021) tektonik ortamları

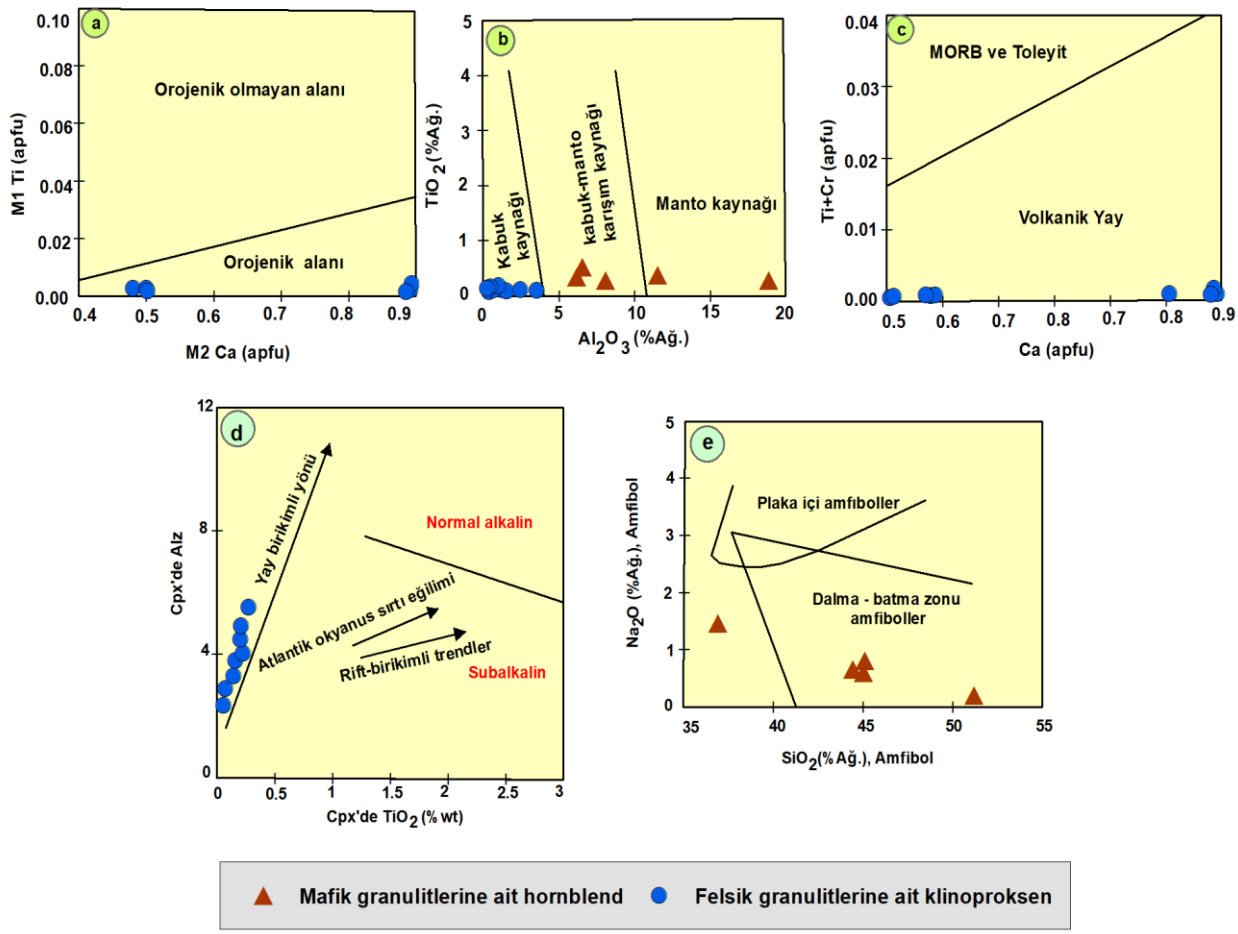
Mesokratik ortognays, lökokratik ortognaysl ve metagranitler Maniar ve Piccoli'nin (1989) K_2O-SiO_2, SiO_2-FeO_t/(FeO_t+MgO) ve M/AFM-AFM/F diyagramlarında değerlendirilmiştir. Buna göre Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysları, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler orojenik koşulları gösteren *"IAG+CAG+CCG"* alanındadır (Şekil 4.217 a, b ve d). Y+Nb - Rb diyagramına (Pearce ve diğ. 1984) baktığımızda, bu kayaçların genelde "*volkanik yay granitleri (VAG)"* alanında olduğu görülür (Şekil 4.217c).



Şekil 4.217. Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysları, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerin; **a, b, d)** SiO_2-K_2O, SiO_2-FeO_t/(FeO_t+MgO) ve M/AFM-AFM/F içeriklerine göre (Maniar ve Piccoli, 1989) **c)** Y+Nb - Rb içeriklerine göre (Pearce ve diğ., 1984) **e)** Nb/Y-Th/Y diyagramına göre (Pearce, 1982) tektonomagmatik ortamlarının belirlenmesi. **e** diyagramında **MORB** (okyanus ortası sırtı bazaltları), **OIB** (okyanus adası bazaltları) ve **UCC** (üst kıta kabuğu) bileşimleri Taylor ve McLennan'dan (1985) alınmıştır. **Syn-COLG:** Çarpışmayla yaşıt granitler, **WPG:** Plaka içi granitler, **VAG:** Volkanik yay granitleri, **ORG:** Okyanus sırtı granitleri, **IAG**: Ada yayı granitoyidleri, **CAG**: Kıtasal yay granitoyidleri, **CCG**: Kıtasal çarpışma granitoyidleri, **POG**: Post-orojenik granitoyidler, **RRG**:Yarıklıkla ilgili granitoyidler, **CEUG** :Kıtasal epirojenik yükselme granitoyidleri

Bu metaplütonik kayaçlar Nb/Y – Th/Y diyagramında değerlendirildiğinde, lökokratik ve mesokratik ortognayslar ile metagranitler Th/Nb=0.1-1.0 aralığındadır (Şekil 4.217e). Sadece bir lökokratik ortognays örneği Th zenginleşmesini gösteren Th/Nb=1.0 çizgisinin üzerindedir. Bu Th zenginleşmesi, ortamda fraksiyonel kristalleşme ile birleşen asimilasyon veya kısmi ergime nedeniyledir. Burada metagranit örnekleri üst kıta kabuğu bölgesine yakındır.

İnceleme alanında, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde gözlenen felsik granulitlerdeki klinoproksenler tektonik ortam yorumu için Letterier ve diğ. (1982) tarafından geliştirilen M2 Ca - M1 Ti diyagramında değerlendirilmiştir. Buna göre, felsik granulitler *"orojenik"* alanda görülmektedir (Şekil 4.218a).



Şekil 4.218. Felsik granulitlere ait klinoproksenlerin ve mafik granulitlere ait amfibollerin; **a)** M2 Ca - M1 Ti diyagramında (Letterier ve diğ., 1982), **b)** Al_2O_3-TiO_2 diyagramında (Jiang ve An, 1984) **c)** Ca – Ti+Cr diyagramında (Letterier ve diğ., 1982), **d)** TiO_2 - Alz (Al^{iv} x 100/2) diyagramında (Loucks, 1990) ve **e)** SiO_2 - Na_2O diyagramında (Coltorti ve diğ., 2007) değerlendirilmesi

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde gözlenen felsik ve mafik granulitlerin magma kaynağının belirlenmesi için Al_2O_3 - TiO_2 (Jiang ve An, 1984) diyagramından faydalanılmıştır. Bu diyagrama göre, çalışma alanındaki felsik granulitler "*kabuk kaynağı*" gösterirken, mafik granulitler "*manto kaynağı*" ve "*kabuk-manto karışım kaynağı*" alanlarında görülür (4.218b). Dolayısıyla, felsik granulitleri oluşturan kuvarsofeldispatik kayaçlar kabuk kökenli, mafik granulitleri oluşturan bazik magmatitler manto kökenlidir.

Bu granulitlerin tektonik ortamını belirlemek için, Leterrier ve diğ.'nin (1982), Loucks'un (1990) ve Coltorti ve diğ.'nin (2007) diyagramlarından faydalanılmıştır. Felsik granulitler içerisindeki klinoproksenler Ca - Ti+Cr diyagramında (Leterrier ve diğ., 1982) değerlendirildiğinde, felsik granulitler "volkanik yay" alanındadır (Şekil 4.218c). Ayrıca, felsik granulitler içerisindeki klinoproksenler TiO_2 - Alz (Al^{IV}x100/2) diyagramına (Loucks, 1990) düşürüldüğünde, felsik granulitlerin "*yay birikimli yön*"de görülmesi, Ca – Ti+Cr diyagramına uyumlu bir şekilde, bunların volkanik yay kökenli olduğuna işaret eder (Şekil 4.218d). Bu da, bu kayaçların kabuk kökenini doğrular. Mafik granulitler içerisindeki amfiboller SiO_2-Na_2O diyagramında değerlendirildiğinde, mafik granulitleri oluşturan bazaltik kayaçların "*dalma-batma zonu*"na ait olduğu görülür (Şekil 4.218e). Bu durum, bu kayaçların manto kökenli okyanusal kabuğa ait kayaçlar olduğuna işaret etmektedir.

Çalışma alanındaki lökokratik ve mesokratik ortognayslar (Khair Khana Dağları ortognaysı ve Kasaba Dağları ortognaysı), metagranitler (Alghoi metagranitoyidi) ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki felsik granulitlerin tektonomagmatik koşullarını belirlemek amacıyla, Pitcher (1983), Barbarin (1990) ve Winter'in (2001) çalışmalarından faydalanılabilir. Barbarin'e (1990) göre, orojenik bir bölgede oluşan granitoyidler, granitoyidlerin tiplerine ve özelliklerine göre aşağıdaki özelliklere sahiptir:

a) IAG (Ada Yayı Granitoyidleri) bölgesinde; kalk-alkali > toleitiktir. Granitoyid tipleri; M ve I-M-tipi ve metalüminalı bileşimlidir.

b) CAG (Kıtasal Yay Granitoyidleri) bölgesinde; granitoyid kalk-alkali olup, granitiyod tipleri; I-tipi > S-tipi ve bunlar metalüminalı veya peralüminalıdır.

c) CCG (Kıtasal Çarpışma Granitoyidleri) bölgesinde; granitoyid kalk-alkalindir ve granitiyod tipleri; S tipi olup peralüminalı karekterdedir.

d) POG (post-Orojenik Granitoyidler) bölgesinde; granitoyid kalk-alkali olup, granitiyod tipleri; I-tipi ve S-tipi (A-tipi) ve peralüminalı bileşimlidir.

Çalışma alanında, Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysları ve felsik granulitleri ile Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı kalk-alkalin magma ve I-tipi granitlere aittir. Lökokratik ve mesokratik ortognayslar metaaluminalı iken, metagranitler ve felsik granulitler metaaluminalı-peralkalin geçiş karekterine sahiptir. Dolayısıyla, bu özelliklere göre, bu metaplütonitlerin "*CAG-Kıtasal Yay Granitoyidleri*" tektonik zonuna ait olduğu açıkça görülmektedir.

Pitcher (1983), Pearce ve diğ. (1984) ve Barbarin (1990), orojenik bir bölgede oluşan granitoyitlerin, mineral bileşimi ve kayaç türü hakkında çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışmalara göre;

a) IAG bölgesinde; kayaçlar kuvars diyoritten oluşur. Bu kayacın mineral bileşiminde hornblend ve biyotit bulunur. Hornblend miktarı biyotitten fazladır.

b) CAG bölgesinde; kayaçlar tonalit, granodiyorit, granit veya gabro türlerinden oluşur, ancak gabro bu bölgede nadiren görülür. Bu kayaçların mineral bileşimlerinde hornblend ve biyotit gözlenir.

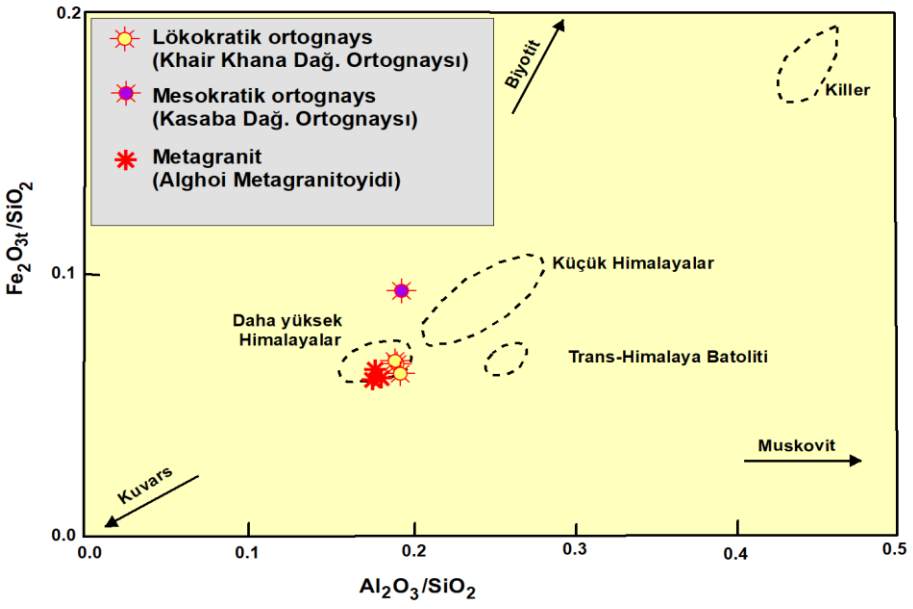
c) CCG bölgesinde; kayaçlar migmatit ve lökogranitten oluşur. Bu kayaçların mineral bileşimlerinde hornblend, biyotit, muskovit, granat ve kordiyerit bulunur.

Çalışma alanında, Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler granit kökenli, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysları granodiyorit kökenli, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı ise granit-granodiyorit kökenlidir. Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı içerisindeki felsik granulitler kuvarsofeldispatik kayaçların (granit-granodiyorit) yüksek sıcaklı metamorfizması ile oluşmuştur. Bu kayaçların mineralojik bileşimlerine baktığımızda; Kasaba Dağları mesokratik ortognaysları "biyotit + hornblend + granat + sillimanit", Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı "biyotit+hornblend", Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı içerisindeki felsik granulitler "hornblend+biyotit+proksen" ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "biyotit+hornblend" içermektedir. Dolayısıyla, bu metaplütonik kayaçların "*CAG (Kıtasal Yay Granitoyidleri)*" tektonik zonuna ait oldukları söylenebilir.

France-Lanord ve Le Fort (1988), Himalayalar bölgesindeki metagranitoyidler için, Himalayalar'ın tektoniği ve metamorfizma süreçleri ile ilgili olarak Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_{3t}/SiO_2 diyagramını ortaya koymuşlardır (Şekil 4.219). Himalayalar, petrolojik bileşime ve tektonik sürece göre *Daha Yüksek Himalayar* ve *Küçük Himalayalar* olarak

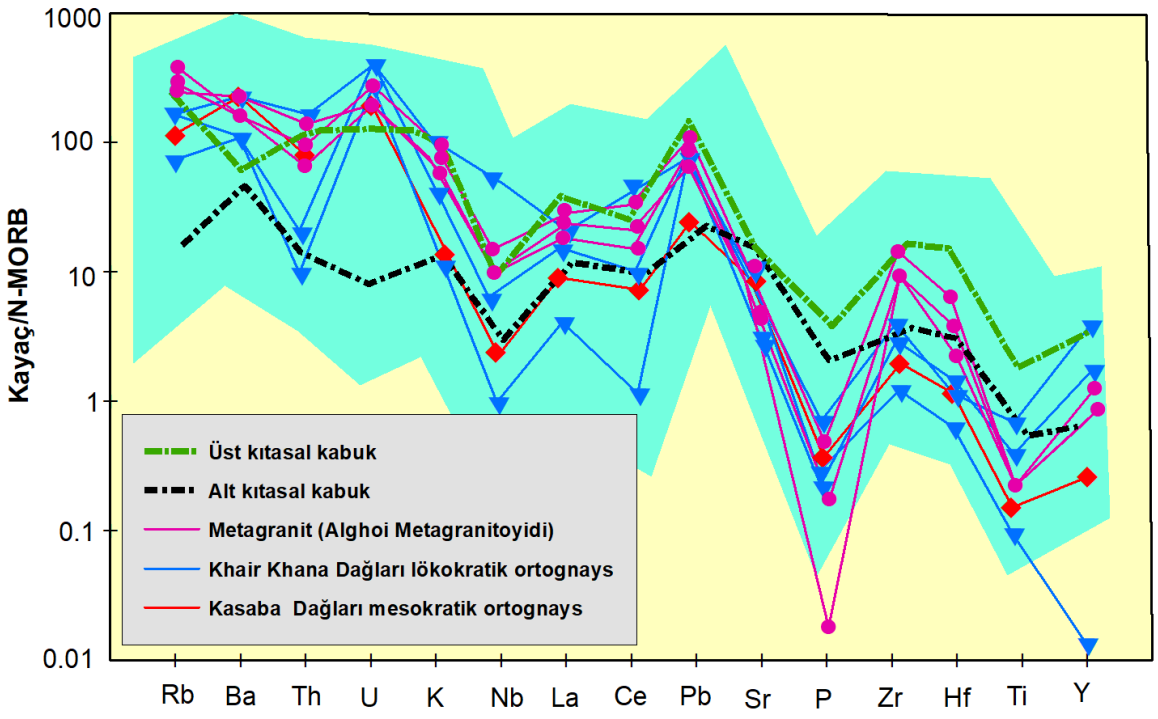
ikiye ayrılmıştır. Bu araştırmacılara göre, Daha Yüksek Himalayalar ve Küçük Himalayalar'ın tektonik aktiviteleri temelde birbirinden farklıdır. Daha Yüksek Himalayalar, Hint Plakası ile Avrasya Plakası arasında devam eden çarpışma nedeniyle daha aktif bir şekilde tektonik sıkışmaya maruz kalmaktadır. Bu aktif tektonik aktivite, Yüksek Himalayalar'daki kayaçların yoğun şekilde kıvrılmasına, faylanmasına ve yükselmesine yol açmıştır. Karşılaştırıldığında, Küçük Himalayalar tektonik olarak hala aktif olsa da, tektonik aktivitenin derecesi Daha Yüksek Himalayalar'a kıyasla düşüktür. Daha Yüksek Himalayalar'ın çoğu, yerkabuğunun derinliklerinde yoğun sıcaklık ve basınca maruz kalan metamorfik kayaçlardan oluşur. Bu kayaçlar arasında gnays, şist, mermer ve kuvarsit bulunur. Daha Yüksek Himalayalar'da tortul kayaçlar da mevcuttur. Ancak, bunlar genellikle tektonik faalyetler nedeniyle oldukça deforme olmuş ve katlanmıştır (France-Lanord ve Le Fort, 1988).

Çalışma alanındaki, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı ve Alghio metagranitoyidine ait metagranitler, France-Lanord ve Le Fort'un (1988) Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_{3t}/SiO_2 diyagramınında değerlendirildiğinde, lökokratik ortognaysların ve metagranitlerin "*Daha Yüksek Himalayalar*" alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.219). Mesokratik ortognayslar ise, Daha Yüksek Himalayalar alanına yakın bir bölgede yeralır.



Şekil 4.219. Himalaya kökenli kayaçlar için Al_2O_3/SiO_2–Fe_2O_{3t}/SiO_2 iki değişkenli diyagramı (France-Lanord ve Le Fort, 1988)

Şekil 4.220'de Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerin N-MORB 'a normalize edilmiş (Sun ve Mconough, 1989) spider diyagramı görülmektedir.



Şekil 4.220. Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysı ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerin N-MORB 'a normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) spider diyagramı

Bu diyagrama göre (Şekil 4.220), mesokratik ortognays, lökokratik ortognays ve metagranitlerde U, Pb ve Zr 'da kuvvetli zenginleşme, Ba, La, Hf 'da zayıf zenginleşme, Th, Nb, P, Ce ve Ti 'da tükenme izlenmektedir. Şekil 4.220 'de mesokratik ortognays ve lökokratik ortognaysalar alt kıtasal kabuk bileşimine, metagranitler ise üst kabuk bileşimine yakındır. Özellikle, bir mesokratik ortognays ve iki lökokratik ortognays örneklerinde Ba zenginleşmesi görülmektedir. Ba zenginleşmesi alt kabuğun özelliğiyken, üst kabukda Ba tükenmesi izlenir. Ayrıca, alt kabukda Ba 'a göre Th tükenmesi görülürken, üst kabukda Ba ve Th zenginleşmesi görülür. Çalışma alanında, özellikle mesokratik ortognaysda ve lökokrat ortognayslarda kuvvetli Ba zenginleşmesi görülürken, ortognayslarda kuvvetli Th tükenmesi ve metagranitlerde oldukça zayıf Th tükenmesi izlenir. Bu özelliklere göre, lökokratik ve mesokratik ortognayslar alt kabuk bileşimine yakınken, metagranitler üst

kabuk özellikleri gösterir. Ayrıca, mesokratik ortognaysın Nb, La, Ce ve Pb değerleri alt kabuk bileşimine uygundur. Aynı şekilde, lökokratik ortognayslarda bu HFSE 'lerin ortalama değeri de, alt kabuktaki bu elementlerin değerine oldukça yakındır. Özellikle, metagranitler, Nb, La, Ce ve Pb değerleri açısından, ortognayslardan daha zengindir ve bu metagranitlerdeki bu HFSE 'ler üst kabuk bileşimine yakındır.

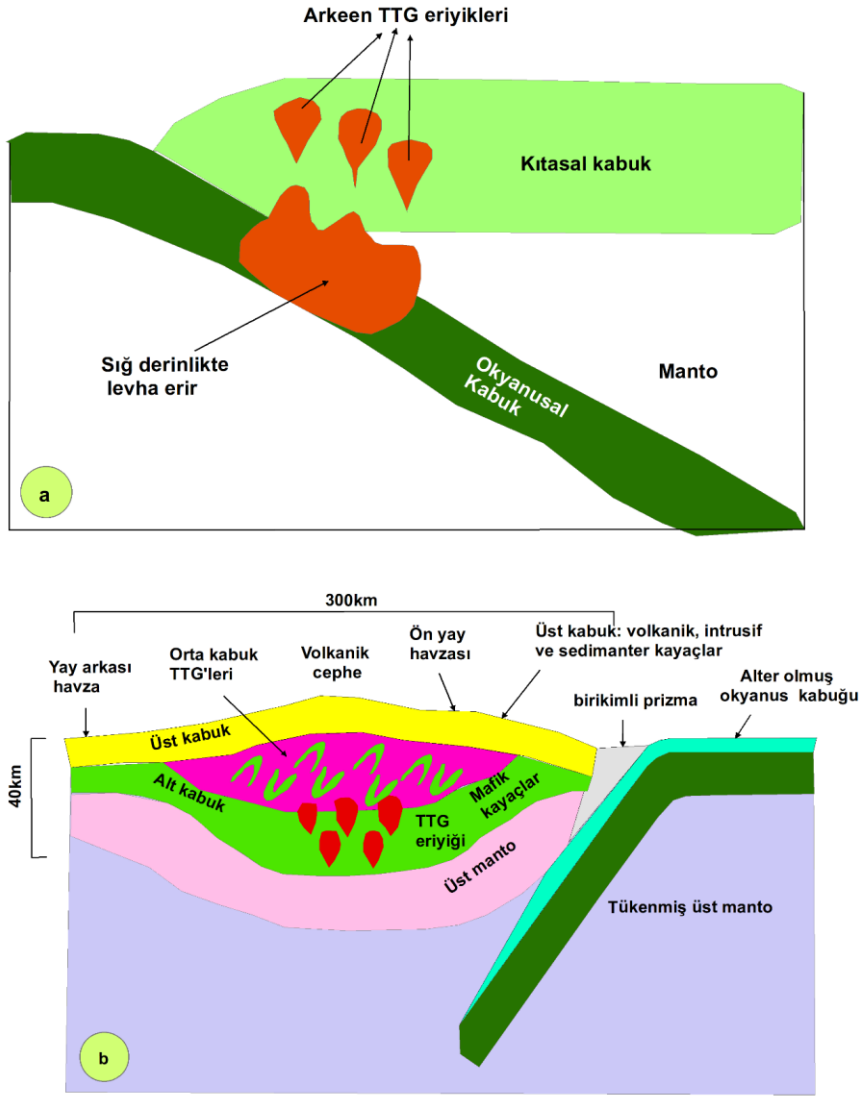
Lökokratik ve mesokratik ortognayslarda ve metagranitlerde kuvvetli U zenginleşmesi gözlenir. Bu uranyumun kaynağı mantodur. Uranyumun bu kayaçlar içerisinde zenginleşmesi, muhtemelen mantodan kabuğa taşınan sıvılar etkisiyle olmalıdır. Özellikle, Rabbit Lake-Kanada ve Jakobina-Brezilya'da, yaklaşık 2.2-1.8 Ga arasında, hidrotermal çözeltiler içerisinde uranyum'un taşınması ile bazı önemli postmagmatik yataklar ortaya çıkmıştır (Yılmaz, 1981).

Yaşları 2.5-4.0 Ga arasında değişen kıta kabuklarının büyük bir kısmı tonalit, trondhjemit ve granodiyoritden yapılı TTG (tonalit, trondhjemit, granodiyorit) grubuna aittir (Jahn ve diğ., 1981; Martin ve diğ., 1983). TTG magmatizması kabuklaşma (cratonisation) ve kabuk büyümesinde önemli bir adım olmasına ragmen, Bunların petrojenetik süreçleri, tektonik ortamları ve kaynakları hakkında tartışmalar halen devam etmektedir. TTG petrojenezinin jeodinamik ortamı da hala tartışılmaktadır. Bu konuda, TTG'lerin oluşumu hakkında 3 hipotez ileri sürülmüştür:

1) Dalma-batma sonucu okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile (Şekil 4.221a),

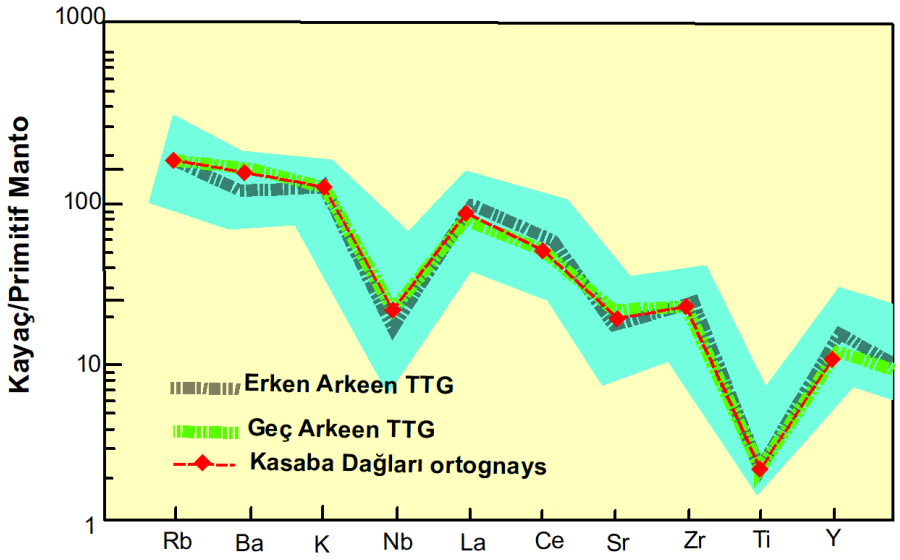
2) Kalınlaşmış yay kabuğunun tabanında amfibolit/eklojitin kısmi erimesi ile (Şekil 4.221b),

3) Okyanus platolarının sulu mafik köklerinin kısmi erimesi ile (Jahn ve diğ., 1981; Martin, 1994; Rapp ve Watson, 1995; Albarède, 1998; Martin, 1999; Smithies, 2000; Foley ve diğ., 2002; Whalen ve diğ., 2002; Rapp ve diğ., 2003; Martin ve diğ., 2005; Bédard, 2006; Moyen ve Stevens, 2006; Rollinson, 2010; Huang ve diğ., 2013).



Şekil 4.221. Modelleştirilmiş Arkeen TTG eriyiklerinin oluşumu. **a)** Moyen ve Martin'den (2012), **b)** Davidson ve Arculus 'dan (2006) modifiye edilerek alınmıştır

Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı Geç Arkeen-TTG gnaysları ile hem bileşim ve hem de jeokimyasal özellikleri açısından benzerlikler gösterir. Bu ortognayslar, %61.48 SiO_2 içerikleri ve %5 'den az Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2 içerikleri (%4.2 Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2) ile Geç Arkeen TTG gnayslarına benzer. Ayrıca, primitif manto-normalize iz element spider diyagramında, Kasaba Dağları ortognaysı belirgin olarak La, Rb, K, Zr ve Y pozitif anomalileri (zenginleşme) ve Nb, Sr ve Ti negatif anomalileri (tükenme) görünmektedir (Şekil 4.222). Bu özelliği ile, Kasaba Dağları ortognaysı belirgin bir şekilde Geç Arkeen TTG gnaysları ile benzerlik gösterir.



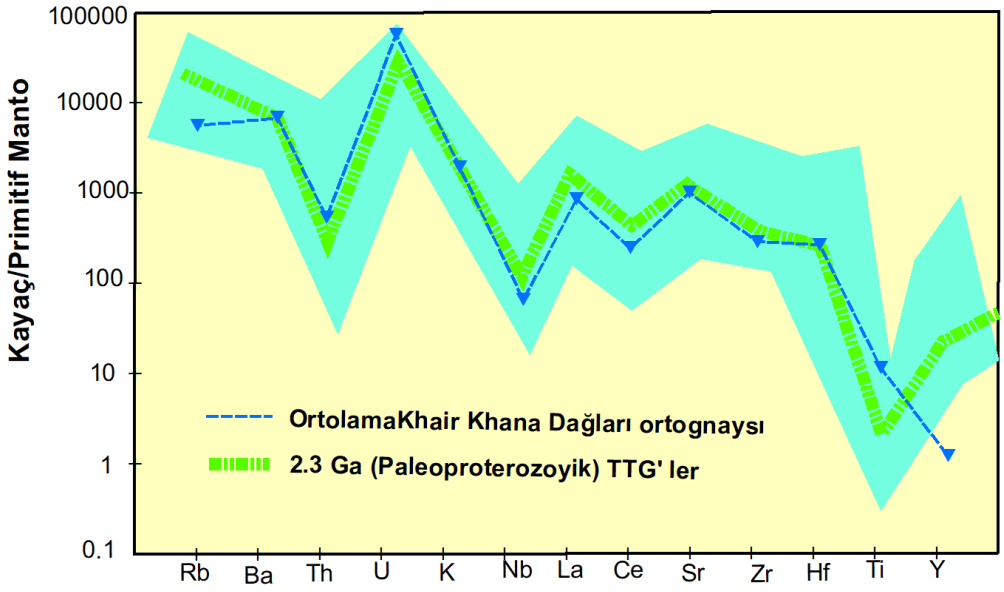
Şekil 4.222. Kasaba Dağları ortognaysının Sun ve McDonough'a (1989) göre primitif mantoya normalize edilmiş çok elemanlı spider grafiği. Erken Arkeen TTG ve Geç Arkeen TTG eğrilerinin konumu Condie 'den (2014) alınmıştır

Sonuçta, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysları Geç Arkeen TTG gnayslara benzer. Bu ortognaysın orojenik koşullara ait olması (Şekil 4.216), volkanik yay granitleri alanında görülmesi (Şekil 4.217c) ve alt kıtasal kabuk özelliği göstermesi (Şekil 4.220), Kasaba Dağları mesokratik ortognaysının "kalınlaşmış yay kabuğunun tabanında amfibolit/eklojitin kısmi erimesiyle" oluşan (Şekil 4.221b) Geç Arkeen TTG gnayslarına ait olduğunu gösterir.

Faryad ve diğ. (2016), bu mesokratik ortognaysların magmatik protolit yaşını 2.5 - 2.8 Ga olarak belirtmişlerdir. Moyen ve Martin (2012), Neoarkeen TTG magmalarının 3.5 Ga 'dan sonra oluştuğunu söyler. Dolayısıyla, bu ortognayslar 3.5 Ga 'dan sonra oluşmuş Neoarkeen TTG'lere aittir.

Mezoarkeen'de (2.8-3,1 Ga) dalma-batma ile ilgili ortamlarda büyük hacimlerde kabuk oluşturuldu ve daha sonra Neoarkeen'de (2,7-2,8 Ga) kratonlar yoğun bir şekilde deforme oldu. Bunlar, birikim ve çarpışma süreçleri sırasında yüksek dereceli metamorfizmaya maruz kaldılar (Zhao ve diğ., 2002; Zhao ve diğ., 2004). Gerçektende, Kasaba Dağları ortognaysı 2.5-2.8 Ga (Neoarkeen) zamanda oluşmuş, daha sonra yoğun deformasyonlara ve yüksek dereceli metamorfizmaya (granulit fasiyesi) maruz kalmıştır. Kabil Bloğu'ndaki bu Neoarkeen kabuk oluşturma süreçlerinin kanıtı olarak, bu bloğun, 2.7 Ga 'daki bir Rodinia ve Süper Colombia super kıtalarının parçaları olduğu söylenebilir.

Khair Khana Dağları lökokratik ortognayslar, 2.3 Ga (Paleoproterozoyik) yaşlı TTG gnayslarına benzer özellikler gösterir (Şekil 4.223). Bu ortognayslar, SiO_2 (%69.01-72.57) içerikleri ve %5 'den az Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2 içerikleri (%0.99-2.00 Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2) ile Paleoproterozoyik TTG gnayslarına benzer. Ayrıca, primitif manto-normalize iz element spider diyagramında (Şekil 4.223), Khair Khana Dağları lökokratik ortognayslarının ortalama değerine baktığımızda, belirgin olarak U, La ve Sr 'da belirgin bir zenginleşme, Hf 'da seçici bir zenginleşme izlenirken, Th, Nb, C eve Ti 'da belirgin bir tükenme izlenir (Şekil 4.223). Bu spider diyagramından da görüldüğü gibi, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysları Paleoproterozoyik (2.3 Ga) TTG gnayslarına (Huang ve diğ., 2013; Diwu ve diğ., 2007; Wang ve diğ., 2017; Wang ve diğ., 2022) benzerlik gösterir.



Şekil 4.223. Khair Khana Dağları lökokratik ortognaylarının ortalama değerinin Sun ve McDonough'a (1989) göre primitif mantoya normalize edilmiş çok elemanlı spider grafiği. 2.3 Ga (Paleoproterozoyik) yaşlı TTG eğrisinin konumu Huang ve diğ. (2013), Diwu ve diğ. (2007), Wang ve diğ. (2017) ve Wang ve diğ. (2022) 'den alınmıştır

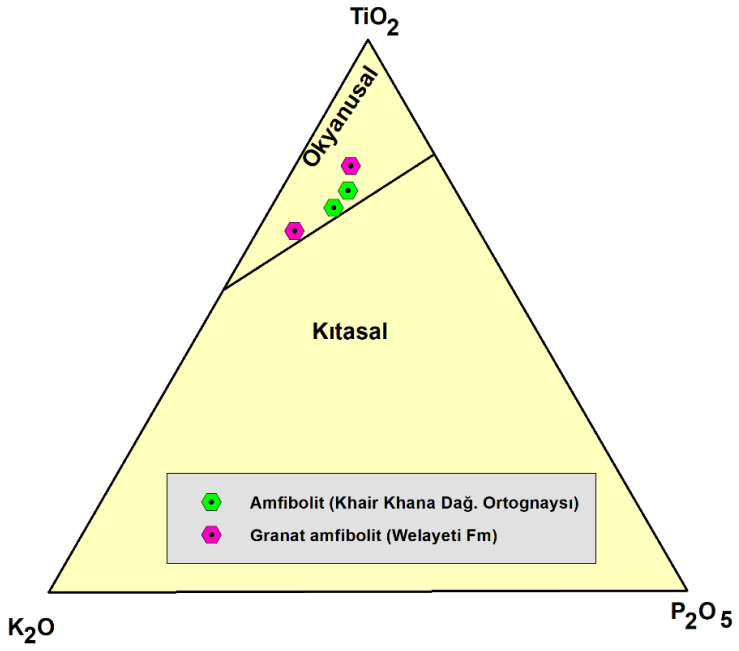
Faryad ve diğ. (2016), Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysların protolit yaşını 2.2-2.3 Ga (Paleoproterozoyik) olarak belirtmişlerdir. Gerek bu yaş verisi ve gerekse jeokimyasal veriler (Şekil 4.223), lökokratik ortognaysların, 3.5 Ga yaşlı Neoarkeen TTG

gnayslardan sonra oluşmuş Paleoproterozoyik (2.3 Ga) TTG gnayslara ait olduğuna işaret eder.

Bu lökokratik ortognaysların orojenik koşullara ait olması (Şekil 4.216), volkanik yay granitleri alanında görülmesi (Şekil 4.217c) ve alt kıtasal kabuk özelliği göstermesi (Şekil 4.220), Khair Khana Dağları lökokratik ortognayslarının "kalınlaşmış yay kabuğunun tabanında amfibolit/eklojitin kısmi ergimesiyle" oluşan (Şekil 4.221b) Paleoproterozoyik (2.3 Ga) TTG gnayslarına ait olduğunu gösterir.

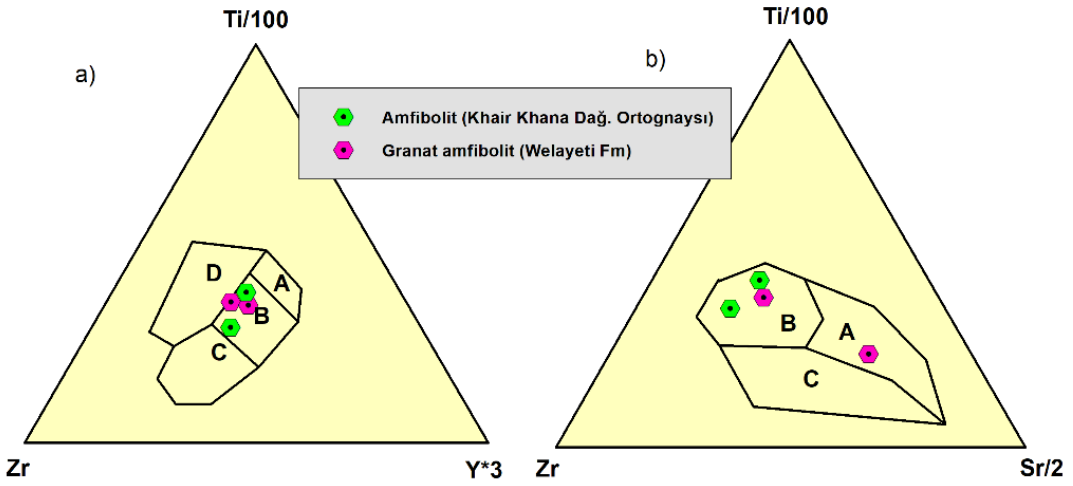
Welayeti formasyonuna ait bazik bileşimli ve gabro kökenli granat amfibolitler ile Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki bazik-nötr geçişli ve diyoritik gabro kökenli amfibolitlerin tektonomagmatik ortam yorumları hakkında şunları söyleyebiliriz:

Bu amfibolitlerin okyanusal – kıtasal bazalt karekterlerinin ayrımı için Nb/Y – Th/Y (Pearce, 1982) ve TiO_2-K_2O-P_2O_5 (Pearce ve diğ., 1977) diyagramlarından faydalanılmıştır. Nb/Y – Th/Y diyagramından görüldüğü gibi (Şekil 4.217), Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler okyanusal kabuk kökenlidir. Aynı şekilde, TiO_2-K_2O-P_2O_5 diyagramında da, bu amfibolitler okyanusal bazalt karekterindedir (Şekil 4.224).



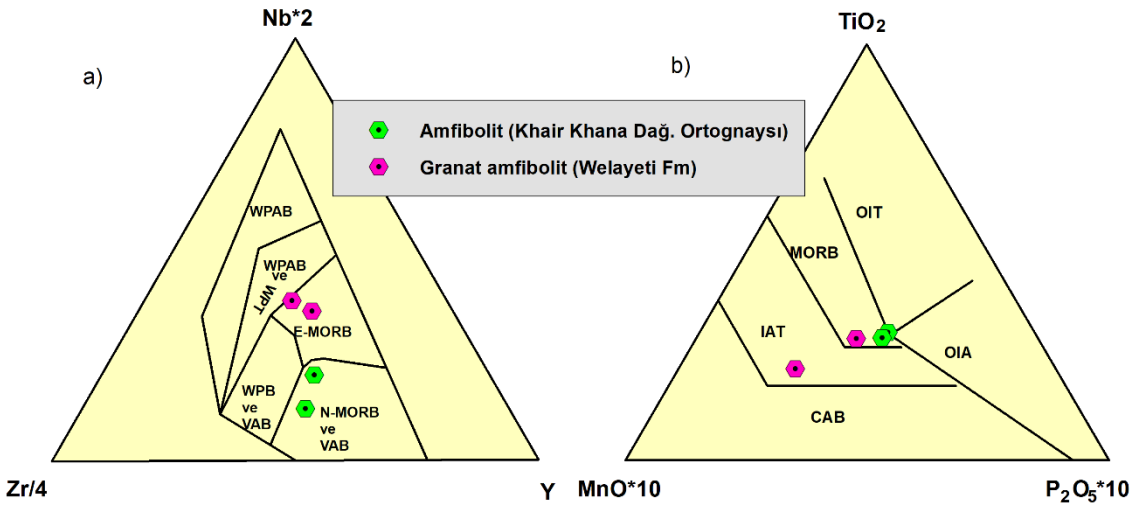
Şekil 4.224. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitlerin, TiO_2-K_2O-P_2O_5 diyagramında (Pearce ve diğ., 1977) konumları

Okyanusal kökenli bu amfibolitler Pearce ve Cann'ın (1973) Ti/100-Zr-Y*3 ve Ti/100-Zr-Sr/2 diyagramlarında değerlendirildiğinde; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*okyanus ortası sırtı bazalt (MORB)*" alanında görülmektedir (Şekil 4.225). Ti/100-Zr-Sr/2 diyagramında, Welayeti formasyonuna ait bir granat amfibolit örneği ada yayı toleyitleri alanındadır. Fakat, aynı örnek, Ti/100-Zr-Y*3 diyagramında MORB alanındadır.



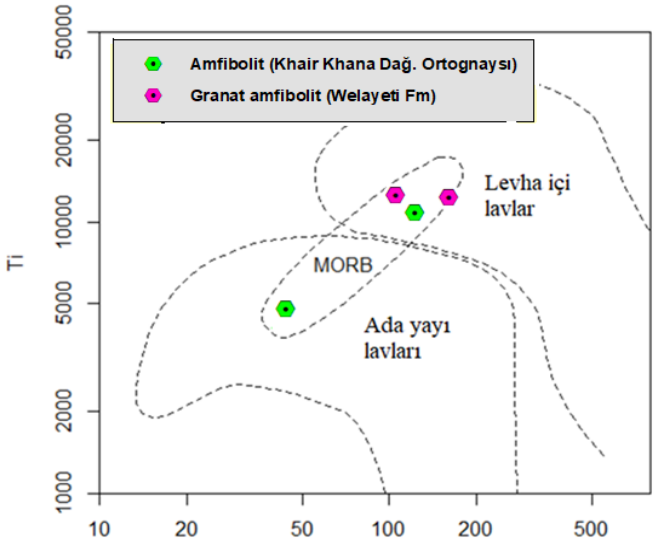
Şekil 4.225. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolit ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitlerin; **a)** Ti/100-Zr-Y*3 ve **b)** Ti/100, Zr, Sr/2 içeriklerine göre (Pearce ve Cann, 1973) tektonik ortamlarının belirlenmesi. **A**: Ada yayı toleyitik bazalt, **B**: Okyanus ortası sırtı bazalt (MORB), **C**: Kalk-alkali bazalt, **D**: Plaka İçi

Ayrıca, bu amfibolitler, Zr/4-Nb*2-Y (Meschede, 1986) ve MnO*10-TiO_2-P_2O_5*10 (Mullen, 1983) tektonik ayırım diyagramlarında da değerlendirilmiştir (Şekil 4.226). Bu diyagramlarda da, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ile Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*MORB (okyanus ortası sırt bazaltı)*" alanındadır. Zr/4-Nb*2-Y diyagramında, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler "*E-MORB (zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı*" alanında iken, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*N-MORB (normal okyanus ortası sırtı bazaltı)*" alanında izlenir (Şekil 4.226a). Bu durum, Nb/Y-Th/Y diyagramında da görülmektedir (Şekil 4.217). Bu diyagramda da, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler normal MORB alanında izlenirken, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerde nispeten bir eriyik zenginleşmesi ile E-MORB'a doğru bir eğilim gösterir.



Şekil 4.226. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitlerin; **a)** Zr/4-Nb*2-Y içeriklerine göre (Meschede, 1986) ve **b)** MnO*10iO$_2$-P$_2$O$_5$*10 içeriklerine göre (Mullen, 1983) tektonik ortamlarının belirlenmesi. **WPAB:** Plaka içi alkali bazalt, **WPT:** Plaka içi toleyitik bazalt, **E-MORB:** Zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazalt, **N-MORB:** Normal okyanus ortası sırtı bazaltı, **VAB:** Volkanik yay bazaltları, **WPB:** Plaka içi bazalt, **OIT**: okyanus adası toleyit, **MORB:** okyanus ortası sırt bazalt, **IAT**: ada yayı toleyiti, **CAB**: Kalk-alkalin bazaltlar, **OIA**: Okyanus adası alkali bazaltlar

Amfibolitlerdeki bu MORB özelliği, Pearce'in (1982) Zr-Ti diyagramında kontrol edilmiştir. Bu diyagramda da, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "MORB (*okyanus ortası sırtı bazalt*" alanındadır (Şekil 4.227).



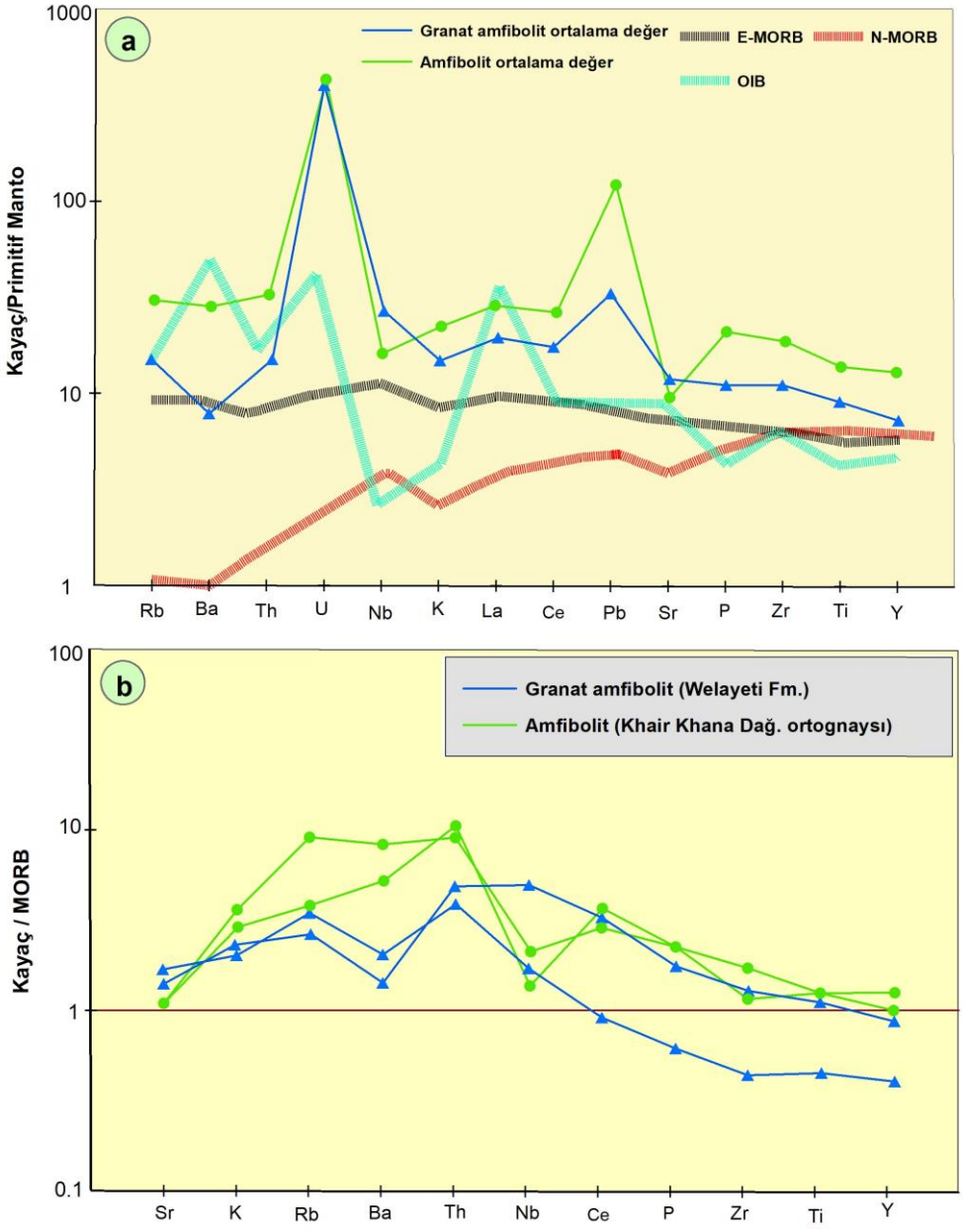
Şekil 4.227. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitlerin, Zr-Ti içeriklerine göre (Pearce, 1982) tektonomagmatik ortamlarının belirlenmesi, **MORB:** Okyanus ortası sırt bazaltı

Şekil 4.228'de, Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler için, ilksel mantoya (PM) (Sun ve McDonough, 1989) ve okyanus ortası sırtı bazaltlarına (MORB) (Pearce, 1982) normalize edilmiş örümcek diyagramları görülmektedir. PM 'ya normalize edilmiş iz element diyagramında, kuvvetli U ve Pb zenginleşmesi hariç, iz elementler nispeten negatife doğru giden yataya yakın bir eğilim sergiler. Özellikle, MORB'a normalize edilmiş örümcek diyagramında büyük iyonlu litofil elementlerden (LILE) Rb ve Ba 'da kuvvetli bir zenginleşme, PM'ye normalize edilmiş örümcek diyagramında ise büyük iyonlu litofil elementlerce (LILE) zayıf bir zenginleşme gözlenir (Şekil 4.228). Dolayısıyla, N-MORB'a göre LILE/HFSE oranı yüksektir ve bu dalan okyanusal levhaya işaret eder. Ayrıca, MORB 'a normalize edilmiş örümcek diyagramında K, Rb, Ba, Th, C eve P 'da genel, Sr, Zr, Y (amfibolitlerde) ve Ti da ise nispeten zenginleşmeler izlenir. Bu diyagramda, Welayeti formasyonuna ait bir garanat amfibolit örneğinde P, Zr, Ti ve Y 'de tükenme görülmektedir. Bu zenginleşmeler muhtemelen dalan okyanusal kabuktan gelen sıvıların ortama gelmesiyle ilişkilidir.

Örümcek diyagramlarına göre, amfibolitlerde ve bir granat amfibolit örneğinde oldukça belirgin negatif Nb anomalisi görülmesi, dalma-batma ile ilişkili kaynak materyaline işaret eder. Özellikle, HFSE'nin düşük konsantrasyonu, örneğin negatif Nb, dalma-batma bölgelerinden gelen kayaçların tipik bir örneğidir ve bunlar, sıvılar ve dalan bir levhadan gelen eriyikler tarafından üst üste basılan bir manto kaynağı ile açıklanmaktadır (Tatsumi ve Kogiso, 1997).

Örümcek diyagramlarda LILE ve HFSE 'ce zenginleşmeler izlenir. LILE ve HFSE 'lerin bu zenginleşmeleri, ana magmanın kıta altı litosferik/astenosferik bir kaynaktan türediğini gösterir.

PM ve MORB 'a normalize edilmiş iz element diyagramlarından da görüldüğü gibi (Şekil 4.228); Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana ortognaysı içerisindeki amfibolitler MORB özelliği gösterir. Özellikle, PM 'ya normalize edilmiş iz element diyagramında granat amfibolitler ve amfibolitlerin jeokimyasal davranışları E-MORB'a daha yakındır (Şekil 4.228a).



Şekil 4.228. Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana ortognaysı içerisindeki amfibolitlerin Sun ve McDonough'a (1989) göre primitif mantoya (a) ve N-MORB'a (b) normalize edilmiş örümcek diyagramları

4.5. Kabil Bloğu'nun Jeodinamik ve Jeolojik Evrimi

Kabil Bloğu'nda tanımlanan magmatik ve metamorfik oluşumları incelemek için aşağıda açıkta kalan Arkeen-Proterozoyik blokların birleşimi veya parçalanmasıyla ilgili küresel ölçekli mekanizmalara kısa bir genel bakış sunulmaktadır. Bunun amacı, Kabil

Bloğu'nun kaynaklanmış olabileceği olası ana kratonlara vurgu yaparak, daha önce bahsedilen magmatik ve metamorfik olaylar arasındaki potansiyel ilişkileri tartışmaktır.

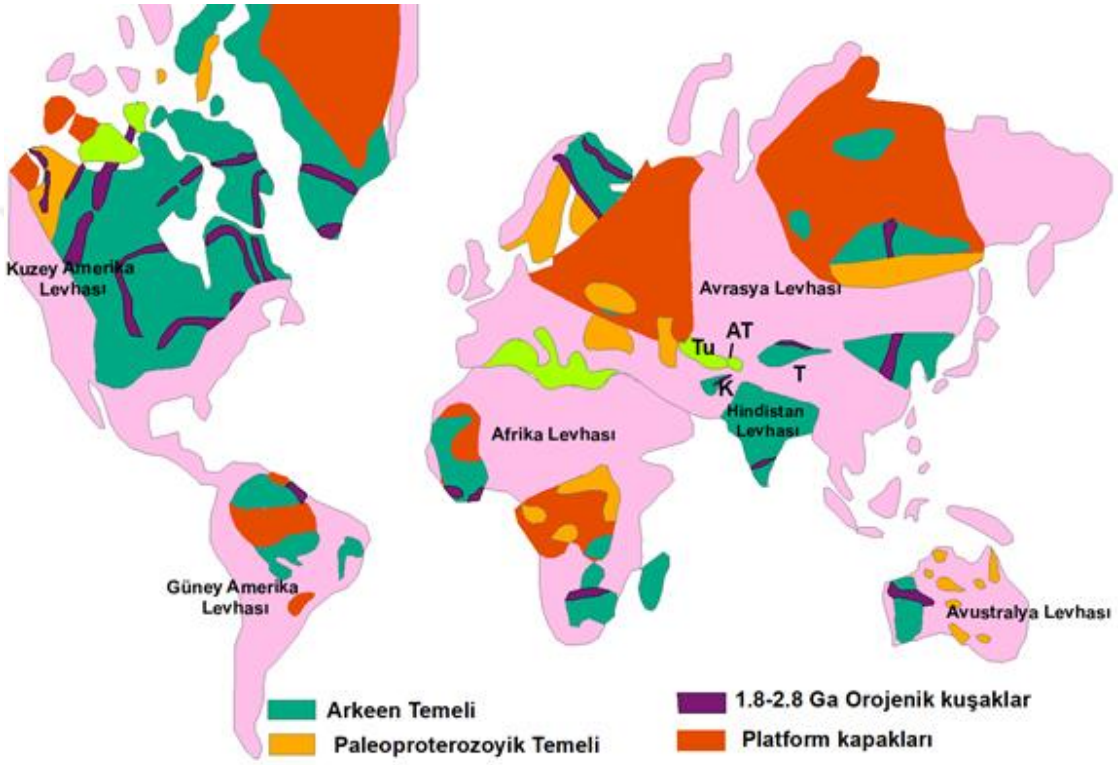
Kabil Bloğu'nun jeodinamiği, Afganistan'ın Kabil bölgesini şekillendiren jeolojik süreçleri inceleyen büyüleyici bir konudur. Kabil Bloğu, daha büyük Hint Plakası içindeki tektonik bir birimdir ve jeodinamiği, Hint Plakası ile Avrasya Plakası arasındaki çarpışmadan etkilenir. Bu çarpışma, milyonlarca yıl boyunca Kabil Bloğu'nun yapısını şekillendiren bindirme fayları ve kıvrımlar da dahil olmak üzere karmaşık deformasyon modelleriyle sonuçlanmıştır.

Benzersiz yapısal özellikleri, stratigrafik dizilişi ve maden kaynakları ile karakterize Kabil Bloğu Afganistan'ın güneydoğusunda yer almaktadır. Bu blok kristalin bir temelden, metakırıntılılardan, tortul örtüden oluşur ve çeşitli tektonik unsurlarla sınırlanmıştır. Kabil Bloğu'nun jeolojik evrimini anlamak, jeolojik tarihini, yapısal özelliklerini ve bölgedeki sedimantasyon, deformasyon ve sonraki jeolojik olayları etkileyen ve kontrol eden fiziksel kısıtlamaları tanımlamak için, çok önemli olan farklı multidisipliner yaklaşımlar gerekir. İnce tortul örtü ve karmaşık tektonik ortamı nedeniyle bu bloğun yapısal ve stratigrafik evrimini anlamak zordur.

Afganistan üç ayrı tektonik bölgeye ayrılmıştır (Şekil 1.8). Kuzeyde **Afghan-Tajik Platformu**; Paleozoik'ten beri Avrasya kıtasının bir parçası olan sabit bloklardan oluşur (Brookfield ve Hashmat 2001). Güneydoğuda **Katawaz Havzası**; büyük bir bükülme havzasıdır (Treloar ve Izatt 1993) ve Makran ekleme kompleksinin kuzey uzantısını ve Hint plakasının kuzeybatı kıta kenarını temsil eder. Bunların arasında, Mesozoyik'de ve Erken Senozoyik boyunca Avrasya ile çarpışan bir dizi KD-GB uzantılı tektonik bir blok olan **Afgan Merkez Blokları** bulunmaktadır. Afgan Merkez Blokları üç ayrı blok içerir: *Kabil Bloğu, Helmand Bloğu ve Farah Bloğu* (Şekil 1.8). Ancak, Kabil Bloğu'nun diğer Afgan Merkez Blokları ile ilişkileri tartışmalıdır.

Kabil Bloğu eski bir kıtasal kabuktur. Günümüz kıtalarında açığa çıkan Arkeen ve Proterozoyik bloklar Şekil 4.229 'da gösterilmektedir, Kabil Bloğu Arkeen kratonu olarak anılmaktadır. Bu blokta 1.8-2.8 Ga yaşlı orojenik özellikler tanınmıştır (Şekil 4.229). Kıtasal kabuk, yeryüzü'nün jeolojik tarihinin arşividir (Cawood ve diğ., 2013; Condie ve Kröner, 2013 ve Hawkesworth ve diğ., 2010). Kıtasal kabuğun oluşumunu ve evrimini anlamak yer bilimlerinde oldukça önemlidir, çünkü kıtasal kabuğun hacmindeki ve kıtaların

yeryüzü yüzeyinde dağılımındaki değişiklikler, yeryüzü tarihi boyunca birçok jeolojik süreç üzerinde derin etkilere sahiptir (Hawkesworth ve diğ., 2010). Kıtasal kabuğun çoğunluğunun (>%70) büyük olasılıkla Arkeen'de oluştuğu yaygın olarak kabul edilmektedir (Cawood ve diğ., 2013; Taylor ve McLennan, 1995).



Şekil 4.229. 2,1-1,8 Ga yaşlı orojenlerin ve ilgili Arkeen kratonlarının mekansal dağılımı (Zhao ve diğ., 2002 ve Faryad ve diğ., 2016 'dan revize edilerek alınmıştır). **K**: Kabil Bloğu, **AT**: Afgan-Tajik Bloğu, **T**: Tarim Bloğu ve **Tu**: Turan Bloğu

4.5.1. Kabil Bloğu ortognaysları ve benzer bloklar ile Arkeen -TTG'ler arasındaki ilişki

4.0 ila 2.5 Ga arasında üretilen genç kıta kabuğunun yaklaşık %90'ı TTG (tonalitler, trondjemitler ve granodiyoritler) süitlerine aittir (Jahn ve diğ., 1987; Martin ve diğ., 1999).

Kabil Bloğu'ndaki ortognaysların bileşimi Arkeen TTG gnayslarına benzer. TTG'ler silika bakımından zengindir (SiO_2>ağırlıkça %64, ancak genellikle ağırlıkça ~%70 veya daha fazla), yüksek Na_2O içeriğine (ağırlıkça %3,0) ve ilişkili düşük K_2O/Na_2O'a (<0,5) sahiptir, ve ferromagnezyum bakımından fakirdirler (Fe_2O_{3t}+ MgO+MnO+TiO_2<5. %Ağ.).

Güney Amerika'nın Arkeen-Paleoproterozoyik kratonları, 3,4-2,9 Ga yaşlı eski TTG gnays/migmatit kompleksleri ve hacimli 2,8-2,6 Ga yaşlı yeşil taşlar bazında Batı Afrika'dakilerle ilişkilidir (Bullard ve diğ., 1965; Barbosa, 1990; Alkmim ve Marshak, 1998). Ayrıca, Güney Afrika ve Güney Hindistan'dan Paleoarkeen (3,5–3,2 Ga) ve Neoarkeen (2,7–2,4 Ga) yaşlarına ait TTG ortognaysları bilinmektedir (Mohan ve diğ., 2012; Bhattacharya ve diğ., 2014; Brandt ve diğ., 2014; Glorie ve diğ., 2014; Shaji ve diğ., 2014). Kuzeybatı Çin bölgesinde, Kuzeydoğu Tarim kratonunda yer alan Neoarkeen TTG gnaysları incelenmiştir (Long ve diğ., 2010,2011; Li ve diğ., 2008; Zhang ve diğ., 2012a). Bu TTG gnaysların çoğunlukla ~2,8–2,4 Ga 'da oluştuğu (Long ve diğ., 2010, 2011; Li ve diğ., 2008; Zhang ve diğ., 2012a; Zong ve diğ., 2013) ve Paleoproterozoyik (~1,9–1,8 Ga) tarafından üst üste basıldığı (over printed) ortaya çıkarılmıştır (Zhang ve diğ., 2012a).

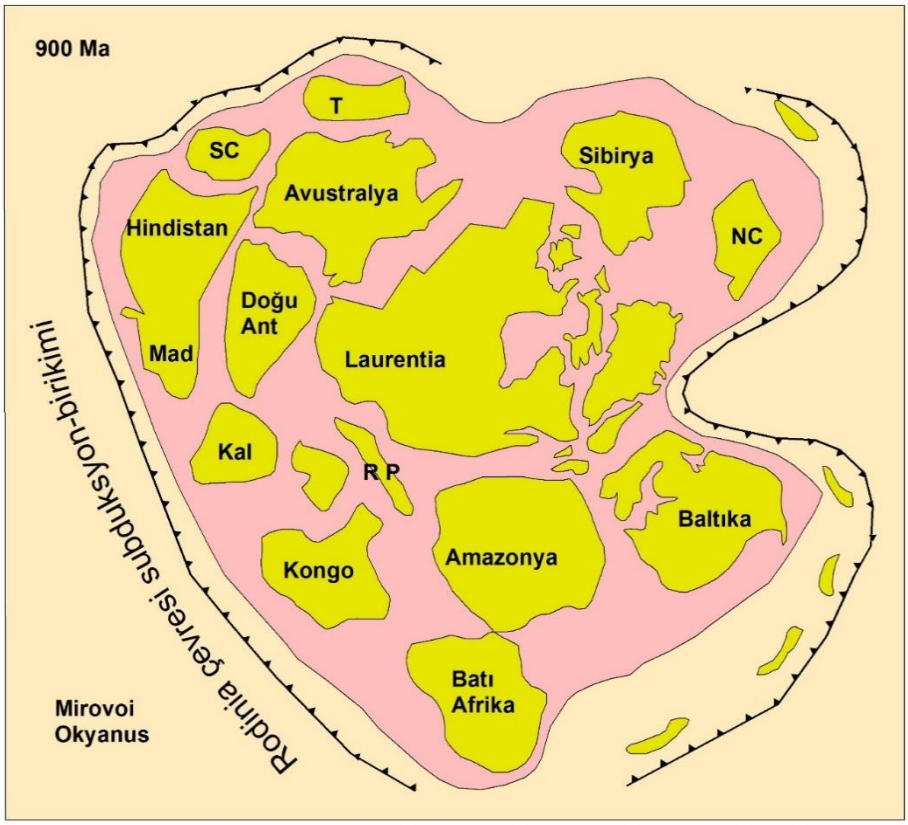
Kabil Bloğu'na ait mesokratik ve lökoktarik ortognayslar (Kasaba Dağları ortognaysı ve Khar Khana Dağları ortognaysı) Arkeen-Paleoproterozoyik TTG gnayslarına benzer özellikler gösterir (Şekil 4.222 ve 4.223). Öte yandan, bu ortognaysların yaşı 2.2 ile 2.8 Ga (mesokratik ortognayslar 2.5-2.8 Ga, lökokratik ortognayslar 2.2-2.3 Ga) arasındadır (Faryad ve diğ., 2016). Aynı şekilde bu ortognayslar Tarim Bloğu ve Güney Çin Bloğu ile yakın litolojik ve yaş benzerlikleri sunar. Sonuç olarak, çalışma alanındaki ortognayslar (Kasaba Dağları ortognaysı ve Khar Khana Dağları ortognaysı) TTG gnayslarına aittir. Dolayısıyla, Kasaba Dağları ortognaysları Arkeen TTG gnayslarının, Khair Khana Dağları ortognaysları ise Paleoproterozoyik TTG gnayslarının tipi olduğu söylenebilir.

4.5.2. Rodinia ve Columbia süper kıtaları, Grenvilliyen orojenezi

Columbia süper kıtası küresel ölçekte 2.1-1.8 Ga çarpışma orojenleri boyunca bir araya getirilmişti ve Dünya'nın hemen hemen tüm kıtasal bloklarını içeriyordu (Zhao ve diğ. 2002). Rodinia süper kıtası, 1.23 Ga 'da, daha eski bir süper kıta olan Columbia'nın parçalanmasıyla üretilen parçaların birikmesi ve çarpışmasıyla oluşmuştur (Zhao ve diğ. 2002; Zhao ve diğ. 2004).

Rodinia, 1.26-0.90 Ga zaman aralığında bir araya gelen ve 750-633 Ma zaman aralığında (Li ve diğ., 2008) ayrılan Mezoproterozoyik ve Neoproterozoyik bir süper kıtaydı (Kee ve diğ., 2019).

Pannotia ise, 633-573 Ma (Neoproterozoyik) zaman aralığında, bu ayrılan parçaların birleşerek oluşturduğu yeni bir kıtaydı. Pannotia'nın aksine, Rodinia'nın konfigürasyonu ve jeodinamik tarihi hakkında çok az şey bilinmektedir (Şekil 4.230).

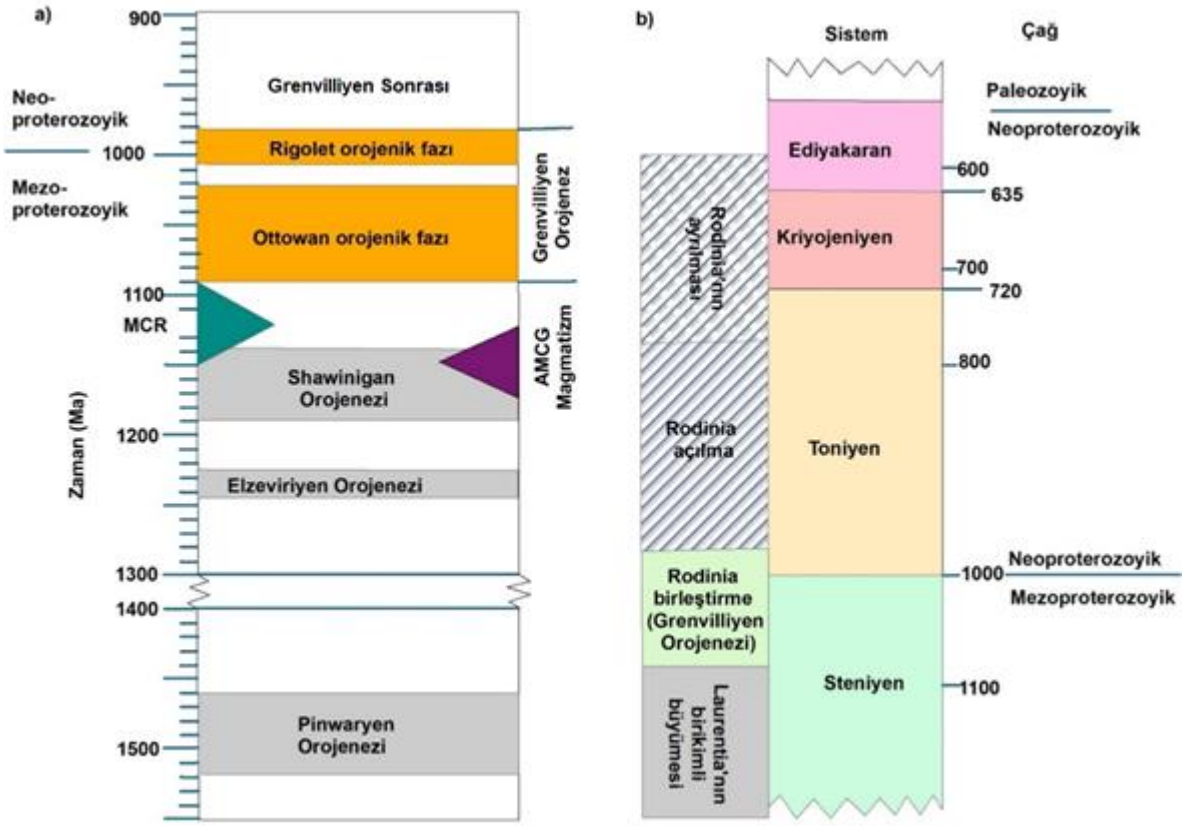


Şekil 4.230. Rodinia paleocoğrafik yeniden yapılandırma şeması (Cawood ve diğ., 2013 ve Ge ve diğ., 2014b 'den revize edilerek alınmıştır); **T** :Tarim Bloğu, **SC** :Güney Çin Bloğu, **NC** :Kuzey Çin Bloğu, **Mad**: Madagaskar, **Kal**: Kalahari, **Ant**: Antarktika, **RP**: Rio de la Plata

Wen ve diğ. (2018) Tarim kratonunun ve Orta Asya'daki komşu bölgelerin, yani Büyük Tarim Bloğu'nun (GTB), Avustralya ile Laurentia arasındaki Neoproterozoyik Rodinia süper kıtasının kalbinde bir "kayıp halka" pozisyonunu işgal ettiğini belirtmişlerdir.

Genel olarak Rodinia'nın 1300-900 Ma Grenvilliyen Orojenezi sırasında birleştiği ve daha sonra 830-600 Ma 'daki yaygın kıtasal riftleşme olayları ile parçalandığı düşünülmektedir (Hoffman, 1991; Li ve diğ., 2008; Santosh ve diğ., 2009; Cawood ve diğ., 2016). Yaşı 1090-980 Ma olan Grenvilliyen Orojenezi genellikle metamorfik karakteristiğine göre anılır (Şekil 4.231). Laurentia ile Amazonia olabilecek başka bir

kraton arasındaki kıta-kıta çarpışmasının sonucuydu ve Laurentia'nın güneydoğu sınırında uzun ömürlü bir okyanusun nihai kapanışına işaret ediyordu.

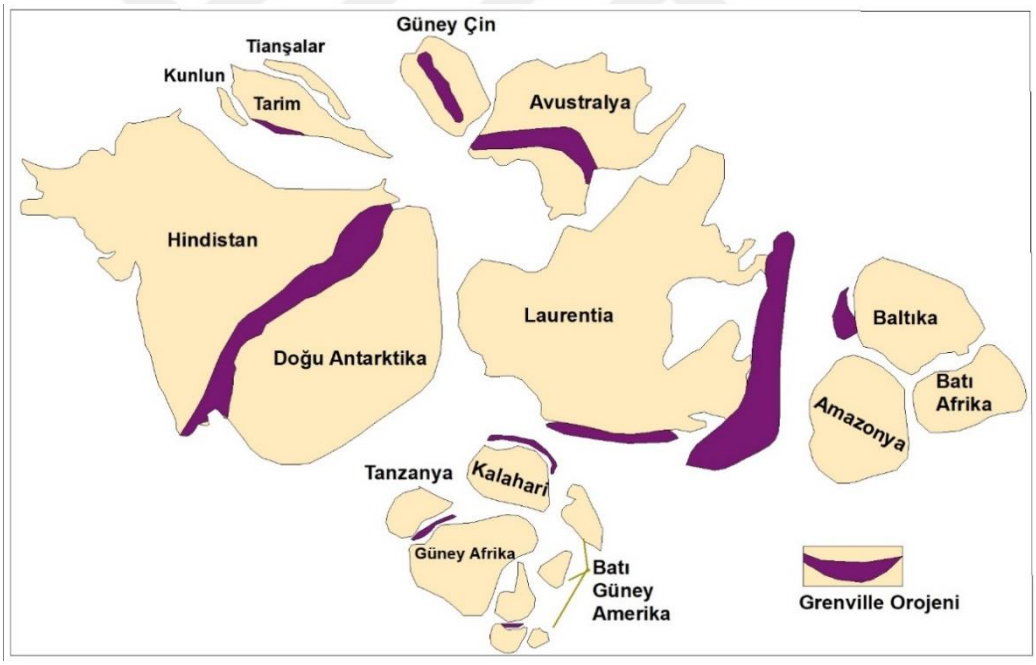


Şekil 4.231. **a)** Mezoproterozoyik'ten Erken Neoproterozoyik'e kadar Grenvilliyen orojenezi ile ilgili bazı önemli olaylar, **b)** Rodinia ve Grenvilliyen orojenezlerinin gelişimi (Rivers ve diğ., 2012)

Grenvilliyen orojenezi, süper kıta Rodinia'nın birleşmesi ile ilişkili, eski yaşlı bir Mezoproterozoik dağ oluşumu olayıdır. Orta-Geç Mezoproterozoik yaştaki (~ 1250-980 Ma) Grenvilliyen orojenik kabuğu dünya çapında bulunur (Şekil 4.232). Orojenik olaylar devam etmiştir, ancak genel olarak kabul edilen görüş, Laurentia'nın doğu ve güney kenarlarının kıtasal çarpışmanın başlangıcına kadar aktif yakınsak kenarlar olduğu yönündedir. Bu çarpışma olaylarının, Himalaya sıradağlarının günümüzdeki büyümesine yol açan çarpışmaya benzer olduğu düşünülmektedir. Günümüzde Grenvilliyen orojenezi, Himalayalar bölgesinde kuzeybatıya bakan kıvrım ve bindirme kuşakları ve yüksek basınçlı metamorfik rejimlerin yanı sıra anortozit-mangerit-şarnokit-granit (AMCG) süit magmatizması ile işaretlenmiştir. Metamorfizma genellikle amfibolit ve granulit fasiyesindedir.

Grenvilliyen orojenezinin ürünleri olarak yorumlanan Tarim Kratonu'ndaki 1000 ila 900 Ma arasındaki Erken Neoproterozoyik magmatik olaylar (Li ve diğ., 2008; Shu ve diğ., 2011; He ve diğ., 2019), Rodinia topluluğuyla ilişkili olan küresel Grenvilliyen Orojenezi'nden (1300-1000 Ma) daha gençtir (Johnson ve diğ., 2018).

Tarim Kratonu'nda, Qaidam-Qilian Bloğu'ndaki granitik gnays ve metapelitlerden sırasıyla 1002-907 Ma ve 950-910 Ma magmatik ve metamorfik yaşlar rapor edilmiştir (Song ve diğ., 2012). Bu yaşlar, Yangtze Bloğu'ndan kuzeybatıya, Tarim Kratonu'ndaki Qaidam-Qilian Bloğu'na kadar uzanan Grenvilliyen orojenezinin doğrudan kanıtıdır (Şekil 232). Aynı şekilde, Faryad ve diğ.'ne (2016) göre, Kabil Bloğu iki metamorfizma yaşı (1.77-1.85 Ga granulit fasiyesi ve 0.67-0.82 Ga amfibolit fasiyesi) geçirmiştir. Dolayısıyla, Kabil Bloğu Grenvilliyen orojenezi ile ilişkili olmalıdır.



Şekil 4.232. Grenvilliyen orojenik olayları ve aktif kenarlar (Li ve diğ., 2008)

Jeolojik tarih boyunca üç büyüleyici süper kıtanın var olduğu genel olarak kabul edilir. Bunlar; Geç Paleozoyik'ten Erken Mesozoyik'e kadar *Pangea süper kıtası*, Geç Mezoproterozoik'ten Erken Neoproterozoyik'e kadar *Rodinia süper kıtası* ve Paleoproterozoyik'te *Columbia süper kıtası* olarak adlandırılır (Weil ve diğ., 1998; Hoffman, 1997; Rogers ve Santosh, 2002, 2003; Meert ve Torsvik, 2003; Meert ve Santosh, 2017). Bu öncelikle, Columbia, Rodinia ve Pangea süper kıtalarından ayrılan

kratonal blokları içeren Paleo-Asya ve Tetis okyanus sistemlerinin kapatılmasıyla gerçekleşmiştir (Badarch ve diğ., 2002; Biske ve Seltmann, 2010; Heubeck, 2001; Kusky ve diğ., 2007; Rogers ve Santosh, 2002; Zhao ve diğ., 2018).

Chen ve diğ.'ne (2013) göre Tarim Kratonu, Güney Çin Kratonu ile benzer bir tektonik geçmişi paylaşıyordu. Dolayısıyla, bu iki kratonun Paleoproterozoik dönemde bir araya gelerek Columbia süper kıtasının küresel birleşimine denk gelmiş olması muhtemeldir. Granulit fasiyesi metamorfizmasının yaşı, hem Güney Çin'de hem de Tarim Kratonları'nda SHRIMP ve Lazer ablasyon ICPMS tekniği ile yaklaşık 1.9 Ga olarak belirlenmiştir (Hu ve diğ., 2000; Zhang ve diğ., 2007; Lu ve diğ., 2008; Chen ve diğ., 2013; Ge ve diğ., 2015). Kabil Bloğu (*2.2 ile 2.8 Ga protolit yaşı ve 1.77-1.85 Ga granulit fasiyesi metamorfizma yaşı*) Tarim Bloğu *(~2,8–2,4 Ga protolit yaşı ve ve ~1.9-1.8 Ga granulit fasiyesi metamorfizma yaşı*) ve Güney Çin Bloğu (*2.6-2.7 Ga protolit yaşı (Chen ve diğ., 2013) ve 1.9 Ga granulit fasiyesi metamorfizma yaşı*) ile yaş ve litoloji (Arkeen TTG gnayslar) açısından benzerlikler gösterir. Ayrıca, Gondwana'nın kuzeydoğu kesimindeki Afgan Merkez Blokları ve Tarim Bloğu'nun birbirine yakın konumda yer aldığı bilinmektedir. Aynı şekilde Faryad ve diğ.'ne (2016) göre, Kabil Bloğu iki metamorfizma yaşı (1.77-1.85 Ga granulit fasiyesi ve 0.67-0.82 Ga amfibolit fasiyesi) göstermektedir. Dolayısıyla, Kabil Bloğu Paleoproterozoyik'de Columbia ve Neoproterozoyik'de Rodinia süper kıtalarının orojenezleri ile yakın bir şekilde ilişkilidir.

4.5.3. Gondwana ve Afgan blokları

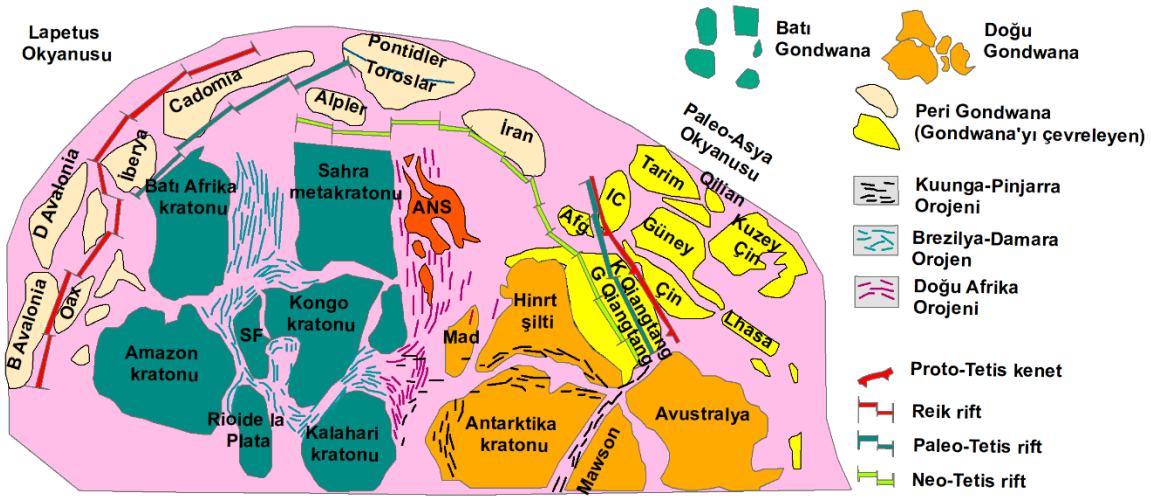
Kuzey Gondwana'dan ayrılmış kıtasal bloklar modern Avrasya'nın çoğunu oluşturur ve ofiyolit kuşakları, magmatik yay kayaçları ve çarpışma orojenleri ile sınırlandırılır (Stöcklin, 1974; Moghadam ve Stern, 2014; Torsvik ve Cocks, 2016; Wu ve diğ., 2020; Robertson ve diğ., 2021). Kıta bloklarından oluşan bu kolajın Ediakaran'dan Geç Senozoyik'e kadar olan topluluğunun, kıta bloklarının Gondwana'nın kuzey kenarından ayrılması ve kuzeye doğru göçü yoluyla Tetis okyanus havzalarının aralıklı oluşumunu ve tüketimini içerdiği şeklinde yorumlanmaktadır (Stampfli ve diğ., 1991; Stampfli ve Borel, 2002).

Güney Çin ve Tarim blokları diğer Asya parçalarıyla birlikte Proto-Tetis Okyanusu'nun kuzey pasif kenarında bulunmaktaydı (Kusky ve diğ., 2003) ve Mozambik veya Pan Afrika Orojeni'nden etkilenmemişlerdi. Ancak, Stampfli ve Borel (2002), Tarim

Bloğu'nun Gondwana'nın bir parçası olduğunu ve Devoniyen'de Asya Okyanusu'nun kapanması sırasında Asya'nın güney kenarına bağlı olduğunu düşünmektedirler.

Paleotetis'in (veya bu okyanusun bir kolunun), Orta Paleozoyik'ten Alt Permiyen'e kadar Gondwana'yı Avrasya bloklarının gövdesinden ayırdığı varsayılmaktadır (Stöcklin, 1974; Boulin, 1990; Stampfli ve diğ., 2013). Bu yorumda, İran ve Afgan blokları, Gondwana'nın Arap plakası ile dokanağındaki kuzeydoğu kenarının bir parçası olarak yorumlanmaktadır (Kroener ve Stern, 2005). Boulin'e (1990) göre, Paleotetis'in bu bölümü o dönemde Türkistan Okyanusu ile birlikte bulunmaktaydı; bu okyanusun bugünkü kenet kısmı, Turan-Türkistan-Tarim bloklarını en kuzeydeki Avrasya bloklarından ayırmaktadır ve muhtemelen uzantısı Ural Keneti'nde bulunmaktadır.

Cawood ve diğ. 'ne (2021) göre, Kabil Bloğu da dahil olmak üzere Afgan Merkez Blokları, Tarim ve Güney Çin Blokları ile birlikte çevrelenmiş (peri) Gondwana'nın bir parçasıydı (Şekil 4.233). Hindukuş-Himalaya kuşağı boyunca meydana gelen Kabil Bloğu ve ilişkili Afgan Merkez Blokları, bu tür daha küçük kıta parçalarının bir örneğidir. Genellikle Gondwana'nın ön kenarı olarak yorumlanan Kabil Bloğu; Lut Bloğu, Alborz, Sanandaj-Sirjan ile birlikte, Neotetis'in açılışı sırasında Gondwana'dan ayrılmıştır. Bloklar daha sonra, Geç Kretase-Erken Paleojen sırasında Avrasya ile çarpışmıştır (Tapponnier ve diğ., 1981; Treloar ve Izatt, 1993; Stampfli ve diğ., 2002; Şekil 4.233).



Şekil 4.233. Gondwana'nın paleocoğrafik haritası (Cawood ve diğ., 2021 'den revise edilerek alınmıştır) çekirdek kıta bloklarını, Gondwanan çevresindeki blokları, ana iç orojenleri ve kıtasal parçalanma ve okyanus havzası oluşumunun çıkarım konumlarını gösterir. **ANS**: Arap-Nubian şilti, **Afg**: Kabil Bloğu dahil Afgan Merkez Blokları

4.5.4. Mesozoyik ve Senozoyik'te Kabil Bloğu'nun gelişimi

Kabil Bloğu, Geç Permiyen'den Kretase'ye kadar bir karbonat segmenti olan Khengil Serisi tarafından örtülen Arkeen-Proterozoyik bir metamorfik temele sahiptir. Permiyen kayaçları Orta Dağlar'dakilerle yakından ilişkilidir, ancak bunun tersine Mesozoyik sedimanlar yaş ilerledikçe giderek farklılaşır. Triyas allokton birimleri, diğer Mezozoik pelajik sedimanlar ve ultramafik kayaçlar, Kotagae Serisi ve Logar ofiyolitleri Kabil Bloğu üzerine bindirmiştir (Mennessier, 1977; Tapponnier ve diğ., 1981).

Kabil Bloğu'nda Kimmeriyen tektonik olayları bilinmemektedir ve Orta Dağlar'ı karakterize eden Alt Jura veya Kretase kırıntılı çökeller bulunmamaktadır. Buna ek olarak, Orta Dağlar'ın kenarlarında çok iyi gelişmiş olan yörünge ve rudist çökeltilerine dair hiçbir kanıt mevcut değildir. Kretase dönemindeki magmatik aktivite de mevcut değildir. Bu nedenle Kabil Bloğu'nun Jura döneminde Orta Dağlar'dan ayrıldığını ve o zamandan beri Beloutch Domu içinde bağımsız olarak geliştiğini düşünmek için nedenler vardır (Montenat, 2009).

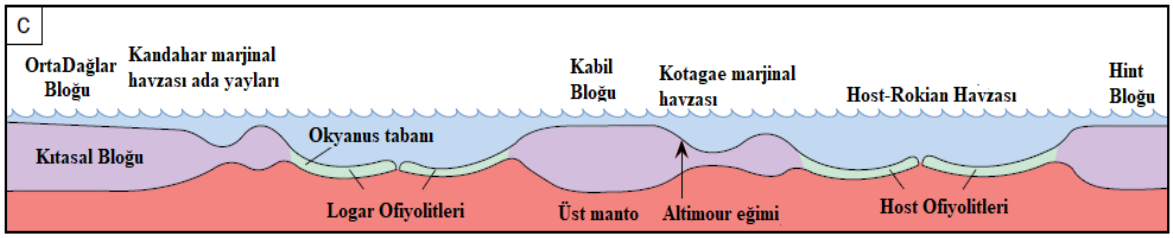
Montenat'a (2009) göre, Kabil Bloğu da dahil olmak üzere Merkezi Afganistan'da aşağıda belirtilen tektonik yapılar bulunur:

- Merkezi Dağlar Platformu,
- Kandahar marjinal havzası ve volkanik yay,
- Logar ofiyolitlerini oluşturan okyanus havzası, daha sonra Kabil Bloğu'na bindirmiştir,
- Kabil Bloğu karbonat platformu, muhtemelen güneydoğu kenarında Altimour kireçtaşı serisi,
- Kotagae Kenar Havzası serisi: bazaltik ve andezitik volkaniklerden oluşan bir takım. Bunlar okyanus takımı değildir, ancak, muhtemelen marjinal bir havzayla ilişkili bir ada yayı takımıyla benzerlik gösterir. Dahil edilen olistolitler Kabil Bloğu'ndan veya Orta Dağlar'dan türetilmiştir,
- Okyanus tabanı Khost ofiyolitlerinden oluşan ve bunların üzeri Khost-Rokian'ın volkano-sedimanter dizisi tarafından örtülen Khost-Rokian Havzası,
- Peri-Hint Platformu (Montenat, 2009).

Bu modelde Kabil Bloğu, paleocoğrafik devamı bilinmeyen bir mikro kraton olarak görünmektedir. Orta Dağlar ile Kabil Bloğu arasında Logar ofiyolitlerinin oluştuğu okyanus alanı muhtemelen dardı. Eosen'in ortalarından itibaren (belki de daha erken), fay

hareketleri Orta Dağlar ile doğu bölgeler arasında önemli sol yönlü yer değiştirmelere neden olmuştur (Montenat, 2009).

Kabil Bloğu muhtemelen Mesozoyik sırasında Paleo- ve Neo-Tetis arasına yerleştirilmiş Gondwana'nın bir parçasıydı (Şekil 4.234). Neotetis'in açılışı sırasında Kabil Bloğu; Lut Bloğu, Alborz, Sanandaj-Sirjan ve diğer bloklarla birlikte Gondwana'dan ayrıldı. Bloklar daha sonra Geç Kretase-Erken Paleojen sırasında Avrasya ile çarpışmıştır (Tapponnier ve diğ., 1981; Treloar ve Izatt, 1993; Stampfli ve diğ., 2002). Dolayısıyla Mesozoyik'te Paleotetis'in kapanması ve bu dönemde Neotetis'in açılmasıyla Kabil Bloğu bir mikrokraton gibi Gondwana'nın bir parçası olarak ortaya çıkmıştır.



Şekil 4.234. Mezozoik dönemde Kabil Bloğu'nun jeodinamik modeli (Montenat, 2009 'dan)

Geç Mesozoyik sırasında Hint levhası hâlâ mevcut konumunun biraz güneyinde yer alıyordu ve doğu yönünde hareket ediyordu. Erken Kretase dönemine gelindiğinde bu plaka mevcut Himalaya Sıradağları'nın altında bulunuyordu. Kuzeye doğru yolculuğu boyunca Hint plakası, Afgan Bloğu, Lut Bloğu ve bugün görülebilen Avrasya plakası dahil olmak üzere bir dizi kıta bloğunun üzerinden geçti. Bu blokların her biriyle çarpışma karakteristik bir gösterge bırakmış ve Kabil Bloğu Mesozoyik ve Triyas sırasında etkileri bugün hala bindirmeler, kıvrımlar ve tortul havzalar şeklinde görülebilen çeşitli tektonik olaylardan etkilenmiştir (Mennessier, 1976; Tapponnier ve diğ.,1981; Faryad ve diğ., 2016).

Bu çalışma ve önceki çalışmalar sonucunda Kabil Bloğunun jeolojik ortamı ve jeodinamik gelişimi şu şekilde açıklanabilir:

Kabil Bloğu, iki orojenik olaydan (1,85–1,77 Ga ve 0,82–0,67 Ga; Faryad ve diğ., 2016) etkilenen bir Arkeen kratonunun bir parçasını temsil etmektedir. Bulgularımız, Kabil Bloğu'ndaki ortognaysların, TTG'ye benzer gnayslar olduğunu (Şekil 4.222 ve 4.223) ve Kabil Bloğu'nun Prekambriyen tarihinin, Tarim veya Kuzey Çin kratonlarıyla karşılaştırılabilir birçok özelliğe işaret ettiğini göstermektedir, ve muhtemelen birkaç

dalma-batma (subduction) sırasında oluşmuştur. Kabil Bloğu, bu iki kratondan (Tarim ve Kuzey Çin kratonları) rapor edilen, Neoarkeen TTG benzeri magmatizmayı, Paleoproterozoyik granulit fasiyesini ve Neoproterozoyik amfibolit fasiyesi metamorfizmasını içerir.

Yukarıdaki bilgilere ek olarak, burada, çalışma alanının jeodinamiği farklı dönemlerdeki farklı aşamalara göre çoklu modüller halinde değerlendirilecektir.

Kabil Bloğu'nun diğer Afgan Merkez Blokları ile ilişkileri tartışmalıdır. Tapponnier ve diğ., (1981) ve Treloar ve Izatt'a (1993) göre, Kabil Bloğu, Paleosen'de Afgan Merkez Blokları'na eklenen Hint kıtasının müstakil bir kabuk parçasını temsil eder. Bu görüşün aksine, Andritzký (1967) ve Abdullah ve Chmyriov (1977) Kabil Bloğu'nu Afgan Merkez Blokları'nın bir parçası olarak tanımlarlar.

Stampfli ve Borel (2004), Afgan Merkez Blokları'nın İran Merkez Blokları'yla yakın bir ilişkiye sahip olduğunu ve bunların Triyas'ta Paleotetis'in kapanması sırasında Arap plakasının doğu kısmından veya Hindistan'ın kuzey kısmından ayrıldığını düşünmektedirler. Bu modelde, Tarim ve Kuzey Çin'deki kratonların Kambriyen'de Asya Okyanusu'nun açıldığı dönemde Gondwana'dan ayrılmış ve Geç Paleozoyik'te kratonlar Asya'nın güney kenarına çarpmıştır.

İran Merkez Blokları'nı Afgan Merkez Blokları ile ilişkilendirmek zordur, çünkü bu bloklar için Arkeen veya Paleoproterozoyik orojenezleri hakkında hiçbir bilgi mevcut değildir. Li ve diğ.'nin (2008) modeline göre Kambriyen (530 Ma) Tarim Kratonu Avustralya'nın yanındaydı ve Kuzey Çin Kratonu ayrı bir blok olarak oluşmuştu.

Orta Asya'nın Paleozoyik evriminin gelişine göre (Boulin, 1991; Şengör ve diğ., 1993; Xiao ve diğ., 2013; Xia ve diğ., 2014; Biske ve Seltmann, 2010 ve Faryad ve diğ., 2016), Kuzey Çin, Tarim ve Karakoram blokları Erken Paleozoyik döneminde doğu-batı yönünde uzanan iki okyanus ile (güneyde Tetis Okyanusu ve kuzeyde Tianshan Okyanusu) ayrılmıştır. Bu modelde Afgan-Tajik Bloğu, Tarim veya Karakoram bloklarının bir parçasıydı.

Treloar ve Izatt (1993) ve Tapponnier ve diğ. (1981), Farah, Helmand ve Kabil bloklarının Gondwana'nın kuzey kenarından ayrıldığını ve daha sonra Üst Triyas, Alt Kretase ve Paleosen'de iki veya üç dalma olayı sırasında güney Asya kenarıyla birleştiğini bildirmişlerdir.

Boulin'e (1991) göre, Hindu Kush Dağ Kuşağı, Afgan Tajik Bloğu'nu Afgan Merkez Blokları'ndan ayıran önemli bir bölgedir. Paleozoyik'de Hindu Kush Okyanusu'nun kapanması, Batı Hindu Kush 'ta Devoniyen mavişist fasiyesi kayaçlarının varlığıyla belgelenmiştir (Bouyx ve Collomb, 1985; Blaise ve diğ., 1993; Faryad ve diğ., 2013). Bu okyanusun Permiyen sırasında yeniden açıldığı ve Erken Triyas'ta kapandığı, Batı Hindu Kush ve Pamir'deki Triyas plütonik yayı tarafından belgelenmiştir (Debon ve diğ., 1987). Bu modelde Hindu Kush Devoniyen Okyanusu, Güney Tianshan Okyanusu'nun devamı olabilir (Xiao, ve diğ., 2013; Xia ve diğ., 2014ve Faryad ve diğ., 2016) ve Tarim, Karakoram ve Afgan Blokları Devoniyen'den Geç Karbonifer'e kadar bu okyanusun güneyinde meydana gelmiştir (Şekil 4.233).

Metamorfik petroloji, jeokronoloji ve jeokimyaya ilişkin sunulan sonuçları birleştirerek aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır:

1) Kabil Bloğu'nun jeolojik özellikleri, kratonik yapıların tipik özelliklerini yansıtır. Bu özellikler arasında kalın kabuk, çok yaşlı kayaçlar, genellikle granitik ve metamorfik kayaçlar, ve jeolojik aktivitenin nispeten az olduğu bir stabilite bulunur. Bunlar, Kabil Bloğu'nun Arkeen kratonlarının bir parçası olarak tanımlanmasına dayanak oluşturur.

2) Kabil Bloğu'nun metamorfizması, bu bloğun Paleoprotrozoik'ten Neoproterozoyik'e kadar olan orojenik olaylarla ilişkili olduğunu göstermektedir.

3) Kabil bloğu Tarim Bloğu ve Güney Çin Bloğu'na yakınlık göstermektedir. Metamorfik olayların benzerliği ve litolojik özelliklerin karşılaştırılması, bu bölgeler arasında jeolojik benzerliklerin olduğunu ve muhtemelen aynı büyük jeolojik süreçlerin etkisi altında olduklarını gösterir.

4) Kabil Bloğu Rodinia ve Süper Columbia'nın orojenik aşamalarını geçirdikten sonra, Kabil Bloğu, Afgan Merkez Blokları ve Gondwana'nın kuzeydoğu kesimindeki Tarım ve Güney Çin blokları gelişmeye devam etmiştir.

5) Kabil Bloğu, Rodinia ve Süper Columbia'nın orojenik aşamalarını geçirdikten sonra, Kabil Bloğu Afgan Merkez Blokları (Helmand ve Farah Blokları), Tarim Bloğu ve Güney Çin Bloğu ile birlikte Gondwana'nın kuzeydoğu kesimine yerleşmişlerdir.

6) Mesozoyik'de Paleotetis'in kapanması ve Neotetis'in açılmasıyla birlikte Kabil kratonu eklenen (enjekte edilmiş) bir parça olarak gelişmeye devam etmiş, Senozoyik'de

Logar ofiyolitleri oluşmuş ve Kabil Bloğu, Hint plakasının Avrasya ile çarpışmasından sonra, günümüze kadar karmaşık deformasyon-tektonik gelişimini sürdürmüştür.

Kabil Bloğun jeolojik evrimi ve jeodinamik ortamının daha ayrıntılı açıklanması, daha fazla veri, saha ve laboratuvar çalışması gerektirir.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

5.1. Sonuçlar

1) Çalışma alanı, Afganistan'ın kuzeydoğusunda Kabil Bloğu'nda yer almaktadır. Bu bölge, coğrafi konumu itibariyle Himalaya dağ silsilesinin kuzeybatı ve Hindu Kush Sıradağları'nın güneybatı kesimlerinde yer alır.

2) Afganistan, Orta Asya'da Geç Paleojen'de Hint ve Arap plakaları ile Avrasya plakası arasındaki çarpışmaya bağlı olarak gelişen, tektonik olarak aktif Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alır.

3) Kabil Bloğu, Hindistan ve Avrasya kıtaları arasındaki kesişme noktasında oluşan tektonik bir parçadır. Kabil Bloğu, büyük doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış yaklaşık 200 km uzunluğunda ve 50 km'ye kadar genişlikte olan tektonik bir bloktur.

4) Doğu-batı yönlü bir kubbe yapısını temsil ettiği düşünülen Kabil Bloğu'nun çekirdeğinde Arkeen – Proterozoyik yaşlı temel kayaçlar açığa çıkmaktadır. Kabil Bloğu'na ait temel kayaçlar tektonostratigrafik olarak alttan üste doğru; Welayeti formasyonu, Anjerak formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı, Khair Khana Dağları ortognaysı, Sherderwaza formasyonu ve Alghoi metagranitoyidi'nden oluşur. Bu temel kayaçlar, Miyosen-Pliyosen yaşlı, genelde tutturulmuş, yer yer tutturulmamış konglomera, kumtaşı, silttaşı, çakıl, kum ve kilden yapılı Lataband formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür. Çalışma alanında, Sherderwaza formasyonu Welayeti formasyonu üzerinde tektonik bir dokanakla izlenmiştir. Sınır ilişkisi olmamakla birlikte, Anjerak formasyonu, Kasaba Dağları ortognaysı ve Khair Khana Dağları ortognaysının da Welayeti formasyonu üzerinde tektonik bir dokanakla yeraldığı düşünülmektedir. Kasaba Dağları ortognaysı ve Khair Khana Dağları ortognaysı Anjerak formasyonunu keserek bölgeye yerleşmiştir. Sherderwaza formasyonu ise bu ortognaysların üzerinde belli-belirsiz bir uyumsuzlukla yeralır.

5) Welayeti formasyonu Paleoproterozoyik-Neoproterozoyik (?) protolit yaşlı olup, alttan üste doğru; "granat-amfibolit ve amfibol şist", "mikaşist ve granat mikaşistler", "kuvarsit" ve "stavrolit- disten- granat mikaşist"lerden yapılıdır. Eo-Mezoarkeen (?) protolit yaşlı Anjerak formasyonu olivinli mermer, tremolit mermer ve kalkşistden oluşur. Yer yer kalksilikatik ara seviyeler içerir. Kasaba Dağları ortognaysı Neoarkeen protolit yaşlı olup, amfibolit ara tabakalı, yer yer anateksinin izlendiği mesokratik ortognayslardan

yapılıdır. Khair Khana Dağları ortognaysı Paleoproterozoyik protolit yaşlıdır. Birim, yaygın olarak lökokratik ortognayslardan oluşur. İçerisinde mercek görünümlü felsik ve mafik granulit blokları ve amfibolit-amfibolşist düzeyleri izlenir. Ayrıca, yer yer anateksi oluşumları da gözlenmektedir. Paleoproterozoyik-Neoproterozoyik (?) protolit yaşlı Sherderwaza formasyonu alttan üste doğru; "migmatit", "paragnays (biyotit gnays, epidot-biyotit gnays ve mika gnays)", "kuvarsit", "mermer", "amfibolit ve amfibol şist" ve "mikaşist ve biyotit şist"lerden yapılıdır. Alghoi metagranitoyidi Neoproterozoyik (?) yaşlı olup metagranitlerden oluşur.

6) Mikroprob analiz sonuçlarına göre; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitlerdeki plajioklaslar *andezin* ve *labrador* bileşimindedir. Bu kayaçlardaki amfiboller *pargasit* bileşiminde olup "*yüksek basınçlı metamorfik Ca-amfibol*" grubundadır. Granat amfibolitlerdeki granatlar ($Prb_{7.26\text{-}10.53}Alm_{63.59\text{-}65.37}Grs_{13.65\text{-}15.10}Sps_{10.70\text{-}14.02}Uvr_{0.00\text{-}0.08}$) *almandin* bileşimindedir. Bu granatlar "*amfibolit kayacı*" ve "*amfibolit fasiyesi*"ne aitdir.

Welayeti formasyonuna ait stavrolit-disten-granat mikaşistlerdeki biyotitler *Mg-biyotit* bileşiminde olup "*kalk-alkali orojenik süit*" *grubundadır*. Bu kayaçlardaki granatlar ($Prb_{10.77\text{-}19.62}Alm_{77.23\text{-}79.15}Grs_{2.99\text{-}8.26}Sps_{0.12\text{-}3.09}Uvr_{0.04\text{-}0.10}$) *almandin* bileşimindedir. Bu granatlar "*ortaç-felsik/metasedimanter kökenli*" olup "*amfibolit fasiyesi*"ne aitdirler.

7) Mikroprob analiz sonuçlarına göre; Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslardaki granatlar ($Prb_{30.60\text{-}35.53}Alm_{60.99\text{-}65.14}Grs_{1.44\text{-}2.58}Sps_{1.04\text{-}1.42}Uvr_{0.10\text{-}0.28}$) *almandin* bileşimindedir. Bu granatlar "*metamorfik kayaçlar sınıfına, granulit fasiyesine* ve *felsik-ortaç kökenli kayaçlara*" aittirler. Mesokratik ortognayslardaki plajioklaslar *bitovnit* bileşimindedir. Biyotitler *Mg-biyotit* bileşiminde olup "*kalk-alkali orojenik süit*" grubundadır.

8) Mikroprob analiz sonuçlarına göre; Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslardaki biyotitler *Fe-biyotit* bileşiminde olup, "*kalk-alkali orojenik süit*" grubundadır.

Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitlerdeki plajioklaslar *bitovnit* bileşimindedir. Felsik granulitlerdeki proksenler *Ca-Mg-Fe proksenlere (Quad)* aittir ve bileşimleri $Wo_{25.74\text{-}41.82}$ $En_{40.92\text{-}58.64}$,$Fs_{11.83\text{-}14.86}$ arasında değişmektedir. Proksenler *ojit* ve *diyopsit* bileşimlerinde olup, "*granulit"* kayacına aittir.

Khair Khana Dağları ortognaysına ait mafik granulitlerdeki plajioklaslar *andezin* bileşimindedir. Mafik granulitlerdeki amfiboller *magnesio-ferri-hornblend, ferro-ferri-sadanagait, magnesio-hornblend, ferro-ferri-çermakit ve aktinolit* bileşimleri sunar. Bu amfiboller; "*metamorfik Ca-amfibol"* grubundandır.

9) Mikroprob analiz sonuçlarına göre; Sherderwaza formasyonuna ait migmatitlerdeki biyotitler *Fe-biyotit* bileşiminde olup, "*kalk-alkali orojenik suit"* alanına yakın "p*eralüminumlu süit"* grubundandır. Migmatitlerdeki plajioklaslar *labrador-bitovnit* bileşimindedir.

Sherderwaza formasyonuna ait epidot-biyotit gnayslardaki biyotitler *Mg-biyotit* bileşiminde olup "*kalk-alkali orojenik süit*" *grubundadır.*

10) Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler "s*edimanter kökenli (para köken)*" dir.

11) Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler *şeyl* den. Sherderwaza formasyonuna ait migmatitler *killi kumtaşı* ndan, mikaşistler *kumlu kiltaşı* ndan, biyotit gnayslar *kumtaşın* dan *(arkoz-grovak)* itibaren metamorfizmayla açığa çıkmıştır.

12) Kuvars zenginliği açısından, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait mikaşistler ve migmatitler *kuvarsca zengin* olup, biyotit gnayslar *orta miktarda kuvars* içermektedir.

13) Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler *ortaç magmatik provens*, Sherderwaza formasyonuna ait migmatit, mikaşist ve biyotit gnayslar ise *felsik magmatik provens* özellik gösterir.

14) Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar "*asidik magmatik kökenli grovaklar*" karekterindedir. Dolayısıyla, bu metasedimanter kayaçlardaki yüksek SiO_2 miktarlarının kaynağı magmatik olmalıdır. Ayrıca Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler *felsik bileşim*, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ise *ortaç bileşim* gösterir ve bu metasedimanter kayaçlar "*asidik ve ortaç bileşimli*" magmatik kayaçlardan malzeme almıştır.

15) Welayeti ve Sherderwaza formasyonlarına ait metasedimanter kayaçlar "*volkanik yay granitleri*"nden malzeme almıştır.

16) Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler "*daha yüksek Himalayalar*" sedimanlarına aittir. Ayrıca, inceleme alanındaki metasedimanter kayaçlar *Arkeen sonrası sedimanter kayaçlara* aittir.

17) İnceleme alanında, Welayeti formasyonuna ait granat mikaşistler ve Sherderwaza formasyonuna ait biyotit gnays, mikaşist ve migmatitler *aktif kıta kenarı* nda oluşmuştur.

18) Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki lökokratik ortognayslar ve amfibolitler, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler *magmatik kayaç kökenli (ortoköken)* dir.

19) Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler *bazik magmatik kökene,* Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar *nötr magmatik kökene,* Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler ise *asidik magmatik kökene* işaret eder.

20) Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler "gabro" kökenli, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*diyoritik gabro*" kökenli, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar "*granodiyorit*" kökenli, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar "*granit-granodiyorit/trondjemit*" kökenli ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler ise "*granit*" kökenlidir.

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde izlenen, gri-açık gri taze yüzey renkli felsik granulitlerin kuvars ve feldispatca zengin olması, bunların, muhtemelen, "*kuvarsofeldispatik kayaçların (granit-granodiyorit)"* yüksek sıcaklıklı metamorfizması sonucu oluştuğuna işaret eder.

Khair Khana Dağları ortognaysı içerisinde izlenen yeşilimsi-kahvemsi renkli mafik granulitler, hakim mineralojik bileşim olarak hornblend, proksen ve plajioklas içermektedir. Bu özellikleri ile mafik granulitler muhtemelen, "*gabroik/bazaltik bileşimli bazik magmatitlerden"* itibaren yüksek sıcaklık metamorfizması ile oluşmuş olmalıdır.

21) Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysı, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "I-tipi granit" bileşimindedir.

22) Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysalar "*mesokratik topluluk*", Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognaysalar ise "*lökokratik topluluk*" sınıfındandır.

23) Kabil Bloğu'na ait metamagmatik kayaçlar magma serilerine göre sınıflandırıldığında; bu metamagmatitlerin tamamının "*subalkalin magma serisi"ne* ait olduğu görülür. Bu subalkalin kayaçlardan; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*toleyitik seri*" magma, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysalar "*yüksek-K kalk-alkalin serisi*" magma, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognaysalar ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "*kalk-alkalin seri*" ve "*şoşonit serisi*" magma karekterinde olduğu görülür.

Felsik granulitleri oluşturan kuvarsofeldispatik kayaçlar *"subalkalin"* bir magmanın "*kalk-alkalin serisi"*nden türemiştir. Mafik granulitleri oluşturan bazaltik kayaçların da, *"subalkalin"* bir magmanın "*kalk-alkalin serisi"*nden türediği görülmektedir.

24) Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognaysalar ve amfibolitler, Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognaysalar "*metaalüminalı*" karekterdedir. Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "*metaaluminalı-peralkalin*" geçişli karektere sahiptir. Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki felsik granulitler çoğunlukla "*metaaluminalı"*, yer yer de "*peralkalin"* karekterdedir.

25) Kasaba Dağlarına ait mesokratik ortognaysalar, Khair Khana Dağlarına ait lökokratik ortognaysalar ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "*plakaların eşzamanlı çarpışması*" nı gösteren *orojenik zona* aittir. Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitler yine *"orojenik"* alanda görülmektedir.

26) Kasaba Dağlarına ait mesokratik ortognaysalar, Khair Khana Dağlarına ait lökokratik ortognaysalar ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler "*volkanik yay granitleri"*ne aittir.

27) Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki; felsik granulitler "*kabuk kaynağı*" gösterirken, mafik granulitler "*manto kaynağı*" ve "*kabuk-manto karışım kaynağı*" alanlarında görülür. Dolayısıyla, felsik granulitleri oluşturan kuvarsofeldispatik kayaçlar kabuk kökenli, mafik granulitleri oluşturan bazik magmatitler manto kökenlidir.

28) Khair Khana Dağları ortognaysına ait felsik granulitler “volkanik yay” kökenlidir. Bu da, bu kayaçların kabuk kökenini doğrular. Mafik granulitleri oluşturan bazaltik kayaçlar ise “*dalma-batma zonu*”na aitdir. Bu durum, bu kayaçların manto kökenli okyanusal kabuğa ait kayaçlar olduğuna işaret etmektedir.

29) Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler, Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysları ve felsik granulitleri ile Kasaba Dağları mesokratik ortognaysı kalk-alkalin magma ve I-tipi granitlere aittir. Lökokratik ve mesokratik ortognayslar metaaluminalı iken, metagranitler ve felsik granulitler metaaluminalı-peralkalin geçiş karekterine sahiptir. Dolayısıyla, bu özelliklere göre, bu metaplütonitlerin “CAG-Kıtasal Yay Granitoyidleri" tektonik zonuna ait olduğu açıkça görülmektedir.

30) Alghoi metagranitoyidine ait metagranitler, Kasaba Dağları mesokratik ortognaysları ve Khair Khana Dağları lökokratik ortognaysları "*CAG (Kıtasal Yay Granitoyidleri)*" tektonik zonuna aitdir.

31) Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar ve Alghio metagranitoyidine ait metagranitler, “*Daha Yüksek Himalayalar*” alanına işaret eder. Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognayslar ise, “*Daha Yüksek Himalayalar*” alanına yakın bir bölgede yeralır.

32) Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays, Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognays ve Alghoi metagranitoyidine ait metagranitlerde U, Pb ve Zr ‘da kuvvetli zenginleşme, Ba, La, Hf ‘da zayıf zenginleşme, Th, Nb, P, Ce ve Ti ‘da tükenme izlenmektedir. Mesokratik ortognays ve lökokratik ortognayslar alt kıtasal kabuk bileşimine, metagranitler ise üst kabuk bileşimine yakındır. Özellikle, bir mesokratik ortognays ve iki lökokratik ortognays örneklerinde Ba zenginleşmesi görülmektedir. Ba zenginleşmesi alt kabuğun özelliğiyken, üst kabukda Ba tükenmesi izlenir. Ayrıca, alt kabukda Ba ‘a göre Th tükenmesi görülürken, üst kabukda Ba ve Th zenginleşmesi görülür. Çalışma alanında, özellikle mesokratik ortognaysda ve lökokrat ortognayslarda kuvvetli Ba zenginleşmesi görülürken, ortognayslarda kuvvetli Th tükenmesi ve metagranitlerde oldukça zayıf Th tükenmesi izlenir. Bu özelliklere göre, lökokratik ve mesokratik ortognayslar alt kabuk bileşimine yakınken, metagranitler üst kabuk özellikleri gösterir. Ayrıca, mesokratik ortognaysın Nb, La, Ce ve Pb değerleri alt kabuk bileşimine uygundur. Aynı şekilde, lökokratik ortognayslarda bu HFSE ‘lerin ortalama değeri de, alt kabuktaki

bu elementlerin değerine oldukça yakındır. Özellikle, metagranitler, Nb, La, Ce ve Pb değerleri açısından, ortognayslardan daha zengindir ve bu metagranitlerdeki bu HFSE ‘ler üst kabuk bileşimine yakındır.

33) Kasaba Dağları ortognaysına ait mesokratik ortognays Geç Arkeen-TTG gnaysları ile hem bileşim ve hem de jeokimyasal özellikleri açısından benzerlikler gösterir. Bu ortognayslar, %61.48 SiO_2 içerikleri ve %5 ‘den az Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2 içerikleri (%4.2 Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2) ile Geç Arkeen TTG gnayslarına benzer. Ayrıca, mesokratik ortognays belirgin olarak La, Rb, K, Zr ve Y pozitif anomalileri (zenginleşme) ve Nb, Sr ve Ti negatif anomalileri (tükenme) göstermektedir. Mesokratik ortognayslar bu özelliği ile, belirgin bir şekilde Geç Arkeen TTG gnaysları ile benzerlik gösterir.

Mesokratik ortognaysların orojenik koşullara ait olması, volkanik yay granitleri alanında görülmesi ve alt kıtasal kabuk özelliği göstermesi, bu ortognaysların “*kalınlaşmış yay kabuğunun tabanında amfibolit/eklojitin kısmi erimesiyle*” oluşan Geç Arkeen TTG gnayslarına ait olduğunu gösterir. Mesokratik ortognayslar 3.5 Ga 'dan sonra oluşmuş Neoarkeen TTG’lere aittir.

34) Khair Khana Dağları ortognaysına ait lökokratik ortognayslar, 2.3 Ga (Paleoproterozoyik) yaşlı TTG gnayslarına benzer özellikler gösterir. Bu ortognayslar, SiO_2 (%69.01-72.57) içerikleri ve %5 ‘den az Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2 içerikleri (%0.99-2.00 Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2) ile Paleoproterozoyik TTG gnayslarına benzer. Ayrıca, primitif manto-normalize iz element spider diyagramında, lökokratik ortognayslarının ortalama değerine baktığımızda, belirgin olarak U, La ve Sr ‘da belirgin bir zenginleşme, Hf ‘da seçici bir zenginleşme izlenirken, Th, Nb, C eve Ti ‘da belirgin bir tükenme izlenir. Dolayısıyla, lökokratik ortognayslar Paleoproterozoyik (2.3 Ga) TTG gnayslarına benzerlik gösterir. Lökokratik ortognayslar, 3.5 Ga yaşlı Neoarkeen TTG gnayslardan sonra oluşmuş, Paleoproterozoyik (2.3 Ga) TTG gnayslara aittir.

Bu lökokratik ortognaysların orojenik koşullara ait olması, volkanik yay granitleri alanında görülmesi ve alt kıtasal kabuk özelliği göstermesi, lökokratik ortognayslarının “*kalınlaşmış yay kabuğunun tabanında amfibolit/eklojitin kısmi ergimesiyle*” oluşan Paleoproterozoyik (2.3 Ga) TTG gnayslarına ait olduğuna işaret eder.

35) Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler *okyanusal kabuk kökenlidir* ve bu amfibolitler

okyanusal bazalt karekterindedir. Bu granat amfibolitler ve amfibolitler "*okyanus ortası sırtı bazalt (MORB)*" karekteri sunar.

Zr/4-Nb*2-Y ve Nb/Y-Th/Y iz element diyagramlarına göre; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler "*E-MORB (zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı*" özelliğine yakınken, Khair Khana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler "*N-MORB (normal okyanus ortası sırtı bazaltı)*" karekterine yakındır.

36) Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Kana Dağları ortognaysı içerisindeki amfibolitler için, MORB'a normalize edilmiş örümcek diyagramında büyük iyonlu litofil elementlerden (LILE) Rb ve Ba 'da kuvvetli bir zenginleşme, PM'ye normalize edilmiş örümcek diyagramında ise büyük iyonlu litofil elementlerce (LILE) zayıf bir zenginleşme gözlenir. Dolayısıyla, N-MORB'a göre LILE/HFSE oranı yüksektir ve bu dalan okyanusal levhaya işaret eder. Ayrıca, MORB 'a normalize edilmiş örümcek diyagramında K, Rb, Ba, Th, C eve P 'da genel, Sr, Zr, Y (amfibolitlerde) ve Ti da ise nispeten zenginleşmeler izlenir. Bu diyagramda, Welayeti formasyonuna ait bir garanat amfibolit örneğinde P, Zr, Ti ve Y 'de tükenme görülmektedir. Bu zenginleşmeler muhtemelen dalan okyanusal kabuktan gelen sıvıların ortama gelmesiyle ilişkilidir.

İlksel mantoya (PM) (Sun ve McDonough, 1989) ve okyanus ortası sırtı bazaltlarına (MORB) (Pearce, 1982) normalize edilmiş örümcek diyagramlarına göre, amfibolitlerde ve bir granat amfibolit örneğinde oldukça belirgin negatif Nb anomalisi görülmesi, dalma-batma ile ilişkili kaynak materyaline işaret eder. Özellikle, HFSE'nin düşük konsantrasyonu, örneğin negatif Nb, dalma-batma bölgelerinden gelen kayaçların tipik bir örneğidir ve bunlar, sıvılar ve dalan bir levhadan gelen eriyikler tarafından üst üste basılan bir manto kaynağı ile açıklanmaktadır.

Örümcek diyagramlarda LILE ve HFSE 'ce zenginleşmeler izlenir. LILE ve HFSE 'lerin bu zenginleşmeleri, ana magmanın kıta altı litosferik/astenosferik bir kaynaktan türediğini gösterir.

PM ve MORB 'a normalize edilmiş iz element diyagramlarında; Welayeti formasyonuna ait granat amfibolitler ve Khair Khana ortognaysı içerisindeki amfibolitler MORB özelliği gösterir. Özellikle, PM 'ya normalize edilmiş iz element diyagramında granat amfibolitler ve amfibolitlerin jeokimyasal davranışları E-MORB'a daha yakındır.

37) Welayeti formasyonu başlangıçta, stavrolit-disten-granat mikaşistlerde izlenen 509±20 - 511±20 ^{o}C sıcaklık (pik sıcaklık 511±20 ^{o}C) - 6.9±0.8 kbar basınç şartlarında Neoproterozoyik (0.83-0.90 Ga) yaşlı "epidot-amfibolit fasiyesi"nde metamorfizmaya uğramıştır. Daha sonra, formasyon, ilerleyen reaksiyonlarla birlikte, granat amfibolitlerde izlenen 616.57±40 – 640.47±30 ^{o}C sıcaklık (pik sıcaklık 640.47±30 ^{o}C) ve 6.7±0.5 kbar basınç şartlarında, Kambriyen-Neoproterozoyik (0.5-0.6 Ga) yaşlı amfibolit fasiyesinin "disten-almandin-muskovit alt fasiyesi"nde metamorfizma geçirmiştir. Welayeti formasyonu, son evrede, 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında, yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizma etkileri gösterir.

38) Başlangıçta granulit fasiyesi (>820 ^{o}C sıcaklık ve >8.2 kbar basınç) ve onu takip eden amfibolit fasiyesinde (520-650 ^{o}C sıcaklık ve 5.8-7.0 kbar basınç) metamorfizma etkileri gösteren Anjerak formasyonu, daha sonra 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 3.2-4.2 kbar basınç şartları altında yeşilşist fasiyesinde gerileyen bir metamorfizmaya uğramıştır. Anjerak formasyonunda, başlangıçta izlenen granulit fasiyesi metamorfizması 1.5-1.6 Ga (Paleoproterozoyik) yaşlı olmalıdır.

39) Kasaba Dağları ortognaysı, başlangıçta 795.27±25 ^{o}C sıcaklık ve 7.6±1.8 kbar basınç şartlarında Paleoproterozoyik (1.8 Ga) yaşlı granulit fasiyesi metamorfizmasına uğramıştır. Bu ortognayslar, daha sonra, 790.09±25 ^{o}C sıcaklık ve 6.6±1.8 kbar basınç şartlarında, Paleoproterozoyik (1.77 Ga) yaşlı gerileyen tarzda granulit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Kasaba Dağları ortognaysı, başlangıçta gelişen granulit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 650-690 ^{o}C sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında Neoproterozoyik (0.82 Ga) yaşlı amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır. Kasaba Dağları ortognaysı, en son evrede, yine gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde izlenen bu son metamorfizma, 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiştir.

40) Khair Khana Dağları ortognaysı, maksimum P-T şartları felsik granulitlerde izlenen, başlangıçta 872±30 ^{o}C sıcaklık ve 8.23±1.7 kbar basınç şartlarında Paleoproterozoyik (1.8 Ga) yaşlı granulit fasiyesi metamorfizmasına uğramıştır. Bu birim daha sonra, yine maksimum P-T şartları felsik granulitlerde izlenen, 864±30 ^{o}C sıcaklık ve

7.52±1.7 kbar şartlarında, Paleoproterozoyik (1.77 Ga) yaşlı gerileyen tarzda granulit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Khair Khana Dağları ortognaysı başlangıçta gelişen granulit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 650-690 ^{o}C sıcaklık ve 5.5-7.5 kbar basınç şartlarında, amfibolit fasiyesinin "sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır. Khair Khana Dağları ortognaysı, en son evrede, yine gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde izlenen bu son metamorfizma, 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gerçekleşmiştir.

41) Sherderwaza formasyonu, başlangıçta, etkileri epidot-biyotit gnayslarda ve biyotit gnayslarda izlenen, 527.40±50 ^{o}C sıcaklık ve 7-8 kbar basınç şartlarında epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Sherderwaza formasyonu ortamda artan sıcaklıklarla birlikte daha sonra, etkileri migmatitlerde ve biyotit gnayslarda izlenen, maksimum 656±50 ^{o}C sıcaklık ve maksimum 6.2±1.5 kbar basınç şartlarında "amfibolit fasiyesinin sillimanit-almandin-ortoklas alt fasiyesi"nde Neoproterozoyik (0.67-0.77 Ga) yaşlı ilerleyen bir metamorfizmaya maruz kalmıştır. Sherderwaza formasyonu, bu amfibolit fasiyesi metamorfizmalarından sonra, 375-430 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında yeşilşist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit alt fasiyesi"nde gerileyen metamorfizmaya uğramıştır.

42) Alghoi metagranitoyidi başlangıçta 450-550 ^{o}C sıcaklık ve 4-7 kbar basınç şartlarında epidot-amfibolit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmış, birim daha sonra, 375-450 ^{o}C sıcaklık ve 2-3.5 kbar basınç şartlarında gerileyen tarzda yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına uğramıştır.

43) Kabil Bloğu'ndaki granulit fasiyesi metamorfizması, Paleoproterozoyik'de Columbia süper kıtasının orojenezi ile yakın bir şekilde ilişkilidir. Kabil Bloğu'ndaki Neoproterozoyik yaşlı amfibolit fasiyesi metamorfizması ise Rodinia super kıtasına ait Grenvilliyen orojenezi ile ilişkili olmalıdır. Kabil Bloğu'nun Lut Bloğu, Alborz, Sanandaj-Sirjan ve diğer bloklarla (İran'daki mikro bloklar) birlikte Geç Kretase-Erken Paleojen sırasında Avrasya ile çarpışması sonucu, Kabil Bloğu'nda gelişen sıkışmalar-naplaşmalarla eşzamanlı veya daha sonra ortaya çıkan yeşilşist fasiyesi metamorfizması, muhtemelen Geç Paleojen yaşlı olmalıdır.

44) Kabil Bloğu başlangıçta Paleoproterozoyik yaşlı granulit fasiyesi metamorfizması, daha sonra Neoproterozoyik'de amfibolit fasiyesi metamorfizması, en sonda ise Geç Paleojen'de yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmıştır. Kabil Bloğu'nda izlenen ve birbirini takip eden bu çok evreli metamorfizmalar, basınç-sıcaklık diyagramında saat ibresi yönünde hareket etmektedir.

45) Kabil Bloğu, daha büyük Hint Plakası içindeki tektonik bir birimdir ve jeodinamiği, Hint Plakası ile Avrasya Plakası arasındaki çarpışmadan etkilenir. Bu çarpışma, milyonlarca yıl boyunca Kabil Bloğu'nun yapısını şekillendiren bindirme fayları ve kıvrımlar da dahil olmak üzere karmaşık deformasyon modelleriyle sonuçlanmıştır.

46) Kabil Bloğu'nun jeolojik özellikleri, kratonik yapıların tipik özelliklerini yansıtır. Bu özellikler arasında kalın kabuk, çok yaşlı kayaçlar, genellikle granitik ve metamorfik kayaçlar, ve jeolojik aktivitenin nispeten az olduğu bir stabilite bulunur. Bunlar, Kabil Bloğu'nun Arkeen kratonlarının bir parçası olarak tanımlanmasına dayanak oluşturur.

47) Kabil Bloğu'na ait mesokratik ve lökokratik ortognayslar Tarim Bloğu ve Güney Çin Bloğu ile yakın litolojik ve yaş benzerlikleri sunar. Kabil Bloğu'ndaki ortognayslar (Kasaba Dağları ortognaysı ve Khar Khana Dağları ortognaysı) TTG gnayslarına aittir. Kasaba Dağları ortognaysları Arkeen TTG gnayslarının, Khair Khana Dağları ortognaysları ise Paleoproterozoyik TTG gnayslarının tipi olduğu söylenebilir

48) Kabil Bloğu, Rodinia ve Süper Columbia'nın orojenik aşamalarını geçirdikten sonra, Kabil Bloğu; Afgan Merkez Blokları (Helmand ve Farah Blokları), Tarim Bloğu ve Güney Çin Bloğu ile birlikte Gondwana'nın kuzeydoğu kesimine yerleşmiştir. Kabil Bloğu da dahil olmak üzere Afgan Merkez Blokları; Tarim ve Güney Çin Blokları ile birlikte çevrelenmiş (peri) Gondwana'nın bir parçasıydı. Hindu Kush-Himalaya Kuşağı boyunca meydana gelen Kabil Bloğu ve ilişkili Afgan Merkez Blokları, bu tür daha küçük kıta parçalarının bir örneğidir.

49) Kabil Bloğu muhtemelen Mesozoyik sırasında Paleo- ve Neo-Tetis arasına yerleştirilmiş Gondwana'nın bir parçasıydı. Neotetis'in açılışı sırasında Kabil Bloğu; Lut Bloğu, Alborz, Sanandaj-Sirjan ve diğerleriyle birlikte Gondwana'dan ayrılmıştır. Bloklar daha sonra Geç Kretase-Erken Paleojen sırasında Avrasya ile çarpışmıştır. Dolayısıyla

Mesozoyik'te Paleotetis'in kapanması ve bu dönemde Neotetis'in açılmasıyla Kabil Bloğu bir mikrokraton gibi Gondwana'nın bir parçası olarak ortaya çıkmıştır.

50) Kabil Bloğu, Hint plakasının Avrasya ile çarpışmasından sonra, günümüze kadar karmaşık deformasyon-tektonik gelişimini sürdürmüştür ve bu olay devam etmektedir.

5.2. Öneriler

1) Bu çalışma, Kabil Bloğu'nun petrolojisi, jeokimyası, metamorfizma özellikleri ve jeolojik evrimi hakkında önemli ve kapsamlı bir anlayış sağlamıştır. Gelecekteki araştırmalar için; bölgedeki jeokronolojik ve paleocoğrafik gelişimi daha detaylı bir şekilde incelenmesi ve mevcut jeokronolojik, yapısal ve stratigrafik modellerin geçerliliğinin test edilmesi önerilir.

2) Bu çalışma, bölgede, Kabil Bloğu'nun temel kayaçlarındaki stratigrafik ilişkilerin, metamorfizma ve jeokimyasal özelliklerinin ve tektonik evriminin anlaşılmasına katkı sağlamaktadır. Bundan sonraki çalışmalarda, Kabil Bloğu'nun stratigrafisine katkı sağlaması açısından, özellikle Sherderwaza ve Welayeti formasyonları ve Alghoi metagranitoyidinden protolit yaş verilerinin ortaya konması önerilmektedir.

KAYNAKLAR

Abdel Rahman, A.F.M., 1994, Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas, *Journal of petrology*, 35(2), 525-541.

Abdullah, S.H. and Chmyriov, V.M., 1977, Geologiya I poleznye iskopaemye Afganistana, Kniga 1, *Nedra, Geologiy*, Moscow,1- 535.

Albarède, F., 1998, The growth of continental crust, *Tectonophysics*, 296(1-2) 1-14.

Alkmim, F.F. and Marshak, S., 1998, Transamazonian orogeny in the Southern Sao Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrıfero, *Precambrian Research*, 90(1-2), 29-58.

Andritzký, G., 1967, Bau und Entstehungsgeschichte des Altkristallin-Keils von Kabil (Afghanistan) und seiner Randzonen, *Geol Jahrb*, 84, 617–636.

Aoki, K.I. and Shiba, I., 1973, Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan, *Lithos*, 6(1), 41-51.

Arez, G. J., 2007, Natrural Geography of Afghanistan, *Meiwand publisher*, Kabul, 3, 234 p.

Aubrecht, R., Meres, S., Sýkora, M. and Mikus, T., 2009, Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia), *Geologica Carpathica*, 60(6), 463-483.

Azhipa V.P. and Bayazitov R.A., 1969, Intermediate report on the results obtained by the Herat prospecting team in 1968-1969, (parts of sheets 400-I, 400-II, scale 1:500,000), *Kabul, Rec. Off. DGMS*.

Azimi M.E., 2020, "Determination of petrographic and physical-mechanical properties of Anjerak marbles in Shakar Dara district of Kabul province" (Master Thesis), *Kabul Polytechnic Univesity*, Kabul, 80 p.

Badarch, G., Cunningham, W.D. and Windley, B.F., 2002, A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(1), 87-110.

Badshah, M.S., Gnos, E., Jan, M.Q. and Afridi, M.I., 2000, Stratigraphic and tectonic evolution of the northwestern Indian plate and Kabil Block, *Geological Society, London, Special Publications* 170 (1), 467-476.

Baker, A. J. 1990, Introduction to metamorphic textures and microstructures, *Blackie*, New York.

Barbarin, B., 1990, Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting, *Geological Journal*, 25(3-4), 227-238.

Barbosa, J.S.F., 1990, The Granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil-An Expression of Archean/Early Proterozoic Plate Convergence, In *Granulites and crustal evolution*. Dordrecht: Springer Netherlands, 195-221.

Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology*, 48(1-4), 43-55.

Beck, R.A., Burbank, D.W., Sercombe, W.J., Khan, M.A. and Lawrence, R.D., 1996, Late cretaceous ophiolite obduction and Paleocene India-Asia collision in the western most Himalaya, *Geodinamica*, 9(2), 114-144.

Bédard, J.H., 2006, A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle, *Geochimica et cosmochimica acta*, 70(5), 1188-1214.

Bhatia, M.R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones, *The Journal of Geology*, 91(6), 611-627.

Bhattacharya, A., Krishnakumar, K.R., Raith, M. and Sen, S.K., 1991, An improved set of a-X parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase-quartz barometer. *Journal of Petrology*, 32(3), 629-656.

Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K. and Raith, M., 1992, Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg−Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer, *Contributions to mineralogy and petrology*, 111, 87-93.

Bhattacharya, T., Buchoff, M.I., Christ, N.H., Ding, H.T., Gupta, R., Jung, C., Karsch, F., Lin, Z., Mawhinney, R.D., McGlynn, G. and Mukherjee, S., 2014, QCD phase transition with chiral quarks and physical quark masses, *Physical review letters*, 113(8), 82.

Biske, Y.S. and Seltmann, R., 2010, Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans, *Gondwana Research*, 17(2-3), 602-613.

Blaise, J., Boulin, J., Bouyx, E., Lardeux, H. and Vachard, D., 1993, Identification de faunesd évoniennes dans les formations métamorphiques de l'Hindou Kouch occidental, en Afghanistan: implications, *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie. Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 317 (7), 963–969.

Bohannon, R.G. and Turner, K.J., 2005, Geologic map of quadrangle 3468. Chak-e-Wardak (509) and Kabul (510) quadrangles, *Afghan Open-File Report (509/510)*, 1001.

Bohannon, R.G., 2010, Geologic and Topographic Maps of the Kabil North 30 × 60 Quadrangle. Afghanistan. US Department of the Interior, *US Geological Survey*, 1-110.

Boulin, J., and Bouyx, E., 1977, Sutures peri-indiennes successives et structures d'Afghanistan, *Comptes Rendus De L'académie des Sciences Paris Série B*, 284, 795–798.

Boulin, J., Bouyx, E., and Lys, M., 1978, Presence de Moscovien dans le versant meridional de l'Hindou Kouch, en Afghanistan, et implications paleogeographiques, *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles*, 287 (6), 603–605.

Boulin, J., 1988, Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions, *Tectono-physics*, 148 (3), 253–278.

Boulin, J., 1990, Neocimmerian events in central and western Afghanistan, *Tectonophysics*, 175 (4), 285–315.

Boulin, J., 1991, Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys, *Tectonophysics*, 196, 211–268.

Bouyx, E. and Collomb, P., 1985, Les schistes cristallins à amphiboles bleues du massif du Sang-e-Caspan, à l'extrémité occidentale de l'Hindou Kouch (Afghanistan), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris Série, IIA*, 300, 213–216.

Brandt, S., Raith, M.M., Schenk, V., Sengupta, P., Srikantappa, C. and Gerdes, A., 2014, Crustal evolution of the Southern Granulite Terrane, south India: New geochronological and geochemical data for felsic orthogneisses and granites, *Precambrian Research*, 246, 91-122.

Brookfield, M.E. and Hashmat, A., 2001, The geology and petroleum potential of the North Afghan platform and adjacent areas (northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbekistan and Tajikistan), *Earth Science Review*, 55(1), 41–71.

Bucher, K. and Grapes, R., 2011, Petrogenesis of metamorphic rocks, *Springer*, Berlin, 405 p.

Bullard, E., Everett, J.E. and Gilbert Smith, A., 1965, The fit of the continents around the Atlantic, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 258(1088), 41-51.

Carmichael, R.S., 2017, Practical handbook of physical properties of rocks and minerals (1988), *CRC press*, 740 p.

Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J. and Dhuime, B., 2013, The continental record and the generation of continental crust, *Bulletin*, 125(1-2), 14-32.

Cawood, P.A., Martin, E.L., Murphy, J.B. and Pisarevsky, S.A., 2021, Gondwana's interlinked peripheral orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 568, 117057.

Chappell, B.W., 1974. Two contrasting granite types, *Pacific Geology*, *8*, 173-174.

Chappell, B.W., 1992, I-and S-type granits in the Lachlan Fold Belt, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87, 159-170.

Chappell, B.W. and White, A.J., 2001, Two contrasting granite types: 25 years later, *Australian journal of earth sciences*, 48(4), 489-499.

Chen, L., Huang, B., Yi, Z., Zhao, J. and Yan, Y., 2013, Paleomagnetism of ca. 1.35 Ga sills in northern North China Craton and implications for paleogeographic reconstruction of the Mesoproterozoic supercontinent, *Precambrian Research*, 228, 36-47.

Collett, S., 2011, Crustal evolution in the Paleoproterozoic of Afghanistan: Insights from the Sherdarwaza gneiss of the Kabil Block, (Masters Dissertation), *University of Leicester*, England, 70 p.

Collett, S., and Faryad, S. W. 2015, Pressure-temperature evolution of Neoproterozoic metamorphism in the Welayati Formation (Kabil Block), Afghanistan, *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 698–710.

Collett, S., Faryad, S.W. and Mosazai, A.M., 2015, Polymetamorphic evolution of the granulite facies Paleo-Proterozoic basement of the Kabil Block, Afghanistan, *Mineralogy and Petrology*, 1-22.

Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. and Powell, W., 2007, Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle, *Lithos*, 99(1-2), 68-84.

Condie, K.C., 1993, Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales, *Chemical geology*, 104(1-4), 1-37.

Condie, K.C., 2003, Supercontinents, superplumes and continental growth: the Neoproterozoic record, *Geological Society, Special Publications, London*, 206 (1), 1–21.

Condie, K.C. and Kröner, A., 2013, The building blocks of continental crust: evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean, *Gondwana Research*, 23(2), 394-402.

Coward, M.P. and Park, R.G., 1987, The role of mid-crustal shear zones in the Early Proterozoic evolution of the Lewisian, *Geological Society, London, Special Publications*, 27(1), 127-138.

Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979, The Interpretation of Igneous Rocks. *Allen and Unwin*, London, 450 p.

Crone, J., 2007, Earthquakes Pose a Serious Hazard in Afghanistan, *USGS Fact Sheet, 2007–3027*, 1-4.

Crook, K.A.W., 1974, Lithostratigraphy and Geotectonic: The Significance of Composition Variation in Flysch arenites (Graywackes), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*, 19, 304-310.

Davidson, J.P., Arculus, R.J., Brown, M. and Rushmer, T., 2006. Evolution and Differentiation of the Continental Crust, *Cambridge University Press*, England, 234 p.

De la Roche, H., 1966, Sur l'existence de plusieurs facies geochimiques dans les schistes paleozoiques des pyrenees luchonnaises, *Geologische Rundschau*, 55, 274-301.

De la Roche, H.D., Leterrier, J.T., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses-its relationships with current nomenclature, *Chemical geology*, 29(1-4), 183-210.

De Waard, D., 1965, The occurrence of garnet in the granulite-facies terrane of the Adirondack Highlands, *Journal of Petrology*, 6(1), 165-191.

Debon, F. and Le Fort, P., 1983, A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 73(3), 135-149.

Debon, F., Afzali, H., Le Fort, P. and Sonet, J., 1987, Major intrusive stages in Afghanistan: typology, age and geodynamic setting, *Geologische Rundschau*, *76*, 245-264.

Deer, W.A., Howie, R.A and Zussman, J., 1992, An introduction to the rock-forming minerals, *Mineralogical Society of Great Britain and Ireland*, England, 125 p.

Denikaev, Sh.Sh., Feoktistov, V.P., Pyzhyanov, I.V., Adjruddin, A., Narbaev, Sh.N., and Konev, Yu.M., 1971, The geology and minerals of the southern part of Eastern Afganistan (an intermediate report by the Kabul crew on the work of 1970), *Department of Geological and Mineral Survey, Kabul*.

Diwu, C.R., Sun, Y., Lin, C.L., Liu, X.M. and Wang, H.L., 2007, Zircon U-Pb ages and Hf isotopes and their geological significance of Yiyang TTG gneisses from Henan province, China, *Acta Petrologica Sinica*, 23(2), 253-262.

Doebrich, J.L., Wahl, R.R., Chirico, P.G., Wandrey, C.J., Bohannon, R.G., Orris, G.J., Bliss, J.D., Wasy, A. and Younusi, M.O., 2006, Geologic and mineral resource map of Afghanistan, *Geological Survey (US)*, Kabul, 345 p.

Faryad, S.W., 2002, Metamorphic conditions and fluid compositions of scapolite-bearing rocks from the lapis lazuli deposit at Sare Sang, Afghanistan, *Journal of Petrology*, 43(4), 725-747.

Faryad, S.W., Collett, S., Petterson, M., and Sergeev, S.A. 2013, Magmatism and metamorphism linked to the accretion of continental blocks south of the Hindu Kush, Afghanistan, *Lithos*, 175-176(1), 302–314.

Faryad, S.W., Collett, S., Finger, F., Sergeev, S.A., Čopjaková, R. and Siman, P., 2016, The Kabul Block (Afghanistan), a segment of the Columbia Supercontinent, with a Neoproterozoic metamorphic overprint, *Gondwana Research*, 34, 221-240.

Féménias, O., Mercier, J.C.C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M. and Demaiffe, D., 2006, Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania), *American Mineralogist*, 73, 71-81.

Ferry, J.T. and Spear, F.S., 1978, Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet, *Contributions to mineralogy and petrology*, 66(2), 113-117.

Fischer, J., 1971, Zur Geologie des Kohe-Safi bei Kabil (Afghanistan), *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Stuttgart*, 139, 3.

Fleet, M.E. and Barnett, R.L., 1978. $Al^{IV}/A1^{VI}$ partitioning in calciferous amphiboles from the Frood Mine, Ontario, *Canadian Mineralogy*, 16, 527-532.

Floyd, P.A., Franke, W., Shail, R. and Dorr, W., 1989, Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland, *Precambrian Research*, 45, 203-207.

Foley, S., Tiepolo, M. and Vannucci, R., 2002, Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones, *Nature*, 417(6891), 837-840.

Foster, M.D., 1960, Interpretation of the composition of trioctahedral micas (No. 354-B).

France-Lanord, C. and Le Fort, P., 1988, Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis, *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 79(2-3), 183-195.

Franz, G. and Liebscher, A., 2004, Physical and chemical properties of the epidote minerals–An Introduction, *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 56(1),1-81.

Galy, A. and France-Lanord, C., 2001, Higher erosion rates in the Himalaya: Geochemical constraints on riverine fluxes, *Geology*, 29(1), 23-26.

Garcia, D., Fonteilles, M. and Moutte, J., 1994, Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites, *The Journal of Geology*, 102(4), 411-422.

Ge, R., Zhu, W., Wilde, S.A., Wu, H., He, J. and Zheng, B., 2014, Archean magmatism and crustal evolution in the northern Tarim Craton: insights from zircon U–Pb–Hf–O isotopes and geochemistry of∼ 2.7 Ga orthogneiss and amphibolite in the Korla Complex, *Precambrian Research*, 252, 145-165.

Ge, R., Zhu, W., Wilde, S.A., He, J. and Cui, X., 2015, Synchronous crustal growth and reworking recorded in late Paleoproterozoic granitoids in the northern Tarim craton: In situ zircon U-Pb-Hf-O isotopic and geochemical constraints and tectonic implications, *Bulletin*, 127(5-6), 781-803.

Glorie, S., De Grave, J., Buslov, M.M., Zhimulev, F.I. and Safonova, I.Y., 2014, Detrital zircon provenance of early Palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian Craton: Insights from U–Pb geochronology, *Journal of Asian Earth Sciences*, 82, 115-123.

Grew, E., Locock, A., Mills, S., Galuskina, I., Galuskin, E. and Hålenius, U., 2013, Nomenclature of the garnet supergroup, *American Mineralogist*, 98(4), 785-811.

Gündüz, M., and Asan, K., 2023, MagMin_PT: An Excel-based mineral classification and geothermobarometry program for magmatic rocks, *Mineralogical Magazine* 87(1): 1-9.

Hammarstrom, J.M. and Zen, E.A., 1986, Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.

Harris, N.B., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 67-81.

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007, Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram, *Journal of petrology*, 48(12), 2341-2357.

Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B., Cawood, P.A., Kemp, A.I. and Storey, C.D., 2010, The generation and evolution of the continental crust, *Journal of the Geological Society*, 167(2), 229-248.

Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. and Welch, M.D., 2012, Nomenclature of the amphibole supergroup, *American Mineralogist*, 97(11-12) 2031-2048.

Hayashi, K.I., Fujisawa, H., Holland, H.D. and Ohmoto, H., 1997, Geochemistry of~ 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada, *Geochimica et cosmochimica acta*, 61(19), 4115-4137.

Hayden, N.H., 1911, The Geology of Northern Afghanistan, *Memoirs Geological Survey, India*, 39(1), 1-97.

He, J., Xu, B. and Li, D., 2019, Newly discovered early Neoproterozoic (ca. 900 Ma) andesitic rocks in the northwestern Tarim Craton: Implications for the reconstruction of the Rodinia supercontinent, *Precambrian Research*, 325, 55-68.

Heinrich, W. and Althaus, E., 1988, Experimental determination of the reactions 4 Lawsonite+ 1 Albite= 1 Paragonite+ 2 Zoisite+ 2 Quartz+ 6H2O and 4 Lawsonite+ 1 Jadeite 0 1 Paragonite+ 2 Zoisite+ 1 Quartz+ 6H2O, *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 11, 516-528.

Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data, *Journal of Sedimentary Research*, 58(5), 820-829.

Heubeck, C., Hendrix, M.S. and Davis, G.A., 2001, Assembly of central Asia during the middle and late Paleozoic, *Memoirs-Geological Society Of America*, 1-22.

Hodges, K.V. and Spear, F.S., 1982, Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire, *American mineralogist*, 67(11-12), 1118-1134.

Hoffman, P.F. 1997, Tectonic genealogy of North America, in Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics, edited by B. A. van der Pluijm and S. Marshak, *McGraw-Hill*, New York, 459–464.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. and Schrag, D.P., 1998, A Neoproterozoic snowball earth, *Science*, 281 (5381), 1342–1346.

Holdaway, M.J., Mukhopadhyay, B., Dyar, M.D., Guidotti, C.V. and Dutrow, B.L., 1997, Garnet-biotite geothermometry revised: New Margules parameters and a natural specimen data set from Maine, *American Mineralogist*, 82(5-6), 582-595.

Holland, T. and Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, *Contributions to mineralogy and petrology*, 116, 433-447.

Hu, A., Jahn, B.M., Zhang, G., Chen, Y. and Zhang, Q., 2000, Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks, *Tectonophysics*, 328(1-2),15-51.

Huang, X.L., Wilde, S.A. and Zhong, J.W., 2013, Episodic crustal growth in the southern segment of the Trans-North China Orogen across the Archean-Proterozoic boundary, *Precambrian Research*, 233, 337-357.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.

Jahn, B.M., Glikson, A.Y., Peucat, J.J. and Hickman, A.H., 1981, REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(9), 1633-1652.

Jahn, B.M., Auvray, B., Cornichet, J., Bai, Y.L., Shen, Q.H. and Liu, D.Y., 1987, 3.5 Ga old amphibolites from eastern Hebei Province, China: field occurrence, petrography, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry, *Precambrian Research*, 34(3-4), 311-346.

Jiang, C.Y. and An, S.Y., 1984, On chemical characteristics of calcific amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance, *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3(1),1-9.

Johnson, T.A., Vervoort, J.D., Ramsey, M.J., Aleinikoff, J.N. and Southworth, S., 2018, Constraints on the timing and duration of orogenic events by combined Lu–Hf and Sm–Nd geochronology: an example from the Grenville orogeny, *Earth and Planetary Science Letters*, 501, 152-164.

Joshi, M., Singh, B. N., and Goel, O.P., 1994, Metamorphic conditions of the aureole rocks from Dhunaghat area, Kumaun 1034 Lesser Himalaya, *Current Science*, 67(3), 185-188.

Kafarsky, A.Kh., Chmyriov, V.M., Stazhilo-Alekseev, K.F., Abdullah, Sh. and Saikovsky, V.S., 1975, Geological map of Afghanistan, Scale 1:2,500,000.

Kansun, G. and Ökmen, G., 2023, Kaz Dağı civarındaki Kazdağ Masifi metamorfitlerinin metamorfizma özellikleri, Edremit-Balıkesir, *Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi*, 13(4), 859-883.

Karapetov, S.S., Sorokin, Yu.A., Sytov, Yu.N., Chepela, V.F., Abdullah, Sh. and Ashmat, A., 1981, Geological structure of Kabil town region (Report of Logar and Helmand prospecting-mapping group in 1979-1981), Unpublished report, *Afghan Geological Survey*. 10-60.

Kartashov, P.M., 2014, Classification diagram for REE-bearing members of the epidote group based on crystallochemical data, *In Workshop on acessory minerals*, 19-21.

Kee, W.S., Kim, S.W., Kwon, S., Santosh, M., Ko, K. and Jeong, Y.J., 2019, Early Neoproterozoic (ca. 913–895 Ma) arc magmatism along the central–western Korean Peninsula: Implications for the amalgamation of Rodinia supercontinent, *Precambrian Research*, 335, 105498.

Kennedy, W.Q., 1964, The structural differentiation of Africa in the Pan-Africa (±500 my) tectonic episode, *Leeds University Research Institute of African Geology and Department of Earth Sciences Annual Report on Scientific Results*, 8, 48-49.

Khan, S.D., Walker, D.J., Hall, S.A., Burke, K.C., Shah, M.T. and Stockli, L., 2009, Did the Kohistan-Ladakh island arc collide first with India?, *Geological Society of America Bulletin*, 121(3-4), 366-384.

Kröner, A., 2004. Pan-African orogeny, Encyclopedia of Geology, 1, 17.

Kröner, A. and Stern, R.J., 2005, Africa/Pan-African Orogeny. In: Selley, R., Cocks, L.R.M. and Plimer, I.R., Eds., Encyclopedia of Geology, *Elsevier*, Amsterdam, 1, 1-12.

Kroonenberg, S.B., 1994, Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments, *In Proceedings of the 29th international geological congress, Part A*, 69, 81.

Kusky, T., Li, J. and Santosh, M., 2007, The Paleoproterozoic North Hebei orogen: North China craton's collisional suture with the Columbia supercontinent, *Gondwana Research*, 12(1-2), 4-28.

Lawrence, R.D., Khan, S.H. and Nakata, T., 1992, Chaman fault, Pakistan-Afghanistan. In: R. C. Bucknam & P. L. Hancock (Eds.), Major active faults of the world-Results of IGCP project 206, *Special Issue Supplement to Annales Tectonicae*, 6, 196–223.

Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982, Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series, *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1), 139-154.

Leven, E.J., 1997, Permian stratigraphy and fusulinida of Afghanistan with their paleogeographic and paleotectonic implications, eds: Stevens, C.H., and Baars, D.L., *Geological Society of America Special Paper*, 316, 134.

Li, Z.X., Bogdanova, S.V, Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K. and Vernikovsky, V., 2008, Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis, *Precambrian research*, 160(1-2), 179-210.

Long, X., Yuan, C., Sun, M., Zhao, G., Xiao, W., Wang, Y., Yang, Y. and Hu, A., 2010, Archean crustal evolution of the northern Tarim craton, NW China: Zircon U–Pb and Hf isotopic constraints, *Precambrian Research*, 180(3-4), 272-284.

Long, X., Yuan, C., Sun, M., Kröner, A., Zhao, G., Wilde, S. and Hu, A., 2011, Reworking of the Tarim Craton by underplating of mantle plume-derived magmas: evidence from Neoproterozoic granitoids in the Kuluketage area, NW China, *Precambrian Research*, 187(1-2), 1-14.

Loucks, R.R., 1990, Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene, *Geology*, 18(4), 346-349.

Lu, S., Li, H., Zhang, C. and Niu, G., 2008, Geological and geochronological evidence for the Precambrian evolution of the Tarim Craton and surrounding continental fragments, *Precambrian Research*, 160(1-2), 94-107.

Luvizotto, G.L., Zack, T., Meyer, H.P., Ludwig, T., Triebold, S., Kronz, A., Muenker, C., Stockli, D.F., Prowatke, S., Klemme, S., Jacob, D.E. and von Heynatten, H., 2009, Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis, *Chemical Geology*, 261(3-4), 346-369.

Mange, M.A. and Morton, A.C., 2007, Geochemistry of heavy minerals, *Developments in sedimentology*, 58, 345-391.

Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643.

Manning, C.F. and Bohlen, S.R., 1991, The reaction titanite+ kyanite= anorthite+ rutile and titanite-rutile barometry in eclogites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(1), 1-9.

Maresch, W.V., 1977, Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge, *Tectonophysics*, 43(1-2), 109-125.

Martin, H., Chauvel, C. and Jahn, B.M., 1983, Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archaean granodioritic rocks from eastern Finland, *Precambrian Research*, 21(3-4), 159-180.

Martin, H., 1994, The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust, *Developments in Precambrian geology*, 11, 205-259.

Martin, H., 1999, Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids, *Lithos*, 46(3), 411-429.

Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005, An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution, *Lithos*, 79(1-2) 1-24.

Maruyama, S., Suzuki, K. and Liou, J.G. 1983, Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures, *Journal of Petrology*, 24(4), 583–604.

Maruyama, S., Cho, M. and Liou, J.G., 1986, Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al_2O_3 contents in sodic amphiboles-A new geobarometer, *Geological Society of America Memoirs*, 164, 1-16.

McLennan, S.M. and Taylor, S.R., 1980, Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary recycling, *Nature*, 285, 62l-624.

Meert, J.G, 2002, Paleomagnetic Evidence for a Paleo-Mesoproterozoic Supercontinent Columbia, *Gondwana Research*, 5, 207–215.

Meert, J.G., 2003, A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana, *Tectonophysics*, 362(1-4), 1-40.

Meert, J.G. and Torsvik, T.H., 2003, The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited, *Tectonophysics*, 375(1-4), 261-288.

Meert, J.G., Pandit, M.K. and Kamenov, G.D., 2013, Further geochronological and paleomagnetic constraints on Malani (and pre-Malani) magmatism in NW India, *Tectonophysics*, 608, 1254-1267.

Meert, J.G, 2014, Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontinents, *Geoscience Frontiers*, 5, 155–166.

Meert, J.G. and Santosh, M., 2017, The Columbia supercontinent revisited, *Gondwana Research*, 50, 67-83.

Mennessier, G., 1976, Nouvelles observations sur l'âge de la série de Kotagaé et les ultrabasites qui la surmontent; incidence sur la structure du fossé de Kaboul (Afghanistan occidental), *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences. Série D: Sciences naturelles,* 282(17), 1581–1583.

Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- 1bZr- 1bY diagram. *Chemical geology*, 56(3-4), 207-218.

Middlemost, E.A., 1994, Naming materials in the magma/igneous rock system, *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224.

Ministry of mine and petroleum (MOM), 2018, geological report of Kasaba Mountains, Technical Report, MOM, 73.

Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, *American Journal of Science*, 274(4), 321-355.

Moghadam, H.S. and Stern, R.J., 2014, Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(I) Paleozoic ophiolites, *Journal of Asian Earth Sciences*, 91,19-38.

Mohan, M.R., Singh, S.P., Santosh, M., Siddiqui, M.A. and Balaram, V., 2012, TTG suite from the Bundelkhand Craton, Central India: Geochemistry, petrogenesis and implications for Archean crustal evolution, *Journal of Asian Earth Sciences*, 58, 38-50.

Moiny, H., Faryad, S.W., Čopjakova, R. and Jedlicka, R., 2020, Multi-stage metamorphism by progressive accretion of continental blocks, example from the Western Hindu Kush, *Journal of Metamorphic Geology*, 38(7), 1-25.

Molin, G. and Zanazzi, P.F., 1991, Intracrystalline Fe^{2+}-Mg Ordering In Augite-Experimental-Study And Geothermometric Applications, *European Journal of Mineralogy*, 3(5), 863-875.

Molina, J.F., Scarrow, J.H., Montero, P.G. and Bea, F., 2009, High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic–ultrabasic magmatism of Central Iberia, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 69-98.

Montenat, C., 2009. The mesozoic of Afghanistan, *GeoArabia*, 14(1), 147-210.

Morimoto, N. and Kitamura, M., 1983, QJ diagram for classification of pyroxenes, *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 78, 141.

Morimoto, N., 1988, Die Nomenklatur von Pyroxenen, *Mineralogy and Petrology* 39, 55-76.

Moyen, J. and Stevens, G., 2006, Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics, *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 164, 149-175.

Moyen, J.F. and Martin, H., 2012, Forty years of TTG research, *Lithos*, 148, 312-336.

Mullen, E.D., 1983, $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, *Earth and Planetary Science Letters*, 62(1), 53-62.

Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J. and Brooker, R.A., 2016, An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 85, 1-27.

Nachit, H, Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005, Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites, *Comptes Rendus Geoscience*, 337 (16),1415-1420.

National Department of Statistics and Information (NSIA), 2020, Statistical yearbook, Annual report, NSIA, 319.

Nimis, P. and Ulmer, P., 1998, Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133(1), 122-135.

O'connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, *US geological survey professional paper B*, 525, 79-84.

Otsuki, M. and Banno, S., 1990, Prograde and retrograde metamorphism of hematitebearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku, *Journal of Metamorphic Geology*, 8(4), 425-439.

Otten, M.T., 1984, The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(2), 189-199.

Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and planetary science letters*, 19(2), 290-300.

Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C., 1977, The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, 36(1), 121-132.

Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.

Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, *Contributions to mineralogy and petrology*, 58, 63-81.

Perchuk, L.L. and Lavrent'eva, I.V., 1983, Experimental Investigation of Exchange Equilibria in the System Cordierite-Garnet-Biotite, In Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, *Springer*, New York. 199-239.

Petterson, M.G. and Windley, B.F., 1985, RbSr dating of the Kohistan arc-batholith in the Trans-Himalaya of north Pakistan, and tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 74(1), 45-57.

Pigage, L.C. and Greenwood, H.J., 1982, Internally consistent estimates of pressure and temperature; the staurolite problem, *American Journal of Science*, 282(7), 943-969.

Pisarevsky, S.A., Wingate, M.T., Powell, C.M., Johnson, S. and Evans, D.A., 2003, Models of Rodinia assembly and fragmentation, *Geological Society, London, Special Publications*, 206(1), 35-55.

Pitcher, W.S., 1983, Granite type and tectonic environment, *In Symposium on mountain building*, 19-40.

Powell, W.G., Carmichael, D.M. and Hodgson, C.J., 1993, Thermobarometry in a subgreenschist to greenschist transition in metabasites of the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada, *Journal of Metamorphic Geology*, 11(1), 165-178.

Putirka, K., 2016, Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes, *American Mineralogist*, 101(4), 841-858.

Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995, Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling, *Journal of petrology*, 36(4), 891-931.

Rapp, R.P., Shimizu, N. and Norman, M.D., 2003, Growth of early continental crust by partial melting of eclogite, *Nature*, 425(6958), 605-609.

Reche, J. and Martinez, F.J., 1996, GPT: an Excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks, *Computers and Geosciences*, 22(7), 775-784.

Rehman, H.U., Seno, T., Yamamoto, H. and Khan, T., 2011, Timing of collision of the Kohistan–Ladakh Arc with India and Asia: debate, *Island Arc*, 20(3), 308-328.

Rivers, T., Culshaw, N., Hynes, A., Indares, A., Jamieson, R., Martignole, J., Percival, J.A., Cook, F.A. and Clowes, R.M., 2012, The Grenville orogeny-A post-lithoprobe perspective, *Tectonic styles in Canada: The lithoprobe perspective*, 49, 97-236.

Robertson, A.H., Parlak, O. and Ustaömer, T., 2021, Late Palaeozoic extensional volcanism along the northern margin of Gondwana in southern Turkey: implications for Palaeotethyan development, *International Journal of Earth Sciences*, 110.

Rogers, J.J.W. and Santosh, M., 2002, Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent, *Gondwana Research*, *5*(1), 5-22

Rogers, J.J. and Santosh, M., 2003, Supercontinents in Earth history, *Gondwana Research*, 6(3), 357-368.

.Rollinson, H., 2010, Coupled evolution of Archean continental crust and subcontinental lithospheric mantle, *Geology*, 38(12), 1083-1086.

Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1986, Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio, *Journal of Geology*, 94, 635-650.

Roser, B. P. and Korsch, R.J., 1988, Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data, *Chemical Geology*, 67, 119–139.

Ruiz, J.L., 1977, The zoning of garnets as an indicator of the PT history of their host-rocks, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 99.

Santosh, M., Maruyama, S. and Yamamoto, S., 2009, The making and breaking of supercontinents: some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere, *Gondwana Research*, 15(3-4), 324-341.

Schönig, J., von Eynatten, H., Delgado, R.T. and Meinhold, G., 2021, Garnet major-element composition as an indicator of host-rock type: a machine learning approach using the random forest classifier, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176, 1-21.

Shadchinev, A.S., Khandozhko, N.V., Drannikov, V.S., Matin, S.J., Salikhi, Z. and Gemat, A.K., 1975, Geological structure and minerals of the basins of the Ghorband, Salang, and Panjsher rivers, *Unpublished map for the Afghan Ministry of Mines and Industries, Technoexport, USSR, Contract*, 18455/17500, 2.

Shaji, E., Santosh, M., He, X.F., Fan, H.R., Dev, S.D., Yang, K.F., Thangal, M.K. and Pradeepkumar, A.P., 2014, Convergent margin processes during Archean–Proterozoic transition in southern India: Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of gold-bearing amphibolites, associated metagabbros, and TTG gneisses from Nilambur, *Precambrian Research*, 250, 68-96.

Shaw, D.M., 1968, A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis, *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 32(6), 573–601.

Shu, L.S., Deng, X.L., Zhu, W.B., Ma, D.S. and Xiao, W.J., 2011, Precambrian tectonic evolution of the Tarim Block, NW China: new geochronological insights from the Quruqtagh domain, *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(5), 774-790.

Slavin, V.I., 1945, Structure of Afghanistan, V knige: Mezhdunar sessiya redaktsionnikh komitetov tectonicheskikh kart Evropi, *Blizhnego i Srednego Vostoka*, Baku.

Slavin, V.I., Federov T.O. and Feruz, N.M., 1972, The geology and age of the metamorphic complex in the Kabil district, *Vestnik Moskovskogo Universiteta*, Moscow, 123-340.

Smithies, R.H., 2000. The Archaean tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite, *Earth and Planetary Science Letters*, 182(1), 115-125.

Song, S., Niu, Y., Su, L. and Xia, X., 2013, Tectonics of the north Qilian orogen, NW China, *Gondwana Research*, 23(4), 1378-1401.

Sorensen, S.S., 1986, Petrologic and geochemical comparison of the blueschist and greenschist units of the Catalina Schist terrane, southern California, *Geological Society of America Memoirs*, 164, 59-76.

Spear, F.S., Ferry, J.M. and Rumble, D., 1982, Analytical formulation of phase equilibria: The Gibbs method, *Reviews in Mineralogy*, 10(1),105-152.

Spear, F.S., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths, *Mineralogical Society of America Monograph*, 799 p.

Spear, F.S., Kohn, M.J. and Paetzold, S., 1995, Petrology of the regional sillimanite zone, west-central New Hampshire, USA, with implications for the development of inverted isograds, *American Mineralogist*, 80(3-4), 361-376.

Spear, F.S., Kohn, M.J. and Cheney, J.T., 1999, P-T paths from anatectic pelites, *Contributions to mineralogy and petrology*, 134(1), 17-32.

Stampfli, G., Marcoux, J. and Baud, A., 1991, Tethyan margins in space and time, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1-4), 373-409.

Stampfli, G.M., von Raumer, J.F. and Borel, G.D., 2002, Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision, *Special Papers-Geological Society of America*, 364(2), 263–280.

Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, *Earth and Planetary science letters*, 196(1-2), 17-33.

Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2004, The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In The TRANSMED Atlas. The Mediterranean region from crust to mantle: Geological and geophysical framework of the Mediterranean and the surrounding areas, Berlin, Heidelberg: *Springer Berlin Heidelberg*,53-80.

Stampfli, G.M., Hochard, C., Vérard, C. and Wilhem, C., 2013, The formation of Pangea, *Tectonophysics*, 593, 1-19.

Stöcklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran, In the geology of continental margins, *Springer*, Berlin Heidelberg, 873-887.

Stocklin, J., 1977, Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, *Memoire Hors-Serve*, 8, 333–353.

Streckeisen, A.L. and Le Maitre, R.W., 1979, A Chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks, *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen*, 136, 169-206.

Suggate, S.M. and Hall, R., 2014, Using detrital garnet compositions to determine provenance: a new compositional database and procedure, *Geological Society, London, Special Publications*, 386(1), 373-393.

Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Şengör, A.M.C., 1984, The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia, *Geological Society of America Special Papers*, 195, 1–74.

Şengör, A.M.C., Cin, A., Rowley, D.B. and Nie, S.Y., 1993, Space-time patterns of magmatism along the Tethysides: a preliminary study, *The Journal of Geology*, 101(1), 51-84.

Takasu, A., 1989, PT histories of peridotite and amphibolite tectonic blocks in the Sanbagawa metamorphic belt, Japan, *Geological Society, London, Special Publications*, 43(1), 533-538.

Tapponnier, P., Mattauer, M., Proust, F. and Cassaigneau, C., 1981, Mesozoic ophiolites, sutures, and Large-scale tectonic movements in Afghanistan, *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2), 355–371.

Tatsumi, Y. and Kogiso, T., 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism, *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2), pp.207-221.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution, *Blackwell Scientific*, Oxford.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995, The geochemical evolution of the continental crust, *Reviews of geophysics*, 33(2), 241-265.

Teraoka, Y., Suzuki, M., Hayashi, T. and Kawakami, K., 1997, Detrital garnets from Paleozoic and Mesozoic sandstones in the Onogawa area, East Kyushu, southwest Japan, *Bulletin of the Faculty of School Education, Hiroshima University*, 19, 87-101.

Teraoka, Y., 1998, Provenance of Cretaceous and Paleogene sediments in the median zone of Southwest Japan, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 49, 395-411.

Thomas, W. and Ernst, W.G., 1990, The Aluminum Content of Hornblende in Calcalkaline Granitic Rocks; a Mineralogic Barometer Calibrated Experimentally to 12 kbars, In: Spencer, R.J. and Chou, I.-M., Eds., Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H.P.

Eugster, *Geochemical Society Special Publications, Geochemical Society*, Washington DC, 2, 59-63.

Thompson, A.B., 1976, Mineral reactions in pelitic rocks; II, Calculation of some PTX (Fe-Mg) phase relations, *American Journal of Science*, 276(4), 425-454.

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.J. and Trumbull, R.B., 1997, On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation, *Mineralogical Magazine*, 61(409), 809-834.

Tomkins, H.S., Powell, R. and Ellis, D.J., 2007, The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer, *Journal of metamorphic Geology*, 25(6), 703-713.

Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., VanderVoo, R., McKerrow, W.S., Brasier, M.D., Sturt, B.A. and Walderhaug, H., 1996, Continental breakup and collision in the Neoproterozoic and Phanerozoic-A tale of Baltica and Laurentia, *Earth-Science Reviews*, 40, 229–258.

Torsvik, T.H. and Cocks, L.R.M., 2016, Earth history and palaeogeography. Cambridge University Press.

Treloar, P.J. and Izatt, C.N., 1993, Tectonics of the Himalayan collision between the Indian plate and the Afghan block: A synthesis, *Geological Society, London, Special Publications*, 74, 69–87.

Turner, F.J. and Verhoogen, J., 1960, Igneous and Metamorphic Petrology, 2nd Edition, *McGraw-Hill*, New York, 694 p.

van Hinsbergen, D.J.J., Buiter, S.J.H., Torsvik, T.H., Gaina, C. and Webb, S.J., 2011, The formation and evolution of Africa: A synopsis of 3.8 Ga of Earth history, Geological Society of London, 379 p.

Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V., 1998, A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts, *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 89(2), 113-119.

Volin, M.E., 1950, Chromite Deposits in Logar Valley, Kabul Province, Afghanistan, US Department of the Interior, Bureau of Mines.

Wang, R.M., He, G.P., Chen, Z.Z., Zheng, S.Y. and Geng, Y.S., 1987, Primary rock diagrammatic distinguishment methods of metamorphic rocks, *Geological Publishing House*, 65-79.

Wang, G.D., Wang, H.Y., Chen, H.X., Lu, J.S., Zhang, B., Zhang, J.J., Zhang, Q. and Wu, C.M., 2017, Metamorphic P–T–t paths of pelitic granulites of the Taihua metamorphic complex in the Mts. Huashan area and tectonothermal implications for

the Palaeoproterozoic Trans-North China Orogen, *Precambrian Research*, 290, 147-162.

Wang, C., Shao, Y.J., Chen, X., Xiong, Y.Q., Tan, S.M. and Liu, Q.Q., 2023, Ore-fluid source of multiphase gold mineralization at Tuanshanbei in the central Jiangnan Orogen (NE Hunan, South China): Insight from geology, quartz HO and monazite in-situ Nd isotope compositions, *Ore Geology Reviews*, 157, 105420.

Weil, A.B., Van der Voo, R., Mac Niocaill, C. and Meert, J.G., 1998, The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma, *Earth and Planetary science letters*, 154(1-4), 13-24.

Wen, B., Evans, D.A. and Li, Y.X., 2017, Neoproterozoic paleogeography of the Tarim Block: An extended or alternative "missing-link" model for Rodinia?, *Earth and Planetary Science Letters*, 458, 92-106.

Whalen, J.B., Percival, J.A., McNicoll, V.J. and Longstaffe, F.J., 2002, A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: implications for late Archean tectonomagmatic processes, *Journal of Petrology*, 43(8), 1551-1570.

Williams, M.L. and Grambling, J.A., 1990, Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite, *American Mineralogist*, 75(7-8), 886-908.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical geology*, 20, 325-343.

Winchester, J.A., Park, R.G. and Holland, J.G., 1980, The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross, *Scottish Journal of Geology*, 16(2-3), 165-179.

Winkler, H.G.F. 1967, Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 2ndEdition. *Springer Verlag*, New York, 237 p.

Winter, J.D., 2001, An introduction to igneous and metamorphic petrology, *Prentice Hall Upper Saddle River*, New Jersey, 697 p.

Wu, C.M. and Zhao, G.C., 2007, The metapelitic garnet–biotite–muscovite–aluminosilicate–quartz (GBMAQ) geobarometer, *Lithos*, 97(3-4), 365-372.

Wu, C.M. and Chen, H.X., 2015, Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite-or rutile-bearing crustal metapelites, *Science Bulletin*, 60, 116-121.

Wu, C.M., 2017, Calibration of the garnet–biotite–Al2SiO5–quartz geobarometer for metapelites, *Journal of Metamorphic Geology*, 35(9), 983-998.

Wu, C.M., 2020, Calibration of the biotite-muscovite geobarometer for metapelitic assemblages devoid of garnet or plagioclase, *Lithos*, 372, 105668.

Xia, B., Zhang, L., Xia, Y. and Bader, T., 2014, The tectonic evolution of the Tianshan Orogenic Belt: evidence from U–Pb dating of detrital zircons from the Chinese southwestern Tianshan accretionary mélange, *Gondwana Research*, 25(4), 1627-1643.

Xiao, W., Windley, B.F., Allen, M.B. and Han, C., 2013, Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage, *Gondwana Research*, 23(4), 1316-1341.

Yardley, B.D., 1989, An Introduction to Metamorphic Petrology: Longman Earth Sciences, *Harlow*, 248 p.

Yavuz, F., 2013, WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry, *American Mineralogist*, 98(7), 1338-1359.

Yavuz, F. and Döner, Z., 2017, WinAmptb: A Windows program for calcific amphibole thermobarometry, *Periodico di Mineralogia*, 86(2), 135-167.

Yavuz, F. and Yıldırım, D.K., 2018, A Windows program for calculation and classification of epidote–supergroup minerals, *Periodico di Mineralogia*, 87(3).

Yavuz, F. and Yildirim, D.K., 2020, WinGrt, a Windows program for garnet supergroup minerals, *Journal of Geosciences*, 65 (2), 71-95.

Yavuz, F. and Yavuz, E.V., 2022, A Windows program for feldspar group thermometers and hygrometers. *Period Mineral*, *91*, 63-87.

Yılmaz, H., 1981, Uranyum ve Toryumun yerkabuğundaki göçü, *Yeryuvarı ve İnsan*, 66-78.

Zhang, S.H., Liu, S.W., Zhao, Y., Yang, J.H., Song, B. and Liu, X.M., 2007, The 1.75–1.68 Ga anorthosite-mangerite-alkali granitoid-rapakivi granite suite from the northern North China Craton: Magmatism related to a Paleoproterozoic orogeny, *Precambrian Research*, 155(3-4), 287-312.

Zhang, C.L., Li, H.K., Santosh, M., Li, Z.X., Zou, H.B., Wang, H. and Ye, H., 2012, Precambrian evolution and cratonization of the Tarim Block, NW China: Petrology, geochemistry, Nd-isotopes and U–Pb zircon geochronology from Archaean gabbro-TTG–potassic granite suite and Paleoproterozoic metamorphic belt, *Journal of Asian Earth Sciences*, 47, 5-20.

Zhang, C.L., Ye, X.T., Zou, H.B. and Chen, X.Y., 2016, Neoproterozoic sedimentary basin evolution in southwestern Tarim, NW China: New evidence from field observations,

detrital zircon U–Pb ages and Hf isotope compositions, *Precambrian Research*, 280, 31-45.

Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A. and Sun, M., 2002, Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent, *Earth-Science Reviews,* 59 (1), 125–162.

Zhao, G., Sun, M., Wilde, S.A. and Li, S., 2004, A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup, *Earth-Science Reviews*, 67 (1), 91–123.

Zong, K., Liu, Y., Zhang, Z., He, Z., Hu, Z., Guo, J. and Chen, K., 2013, The generation and evolution of Archean continental crust in the Dunhuang block, northeastern Tarim craton, northwestern China, *Precambrian Research*, 235, 251-263.

EKLER

EK-1: Shakar Dara – Kabil Havaalanı (Kabil – Afganistan) civarının jeoloji haritası ve jeolojik yatay kesiti

EK-2: Khair Khana Mahallesi – Padoleh Ovası (Kabil-Afganistan) civarının jeoloji haritası ve jelojik yatay kesiti