DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KAYMAZ (ESKİŞEHİR) LİSTVENİTİK ALTIN YATAĞI'NIN ÖZELLİKLERİ VE KÖKENİNE BİR YAKLAŞIM

Hikmet YAVUZ

Ekim, 2013

İZMİR

KAYMAZ (ESKİŞEHİR) LİSTVENİTİK ALTIN YATAĞI'NIN ÖZELLİKLERİ VE KÖKENİNE BİR YAKLAŞIM

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ekonomik Jeoloji Programı

Hikmet YAVUZ

Ekim, 2013

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

HİKMET YAVUZ tarafından **PROF. DR. CAHİT HELVACI** yönetiminde hazırlanan **"KAYMAZ (ESKİŞEHİR) LİSTVENİTİK ALTIN YATAĞI'NIN ÖZELLİKLERİ VE KÖKENİNE BİR YAKLAŞIM"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof.Dr. Cahit Helvacı

Yönetici

Prof. Dr. Mehmet ZARİKOĞLU

Jüri Üyesi

Yrd.Doç.Dr. Cüneyt AKSU

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Araştırmalarımın her aşamasında bilgi ve yardımlarını esirgemeyen tez danışmanım Prof. Dr. Cahit Helvacı'ya (DEÜ),

Tez çalışmamda maddi-manevi desteklerini ve önerilerini esirgemeyen Koza Altın İşletmeleri AŞ Genel Md. Yrd. Zafer Kara'ya,

Değerli katkı ve görüşlerinden dolayı Koza Altın İşletmeleri AŞ Himmetdede İşletme Müdürü Deniz Beşir'e, Koza Altın İşletmeleri AŞ Araştırma Müdürü Ömer Albayrak'a,

Görüş ve eleştirileriyle tez çalışmamın şekillenmesinde yardımcı olan, bilgi birikimlerini benimle sürekli paylaşan Dr. E. Yalçın Ersoy'a (DEÜ),

Tez çalışmamın sıvı kapanımı ve cevher mikroskobisi çalışmalarında bana yardımcı olan Yrd. Doç. Dr. Yılmaz Demir'e (R. Tayyip Erdoğan Üniversitesi) ve Dr. Cem Kasapçı'ya (İstanbul Üniversitesi),

Tez çalışmamın bölgesel jeoloji kısmında ve mineral tanımlamasında bilgilerini tereddüt etmeden benimle paylaşan Prof. Dr. Osman Candan'a (DEÜ),

Tez çalışmamın cevher mikroskobisi aşamasında bana yardımcı olan Hüseyin Burak Göktaş'a (Koza Altın İşletmeleri AŞ),

Ayrıca çalışmalarımın yürütülmesi esnasındaki sabır ve anlayışlarından dolayı sevgili eşim Bahar Yavuz'a,

Yürekten ve sonsuz teşekkür ederim.

Hikmet YAVUZ

KAYMAZ (ESKİŞEHİR) LİSTVENİTİK ALTIN YATAĞI'NIN ÖZELLİKLERİ VE KÖKENİNE BİR YAKLAŞIM

ÖZ

Orta Anadolu'da Tavşanlı Zonu içerisinde yer alan çalışma alanında Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar, metamorfik kayaçları üzerleyen serpentinitler ve bu kayaçları kesen Eosen yaşlı Kaymaz Graniti yüzlek vermektedir. Çalışma alanında bulunan cevherleşmeler Damdamca, Karakaya ve Küçük Mermerlik Bölgeleri'nde serpentinitler içerisinde ve Kızılağıl Bölgesi'nde ise kuvarsşist birimi içerisinde gelişmiştir. Cevherleşmelerin hepsinde yapısal kontrolün yanı sıra litolojik kontrolün etkisi de önemlidir. Ayrı ayrı olarak incelenen cevherleşme bölgeleri, genel olarak yakın benzerlik göstermektedir. Cevherleşme bölgelerindeki kayaçların evrimi; birinci hidrotermal evre esnasında veya öncesinde gelişen karbonatlı evre, cevher minerallerini taşıyan birinci hidrotermal evre, cevher mineralleri bakımından yoksun ikinci hidrotermal evre ve son olarak da süperjen evre şeklinde gelişir. Hidrotermal evre öncesi metalik mineral kromittir. Cevher taşıyan birinci hidrotermal evrenin ana parajenezini genel olarak manyetit, millerit, pentlandit, nikelin, arsenopirit, markazit, pirit, bravoit, altın, gümüş; süperjen evre parajenezini ise hematit, piroluzit, götit, limonit, lepidokrozit, kalkozin, kovellin mineralleri oluşturur.

Anahtar Kelimeler: Orta Anadolu, Tavşanlı Zonu, Kaymaz Graniti, listvenit, serpentinit, jeokimya, sıvı kapanımı.

PROPERTIES OF KAYMAZ LISTVENITIC GOLD DEPOSIT AND AN APPROACH TO GENESIS OF KAYMAZ (ESKİŞEHİR) GOLD DEPOSIT

ABSTRACT

The study area is located in Central Anatolia, where Paleozoic and Mesozoic age metamorphic rocks andthe overlying serpentinites of the Tavşanlı Zone crop out. These rocks are cut by Eocene Kaymaz Granite. Mineralizations located in Damdamca, Karakaya ve Küçük Mermerlik locations are improvedwithin the serpentinites and quartz-schist unit in Kızılağıl location. In all this mineralizastions, the lithological control was important, as well as structural control. The distincly developed mineralization areas are generally regarded as similar. Evolution of the rock units in mineralization fields is developed as, in turn, (1) carbonated stage developed before or during the first stage hydrothermal phase, (2) ore-bearing first hydrothermal stage, (3) second hydrothermal stage lacking of ore minerals, (4) finally supergene stage. The metalic mineral, chromite, has a pre-mineralization origin. Generally, the main paragenesis of ore-bearing first hydrothermal stage contains magnetite, millerite, pentlandite, nickeline, arsenopyrite, marcasite, pyrite, bravoite, native gold, native silver; while the paragenesis of supergene stage is represented by presence of hematite, pyrolusite, gothite, limonite, lepidocrocite, chalcosine, covelline.

Keywords: Central Anatolia, Tavşanlı Zone, Kaymaz Granite, listwanite, serpentinite, geochemistry, fluid inclusion.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

TEZ SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ iv
ABSTRACT v
ŞEKİLLER LİSTESİ viii
TABLOLAR LİSTESİ xvi

BÖLÜM BİR – GİRİŞ 1

1.1 Çalışma Alanının Yeri 1
1.2 Çalışma Alanının Tarihçesi ve Amaç 1
1.3 Çalışma Yöntemi 2

BÖLÜM İKİ – BÖLGESEL JEOLOJİ 4

2.1 Bölgenin Jeodinamiği ve Stratigrafisi 4
2.2 Yeryuvarı ve Okyanusal Kabuk 10
2.3 Ofiyolit Terimi 11
2.4 Listvenit (Listwanite) 13

BÖLÜM ÜÇ – ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ 18

3.1 Damdamca Cevherleşmesi 25
3.1.1 Yan Kayaç Petrografisi 30
3.1.2 Cevher Petrografisi 33
3.2 Karakaya Cevherleşmesi 43
3.2.1 Yan Kayaç Petrografisi 45
3.2.2 Cevher Petrografisi 48
3.3 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi 56
3.3.1 Yan Kayaç Petrografisi 60
3.3.2 Cevher Petrografisi 64

3.4 Kızılağıl Cevherleşmesi 69
3.4.1 Yan Kayaç Petrografisi 73
3.4.2 Cevher Petrografisi 76

BÖLÜM DÖRT – SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI 82

4.1 Genel Bilgi 82
4.2 Kaymaz Altın Yatağı Sıvı Kapanım Çalışmaları 86
4.2.1 Amaç ve Yöntem 86
4.2.2 Kapanımların Özellikleri 88
4.2.3 Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Özellikleri 88
4.2.4 Tuzluluk ve Homojenleşme Sıcaklığı İlişkileri 93
4.2.5 Sıvı Kapanım Sonuçlarının Çeşitli Yataklarla Karşılaştırılması 95

BÖLÜM BEŞ - SONUÇLAR 98

KAYNAKLAR 100

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Çalışma alanının lokasyon haritası (Google Earth görüntüsü). 2
Şekil 2.1 Anatolid–Torid Bloku'nun Geç Kretase evrimi. 4
Şekil 2.3 Tavşanlı Zonu'nun kuzeybatı Türkiye'ye ait tektono-stratigrafik kolon kesiti. 6
Şekil 2.4 Fiziksel özellik ve kimyasal bileşimine göre Yerküre'nin katmanları. Okyanusal kabuk kesiti (eksiksiz ofiyolit serisi) ve yer kabuğundaki yeri. 11
Şekil 2.5 Ural Dağları'ndaki listvenit tiplerinin adını aldığı yerleşim yerleri (Google earth görüntüsü). 13
Şekil 3.1 Damdamca Cevherleşmesi mermer-granit-serpentinit dokanağı. 18
Şekil 3.2 Kaymaz Graniti'nin çatlaklı yapısı. 19
Şekil 3.3 Granitin yakından görünümü (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 19
Şekil 3.4 Kaymaz Graniti'nin genel mineral birlikteliği. (Bi: Biyotit, K-fel: Potasyum-feldspat, Pl: Plajiyoklaz, Q: Kuvars). 19
Şekil 3.5 Kaymaz Graniti'ni kesen iki evreli kuvars damarı. (Qv1: Kuvars I, Qv2: Kuvars II). 20
Şekil 3.6 Kalkşist-serpentinit dokanağı. 21
Şekil 3.7 Kalkşistin arazideki görünümü (çekiç 33 cm'dir). 21
Şekil 3.8 Kalkşistin foliasyon düzlemleri (kalem kalınlığı 8 mm'dir). 22
Şekil 3.9 Granitin içerisine yerleşmiş kuvars damarı (çekiç 33 cm'dir). 23
Şekil 3.10 Granitin içerisindeki kuvars damarında bulunan vuggy kuvars dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 23
Şekil 3.11 Kaymaz Cevherleşmesi'ne ait lokasyonlar ve jeoloji haritası. 24
Şekil 3.12 Damdamca'da karbonatlaşmış serpentinit (çekiç 33 cm'dir). 25
Şekil 3.13 Damdamca Cevherleşmesi granit-kalkşist dokanağı (çekiç 33 cm'dir). 26
Şekil 3.14 Damdamca Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit. 26
Şekil 3.15 Damdamca Cevherleşmesi serpentinit-granit dokanağı ve kuvars damarı (çekiç 33 cm'dir). 27

Şekil 3.16 Damdamca Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit ve arjilik alterasyona uğramış granit dokanağı (çekiç 33 cm'dir). 28
Şekil 3.17 Damdamca Cevherleşmesi'ni gösteren jeoloji enine kesit. 28
Şekil 3.18 Damdamca Cevherleşmesi jeoloji haritası. 29
Şekil 3.19 Damdamca Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit içerisindeki vuggy (gözenekli) kuvars dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 30
Şekil 3.20 (a) Özşekilli ve çubuksu barit mineralleri ve kuvars-I damarı,(b) Kesit görüntüsünün sol alt kısmında özşekilli barit ve kuvars kristalleri gözlenmekte. Kesit görüntüsünü ve matriksi oluşturan silisleşmiş yankayacı boydan boya kat eden kuvars-I damarcığı ve bunların hepsini kat eden en geç evre (süperjen evre) ürünü olan, ince FeO damarcığı. (Brt: Barit, Qv I: Kuvars-I, Chr: Kromit). 31
Şekil 3.21 Damdamca Cevherleşmesi kil (kaolinit) alterasyonu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 32
Şekil 3.22 Damdamca Cevherleşmesi kil (nontronit) alterasyonu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 32
Şekil 3.23 Damdamca Cevherleşmesi kil (kaolinit-montmorillonit-muskovitik illit) alterasyonu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 32
Şekil 3.24 (a) İri ve özşekilli pirit-I mineralleri tamamen götit tarafından ornatılmıştır. Yarı özşekilli ve ince taneli pirit-II mineralleri ise kısmen kenarları boyunca götit ornatımına maruz kalmıştır. (b) Markazit ve pirit-I'ler özşekilli ve eş oluşumlu oldukları gözlenmiştir. (c) Kesit fotoğrafının orta kesiminde gözlenen pentlandit minerali özşekilli oluşuma sahip olmasına rağmen kırıklandığı için yarı özşekilli gözlenmektedir. (d) Özşekilli ve ikizlenmeli oluşum gösteren markazitler ve kuvars-I üzerinden kat eden kuvars-II içerisinde gelişmiş ince taneli ve yarı özşekilli pirit-II mineralleri yerleşmiştir. (e) Markazit ve pirit-I'ler özşekilli ve eş oluşumlu oldukları gözlenmiştir. Işınsal ve özşekilli millerit mineralleri pirit-I ve pirit-II minerallerinden daha önceki bir oluşumu temsil etmektedir. (f) Işınsal millerit mineralleri ve etrafında gelişmiş iri ve özşekilli pirit-I, ince taneli, öz şekilsiz ve saçınım halinde gelişmiş pirit-II mineralleri. (Kesitler hava ortamındadır). (Py I: Pirit-I, Py II: Pirit-II, Qz I: Kuvars-I, Qz II: Kuvars-II, Gt: Götit, Mrc: Markazit, Pn: Pendlandit, Mlr: Millerit). 37

Şekil 3.25 (a) Silika içerisindeki kırık hatlarına yerleşmiş, ışınsal hematit mineralleri. (b) Sağ üstte arsenopirit ve sol altta pirit veya markazitten dönüşme götit minerali. (c) Pirit-I ya da pirit-II'den dönüşme götit mineralleri ve ortada karakteristik lekeleriyle tanınan kromit minerali. (d) Kromit etrafını sarmış arsenopirit mineralleri ve özşekilli kuvars boşluklarına psödomorf olarak yerleşmiş pirit-II mineralleri. (e) Zonlu büyüme sunan pirit-I ve bravoit birlikteliğinin yanı sıra ışınsal ve özşekilli millerit mineralleri ve kırıklanmış kromit minerali. (f) Kırıklanmış kromit mineralinin kırık boşluklarına yerleşmiş arsenopirit mineralleri. (Kesitler hava ortamındadır). (Py: Pirit, Qz I: Kuvars-I, Gt: Götit, Ap: Arsenopirit, Br: Bravoit, Hem: Hematit, Chr: Kromit, Mlr: Millerit)..... 38
Şekil 3.26 (a) Işınsal millerit, ikizlenme sunan markazit ve Pirit I mineralleri. (b) Özşekilli ve iri taneli pirit-I ve etrafında özşekilli ve saçınımlı markazit mineralleri. Altta markazit kenarında gelişmiş kalkozin/ kovallin ornatımı. (c) Pirit-I minerali ve bunun üzerinde gelişmiş bravoit ornatımı. (d) Kırıklanmış kromit çatlakları arasında bulunan hematit minerali. Bu kesitte yer alan hematit hidrotermal bir girişimiyle değil, herhangi bir hidrotermal evrede gelişmiş bir mineral üzerinde ornatımıyla gelişmiştir. (e) Kırıklanmış kromit parçasını saran pirit-I minerali ve pirit-I minerali üzerinde gelişmiş bravoit ornatımı. Sağda pirit-I mineraliyle eş oluşum gösteren yapışık markazit minerali. (f) Kuvars-I gangı içerisinde gelişmiş 5 μm boyutunda altın tanesi. (Kesitler hava ortamındadır). (Py I: Pirit-I, Mrc: Markazit, Mlr: Millerit, Qv I: Kuvars-I, Cct/Cv: Kalkozin/ Kovellin, Brv: Bravoit, Chr: Kromit, Au: Nativ Altın). 39
Şekil 3.27 (a) Silisleşmiş serpentinit dokusunu kat eden kuvars-I damarı ve bu damar içerisine yönelimli olarak yığışmış, özşekilli pirit-I mineralleri. (b) Daha önce gelişmiş olan özşekilli kromit mineralinin etrafını sararak gelişmiş pirit-I minerali. (c) Özşekilli kromit ve buna eşlik eden özşekilli pirit-I minerali. (d) Kırıklanmış özşekilli kromit mineralinin etrafını saran ve kırıklarına dolan arsenopirit minerali. (e) Kromit ve bunun boşluklarına yerleşen arsenopiriti kat eden kalsit gangı. (f) Kuvars-I gangı içerisinde ince taneli Au kristalleri. (Kesitler hava ortamındadır). (Py I: Pirit-I, Qv I: Kuvars-I, Chr: Kromit, Apy: Arsenopirit, Cal: Kalsit, Au: Nativ Altn). 40

Şekil 3.28 (a) İkizlenme gösteren markazit mineralleri yığışımı. (b) Kromit etrafını saran pirit-I gelişimi. (c) Sağ altta kromit, ortada markazit mierali ve saçınımlı, ince taneli pirit-II mineralleri. (d) Manyetit mineralinin dış çeperinde kısmen gelişen pirit-I ornatımı. (e) Tektonik deformasyon sonucu kırıklanan kromit parçaları arasında yerleşmiş markazit mineralleri. (f) Kromit mineralleri etrafında gelişmiş ve özşekilleriyle tanımış arsenopirit kristalleri. (Kesitler hava ortamındadır). (Mrc: Markazit, Chr: Kromit, Py I: Pirit-I, Py II: Pirit-II, Apy: Arsenopirit). 41
Şekil 3.29 Damdamca Cevherleşmesi'nin parajenetik süksesyonu. 42
Şekil 3.30 Karakaya Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit ve arjilleşmiş granit dokanağı (çekiç 33 cm'dir). 43
Şekil 3.31 Arjilleşmiş granit içerisindeki kuvars damarı (kalemin kalınlığı 8 mm'dir). 44
Şekil 3.32 Karakaya Cevherleşmesi'ni gösteren jeoloji enine kesit. 45
Şekil 3.33 Karakaya Cevherleşmesi jeoloji haritası. 46
Şekil 3.34 Silisleşmiş-okside serpentinit içerisinde tarak dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 47
Şekil 3.35 Silisleşmiş-okside serpentinit içerisinde vuggy kuvars dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 47
Şekil 3.36 Silisleşmiş-okside serpentinit içerisinde geç evre kalsedon damarları (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 48
Şekil 3.37 (a) Kalsit ve yan kayaç klastları içeren hidrotermal breş. Matriks kuvars-I minerallerinden oluşmaktadır. Hidrotermal evre öncesi yan kayaçta gerçekleşen karbonat alterasyonuyla ilişkilendirilebilir. (b) Tektonik deformasyona maruz kalmış 'tarak' dokusunun kısmen bir kısmını sunan kuvars damarı parçacığı. (c) Silisleşmiş serpentinit dokusu sunan yan kayacı kat eden muhtemel kuvars-I damarcığı ve bu damarcık üzerinde gözlenen kısmi 'tarak' dokusu. (Cal: Kalsit, Qz I: Kuvars-I). 49
Şekil 3.38 (a) Özşekilli pirit-I mineralleri üzerinde gelişmiş götit/limonit ornatımı gerçekleşmiş ve kalıntı pirit-I mineralleri kristallerin orta kesimlerinde gözlenebilmektedir. (b) Özşekilli ve "c" kristal eksenine paralel kesilmiş kuvars-I minerallerini saran hematit oluşukları. (c) Muhtemel kuvars-I gangı içerisinde gözlenen Au kristali ve ilksel Fe-sülfid minerali üzerinde gerçekleşmiş hematit ornatımı. (d) Özşekilli kuvars-I minerallerinden kalan boşluklara yerleşmiş hematit

ve sağ üstte hematitler üzerinde gerçekleşmiş götit/limonit ornatımı. (e) İkizlenme gösteren markazit minerali çeperinde gelişmiş bravoit ornatımı. (f) Kuvars-I gangı içerisinde özşekilli arsenopirit mineralleri. (Kesitler hava ortamındadır). (Gt: Götit, Lm: Limonit, Hem: Hematit, Qv I: Kuvars-I, Au: Nativ Altın, Mrc: Markazit, Brv: Bravoit, Apy: Arsenopirit). 53
Şekil 3.39 (a) Kuvars-I gangı içerisinde pirit-I ve markazit mineralleri çeperinde gelişmiş bravoit ornatımı. (b) Kuvars-I gangı çatlaklarında ve kromiti sararak gelişmiş pirit-II minerali. (c) Kuvars-I gangı içerisinde ilksel oluşumlu çubuksu markazit minerali ve ortama geç evrede dâhil olan markazit etrafında gelişmiş, ince taneli pirit-II yığışımları. (d) Kuvars-I gangı içerisinde gelişen pirit-I mineralini kısmen ornatabilmiş götit minerali ve kalıntı pirit-I minerali. (e) Kuvars-I gangı içerisinde ikizlenme sunan markazit minerali. (f) Parajenezde sadece bu bölgede yer alan ve nadir gözlenen kalkopirit ve özşekilsiz pirit-II minerali. (Kesitler hava ortamındadır). (Qv I: Kuvars-I, Py I: Pirit-I, Brv: Bravoit, Chr: Kromit, Mrc: Markazit, Py II: Pirit-II, Gt: Götit, Ccp: Kalkopirit). 54
Şekil 3.40 (a) Kuvars-I gangını kat etmiş kuvars-II damarcığı içinde saçınımlı ve ince taneli gözlenen pirit-II. (b) Kuvars-I gangı içerisinde gözlenen arsenopirit kristalinin sol üst köşesinde lepidokrosit ornatımı. (c) Gang içinde gözlenen muhtemel Fe-sülfid kristalleri üzerinde ornatım ürünü olarak gelişmiş götit/limonit ve özşekilli arsenopirit kristalleri. (d) Özşekilli kuvars-I gangı boşluğunda gelişmiş pirit-II psödomorfizması ve pirit-II üzerinde gerçekleşen götit/limonit ornatımı. (e) Silisleşmiş serpentinit dokusu içerisinde manyetit minerali. (f) Kuvars-I gangı içeririnde nativ Ag kristali. (Kesitler hava ortamındadır). (Qv I: Kuvars-I, Qv II: Kuvars-II, Py II: Pirit-II, Apy: Arsenopirit, Lpc: Lepidokrosit, Gt: Götit, Lm: Limonit, Mag: Manyetit, Ag: Nativ Gümüş). 55
Şekil 3.41 Karakaya Cevherleşmesi'nin parajenetik süksesyonu. 56
Şekil 3.42 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit (güneye bakış). 57
Şekil 3.43 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 58
Şekil 3.44 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ni gösteren jeoloji enine kesit. ... 58
Şekil 3.45 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi jeoloji haritası. 59

Şekil 3.46 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki şeker kuvars dokusu (kalemin kalınlığı 8 mm'dir). 60
Şekil 3.47 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki vuggy kuvars dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 60
Şekil 3.48 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki kalsit sonrası kuvars psödomorfu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 61
Şekil 3.49 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki siyah silika damarcığı (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 61
Şekil 3.50 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki böbreğimsi yapıda kalsedon damarcığı (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 62
Şekil 3.51 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki bantlı kalsedon dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 62
Şekil 3.52 (a) Silisleşmiş serpentinit dokusu sunan yan kayacı kat eden kuvars-I damarı. (b) Silisleşmiş serpentinit içerisinde opak ve kübik kromit mineralleri. (c) Yan kayacı kat eden ve opak mineralleri (muhtemel Fe-sülfid minerali) ortama taşıyarak getiren kuvars-I damarı ve daha geç evrede gelişen ve bu yan kayaçla beraber kuvars-I damarını kesen kuvars-II damarcığı. (Qv I: Kuvars-I, Qv II: Kuvars-II, Py I: Pirit-I, Chr: Kromit). 63
Şekil 3.53 Silisleşmiş serpentinit dokusu sunan yan kayaç içerisinde hidrotermal evreler öncesinde gelişmiş opak kromit minerali. (Chr: Kromit). 64
Şekil 3.54 (a) Kuvars-I gangı içerisinde çubuksu ve özşekilli lepidokrozit kristali. (b) Silisleşmiş serpentinit dokusunu kat eden kuvars-I damarcığı ve bu damarcık boyunca kristalleşmiş, kübik haleleri olan pirit-I mineralleri üzerinde gerçekleşen götit/limonit ornatımı. (c) Kuvars-I gangı içerisinde 5µm büyüklüğünde Au kristali. (d) Kuvars-I gangı içerisinde kristalleşmiş özşekilli pirit kristali üzerinde gerçekleşmiş götit/limonit ornatımı. (e) c kristal eksenine paralel kesilmiş hekzagonal kuvars-I minerali boşluğuna yerleşmiş pirit-II psödomorfu. (f) Kuvars-I gangı içinde, sağ altta özşekilli pirit-I üzerinde gerçekleşmiş götit ornatımı ve sol üstte nikelin kristali. (Kesitler hava ortamındadır). (Lpc: Lepidokrozit, Qv I: Kuvars-I, Gt: Götit, Lm: Limonit, Au: Nativ Altın, Py II: Pirit-II, Nc: Nikelin). 67
Şekil 3.55 (a) Gang içerisinde pentlandit minerali. (b) Kuvars-I gangı içerisinde ≈1 µm boyutunda Au kristali. (c) Gang içerisinde piroluzit minerali. (d) Tektonik

deformasyon sonucu kırıklanmış kromit. (Kesitler hava ortamındadır). (Pn: Pentlandit, Au: Nativ Altın, Qv I: Kuvars-I, Pyr: Piroluzit, Chr: Kromit). 68
Şekil 3.56 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'nin parajenetik süksesyonu..... 69
Şekil 3.57 Kızılağıl Cevherleşmesi genel görünümü (kuzeybatıya bakış). 70
Şekil 3.58 Kızılağıl Cevherleşmesi karşıdan görünümü (çekiç 33 cm'dir). 70
Şekil 3.59 Kızılağıl Cevherleşmesi'ni gösteren jeoloji enine kesit. 71
Şekil 3.60 Kızılağıl Cevherleşmesi jeoloji haritası. 72
Şekil 3.61 Kızılağıl Cevherleşmesi'ndeki kuvarsın kokard dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 73
Şekil 3.62 Kızılağıl Cevherleşmesi'ndeki kuvarsın tarak dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 73
Şekil 3.63 Kızılağıl Cevherleşmesi'ndeki vuggy kuvars dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir). 74
Şekil 3.64 Kızılağıl Cevherleşmesi'ndeki hidrotermal breş damarı (kalemin kalınlığı 8 mm'dir). 74
Şekil 3.65 Kızılağıl Cevherleşmesi içerisindeki tektonik breşleşme (kalemin kalınlığı 8 mm'dir). 75
Şekil 3.66 Kızılağıl Cevherleşmesi'ndeki breşleşme ve kalsedon damarları (kalemin kalınlığı 8 mm'dir). 75
Şekil 3.67 (a) Kesit görüntüsünün orta kısmında yer alan mika minerali yan kayaç oluşumuyla ilişkilendirilmiştir. Muhtemel kuvars-şist yan kayacını altta kuvars-I minerali kat etmektedir. (b) Kuvarsşist yankayacını kat eden kuvars-I damarı ve damar sınırında mercek şekilli mika minerali (Qv I: Kuvars-I, Py I: Pirit-I). 76
Şekil 3.68 (a) Gang içerisinde nikelin kristali. (b) Kesit görüntüsünün sağ alt kısmında millerit minerali ve sol üst kısmında arsenopirit minerali. (c) Kuvars-I gangı içerisinde 5 μm büyüklüğünde nativ Au tanesi. (d) Kuvars-I içerisinde özşekilli pirit-I minerali. (e) Özşekilli bir kuvars-I kristalinin terk ettiği boşlukta gelişen pirit-II psödomorfizması. (f) Kuvars-I kristallerinin yerine psödomorf olarak gelen pirit-II ve psödomorfizmayı izleyen pirit-II mineralleri üzerindeki götit/limonit ornatımı. (Kesitler hava ortamındadır). (Nc: Nikelin, Lpc: Lepidokrosit, Mlr: Millerit, Qv I: Kuvars-I, Au: Nativ Altın, Py I: Pirit-I, Py II: Pirit-II, Gt/Lm: Götit/ Limonit). 79

Şekil 3.69 (a) Gang (muhtelen kuvars-I) içerisinde 5 µm büyüklüğünde nativ Au kristali. (b) Gang içerisinde nativ Ag kristali. (c) Kesit görüntüsünün ortasında piroluzit minerali. (d) Kuvars-I içerisinde nikelin kristali. (Kesitler hava ortamındadır). (Au: Nativ Altın, Ag: Nativ Gümüş, Pyr: Piroluzit, Nc: Nikelin, Qv I: Kuvars-I, Gt: Götit, Lm: Limonit, Chr: Kromit)..... 80
Şekil 3.70 Kızılağıl Cevherleşmesi'nin parajenetik süksesyonu. 81
Şekil 4.1 Kuvars kristali içindeki farklı sıvı kapanım tiplerinin dağılımı..... 83
Şekil 4.2 Oda sıcaklığı dikkate alınarak sınıflandırılan, farklı sıvı kapanım tipleri. . 84
Şekil 4.3 THMG–600 sistemi sistemi monte edilmiş Leica DMLP polarizan mikroskobu ve ölçümlerin yapılması sırasında Linksys–32 DV programı yüklü bilgisayar. 88
Şekil 4.4 Karakaya Altın Cevherleşmesi'ne ait kuvars mineralinde gözlenen iki fazlı (L+V) birincil kapanımlar. 88
Şekil 4.5 Düşük sıcaklıklarda H_2O+NaCl sistemindeki faz gelişimini gösteren sıcaklık-bileşim diyagramı. 92
Şekil 4.6 Kaymaz Altın Yatağı'na ait kuvars minerallerinde ölçülen son buz ergime sıcaklığı (Tm-ice)–frekans histogramı. 92
Şekil 4.7 Kaymaz Altın Yatağı'na ait kuvars minerallerinde ölçülen homojenleşme sıcaklık (Th) – frekans histogramı. 93
Şekil 4.8 Kaymaz Altı Yatağı'na ait Th-yüzde NaCl eş değeri tuzluluk diyagramı.. 94
Şekil 4.9 Kaymaz Altın Yatağı homojenleşme sıcaklığı–yüzde NaCl eşdeğeri tuzluluk oranlarına göre kapanım sıvılarının yoğunluk diyagramı. 95
Şekil 4.10 Kaymaz Altın Yatağı'na ait homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk verilerinin dünyadaki çeşitli yataklarla karşılaştırılması. 95

TABLOLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 2.1 Tavşanlı Zonu'ndaki Eosen granitoidlerinin izotop yaşları..... 10
Tablo 4.1 Kaymaz Altın Yatağı'na ait kuvars minerallerinde ölçüm yapılan sıvı kapanımların mikrotermometrik özellikleri 89
Tablo 4.2 Ötektik sıcaklıklara göre belirlenmiş çözelti sistemleri..... 91
Tablo 4.3 Çeşitli hidrotermal maden yataklarının sıvı kapanım karakteristikleri..... 96

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

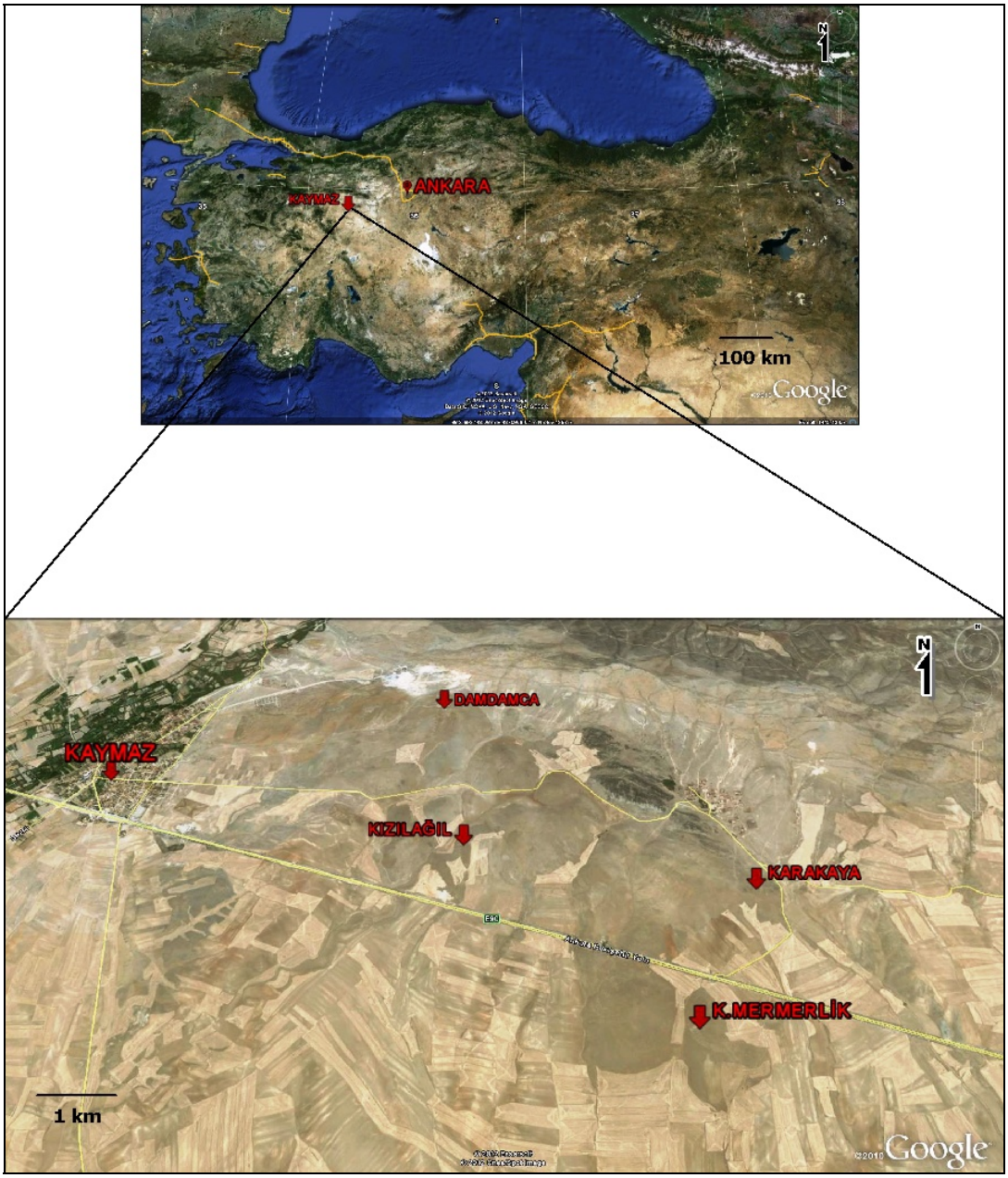
1.1 Çalışma Alanının Yeri

Çalışma alanı Eskişehir İli, Sivrihisar İlçesi'ne ait Kaymaz Beldesi'nin 3 km doğusunda, 30 km²'lik bir alanı kapsar ve 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalarından i26-d3, i26-c4, j26a2, j26-b1 paftalarında bulunmaktadır. Çalışma alanına ulaşım Ankara-Eskişehir-Bursa karayolu ile mümkündür (Şekil 1.1). Bölgenin deniz seviyesinden yüksekliği ortalama olarak 1000 m civarındadır. Kuzeye doğru gidildikçe rakım artarken, güneye doğru gidildikçe rakım azalır ve düzlük alanlar yaygınlaşarak tarım faaliyetleri topoğrafya açısından daha da uygun hale gelir.

1.2 Çalışma Alanının Tarihçesi ve Amaç

Eskişehir-Kaymaz Altın Yatağı'nda MTA Genel Müdürlüğü ve özel şirketler tarafından çalışmalar yapılmış olup, 1997 yılında Tüprag Metal Mad. San. Tic. AŞ tarafından yapılan çalışmalarda ortalama 6 gr/t tenörlü 188.000 ons özkaynak tespit edilmiştir. Kaymaz Altın Yatağı ülkemizdeki altın üretimine olan katkısı giderek artan Koza Altın İşletmeleri AŞ tarafından 2005 yılında devralınarak geliştirilmiş olup, 2011 yılının mart ayı itibariyle üretime başlamış, aynı yılın son aylarına doğru ilk altın dökümünü gerçekleştirmiştir. Kaymaz Altın Yatağı bugün yaklaşık olarak 1.000.000 ons'luk bir özkaynağa sahiptir.

Bu çalışma, listvenitleşme ile ilişkili olan Kaymaz Altın Yatağı'nın kökenini ve oluşum ortamını açıklamak ve ofiyolitik kayaçlar açısından zengin ülkemizdeki benzeri diğer prospeksiyonlara model oluşturması amacıyla gerçekleştirilmiştir.



Şekil 1.1 Çalışma alanının lokasyon haritası (Google Earth görüntüsü).

1.3 Çalışma Yöntemi

İnceleme alanının 1/25.000 ve 1/5.000 ölçekli jeoloji haritaları yapılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında çalışma alanını temsil eden alterasyon mineralleri için yan kayaç örnekleri alınarak PIMA'da (Portable Infrared Mineral Analyser) okutulumuş ve yorumlanmıştır. Kaymaz Altın Yatağı'nı oluşturan dört ayrı lokasyona ait 24 adet

sondaj noktasından mineralizasyonu düşey ve yanal yönde temsil eden örnekler alınmıştır. Bu 24 sondaja ait karotlardan toplamda; ince kesit için 28 adet, parlak kesit için 28 adet ve sıvı kapanım için ise 16 adet örnek hazırlanmıştır. Sıvı kapanım çalışmaları için sondaj karotlarından alınan 16 örnekte de ölçüm yapmaya uygun birincil kapanım bulunamamıştır. Daha sonra sıvı kapanım çalışmaları için yüzeyden ikinci kez örnekleme yapılarak dört lokasyondan toplam 15 adet örnek alınmıştır. Bu sıvı kapanım örneklerinden de Damdamca'ya ait kesitlerde ölçüm yapmaya uygun birincil kapanım bulunamamıştır.

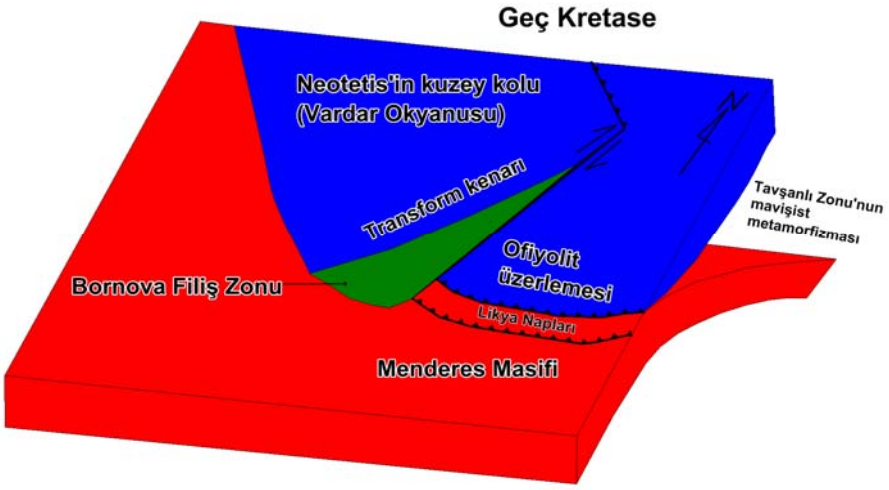
Parlak ve ince kesitler Dokuz Eylül Üniversitesi'ne ait laboratuvarda hazırlanmış, Dokuz Eylül Üniversitesi ve Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi'nde incelenmiştir. Sıvı kapanım örnekleri ise İstanbul Üniversitesi laboratuvarında hem hazırlanmış hem de incelenmiştir.

Tez sahasıyla ilgili makaleler incelenmiş, laboratuvardan elde edilen verilerle deneştirilmiştir. Çizim aşamasında MapInfo ve CorelDraw programlarından yararlanılmıştır.

BÖLÜM İKİ
BÖLGESEL JEOLOJİ

2.1 Bölgenin Jeodinamiği ve Stratigrafisi

Türkiye'de Neotetis Okyanusu'nun kuzey koluna ait okyanusal litosferin kuzeye doğru yitilmesi büyük bir eklenmeli kompleksin oluşumuna yol açmıştır (Şekil 2.1). Batı Türkiye'de eklenmeli kompleks içerisindeki radyolaryalı çörtlerden elde edilen paleontolojik veriler okyanusal yitimin Geç Triyas (Karniyen)–Kretase'ye kadar uzandığını göstermektedir (Bragin ve Tekin, 1996; Tekin ve diğer., 2002). Anatolid-Torid Bloku'nun kuzeybatısında Neotetis Okyanusu'nun tamamen yitilmesinin ardından Anatolid-Torid Bloku'nun kuzey ucu YB/DS koşullarında metamorfizma geçirmiş, Orhaneli Grubu'na ait mavişistlerden elde edilen Rb-Sr yaşları kıtasal kabuğun 80 km derinliğe 80 My'da (Kampaniyen) ulaştığını göstermektedir (Okay, 2011). Tavşanlı Zonu'nun doğusunda, Mihalıççık civarındaki mavişistlerden alınan örneklerden K/Ar yöntemiyle 65 My ve 82 My yaşlar elde edilmiştir (Çoğulu ve Krummenacher, 1967).

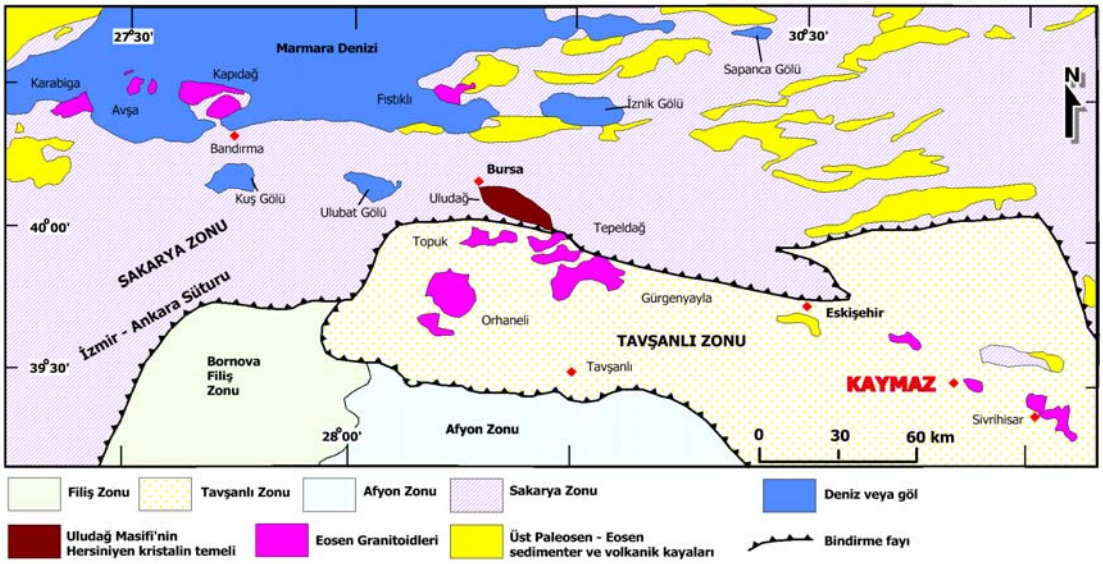


Şekil 2.1 Anatolid–Torid Bloku'nun Geç Kretase evrimi (Okay ve diğer., 1996).

Tavşanlı Zonu, Anatolid-Torid Platformu'nun pasif kıta kenarının kuzeye doğru yitimiyle temsil edilir (Şekil 2.1-2.2; Okay, 1986; Okay ve diğer., 1996, 1998). Mavişist metamorfizması Turoniyen-Koniasiyen aralığında oluşur (Geç Kretase;

Okay ve Kelley, 1994). Muhtemelen Paleozoyik yaşlı metaklastik kayaçlardan oluşan mavişistler temelde bulunarak, Mesozoyik yaşlı mermer, metabazit, metaçört tarafından ve bu birimler de bazalt, radyolaryalı çört, pelajik şeyl, pelajik kireçtaşından oluşan Kretase yaşlı eklenir kompleks tarafından tektonik olarak üzlerlenir (Şekil 2.3) (Okay ve Satır, 2006).

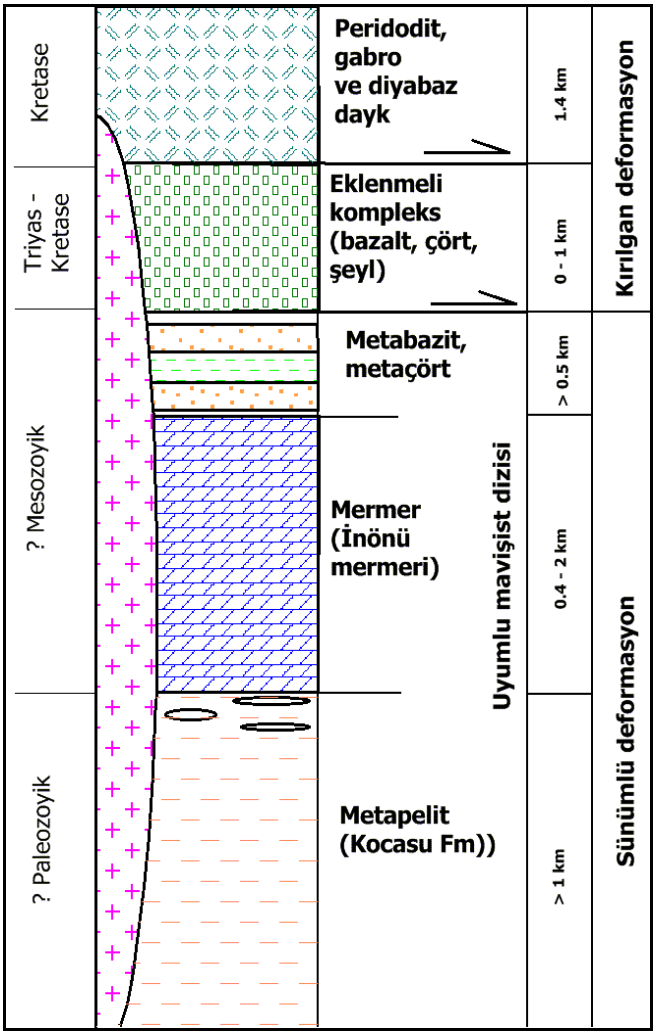
Tavşanlı Zonu'nda yer alan denizel Alt Eosen çökelleri Tavşanlı Zonu'nda kıtasal kabuğun normal kalınlıkta olduğuna işaret eder ve ofiyolitik kayaçları kesen Eosen granodiyoritleri Tavşanlı Zonu'ndaki tektonizmanın büyük ölçüde Paleosen sonunda bittiğini gösterir (Şekil 2.2) (Okay, 2011).



Şekil 2.2 Kuzeybatı Türkiye'de, Eosen plütonları, sedimenter ve volkanik kayaçlarını gösteren tektonik harita (Okay ve Satır, 2006; Okay ve Tüysüz, 1999 ile birleştirilmiştir).

Sakarya Zonu'nun güney kesimleri irdelendiğinde Nallıhan civarında pelajik karbonatlar üzerine ilk kırıntılı çökelim Orta-Üst Albiyen'de başlar (Tansel, 1980; Yılmaz, 2008). Arada yer yer karbonat çökelimi olsa da türbiditik derin denizel filiş çökelimi Kampaniyen ve Maastrihtiyen'de devam etmekte, Geç Maastrihtiyen'de filiş çökelimi yerini sığ denizel kumtaşlarına bırakmakta ve Paleosen'de karasal kumtaşları ve çakıltaşları çökelmektedir (Tansel, 1980; Yılmaz, 2008). Nitekim Haymana Havzası'nda da Maastrihtiyen derin denizel türbiditlerden Paleosen yaşlı karasal kırıntılılara bir geçiş gözlenir (Ünalan ve diğer., 1976). Bu veriler Tavşanlı Zonu ile Sakarya Zonu arasındaki çarpışmanın Paleosen'de başladığına işaret eder.

Tavşanlı Zonu, Anatolid-Torid Bloku'nun en kuzey ucunda yer alarak, kuzeyde İzmir-Ankara Kenet Zonu boyunca Sakarya Zonu'na ait kayalarla güneyde Afyon Zonu kayaları ve batıda Bornova Filiş Zonu kayalarıyla sınırlanır (Şekil 2.2). Susurluk ve Mustafakemalpaşa güneyinde üç önemli tektonik kuşak olan Bornova Filiş Zonu, Tavşanlı Zonu ve Sakarya Zonu dokanak halindedir (Akyüz ve Okay, 1996). Tavşanlı Zonu batıda Mustafakemalpaşa güneyinden doğuya doğru Mihalıççık-Yunak hattına kadar, doğu batı yönünde 280 km takip edilir ve daha doğu-güneydoğuya doğru İç Anadolu'daki yaygın Neojen örtüsünden dolayı sürekli olmasa da yer yer yüzlek vererek Haymana-Ulukışla havzasının güneyini takip edip Bolkardağları'na kadar uzanır (Okay, 2011).



Şekil 2.3 Tavşanlı Zonu'nun kuzeybatı Türkiye'ye ait tektono-stratigrafik kolon kesiti (Okay ve Satır, 2006).

Çalışma alnının bulunduğu Tavşanlı Zonu; Okay (1984) tarafından alttan üstte doğru 4 tektonostratigrafik birime ayrılmıştır;

a) Orhaneli Grubu

Orhaneli Grubu baskın olarak metasedimenter kayaçlardan oluşan düzenli bir stratigrafik istif oluşturur (Okay, 1985). Okay, Orhaneli Grubu'nu Tavşanlı Zonu'nun özellikle batı kesiminde iyi tanımlayarak üç formasyona ayırmıştır. Bunlar alttan üste doğru; Kocasu Formasyonu (mikaşist), İnönü Mermeri ve baskın olarak metabazitlerden yapılmış Devlez Formasyonu'dur (Şekil 2.3) .

Okay ve diğer. (2008), Orhaneli Grubu'nun temelinin gözlenmediği ve sadece Orhaneli güneyinde küçük bir alanda Ordovisyen yaşlı bir metagranitoidin yüzeylediğini belirtmişlerdir. Kapanca metagranitoidinde yaptıkları incelemelerde; jadeit ve kuvars dışında az oranlarda kloritoid, lavsonit, glokofan ve fengit içerdiğini belirtmiştir. Ayrıca metagranitoidle çevresindeki mikaşistlerde de benzer YB/DS mineral parajenezlerinin bulunması ve foliasyonlarının birbirine paralellik göstermesini Kapanca metagranitoidini metamorfizma öncesi Orhaneli Grubu üzerine veya içine itildiğine düşünerek, Kapanca metagranitoidini temelden gelen bir tektonik dilim olarak yorumlamıştır. Kapanca metagranitoidinden aldıkları iki numune üzerinde yapılan zirkon U-Pb tek mineral evaporasyon analizleri ile bu metagranitoidin Orta Ordovisyen (467,0 ± 4,5 My) yaşında olduğunu ortaya koymuşlardır.

Orhaneli Grubu'nun tabanında bulunan, Kocasu Formasyonu olarak adlandırılan metamorfik seri kuvars-mikaşistlerden oluşmaktadır ve metamorfizma öncesi ilksel litolojinin kumtaşı-şeyl ardalanması olduğu Okay (2004) tarafından belirtilmiştir. Kocasu Formasyonu üzerine gelen mermer serisi İnönü Mermeri olarak adlandırılmıştır (Servais, 1982). Kaya ve diğer. (2001) Orhaneli doğusunda, İnönü Mermeri'nin alt seviyelerinde Geç Triyas (Geç Noriyen) yaşını veren konodontlar tanımlamışlardır.

İnönü Mermeri üzerinde baskın olarak metabazit, metaçörtten ve fillattan oluşan Devlez Formasyonu olarak adlandırılan istif bulunmaktadır (Okay, 1981, 2004). Tavşanlı Zonu'nun doğu kesiminde, özellikle Sivrihisar çevresinde Orhaneli Grubu'nun batı kesimindeki Kocasu Formasyonu ve İnönü Mermeri'nin yanal eşdeğeri olarak düşünülen, mermer ve mikaşist ardalanmasından oluşan Sivrihisar Formasyonu bulunur (Okay, 2011). Sivrihisar Formasyonu'nun görünür yapısal kalınlığı üç kilometreyi geçer (Kulaksız, 1981; Gautier, 1984; Monod ve diğerleri, 1991). Gautier (1984) Sivrihisar Formasyonu'na ait mikaşistlerdeki mineral birlikteliğini kuvars + albit + klorit + fengit, metabazitlerde ise albit + klorit + aktinolit + epidot olarak saptamıştır. Monod ve diğer. (1991) bazı metabazitlerde saptanan lavsonit ve kalıntı sodik amfibol ve kalsiyumca zengin mikaşistlerde gözlenen lavsonit minerallerinin Sivrihisar Formasyonun'da gözlemleyerek, bu formasyonun da bölgesel bir YB/DS metamorfizması geçirdiğini belirtmiştir. Sivrihisar Formasyonu'nda YB/DS mineral parajenezleri iyi korunmamıştır ve yeşilşist fasiyesi bu metamorfizmayı üzerlemiştir (Okay, 2011). Sivrihisar Formasyonu üzerine Tavşanlı Zonu batısındaki Devlez Formasyonu'nun eşleniği olan ve lavsonitli eklojitlerin bulunduğu Halilbağı Formasyonu gelir (Okay, 2011).

b) Ofiyolitli Melanj

Orhaneli Grubu üzerine tektonik olarak yerleşen ofiyolitli melanj parçalarını Kaya (1972a) Ovacık Kompleksi olarak adlandırmıştır. Okay (2011) bu kompleksin; başlıca bazalt, radyolaryalı çört, pelajik şeyl, kireçtaşından ve az oranlarda ise serpentinit, talk, grovak ve tabakalı manganez kayalarından oluştuğunu belirtmiştir. Tavşanlı Zonu ve Bornova Filiş Zonu'ndaki Ovacık Kompleksi'ne ait çörtlerdeki radyolaryalara ait yaşlandırma yapılmış Geç Triyas (Geç Karniyen, Geç Noriyen), Jura, Erken Kretase (Berriasiyen-Hoteriviyen) ve Geç Kretase (Senomaniyen, Turoniyen) yaşları bulunmuştur (Bragin ve Tekin, 1996; Tekin ve diğer., 2002; Göncüoğlu ve diğer., 2006). Bu yaşlar dikkate alındığında Neotetis'in kuzey kolunun en az Geç Triyas yaşında olduğunu ve Geç Kretase'ye kadar uzandığını söylemek mümkündür. Dilek ve Thy (2006), Ankara civarındaki bir plajiyogranitten 179 ± 15

My zirkon U-Pb yaşını elde etmiştir. Bu da aynı şekilde Erken Jurasik'te okyanusal kabuğun varlığını desteklemektedir.

c) Ofiyolit

Tavşanlı Zonu'ndaki ofiyolit kütleleri bazı yerlerde Ovacık Kompleksi üzerine, bazı yerlerde ise Orhaneli Grubu üzerine tektonik dokanakla geldiğini, bu ofiyolitlerin %90'ından daha fazlasını peridotitlerin, %10'unu ise piroksenit, gabro, kromit ve peridotitleri kateden diyabaz dayklarının oluşturduğunu Okay (2011) belirtmiştir. Tavşanlı Zonu'na ait peridotitlerdeki mineral birlikteliği olivin + ortopiroksen + klinopiroksen + kromspinel'dir (Lisenbee, 1971; Okay, 1985, Lünel, 1986; Asutay ve diğerleri, 1989; Önen, 2003). Gabrolardaki mineral birlikteliği ise plajiyoklas (An_{89-100}) + klinopiroksen + ortopiroksen + spinel'dir (Önen, 2003). Tavşanlı Zonu'ndaki ofiyolitler genel olarak doğu–batı doğrultulu diyabaz daykları tarafından kesilmiştir (Okay, 2011).

d) Eosen çökel kayaları ve granitoidleri

Tavşanlı Zonu'nun doğu kesiminde Orhaneli Grubu'nun mavişistleri, ofiyolitli melanj ve ofiyolit üzerinde neritik foraminifer (*Alveolina* sp.) içeren Alt Eosen denizel çökelleri uyumsuzlukla yer alır (Okay, 2011). Tavşanlı kuzeyinde peridotitler üzerinde uyumsuzlukla Alt Eosen (Kuiziyen) yaşında kumlu ve çakıllı kireçtaşlarından oluşan 60 metre kalınlıkta sığ denizel bir istif yer almaktadır (Baş, 1986). Daha doğuda Eskişehir güneyinde konglomera, kumtaşı, kiltaşı ve bol nummuliti killi kireçtaşlarından oluşan ~300 m kalınlıktaki Alt Eosen (Kuiziyen) denizel çökelleri ofiyolitik gabroları uyumsuzlukla örter (Gözler ve diğerleri, 1997). Çifteler güneyinde ve batısında metamorfik kayalar ve ofiyolitler üzerinde yine uyumsuzlukla 300 metre kalınlıkta kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marnlardan oluşan Alt Eosen (Erken İlerdiyen-Orta Kuiziyen) yaşında bir istif uyumsuzlukla yer almaktadır (Göncüoğlu ve diğer., 1992; Özgen ve diğer., 2007). Bu stratigrafik veriler dikkate alındığında Tavşanlı Zonu, Erken Eosen başlangıcında sığ bir denizle kaplıdır. Tavşanlı Zonu'nda, Eosen'de bir taraftan sığ denizel sedimantasyon gelişirken bir taraftan da BKB-DGD doğrultulu, batıda Bursa ile doğuda Sivrihisar arasında bir

dizi plütonik kütle Tavşanlı Zonu içerisine sokulmuştur (Okay ve Satır, 2006). Bu plütonlar genel olarak granodiyorit bileşimli olup, Kaymaz Plütonu granit bileşimlidir. Granodiyorit bileşime sahip hornblend ve biyotit içeren Eosen plütonlarında yapılan yaş analizi sonuçlarına göre bu plütonlar 45 My–53 My (Erken–Orta Eosen) yaşları arasındadır (Tablo 2.1). Eosen granodiyoritleri manto kökenli magmaların sığ magma haznelerinde fraksiyonlaşması veya yine manto kökenli bazik magmanın getirdiği ısıyla kabuğun ergimesi sonucu oluşmuştur (Harris ve diğer., 1998; Altunkaynak, 2007; Karacık ve diğer., 2008).

Kaymaz ve Sivrihisar granitoidleri çarpışma sonrası (Harris ve diğer., 1994; Whitney ve diğer., 2011) veya yitim zonu sırasında (Delaloye ve Bingöl, 2000; İlbeyli ve Kibici, 2009; Kibici ve diğer., 2008) yerleşmiştir. Sivrihisar ve Kaymaz Plütonları Barroviyen ve YB/DS mavişist metamorfik kayaçları ile eklojit metamorfik kayaçları içerisine sokulmuştur (Whitney ve diğer., 2011). Fakat yalnızca Kaymaz granitoidi peridotit dilimleri ile dokanaktır (Örgün ve diğer., 2005). Kaymaz Plütonu Sivrihisar granitoidi ile benzer bileşimde, sub-alkali karakterde olduğunu ve mineral bileşiminin oligoklas, allanit, turmalin ve epidot olduğunu Örgün ve diğer. (2005) belirtmiştir. Kaymaz Plütonu sık sık serizitleşme gösteren K-feldspatlı Sivrihsar granitoidinden daha fazla altere görünür (Shin ve diğer., 2012).

Tablo 2.1 Tavşanlı Zonu'ndaki Eosen granitoidlerinin izotop yaşları ([1]Harris ve diğer. (1994), [2]Ataman(1972), [3]Okay ve Satır (2006), [4]Ataman (1973), [5]Sherlock ve diğer. (1999), [6]Gauter (1984))

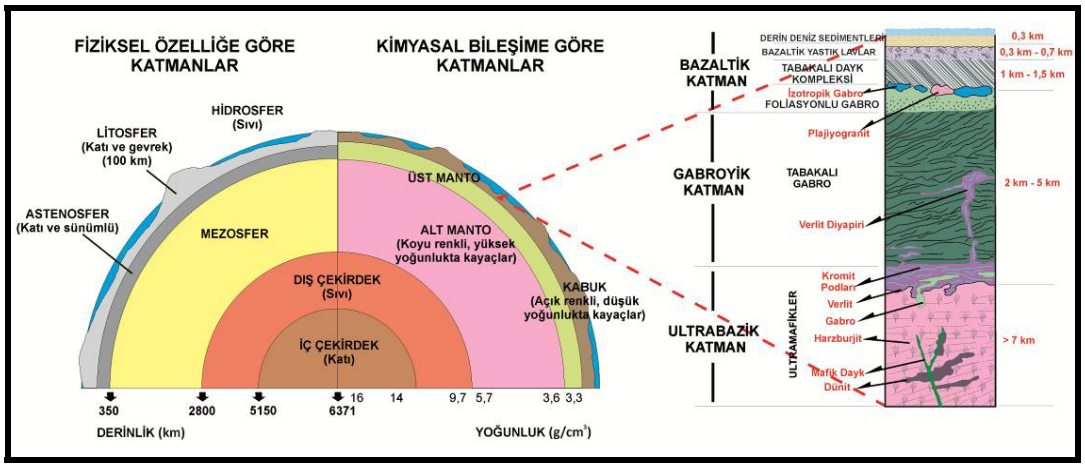
	Kaymaz	**Orhaneli**	**Topuk**	**Tepeldağ**	**Gürgenyayla**	**Sivrihisar**
Ar-Ar biyotit	-	52,6 ± 0,4[1]	-	-	-	-
Ar-Ar hornblend	-	-	47,8 ± 0,4[1]	-	-	53,0 ± 3,0[5]
Rb-Sr biyotit	-	48,5[2]	-	44,7 ± 0,4[3]	45,0[4]	-
U-Pb zirkon	84,98 ± 6,27[6]	-	-	44,99 ± 0,23[3]	-	-

2.2 Yeryuvarı ve Okyanusal Kabuk

Yeryuvarı fiziksel ve kimyasal özelliklerine göre iki farklı şekilde incelenebilir. Fiziksel özelliklerine göre incelendiğinde katmanlar dıştan içe doğru; hidrosfer,

litosfer, astenosfer, mezosfer ve çekirdek olarak ayrılırken, kimyasal özelliklerine göre sıralandığında ise kabuk, manto ve çekirdek kısımlarından oluşur (Şekil 2.4).

Okyanusal kabuk yaklaşık olarak 6-7 km kalınlığında ve genel olarak bazaltik-gabroyik bileşimli olmasına rağmen yer yer granitik kayaçlar da bulunmaktadır. Kimyasal bileşimine göre incelendiğinde; sismik Moho kaya tipi değişimi olarak (yaklaşık 6 km), yani kabuğun daha alttaki plütonik bölümü içerisindeki peridotitten gabroya kadar olan değişimini tanımlarken, petrolojik olarak Moho süreksizliği ise okyanusal kabuğu en üst mantodan ayırır (yaklaşık 8 km). Bu sınır metamorfik manto peridotitlerinden daha alt kabuksal kümülat peridotitlerine bir değişim olarak tanımlanır.



Şekil 2.4 Fiziksel özellik ve kimyasal bileşimine göre Yerküre'nin katmanları (Wilson, 1995). Okyanusal kabuk kesiti (eksiksiz ofiyolit serisi) ve yer kabuğundaki yeri (Nicolas, 1989).

Okyanusal kabuk en altta plütonik bölüm, ortada tabakalı dayk bölümü, daha üstte pelajik sedimanlar ile ara katkılı volkanik bir dizi ve en üstte pelajik sedimenter örtüden oluşur (Ash, 2001).

2.3 Ofiyolit Terimi

Ofiyolit terimi ilk olarak, serpentinit kayacını tanımlamak için 1800'lü yıllarda Avrupa'da kullanıldı (Coleman, 1977). 'Ofiyolit' kelimesinin kökenine bakıldığında

Antik Yunan dilinde *'ophio'* kelimesinin karşılığı 'snake (yılan)' ve *'lite'* kelimesinin karşılığı ise 'stone (taş)'dır (Ash, 2001).

Steinmann (1927) Alpin Orojenik Zonu'ndaki pelajik sedimanlar ile mafik ve ultramafik kayaç topluluklarının kökensel olarak ilişkisini karakterize etmek için serpentinit, radyolarit ve spilit birlikteliğini 'Steinmann üçlüsü' olarak adlandırdı. Avrupalı jeologlar peridotit, gabro ve yastık bazaltın kökensel yakınlığını ve de pelajik sedimanlar ile olan ilişkisini kabul ederken, Amerikalı jeologlar ise peridotitler ile mafik kayaçları kökensel olarak ayrı düşündüler. Benson (1926), peridotitlerin ve serpentinitlerin plütonik kökenli olduğunu ve orojenik kuşak içerisindeki kıvrımlanmış jeosenklinal sedimanlarının içerisine sokulduklarını düşünmüştür. 'Alpin peridotiti' kavramı olarak ortaya konulan bu fikir Kuzey Amerika jeologları tarafından kabul görmüştür. Bu tartışmalar 1920'li yılların sonlarından 1960'lı yılların sonlarında ortaya atılan levha tektoniği modeline kadar devam etmiştir. Coleman (1977), Steinmann'ın ofiyolit kavramını levha tektoniğiyle değiştirerek, modern petrolojiyle aydınlattı ve ana kenet kuşaklarını, eski okyanusları ve de kıtasal kenarları anlamamız için bunun çok önemli olduğu kanısına vardı. Coleman (1977), ofiyolitler için; haritalanabilir birimler arasında faylı dokanakların yaygın olduğunu ve bir ofiyolitik istifin eksik, parçalanmış ya da metamorfizmaya uğramış olabileceğini belirtmiştir.

Serpentinleşme aşaması genel olarak yitim zonu üstünde (supra-subduction zone), ıslak okyanusal kabuğun ada yayı metaryelinin altına dalmasıyla meydana gelir. Aşağı giden litolojilerin dehidrasyonu sonucu basınç ve sıcaklık yükselir. Etraftaki ultramafik, mafik ve pelajik sedimanlar ve baskın gelen levhanın hapsolmuş manto kamasıyla dehidrasyon etkileşimiyle serbest kalan akışkanlar serpentine altere olabilirler (Buckman ve Ashley, 2010). Serpentinleşme aşaması ekzotermik bir reaksiyondur ve 300°C'ye kadar ısı üretebilir (Moody, 1976b; Wenner ve Taylor, 1971; 1973; 1974).

Serpentinleşme aşamasının kimyasal reaksiyonları aşağıda belirtilmiştir (O'Hanley, 1996);

olivin su serpentin brusit

1) $2Mg_2SiO_4 + 3H_2O \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + Mg(OH)_2$
2) $3Mg_2SiO_4 + 4H_2O + SiO_2 \rightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4$

ortopiroksen

3) $3Mg_2SiO_4 + MgSiO_3 + H_2O \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4$

2.4 Listvenit (Listwanite)

Listvenit terimi ilk olarak orta Rusya'nın Ural Dağları'ndaki Yekaterinburg kentindeki Beryozovsky kasabasında bulunan yerel bir yere özgü olarak G. Rose tarafından 1828 yılında kullanıldı (Hall ve Zhao, 1995). Beryozovsky kasabasının hemen yanında birkaç küçük yerleşim yerinin adı Berezit ve Listvennaya'dır (Şekil 2.5).



Şekil 2.5 Ural Dağları'ndaki listvenit tiplerinin adını aldığı yerleşim yerleri (Google earth görüntüsü).

Holmes (1928), Gary ve diğer. (1972) listveniti sarımsı yeşil renkli olan ve kuvars, dolomit, manyezit, talk ve limonit içeren şistoz bir kayaç olarak tanımlayarak Rose (1828) tarafından Beresovsk için yapılan tanımı desteklemişlerdir. Bu tanımda

listvenit; alterasyon mineral topluluğunun oluşturduğu bir kayacı karakterize eder ve fuksit veya mariposit bahsedilmediği görülmektedir. Hall ve Zhao (1995), Rose (1837)'in yayımladığı bu tanımında 'talk' terimini şimdi kullanılan anlamından daha geniş bir anlamda kullandığına işaret etmiştir. Talk kil grubuna ve muskovit ise mika grubuna ait tabakalı (filo) silikatlardandır. Talk, mikalara göre daha geniş bir aralığa sahiptir. Bu şekilde bakıldığında Cr-mika minerali olan fuksiti geniş anlamda kullanılan talk grubuna ait olarak kullanıldığı düşünülebilir. Bu tür tartışmaların önüne geçebilmek için alterasyon topluluğunun kökensel olarak karakterize etmek için Rus jeologlar tarafından kullanılan sınıflamalardan bir tanesi mineralojiye dayalı sınıflamadır. Aynı şekilde Ash (2001) önreğin; kuvars-moriposit listvenit veya kuvars-karbonat listvenit şeklinde kullanılabileceğini önermiştir.

Leaming (1978) British Columbia'da yapılan bir tartışmada jadeit yatakları için listvenit ifadesini kullanmışken, Hopper (1984) listvenitleri, Cassiar'deki altın mineralizasyonunda karbonat alterasyonuna uğramış kayaçları karakterize etmek için kullandı.

Buisson ve Leblanc (1985, 1986, 1987) Kuzey İtalya, batı orta Suudi Arabistan ve Kuzeybatı Afrika'daki ofiyolitleri içerisindeki altın-kuvars damarlarının alterasyonu için kullandı.

Hall and Zhao (1995) lisvenitlerin orta-düşük sıcaklıkta (450°C'den daha düşük), 1-3 kbar basınç altında, mafik-ultramafik kayaçların hidrotermal/metasomatik alterasyona maruz kaldığını; kuvars, karbonat, moriposit/serizit ve pirit minerallerinden oluştuğunu ve ana fay/makaslama zonlarına yakın yerlerde oluştuğunu belirtmiştir.

Goncharenko (1970) listvenitleri; karbonatlaşmış ultramafik kayaçlar (ortolistvenit) ve ortolistvenitlerle doğrudan ilişkili fakat ilksel mineraloji farklılığından dolayı farklı bir alterasyon birlikteliğine sahip (epilistvenit) listvenitler şeklinde iki gruba ayırmıştır.

Ploshko (1963) ise listvenitleri; allometamorfik ve otometamorfik listvenitler şeklinde iki gruba ayırmıştır. *Allometamorfik listvenitler*; granitik intrüzyonla ilişkilidir. Hidrotermal akışkanın etkisiyle alterasyon minerali olarak mika (muskovit, fuksit) gelişir ve yüksek potasyum içeriğine sahiptir. *Otometamorfik listvenitler*; ikincil mikanın oluşmamasından dolayı potasyumca fakir olan listvenitler şeklinde tanımlamıştır.

Kashkai (1965) ve Goncharenko (1970), kayaçların mineral birlikteliklerindeki değişimleri inceleyerek, listvenitlerin gelişim sırasını üç evrede şu şekilde anlatmıştır;

1) İlk olarak serpentinit–aktinolit-klorit kayacının (az miktarda karbonat) serpentinit-klorit-karbonat kayacına derecelenmesi,
2) Hematit ve kuvars içeren serpentinit-brusit (brucite)-karbonat kayacının orta evrede oluşumu ve talk-klorit-karbonat ve talk-karbonat kayacına derecelenmesi,
3) Mariposit listvenitlerinin listvenite evresi. Buradaki listvenitleşmenin belirleyici temel özelliğini serpentinit içerisindeki talk ve/veya karbonatların dönüşümü olduğunu ve ortama K, Ca, Al, CO_2 ve H_2O girdisi olurken SiO_2'nin ortamdan uzaklaştığı belirtilmiştir.

Listvenitlerin oluşumunu akışkanların K taşımasıyla ilişkili olduğuna bağlanırsa (Halls and Zhao, 1995), listvenitlerin oluşumunu üç evrede tanımlanabilir (Plissart ve diğer., 2009);

1) *Karbonatizasyon* (Halls and Zhao 1995), örneğin serpentin,
   Serpentin + $3CO_2$ = 3Karbonat+ 2Kuvars+ $2H_2O$ (reaksiyon 1)
2) *Silisifikasyon,* silikanın ortama dışardan girmesi veya reaksiyon 1'deki silikanın etkisi
3) *Mikanın oluşumu* (Kishida ve Kerrich 1987), örneğin albit,
   3Albit + K^+ + $2H^+$ = Muskovit + 6Kuvars+ Na^+

Listvenit terimi Kuzey Amerika'da halen; Arabistan Kalkanı'ndaki ofiyolit kompleks içerisinde karbonatlaşmış ve silisleşmiş serpentiniti ifade etmek için kullanılmaktadır (Bates ve Jackson, 1987; Jackson, 1997).

Listvenit terimi son yirmi yılda Rus jeologlar tarafından hidrotermal kuvars ± karbonat damarları tarafından kesilen karbonat ± serizit ± pirit alterasyonuna uğramış ofiyolitik mafik ve ultramafik kayaçlar için kullanıldı (Boyle, 1979). Ayrıca Boyle (1979), Ural Dağları'nda bulunan, Berezovsk'dan adını alan serizitleşmiş ve piritleşmiş ince taneli kayaçlar için ise 'beresit' teriminin kullanıldığını belirtmiştir. Beresit oluşumu için sıcaklığın 200°C ila 400°C arasında ve pH'ın ise 2-4 arasında olması gerekir (Zharikov ve diğer., 2007).

Böhlke (1989) ve Kerrich (1989) listvenitlere CO_2 içerisindeki düşük tuzululuğa sahip hidrotermal akışkanların sebep olduğunu ve altını bisülfid compleks biçiminde taşıdığını belirtmiştir.

Sazonov ve diğer. (2001) Ural Dağları'nda bulunan altın damarlarının ve alterasyonların yapısal kontrollü olarak geliştiğini belirtmişlerdir. Bu yatakları mineralojik bileşimlerine göre üçe ayırmışlardır; kuvars, serizit, dolomit-ankerit ve pirit birlikteliğini 'beresit'; kuvars, fuksit, manyezit ve kromit birlikteliğini 'listvenit'; mafik dayklarla yakından ilişkili olan ve biyotit, hornblend, zoisit birlikteliğini 'tabashkite' olarak alandırmışlardır. Beresit ve listvenit mineral birlikteliğinin oluşum sıcaklığı 150°C ila 400°C, basıncı 0,6 kbar ila 1,3 kbar ve oluşum derinliğini 1,8 ila 4,5 km arasındadır (Sazonov, 1984).

Birbirit, bir listvenitin veya serpentinitin silisleşmesinden kaynaklanan kahverengi-bej renkli kuvarsit olarak tanımlandı (Tomkeieff, 1983; Duparc ve diğer., 1927).

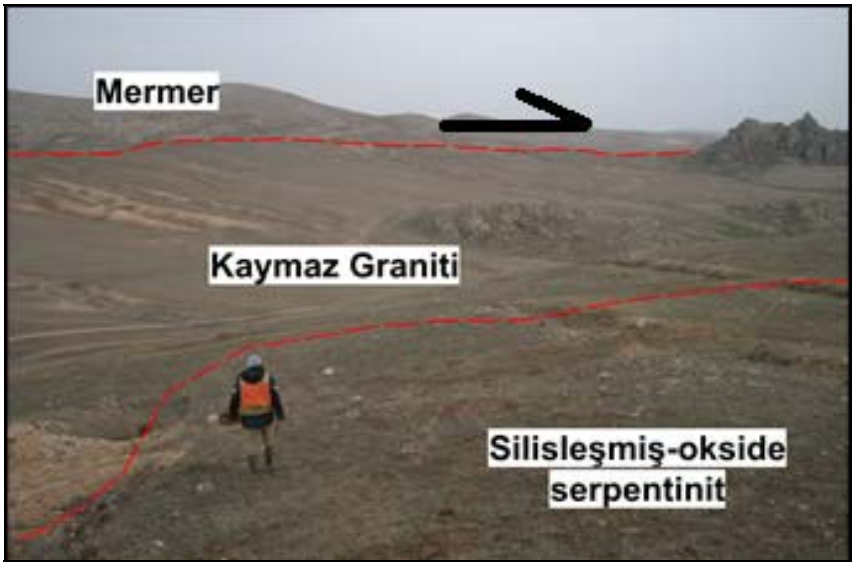
Türkiye'deki birkaç listvenitik oluşumu Alpin Kuşağı'nın bir bölümü olan İzmir-Ankara-Erzincan Keneti boyunca serpentinitler içerisinde tespit etmişlerdir (ör. Lisenbee, 1971; Şentürk and Karaköse, 1981; Aydal, 1989; Erler and Larson, 1990;

Genç ve diğer., 1990; Tüysüz ve Erler, 1993; Boztuğ ve diğer., 1994; Koç ve Kadıoğlu, 1996;Uçurum, 1996, 2000; Gözler ve diğer., 1997; Ucurum ve Larson, 1999). Ayrıca Türkiye'deki bazı listvenitik oluşumlar alterasyon birlikteliği açısından çalışılmış ve krom-mika (fuksit) mineralinin bulunmadığı kanısına varılmıştır (Araç Massifi (Kastamonu): Aydal, 1989; Kağızman Bölgesi (Kars): Tüysüz and Erler, 1993; Alacahan Bölgesi (GD Sivas): Boztuğ ve diğer., 1994; Karacakaya (Eskişehir): KoçveKadıoğlu, 1996; Cürek-Divriği (Sivas) ve Güvenç-Karakuz-Hekimhan (Malatya): Uçurum, 1996, 2000; Mihalıççık Bölgesi (Eskişehir): Akbulut ve diğer., 2006).

Tüysüz ve Erler (1993) Kağızman bölgesindeki silika-karbonatları (listvenitleri) ayrıntılı olarak inceleyerek alterasyon derecesine göre Faz 1 silika-karbonatları ve Faz 2 silika-karbonatları olarak iki gruba ayırmıştır. Faz 1 silika-karbonatları daha geniş yayılım sunarlar ve kalıntı serpentinit parçaları içerir. Faz 2 silika-karbonatları ise silikaca baskındır ve altın açısından ekonomik değere sahiptir. Auclair ve diğer. (1993) bu gruplandırmayı dikkate aldı fakat Faz 1 silika-karbonatları 'talk-karbonat şistler' ve Faz 2 silika-karbonatları ise 'birbirit' olarak adlandırdı.

BÖLÜM ÜÇ
ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ

Tavşanlı Zonu içerisinde bulunan çalışma sahasının 4 farklı alanında cevherleşme gözlenir (Şekil 3.11). Sahanın kuzey bölümünde, çok geniş bir alanda yüzlek veren mermer birimi bulunmaktadır. Mermerin güney kontağı Kaymaz Plütonu ile faylı dokanaktır. Fayın doğrultusu 120°GD, eğimi hemen hemen dike yakındır ve sağ yanal atımlı bir faydır (Şekil 3.1). Eskişehir Fayı olarak tanımlanan bu fay yaklaşık 3 km kesikli olarak takip edilir.



Şekil 3.1 Damdamca Cevherleşmesi mermer-granit-serpentinit dokanağı.

Eosen yaşlı Kaymaz Plütonu 1 km genişlikte ve 3,5 km boyunca kesintisiz takip edilir. Granitin çatlaklı yapısı belirgindir. Bu çatlaklar neredeyse birbirine dik olacak şekilde iki yönde gelişmiştir (Şekil 3.2).

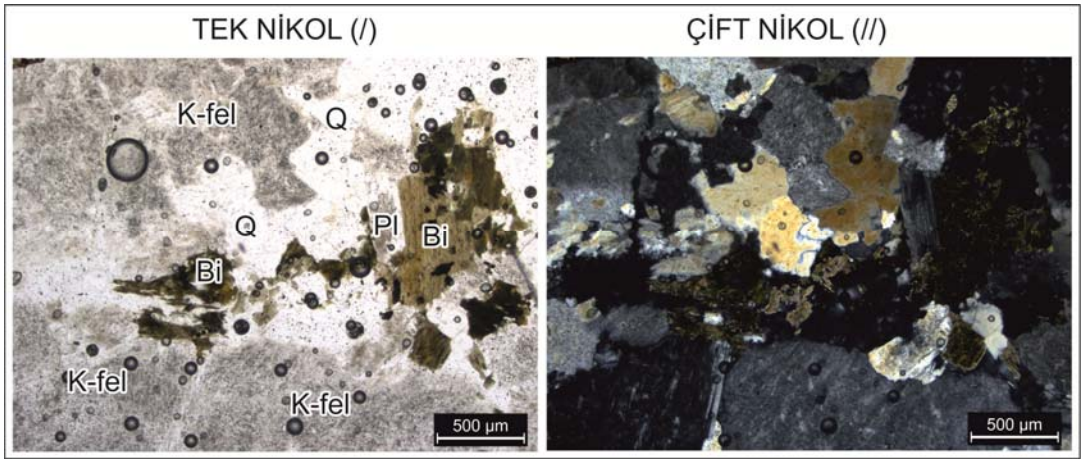
Granitik bileşimli plütonun mineral parajenezi K-feldspat, plajiyoklas, kuvars, biyotittir (Şekil 3.3-3.4). Granit'in serpentinit ile olan dokanağından kuzeye doğru uzaklaştıkça granit içerisinde herhangi bir hidrotermal ekti gözlenmemektedir. Biyotit mineralleri az bir oranda oksitlenerek bozunmuştur.



Şekil 3.2 Kaymaz Graniti'nin çatlaklı yapısı.

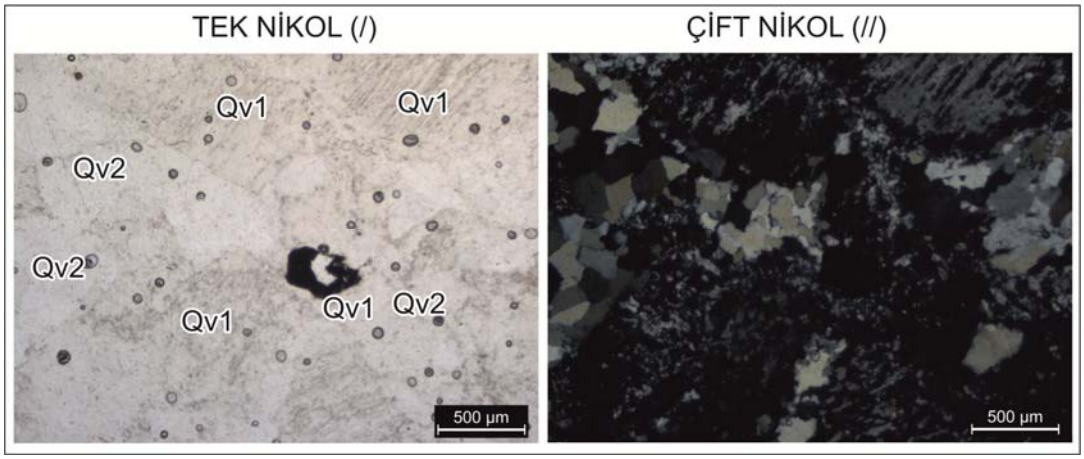


Şekil 3.3 Granitin yakından görünümü (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).



Şekil 3.4 Kaymaz Graniti'nin genel mineral birlikteliği. (Bi: Biyotit, K-fel: Potasyum-feldspat, Pl: Plajiyoklaz, Q: Kuvars).

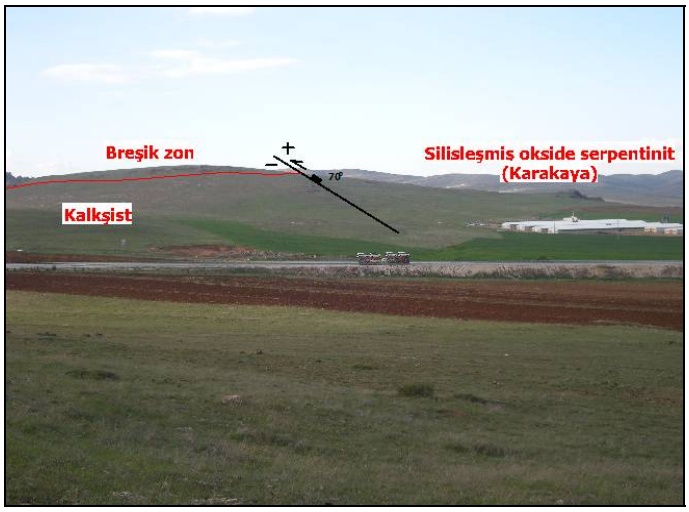
Kaymaz Graniti ile serpentinit dokanağına yakın bölgeden alınan granit örneğinde iki evreli kuvars damarının varlığı tespit edilmiştir (Şekil 3.5). İlke evrede gelişen damar ikinci evre damara göre çok daha ince tanelidir. Ayrıca ilk evreedeki ince taneli damar opak mineraller içermektedir.



Şekil 3.5 Kaymaz Graniti'ni kesen iki evreli kuvars damarı. (Qv1: Kuvars I, Qv2: Kuvars II).

Mermer biriminin güneybatı kenarı karbonatlaşmış serpentinit birimi tarafından tektonik olarak üzerlenir. Kaymaz Graniti'nin güney kontağı yer yer serpentinit ve kalkşist birimleri ile dokanak halindedir. Kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu bu hat boyunca alterasyon zonu ve breşik bulunur. Cevherleşmeler bu hat boyunca fakat yalnızca serpentinit ile olan dokanaklar boyunca gözlenir. Bu hattın en kuzeybatısında Damdamca Cevherleşmesi bulunurken, güneydoğusunda ise doğu-batı doğrultulu Karakaya Cevherleşmesi yer alır.

Breşik zon ve kalkşist birimi ile Karakaya Cevherleşmesi'ne ait silisleşmiş ve okside olmuş serpentinit birimini 70° ile doğuya eğimli ters bir fay ayırır (Şekil 3.6). Damdamca Cevherleşmesi'nden gelen kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu breşik zon bu faydan sonra Karakaya Cevherleşmesi'ne ait silisleşmiş ve okside olmuş serpentintle, doğu-batı doğrultulu olarak devam eder (Şekil 3.6).



Şekil 3.6 Kalkşist-serpentinit dokanağı.

Kalkşist biriminin kuzey ucu yani granitle olan dokanağı breşleşmiş ve alterasyona maruz kalmışken güney kenarı hidrotermal alterasyona hiç maruz kalmamıştır. Alterasyona maruz kalmayan kısımları topoğrafyada daha alt kotlarda bulunur ve çok nadir olarak yüzlek verir (Şekil 3.7). Yüzeysel ayrışmaya maruz kalmamış kısımlarında foliasyon düzlemleri çok belirgindir ve foliasyon düzlemleri yaklaşık olarak 1 cm civarındadır (Şekil 3.8).



Şekil 3.7 Kalkşistin arazideki görünümü (çekiç 33 cm'dir).

Ayrıca kalkşist birimi; klorit, epidot ve amfibol minerallerince baskındır ve karbonatlı seviyeler yaygın olarak gözlenir.



Şekil 3.8 Kalkşistin foliasyon düzlemleri (kalem kalınlığı 8 mm'dir).

Çalışma alanının orta ve güney bölümünün büyük bir kısmı Neojen sedimanlarla örtülüdür. Neojen sedimanlar içerisinde, güney bölümde serpentinit, mermer ve kalkşist birimleri, orta bölümde ise kalkşist ve kuvarsşist birimleri küçük alanlarda yüzlek verir. Güney bölümdeki mermer birimi üzerine tektonik olarak yerleşmiş olan serpentinit birimi içerisinde gelişen Küçük Mermerlik Cevherleşmesi bulunur. Kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu, mermer ile altere serpentinit dokanağında yer yer breşik zonlar bulunur. Orta bölümde kuzey-güney doğrultulu, eğimi doğuya ve batıya doğru değişen Kızılağıl Cevherleşmesi olarak adlandırılan altere kuvarsşist birimi yüzlek verir.

Kaymaz Altın Yatağı'nın kuzeydeki cevherleşmeleri olan, Damdamca ve Karakaya Cevherleşmeleri Kaymaz Graniti'nin güney kontağı boyunca, serpentinit ile olan dokanağı boyunca uzanır. Hidrotermal çözeltiler bu kırık hat boyunca hareket etmiş ve granitten daha ziyade serpentinit içerisine nüfuz etmiştir. Granit içerisinde de bu etki yer yer görülür. Karakaya Cevherleşmesi'nin bulunduğu bölgede, serpentinit-granit kontağına yakın, granit içerisinde 30 m uzunluğunda, 1 m kalınlığında kuvars damarı bulunmaktadır. Kuvars damarının doğrultusu 120° ile granit-serpentinit dokanağına yaklaşık olarak paralellik gösterir ve eğimi ise 90°'dir. Kuvars damarı etrafındaki granitten oksidasyon rengi ve topoğrafyadaki yüksek rölyefi ile belirgin bir şekilde ayırt edilir (Şekil 3.9).



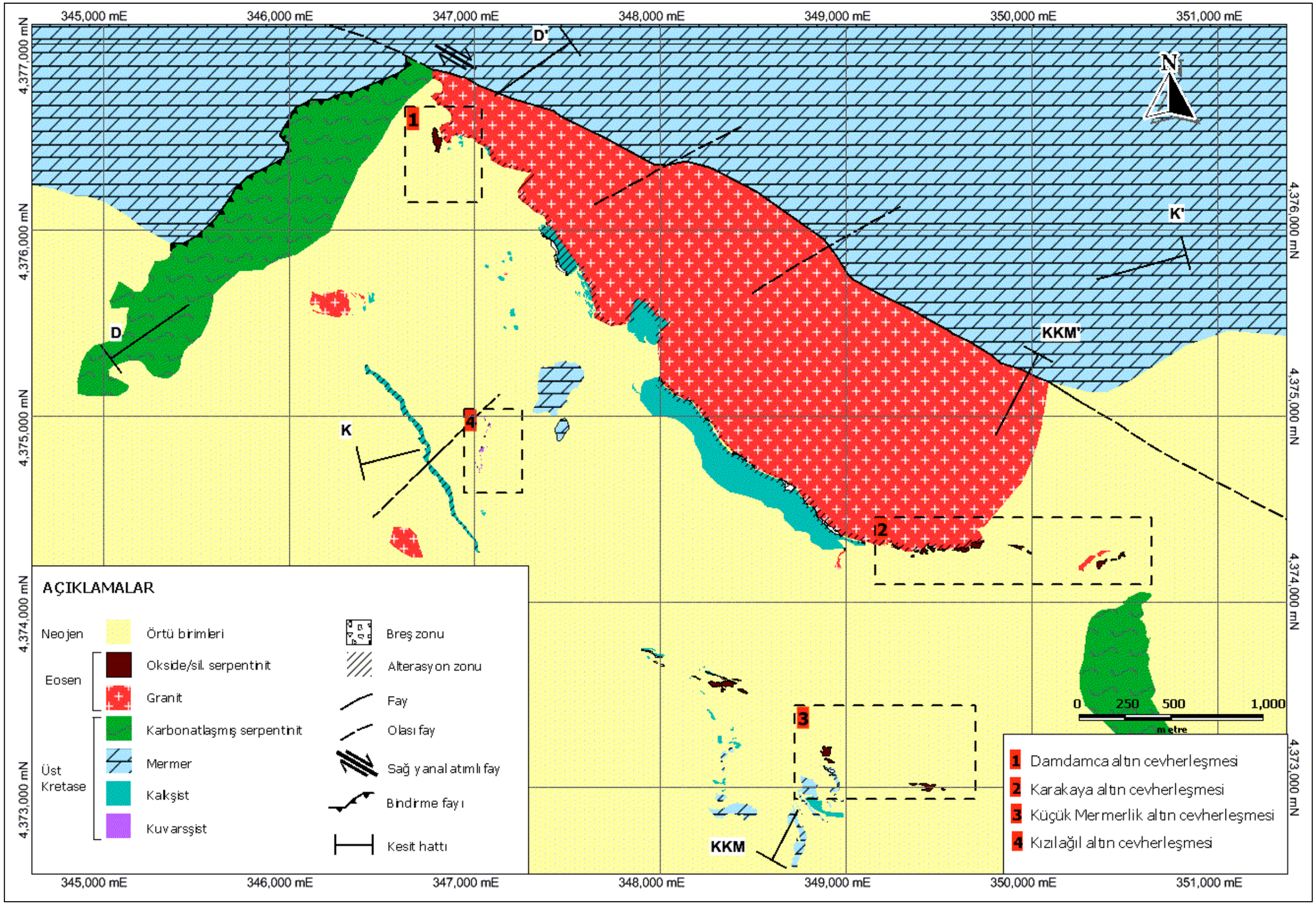
Şekil 3.9 Granitin içerisine yerleşmiş kuvars damarı (çekiç 33 cm'dir).

Kaymaz Graniti içerisinde bulunan kuvars damarında vuggy kuvars dokusu gözlenmiştir (Şekil 3.10). Kuvars dokusu içerisindeki kuvars kristalleri ince-orta taneli ve ortalama 0,5 mm civarındadır.



Şekil 3.10 Granitin içerisindeki kuvars damarında bulunan vuggy kuvars dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

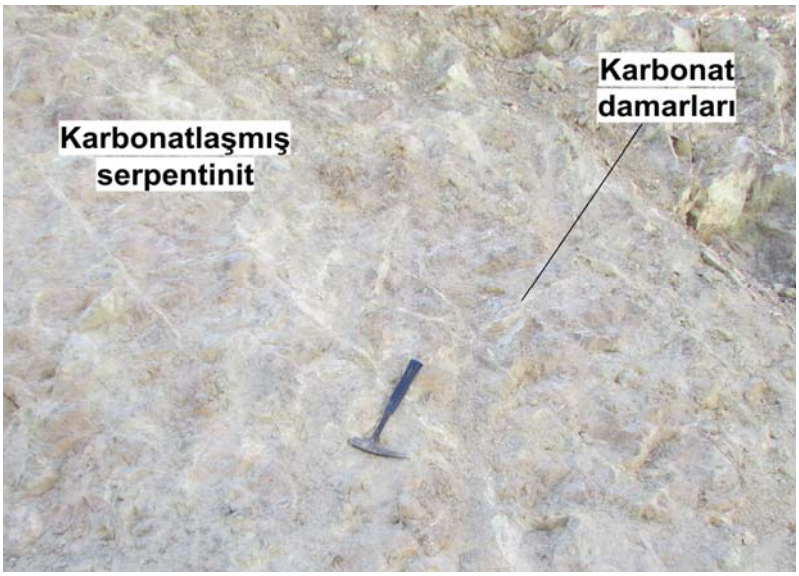
Sahada yüzlek veren kayaçlar Okay (1984)'ün Tavşanlı Zonu için ayırtladığı birimlerle karşılaştırıldığında, en altta bulunan şist, mermer Sivrihisar Formasyonu'na; bu birimleri tektonik olarak üzerleyen serpentinit birimi Halilbağı Formasyonu'na dâhil edilebilir. Bu birimleri Eosen yaşlı Kaymaz Graniti keser. Bütün bu birimler ise Neojen yaşlı sedimanlarla örtülür.



Şekil 3.11 Kaymaz Cevherleşmesi'ne ait lokasyonlar ve jeoloji haritası.

3.1 Damdamca Cevherleşmesi

Damdamca Bölgesi'nin yüzlek veren kayaçlar mermer, granit ve serpentinittir. Alanın kuzey bölümünde mermer birimi geniş bir alanda yüzlek verir. Mermer birimini bindirmeli olarak üzerleyen serpentinit birimi alanın batı bölümünde bulunmaktadır. Mermer birminin güneydoğu sınırı Kaymaz Graniti ile dokanak halindedir. Bu iki birimi ayıran Eskişehir Fayı sağ yanal atımlı bir faydır. Batı bölümünde bulunan serpentinitler karbonat damarları tarafından kesilmiştir (Şekil 3.12).

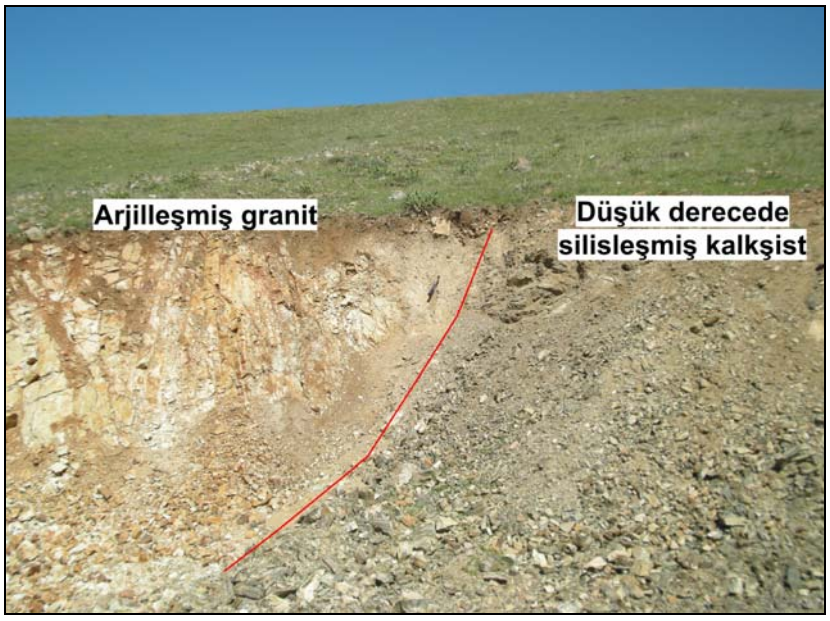


Şekil 3.12 Damdamca'da karbonatlaşmış serpentinit (çekiç 33 cm'dir).

Kaymaz Graniti'nin güney kontağı kalkşist ve serpentinit birimleri ile dokanaktır. Bu dokanak boyunca alterasyon zonu yaklaşık olarak 1 km kesikli olarak devam etmektedir. Kaymaz Graniti ile kalkşist biriminin dokanağı boyunca yerleşen hidrotermal solüsyon graniti arjilik alterasyona uğratmışken, kalkşisti ise düşük derecede silisleştirmiştir (Şekil 3.13).

Orta bölümdeki serpentinit birimi ile Kaymaz Graniti'nin dokanağı cevherleşme açısından önemlidir. Serpentinit birimi ikincil olarak oksidasyona uğrayarak kahverengimsi sarı renklidir ve arazide hemen farkedilir (Şekil 3.14-3.15). Bu iki

birimin dokanağı boyunca gelişen hidrotermal çözelti Kaymaz Graniti'ni ve serpentiniti silisleştirir. Arjilik alterassyona uğramış granit ile silisleşmiş ve okside olmuş serpentinit dokanağına yerleşmiş kuvars damarı yaklaşık olarak 65° ile güneye eğimli olarak Şekil 3.15'te görülmektedir. Damdamca Cevherleşmesi'ne ait damarların eğim yönleri nadir de olsa değişmektedir. Esas olarak cevherleşme kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu ve 60° ile kuzeydoğuya doğru eğimlidir.

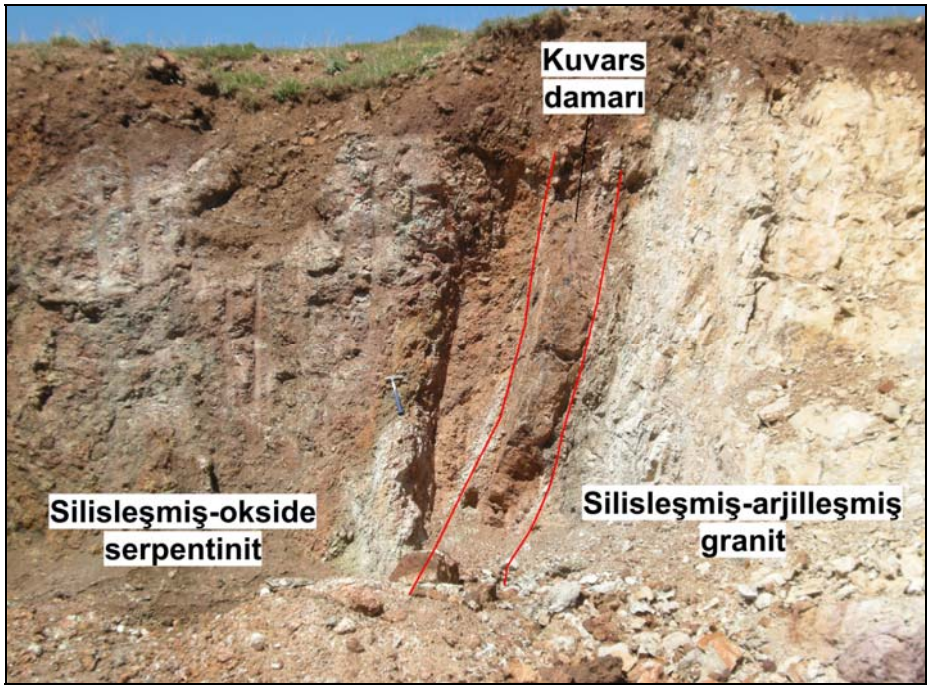


Şekil 3.13 Damdamca Cevherleşmesi granit-kalkşist dokanağı (çekiç 33 cm'dir).



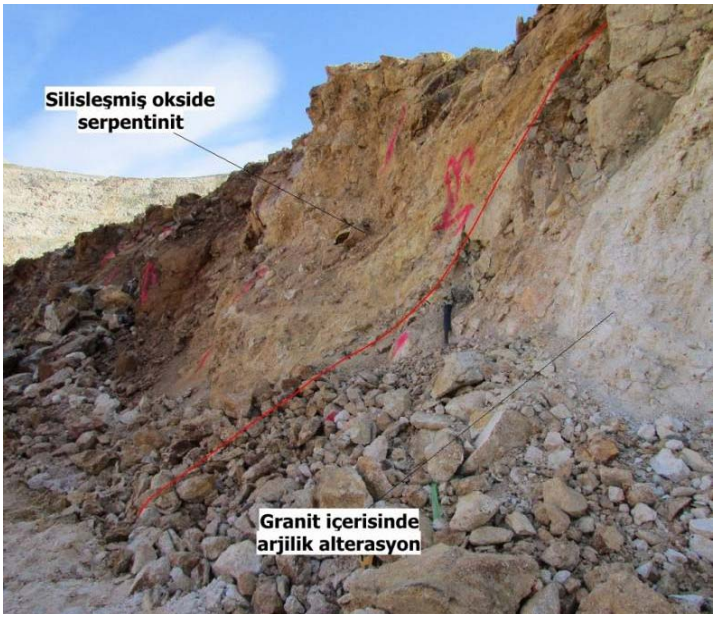
Şekil 3.14 Damdamca Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit.

Yine açık ocak alanına ait çok yüksek derecede silisleşmiş serpentinitle arjilleşmiş granit Şekil 3.16'da görülmektedir. Kontağa yakın bölgelerde granit alterasyona uğramış fakat en fazla 10 m den sonra granit içerisinde herhangi bir alterasyon gözlenmemektedir. Serpentinit birimini orta-ince taneli kuvars damarcıklarının yanı sıra nadir olarak da kalsedon damarcıkları kat eder. Serpentinit birimi çatlaklarında çok nadiren kalsit ve manyezit mineralleri gözlenir. Damdamca Bölgesi'nin güneybatı bölümleri ise Neojen sedimanlarla örtülüdür.

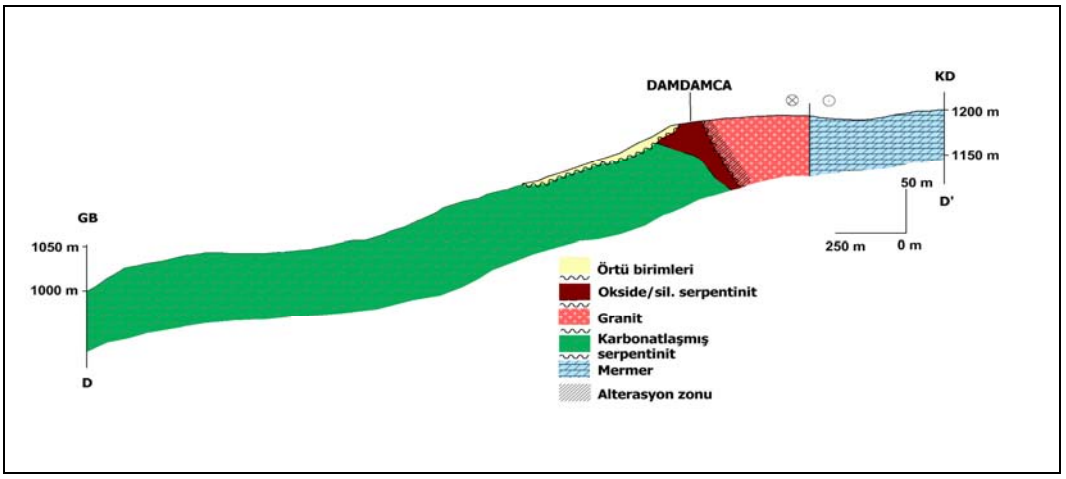


Şekil 3.15 Damdamca Cevherleşmesi serpentinit-granit dokanağı ve kuvars damarı (çekiç 33 cm'dir).

Damdamca Bölgesi'ne ait birimlerin aralarındaki stratigrafik ilişkiyi ortaya koymak için D-D' kesiti alınmıştır (Şekil 3.11-3.17). Kesite bakıldığında granit doğuda mermer, batıda ise serpentinit birimleri ile dokanak halindedir. Granitin batı kenarında bulunan serpentinit birimi ile granit arasına yerleşen hidrotermal çözeltiler serpentinit birimi içerisine nüfuz ederek cevherleşmeyi sağlamıştır. Silisleşmiş ve ikincil olarak oksidasyona uğramış serpentinit dilimi kuzeydoğuya eğimlidir.

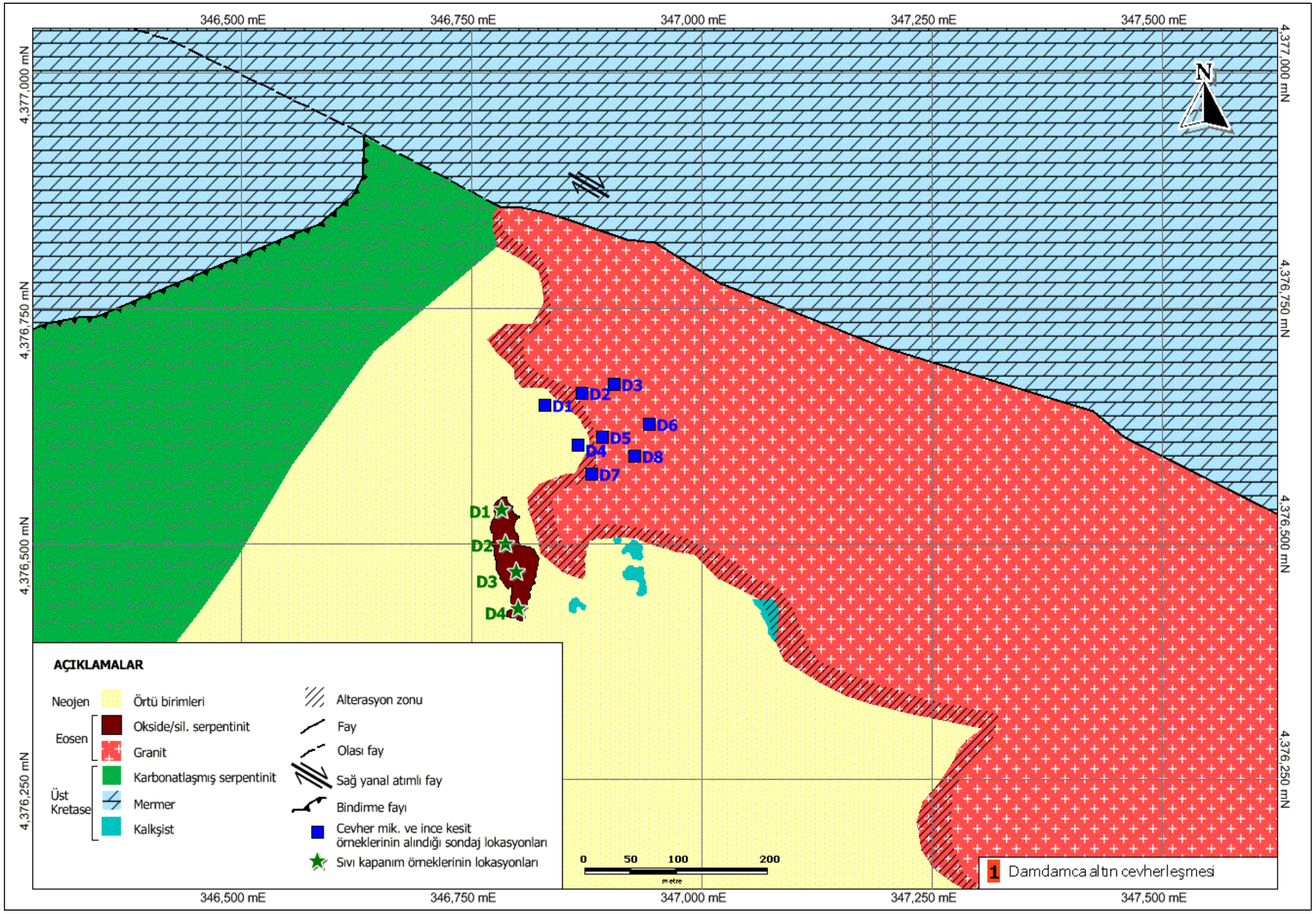


Şekil 3.16 Damdamca Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit ve arjilik alterasyona uğramış granit dokanağı (çekiç 33 cm'dir).



Şekil 3.17 Damdamca Cevherleşmesi'ni gösteren jeoloji enine kesit.

Damdamca Cevherleşmesi'ni temsil eden 8 sondaj lokasyonundan, 3 kesit hattı şeklinde düşünülerek düşey ve yanal yönde silisleşmiş ve okside olmuş serpentinit içerisinden ince kesit için 10, parlak kesit için 10 ve sıvı kapanım için 4 örnek alınmıştır (Şekil 3.18).



Şekil 3.18 Damdamca Cevherleşmesi jeoloji haritası.

3.1.1 Yan Kayaç Petrografisi

Damdamca'daki silisleşmiş ve okside olmuş serpentinit içerisinde vuggy kuvars dokusu hâkimdir. Vuggy kuvars kristalleri yaklaşık olarak 1-2 mm boyutundadır (Şekil 3.19).

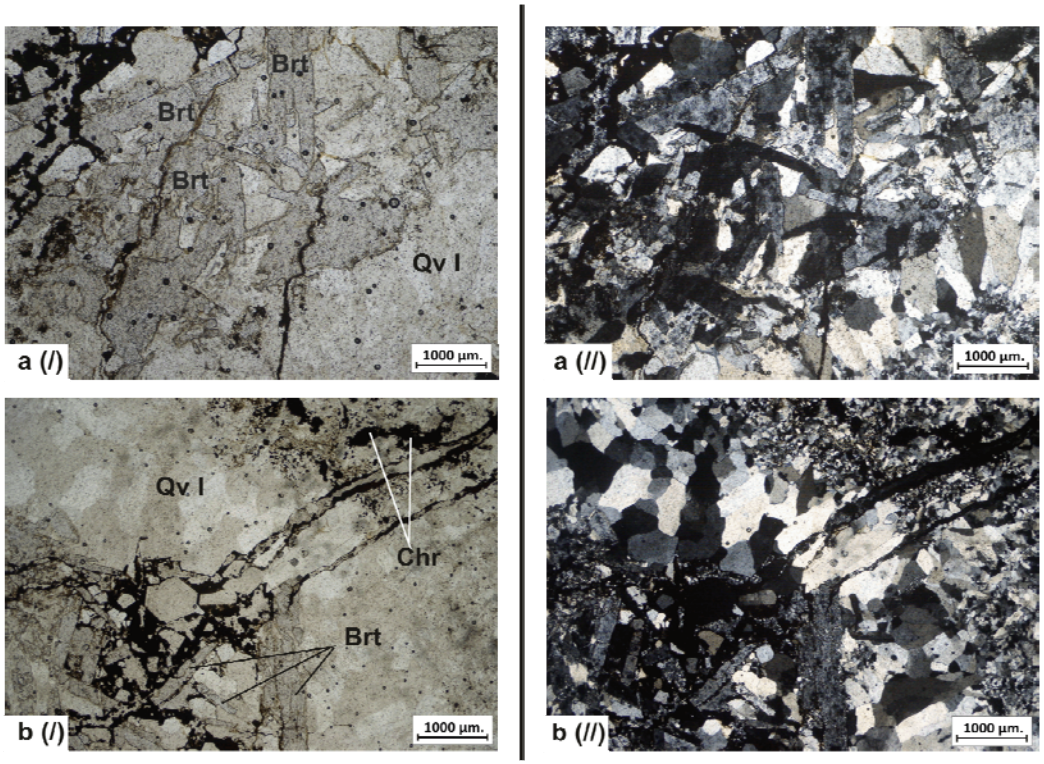


Şekil 3.19 Damdamca Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit içerisindeki vuggy (gözenekli) kuvars dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

Yapılan ince kesit çalışmasında serpentinit dokusu korunmuş aşırı derecede silisleşmiş bir kayaç olduğu görülmektedir. Bu kayaç içerisinde kromit minerallerinin varlığı açıktır. Kuvars kristalleriyle birlikte barit kristalleri de bulunmaktadır. Daha geç evrede demir-oksit damarcıkları bütün bu oluşumları kat eder (Şekil 3.20).

Damdamca Bölgesi'ne ait parajenez, süksesyon ve gang mineralleri tayininin yanı sıra yan kayaç ve kuvars damarları içerisinde yer alan opak minerallerin (kübik cevher mineralleri) kısmi tayininde ince kesit çalışmalarından faydalanılmıştır. Cevher mikroskobisinde kesin tayini yapılamayan levhamsı ve çubuksu (ortorombik kristal sisteminde) genellikle özşekilli gözlenen barit mineralleri Damdamca Bölgesi' ne ait parlak kesit örneklerinde gang mineralleri kapsamındadır. D2 numaralı sondajın 78,10'uncu (düşey mesafesi) metresinden alınan ince kesit örneğinde

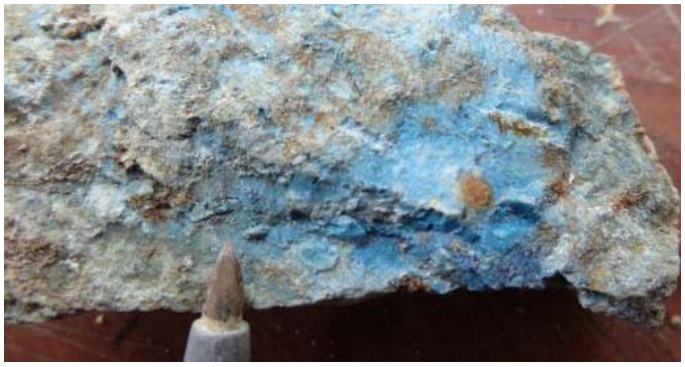
kuvars-I gangı içerisinde özşekilli barit yığışımları gözlenmektedir (Şekil 3.20a). Aynı örnekten alınmış bir başka ince kesit görüntüsü Şekil 3.20b'de sunulmuştur. Kesit fotoğrafının sol alt kısmında özşekilli barit ve özşekilli kuvars (kuvars-I) mineralleri gözlenmektedir. Matriks özelliğinde olan ve kesit görüntüsünün çoğunluğunu oluşturan silisleşmiş yankayacı (muhtemel serpentiniti) "sağ üst-sol alt" doğrultusunda boydan boya kat eden kuvars-I damarcığı ve daha geç evrede (süperjen evre) bunların hepsini kesen FeO damarcığı gözlenmiştir. Silisleşmiş yankayaç içerisinde muhtemel kromit olduğu düşünülen izotrop/opak mineral varlığı tespit edilmiştir.



Şekil 3.20 (a) Özşekilli ve çubuksu barit mineralleri ve kuvars-I damarı,(b) Kesit görüntüsünün sol alt kısmında özşekilli barit ve kuvars kristalleri gözlenmekte. Kesit görüntüsünü ve matriksi oluşturan silisleşmiş yankayacı boydan boya kat eden kuvars-I damarcığı ve bunların hepsini kat eden en geç evre (süperjen evre) ürünü olan, ince FeO damarcığı. (Brt: Barit, Qv I: Kuvars-I, Chr: Kromit).

Damdamca Cevherleşmesi'nde yer yer yeşil ve mavi renkli alterasyon mineralleri gözlenmiştir. Bu alterasyon ürünleri el örneklerinde Cr-mika (fuksit) mineraline oldukça fazla benzemektedir. Bu alterasyon zonlarından örnekler alınarak PIMA

(Portable Infrared Mineral Analyser) aletinde okutulmuş ve yorumlanmıştır. Okutulan bu minerallerin çoğu nontronit ve kaolinit mineralleridir (Şekil 3.21-3.22).



Şekil 3.21 Damdamca Cevherleşmesi kil (kaolinit) alterasyonu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).



Şekil 3.22 Damdamca Cevherleşmesi kil (nontronit) alterasyonu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

Alınan bir örnekte montmorillonit ve muskovitik illitin varlığı tespit edilmiştir (Şekil 3.23).



Şekil 3.23 Damdamca Cevherleşmesi kil (kaolinit-montmorillonit-muskovitik illit) alterasyonu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

3.1.2 Cevher Petrografisi

Damdamca Bölgesi'nde gözlenen cevherleşme, bölgede yerleşmiş olan Kaymaz Graniti ile kalkşist, karbonatlaşmış serpentinit ve hem silisleşmeye hem de oksidasyona maruz kalmış serpentinit arasındaki dokanak boyunca, Kaymaz Graniti'nin güney sınırı boyunca gelişmiştir. Bölge cevherleşmesinde gözlenen en bol cevher mineralleri " kromit, manyetit, markazit, pirit, nabit altın ve nabit gümüş " mineralleridir. Gang mirerali olarak cevher minerallerine "kuvars, kalsit ve barit" eşlik etmektedir. Hidrotermal evreyi izleyen süperjen evre ürünleri olarak da ikincil (ornatım ürünü) Fe-oksit minerallerinin (hermatit, götit, limonit) yanı sıra nadiren "kalkozin/ kovellin" mineralleri gözlenmiştir.

Damdamca Cevherleşmesi'ne ait süksesyonun başında, "Mineralizasyon öncesi evre" olarak ifade edilen zaman aralığında oluşumunu yan kayaç içerisinde hidrotermal evrelerin öncesinde tamamlamış "kromit" minerali yer almaktadır (Şekil 3.26d). D3 numaralı sondajın 114,90'ıncı metresinden (düşey mesafe) alınmış parlak kesit örneğinde cevherleşme öncesi oluşmuş kromit mineralleri kırıkların taşıdığı gang mineralleri içerisinde yüzer durumdadır. Ayrıca, bu çözeltiler kromitlerin kenarlarında manyetit minerallerine dönüşümleri geliştirmiş ve yer yer 1. hidrotermal evre ürünü olan arsenopirit mineralini oluşturmuştur (Şekil 3.25f). D5 numaralı sondajın 76,80'inci metresinden (düşey mesafe) alınmış parlak kesit üzerinde, 1. hidrotermal evre ürünü bravoitin, deformasyon sonucu kırıklanmış kromit etrafını sardığı gözlenmiştir (Şekil 3.26e). Aynı hatta ait D6 numaralı sondajın 141,70'inci metresinden (düşey mesafe) alınmış örnekte kromit minerallerinin etrafını 1. hidrotermal evre ürünü olan pirit-I mineralleri sarmıştır (Şekil 3.27b-c). D7 numaralı sondajın 111'inci metresinden (düşey mesafe) alınmış parlak kesit örneği fotoğrafında kromit mineralinin kırık ve çatlaklarını doldurmuş 1. hidrotermal evre ürünü markazit minerali gözlenmiştir (Şekil 3.28e). Süksesyonda kromiti izleyen manyetit minerali, 1. hidrotermal evrenin ilk başında yer almaktadır. Yine aynı sondaj metresinde kendisiyle aynı hidrotermal evrede (1. hidrotermal evre) gelişmiş pirit-I minerali manyetit mineralinin etrafını sarmıştır (Şekil 3.28d). Bu olay manyetitin en azından pirit-I mineralinden önce gelişmiş olduğunu göstermektedir.

Damdamca süksesyonunda eş zamanlı olarak yer alan millerit (Şekil 3.24f) ve pentlandit (Şekil 3.24c) mineralleri ortama "nikel" girdisinin başlayıp sona erdiği ana kadar "Ni" iyonlarının, Fe-sülfür mineralleri kompozisyonunda ya da ortamda serbest halde bulunan "Fe/S" iyonlarıyla etkileşimi sonucu meydana gelmişlerdir.

Bölgenin en KB'sında bulunan D1 numaralı sondajın düşeyden itibaren 42,80'inci metresinden alınan parlak kesit örneğinde pirit-I ve pirit-II mineralleri daha önce oluşmuş ışınsal millerit minerallerinden kalan boşluklarda yer bularak kristalleşmişlerdir (Şekil 3.24f). Arsenopirit mireralleri genellikle kromitler üzerinde gerçekleşen deformasyon kırığı boşluklarında gözlenmişlerdir. Bu parajenezde ilk sırada yer alan kromit çatlaklarına hidrotermal evrede ilk girme fırsatı bulan minerallerden biri olduğu gözlenmiştir. Arsenopiritler genellikle kromit etrafı ve çatlakları içinde saçınımlı (Şekil 3.25d-f), kuvars gangı içerisinde serbest halde özşekilli olarak gözlenmiştir (Şekil 3.25b).

Markazit ve pirit-I mineralleri Damdamca parajenezinde eş zamanlı oluşum emareleri gösterir şekilde yer almaktadırlar (Şekil 3.24b-e). Birbirleriyle yaptıkları sınır çizgilerinde kimi zaman pirit-I markazitler içerisine girik, kimi zaman ise markazitler pirit-I mineralleri içerisine girik haldedir. Pirit mineralleri Damdamca parajenezinde iki ayrı fazda incelenmiştir. İri ve özşekilli olan pirit-I mineralleri, 1. hidrotermal evrede ve kuvars-I matriksi içinde (Şekil 3.27a), ince taneli, saçınımlı ve yarı özşekilli/özşekilsiz pirit-II minerallerinin ise 2. hidrotermal evreyi temsil eden kuvars-II matriksi içinde gözlenmiştir (Şekil 3.24d).

Bravoit minerali, pirit-I mineraliyle kimi zaman Şekil 3.25e'deki gibi "zonlu yapı" sunarak eş oluşum emaresi, kimi zaman da Şekil 3.26c'deki gibi pirit-I minerali üzerinde ornatım ürünü olarak gözlenmiştir. Bu yüzden pirit-I ve bravoite ait süksesyon çizgileri belli bir noktaya kadar birlikte ilerleyip, pirit-I oluşumunu tamamladıktan sonra bravoit çizgisi halen ilerlemeye devam etmiştir. Bu iki minerale ait süksesyon çizgilerinin birlikte aldığı yol pirit-I ve bravoitin zonlu yapı sunduğu kısımları, bravoitin pirit-I'e ait çizginin bitişinden itibaren devam ettiği kısım ise

pirit-I mineralleri üzerinde gerçekleşen bravoit ornatımlarının gerçekleştiği evreyi temsil etmektedir.

D8 numaralı sondajın 135'inci metresinden (düşey mesafesi) alınmış parlak kesit örneğinde yer alan nabit Au (Şekil 3.27f) ve nabit Ag cevher mineralleri, muhtemel eş oluşumludur. Ag mineralleri Damdamca'ya ait cevher mikroskobisinde gözlenmemiş olsa da, bölgeden alınmış örneklere ait jeokimyasal analiz sonuçlarındaki yoğunluğu nedeniyle parajeneze dâhil edilmiştir.

1. hidrotermal evrenin herhangi bir noktasında başlayıp, yine herhangi bir noktasında oluşumunu tamamlayan kalsit mineraline ait süksesyon çizgisi, kesikli çizgiyle ifade edilmiştir ve yankayaç üzerinde gerçekleşmiş silisifikasyonla eş zamanlı ya da daha erken gelişmiş karbonatlaşma olayını temsil etmektedir.

Bölgeye ait parajenezde kuvars mineralleri iki farklı evrede incelenmiştir. Kuvars-I mineralleri genellikle özşekilli, kuvars-II mineralleri ise özşekilsiz gözlenip, ince kesit gözlemlerinde de kesen/kesilen ilişkisinden faydalanarak, kuvars oluşum fazları (kuvars-I ve kuvars-II) arasındaki ayrım fikrini güçlendirmiştir. Kuvars-I gangı 1.hidrotermal evreye ait cevher minerallerini taşıyan solüsyon, kuvars II gangı ise 2. hidrotermal evredeki yalnızca pirit-II minerallerini taşıyan solüsyon olarak yorumlanmıştır.

Parajenezde tespit edilen gang minerallerinden barit, çubuksu kristal şeklinden ve kirli dokusundan ayırtlanmıştır. Barit mineralleri ince kesitte yapılan saptamalar sonucunda parajeneze dâhil edilmiş ve 1. hidrotermal evrede süksesyonun sonunda yer almıştır.

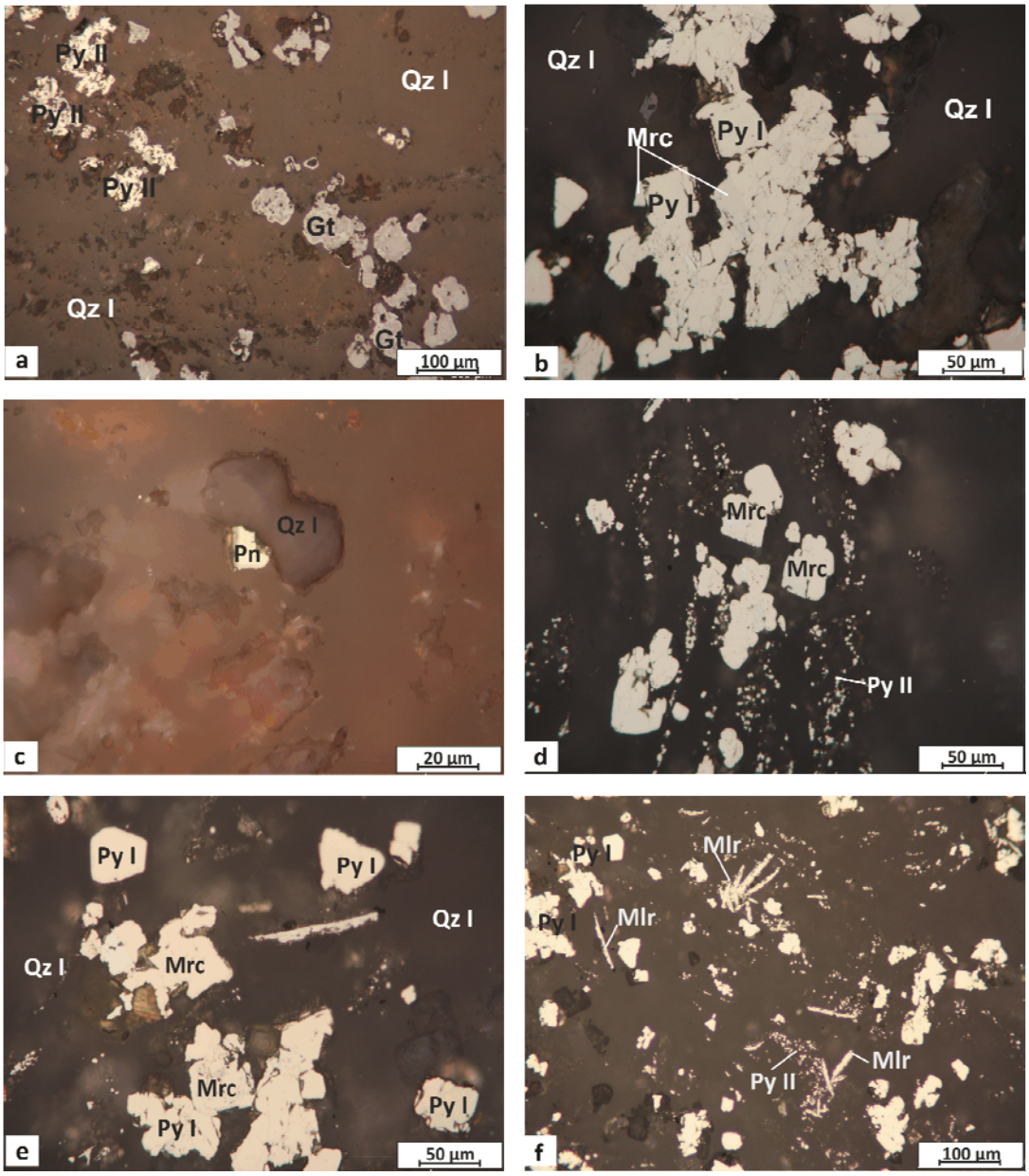
2. hidrotermal evre, pirit-II ve bunu çatlak/kırıklar boyunca taşıyan kuvars-II ile temsil edilmektedir. Bu evredeki ikinci bir pirit fazı (pirit-II) varlığının en önemli işaretçisi; yerini boşaltmış olan hegzagonal kuvars-II minerali boşluklarına ikincil ve psödomorf olarak yerleşmiş pirit-II minerallerinin gözlenmiş olmasıdır. D3 numaralı

sondajın 114,90'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde bu olay açık bir şekilde gözlenmiştir (Şekil 3.25d).

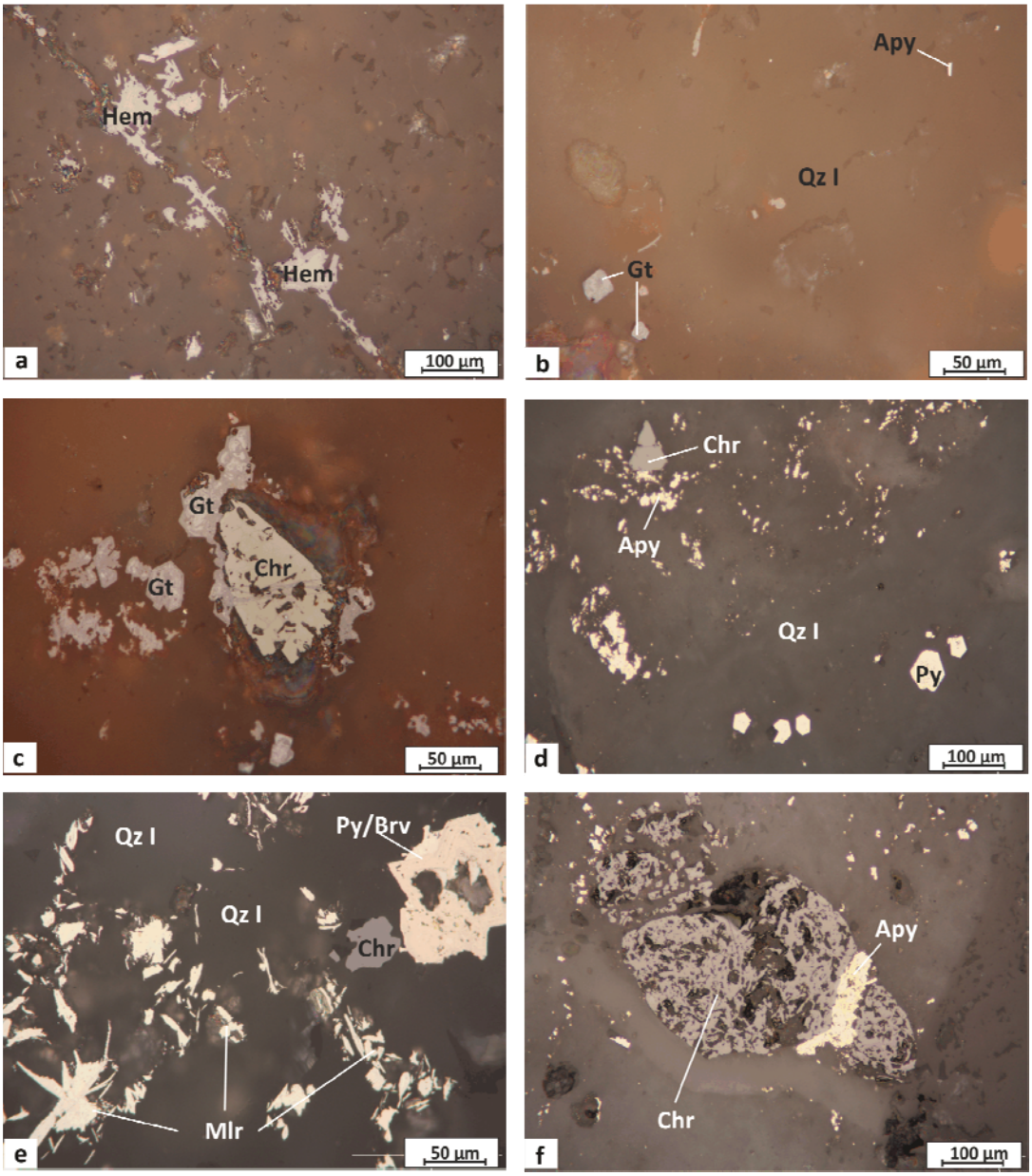
Damdamca Cevherleşmesi'nin son evresi olan süperjen evreye ait, ornatım ürünü olarak ortama katılan "hematit, götit, limonit ve kalkozin/kovellin" ikincil mineralleri parajenezi tamamlamaktadır. D2 nolu sondajın 78,10'uncu (düşey mesafesi) metresinden alınan parlak kesit örneğinde; iri ve özşekilli, kübik formdaki pirit I mineralleri üzerinde götit ornatımı gerçekleştiği gözlenmiştir (Şekil 3.25b). Ancak kuvars-I mineralleri üzerinde gerçekleşen pirit-II psödomorfizmasının sonrasında pirit-II psödomorflarının üzerinde gerçekleşmiş götit ornatımı, çok aşamalı bir süksesyon çatısının (kuvars-I >pirit-II >götit) kurulmasına yardımcı olmuştur (Şekil 3.25c).

Bölgeden alınan örneklere ait jeokimyasal analiz sonuçlarına göre "Cu" açısından yoksundur. D4 nolu sondajın 61,20'nci metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneği üzerindeki bir markazit kristali kenarındaki "Fe" ve / veya "S" iyonları ortaklaşması sağlanarak, ortama giren sınırlı "Cu" girdisi sonuçlamasında "kalkozin/kovellin" ornatımı gerçekleşmiştir (Şekil 3.26b).

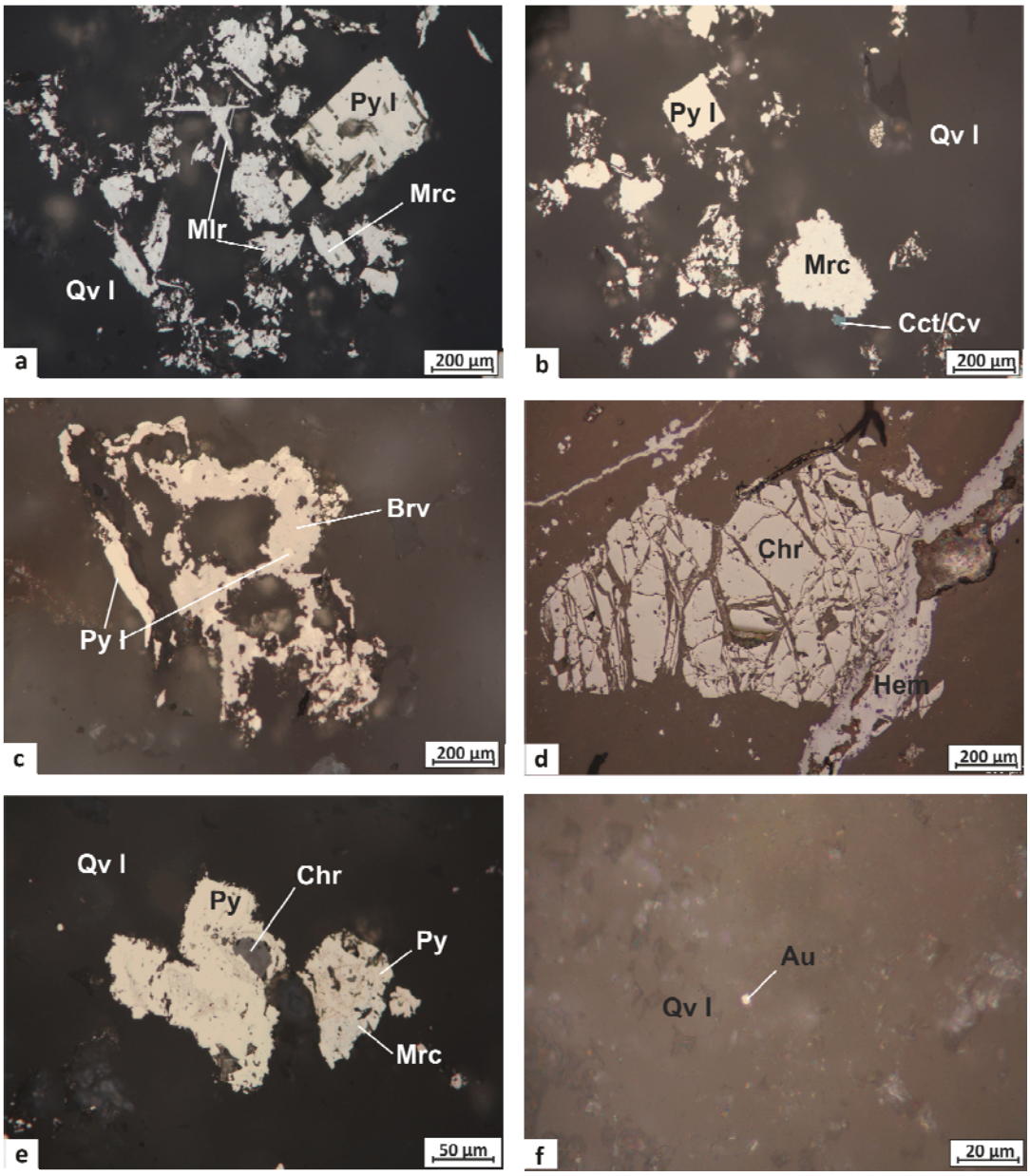
Sonuç olarak, Damdamca Cevherleşmesi iki ayrı fazda ayırdlanmış hidrotermal evrelerde meydana gelmiştir. Bu hidrotermal evreler öncesi yan kayaçlar kompozisyonunda yer alan yerli mineraller, hidrotermal evre sırasında gelişen cevher ve gang mineralleriyle beraber son evrede gelişmiş süperjen evre ornatım minerallerinin tümü Damdamca parajenezini ortaya koymaktadır (Şekil 3.29).



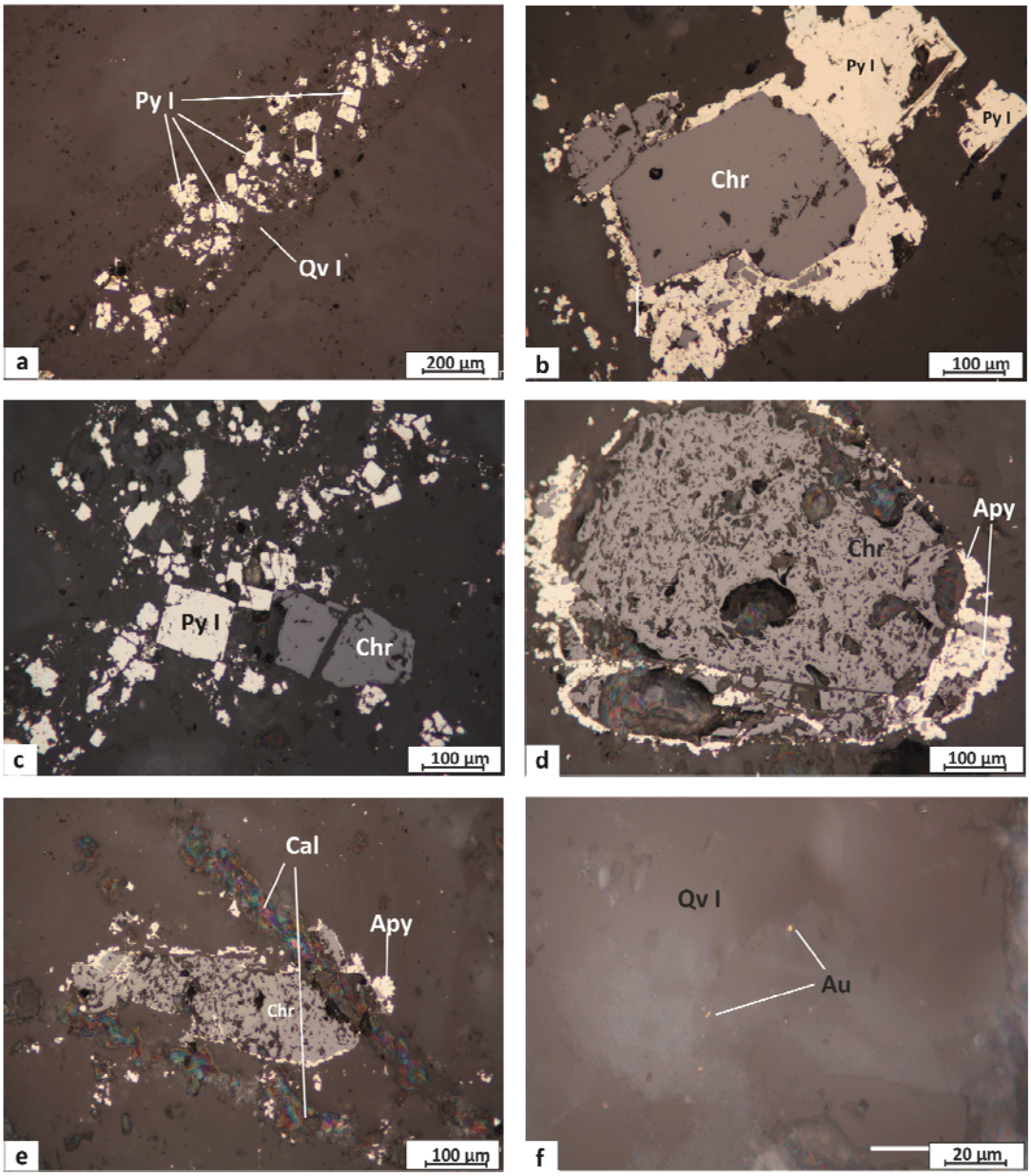
Şekil 3.24 (a) İri ve özşekilli pirit-I mineralleri tamamen götit tarafından ornatılmıştır. Yarı özşekilli ve ince taneli pirit-II mineralleri ise kısmen kenarları boyunca götit ornatımına maruz kalmıştır. (b) Markazit ve pirit-I'ler özşekilli ve eş oluşumlu oldukları gözlenmiştir. (c) Kesit fotoğrafının orta kesiminde gözlenen pentlandit minerali özşekilli oluşuma sahip olmasına rağmen kırıklandığı için yarı özşekilli gözlenmektedir. (d) Özşekilli ve ikizlenmeli oluşum gösteren markazitler ve kuvars-I üzerinden kat eden kuvars-II içerisinde gelişmiş ince taneli ve yarı özşekilli pirit-II mineralleri yerleşmiştir. (e) Markazit ve pirit-I'ler özşekilli ve eş oluşumlu oldukları gözlenmiştir. Işınsal ve özşekilli millerit mineralleri pirit-I ve pirit-II minerallerinden daha önceki bir oluşumu temsil etmektedir. (f) Işınsal millerit mineralleri ve etrafında gelişmiş iri ve özşekilli pirit-I, ince taneli, öz şekilsiz ve saçınım halinde gelişmiş pirit-II mineralleri. (Kesitler hava ortamındadır). (Py I: Pirit-I, Py II: Pirit-II, Qz I: Kuvars-I, Qz II: Kuvars-II, Gt: Götit, Mrc: Markazit, Pn: Pendlandit, Mlr: Millerit).



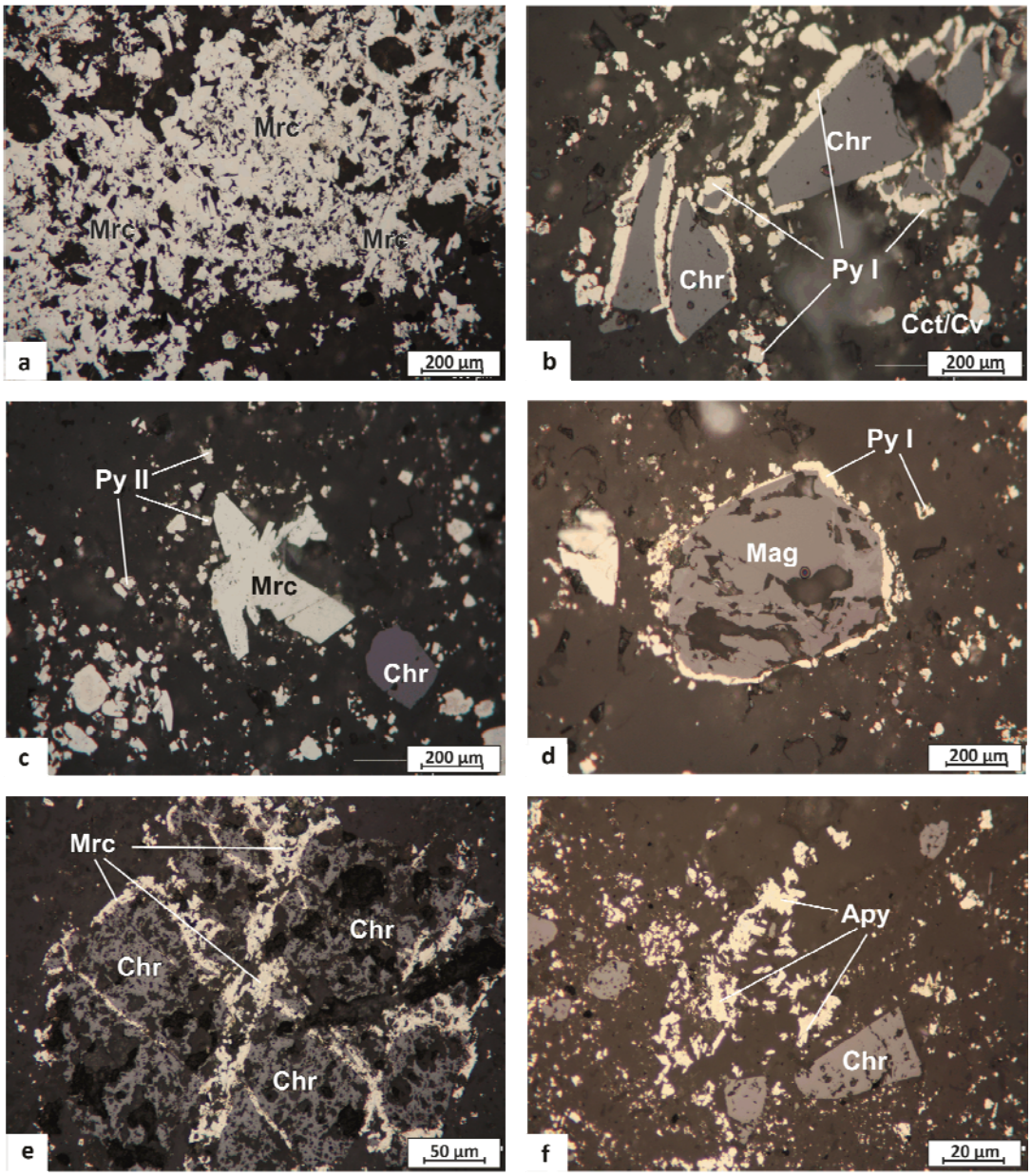
Şekil 3.25 (a) Silika içerisindeki kırık hatlarına yerleşmiş, ışınsal hematit mineralleri. (b) Sağ üstte arsenopirit ve sol altta pirit veya markazitten dönüşme götit minerali. (c) Pirit-I ya da pirit-II'den dönüşme götit mineralleri ve ortada karakteristik lekeleriyle tanınan kromit minerali. (d) Kromit etrafını sarmış arsenopirit mineralleri ve özşekilli kuvars boşluklarına psödomorf olarak yerleşmiş pirit-II mineralleri. (e) Zonlu büyüme sunan pirit-I ve bravoit birlikteliğinin yanı sıra ışınsal ve özşekilli millerit mineralleri ve kırıklanmış kromit minerali. (f) Kırıklanmış kromit mineralinin kırık boşluklarına yerleşmiş arsenopirit mineralleri. (Kesitler hava ortamındadır). (Py: Pirit, Qz I: Kuvars-I, Gt: Götit, Ap: Arsenopirit, Br: Bravoit, Hem: Hematit, Chr: Kromit, Mlr: Millerit).



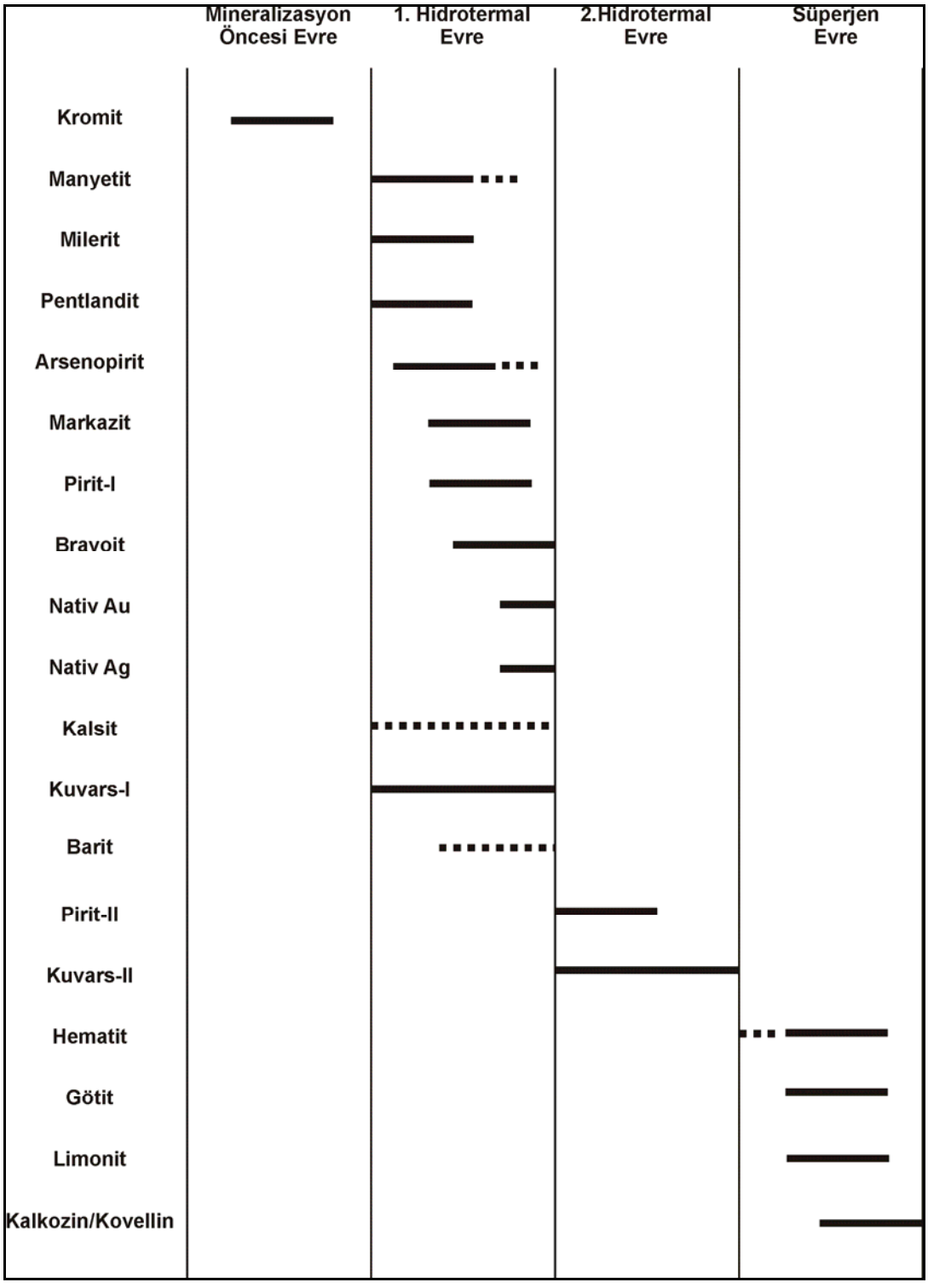
Şekil 3.26 (a) Işınsal millerit, ikizlenme sunan markazit ve Pirit I mineralleri. (b) Özşekilli ve iri taneli pirit-I ve etrafında özşekilli ve saçınımlı markazit mineralleri. Altta markazit kenarında gelişmiş kalkozin/ kovallin ornatımı. (c) Pirit-I minerali ve bunun üzerinde gelişmiş bravoit ornatımı. (d) Kırıklanmış kromit çatlakları arasında bulunan hematit minerali. Bu kesitte yer alan hematit hidrotermal bir girişimiyle değil, herhangi bir hidrotermal evrede gelişmiş bir mineral üzerinde ornatımıyla gelişmiştir. (e) Kırıklanmış kromit parçasını saran pirit-I minerali ve pirit-I minerali üzerinde gelişmiş bravoit ornatımı. Sağda pirit-I mineraliyle eş oluşum gösteren yapışık markazit minerali. (f) Kuvars-I gangı içerisinde gelişmiş 5 µm boyutunda altın tanesi. (Kesitler hava ortamındadır). (Py I: Pirit-I, Mrc: Markazit, Mlr: Millerit, Qv I: Kuvars-I, Cct/Cv: Kalkozin/ Kovellin, Brv: Bravoit, Chr: Kromit, Au: Nativ Altın).



Şekil 3.27 (a) Silisleşmiş serpentinit dokusunu kat eden kuvars-I damarı ve bu damar içerisine yönelimli olarak yığışmış, özşekilli pirit-I mineralleri. (b) Daha önce gelişmiş olan özşekilli kromit mineralinin etrafını sararak gelişmiş pirit-I minerali. (c) Özşekilli kromit ve buna eşlik eden özşekilli pirit-I minerali. (d) Kırıklanmış özşekilli kromit mineralinin etrafını saran ve kırıklarına dolan arsenopirit minerali. (e) Kromit ve bunun boşluklarına yerleşen arsenopiriti kat eden kalsit gangı. (f) Kuvars-I gangı içerisinde ince taneli Au kristalleri. (Kesitler hava ortamındadır). (Py I: Pirit-I, Qv I: Kuvars-I, Chr: Kromit, Apy: Arsenopirit, Cal: Kalsit, Au: Nativ Altn).



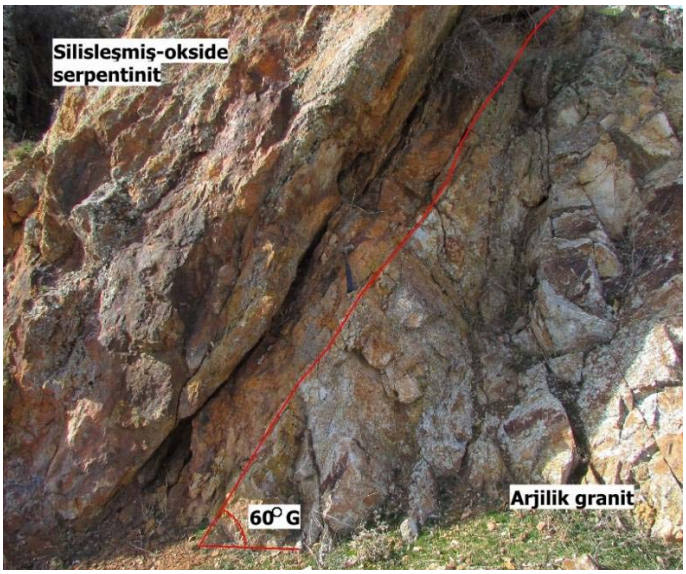
Şekil 3.28 (a) İkizlenme gösteren markazit mineralleri yığışımı. (b) Kromit etrafını saran pirit-I gelişimi. (c) Sağ altta kromit, ortada markazit mierali ve saçınımlı, ince taneli pirit-II mineralleri. (d) Manyetit mineralinin dış çeperinde kısmen gelişen pirit-I ornatımı. (e) Tektonik deformasyon sonucu kırıklanan kromit parçaları arasında yerleşmiş markazit mineralleri. (f) Kromit mineralleri etrafında gelişmiş ve özşekilleriyle tanımış arsenopirit kristalleri. (Kesitler hava ortamındadır). (Mrc: Markazit, Chr: Kromit, Py I: Pirit-I, Py II: Pirit-II, Apy: Arsenopirit).



Şekil 3.29 Damdamca Cevherleşmesi'nin parajenetik süksesyonu.

3.2 Karakaya Cevherleşmesi

Karakaya Cevherleşmesi'ni taşıyan hidrotermal solüsyon kuzeyde granitle güneyde serpentinit ve kalkşist dokanağına yerleşmiştir. Bu yerleşim sırasında batıda bulunan kalkşisti, doğuda bulunan serpentiniti silisleştirmiş, graniti de bu hat boyunca hem silisleştirmiş hem de arjilik alterasyona uğratmıştır. Mineralizasyon yaklaşık D-B doğrultuludur, 1,5 km boyunca kesikli olarak takip edilir ve güneye 60°-70° civarında eğimlidir (Şekil 3.30).



Şekil 3.30 Karakaya Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit ve arjilleşmiş granit dokanağı (çekiç 33 cm'dir).

Karakaya Cevherleşmesi'ne ait serpentinitler, aşırı derecede silisleşmiş ve geç evre oksidasyona maruz kalmıştr. Bu aşama sırasında gerek metalik mineraller gerekse serpentinitin ilksel mafik ya da ultramafik mineralleri oksidasyona uğramıştır. Silisleşmenin etkisiyle aşırı derecede sertleşen serpentinit, oksidasyonun etkisiyle sarımsı kahverengi renklidir (Şekil 3.30). Ekonomik açıdan değerli olan cevherleşme serpentinit içerisinde gelişmiştir. Bu serpentinitle daha batısında bulunan kalkşisti kuzey-güney doğrultulu düşük açılı bir ters fay ayırmaktadır. Mineralizasyonun doğrultusu bu faydan sonra değişerek kuzeybatı-güneydoğu doğrultudan doğu-batı doğrultuda değişerek gelişir (Şekil 3.6).

Kalkşist-granit dokanağı boyunca devam eden mineralizasyon büyük çoğunlukta breşik bir zon içinde yer alır. Bu breşik yapı silika matriks içerisinde bulunan silisleşmiş kalkşist ve kuvars klastlarından oluşmaktadır. Breş içerisinde oksidasyon nadir olarak gelişmiştir.

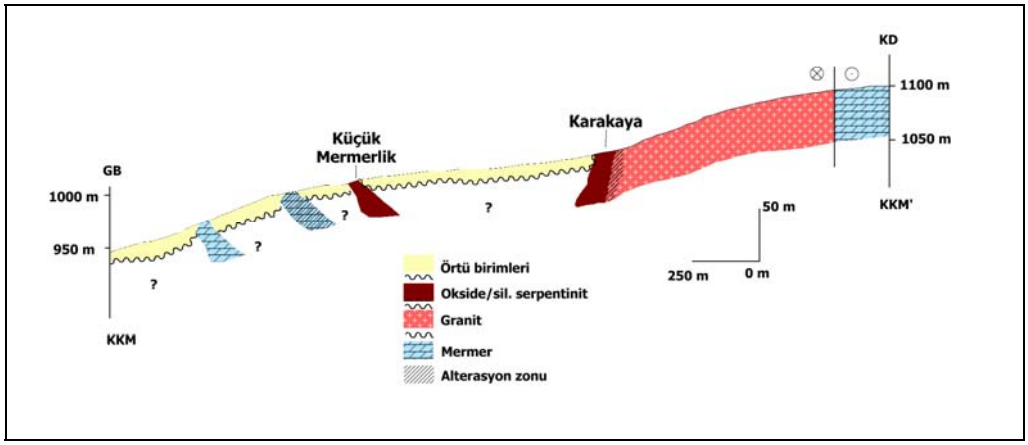
Grantit-serpentinit dokanağaına yakın bir bölgede silisleşmiş ve arjilleşmiş granit içerisinde kuvars damarı Şekil 3.31'de görülmektedir. Yaklaşık olarak 3 m uzunluğunda ve ortalama 1 cm genişliktedir. Kuvars kristalleri karşılıklı iki duvar boyunca birbirine doğru büyüyerek tarak dokusunu meydana getirmiştir.



Şekil 3.31 Arjilleşmiş granit içerisindeki kuvars damarı (kalemin kalınlığı 8 mm'dir).

Karakaya Bölgesi'nin güneydoğu bölümde ise karbonatlaşmış serpentinit birimi yüzlek verirken, büyük bir bölümü Neojen yaşlı örtü altında kalmaktadır.

Karakaya Bölgesi'ne ait birimlerin arasındaki stratigrafik ilişkiyi ortaya koymak için KKM-KKM' kesiti alınmıştır (Şekil 3.11-3.32). Kaymaz Graniti'inin doğuda mermer ile batıda serpentinit birimi ile dokanak halinde olduğu görülmektedir. Granitin batı kenarında bulunan serpentinit ile granit dokanağını kullanan hidrotermal solüsyon serpentinit birimini tercih ederek cevherleşmeyi bu birim içerisinde meydana getirmiştir. Silisleşmiş ve ikincil oksidasyona uğramış serpentinit güneye doğru eğimlidir (Şekil 3.32).



Şekil 3.32 Karakaya Cevherleşmesi'ni gösteren jeoloji enine kesit.

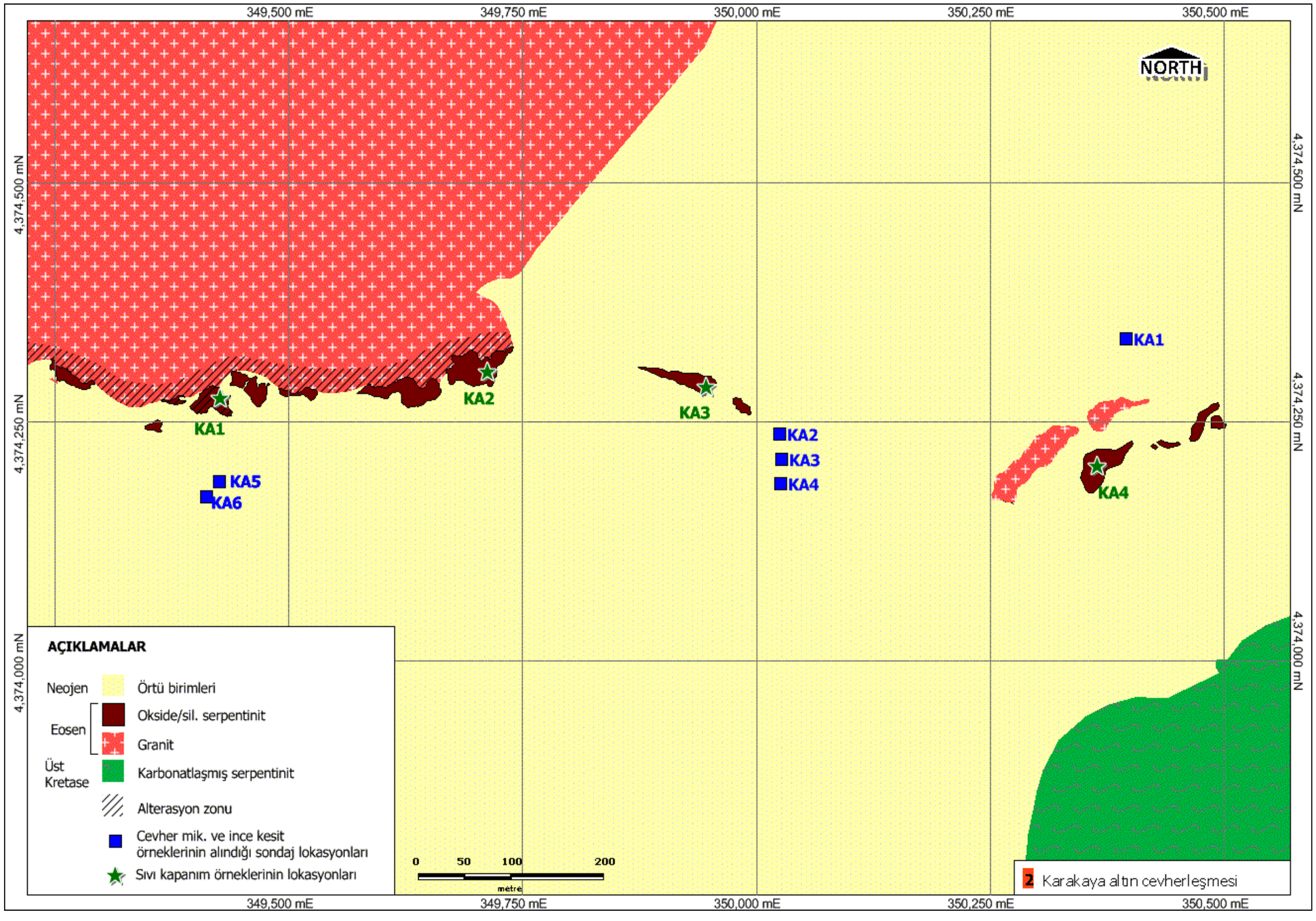
Karakaya Cevherleşmesi'ni temsil eden 6 sondaj lokasyonundan, 3 kesit hattı şeklinde düşünülerek düşey ve yanal yönde silisleşmiş ve okside olmuş serpentinit içerisinden ince kesit için 8, parlak kesit için 8 ve sıvı kapanım için 4 örnek alınmıştır (Şekil 3.33).

3.2.1 Yan Kayaç Petrografisi

Karakaya Cevherleşmesi'ne ait silisleşmiş ve okside olmuş serpentinit içerisindeki kuvars kristalleri orta-iri tanelidir. Boşluğun iki yan duvarında karşılıklı olarak büyümüş kuvars kristalleri tarak dokusunu oluşturmaktadır (Şekil 3.34). Tarak dokusu yaygın olarak gözlenmektedir.

Yaygın olarak gözlenen bir diğer kuvars doku çeşidi ise vuggy kuvars dokusudur (Şekil 3.35). Vuggy kuvars dokusu içerisindeki kuvars kristalleri 0,5 mm uzunluktadır.

Karakaya Bölgesi'nde cevherleşme sonrası gelişen geç evre kalsedon damarları sıvama şeklinde bulunmaktadır (Şekil 3.36) .



Şekil 3.33 Karakaya Cevherleşmesi jeoloji haritası.



Şekil 3.34 Silisleşmiş-okside serpentinit içerisinde tarak dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

Karakaya Bölgesi'ne ait ince kesit çalışmalarında parajenetik ve süksesyonal gözlemlerden ziyade, bölgede gelişen silisifikasyon ve karbonat alterasyonunun göreceli olarak sıralaması ve kuvars-I damar/damarcıklarındaki mikro dokusal özellikleriyle ilişkili gözlemler yapılabilmiştir.

Bölgedeki KA1 numaralı sondajın 114,90'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğine ait fotoğrafta; kuvars-I matriksi içinde karbonatlaşmış yan kayaç ve kalsit klastları, içeren tipik bir 'hidrotermal breş' kesiti sunulmaktadır (Şekil 3.37a).



Şekil 3.35 Silisleşmiş-okside serpentinit içerisinde vuggy kuvars dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).



Şekil 3.36 Silisleşmiş-okside serpentinit içerisinde geç evre kalsedon damarları (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

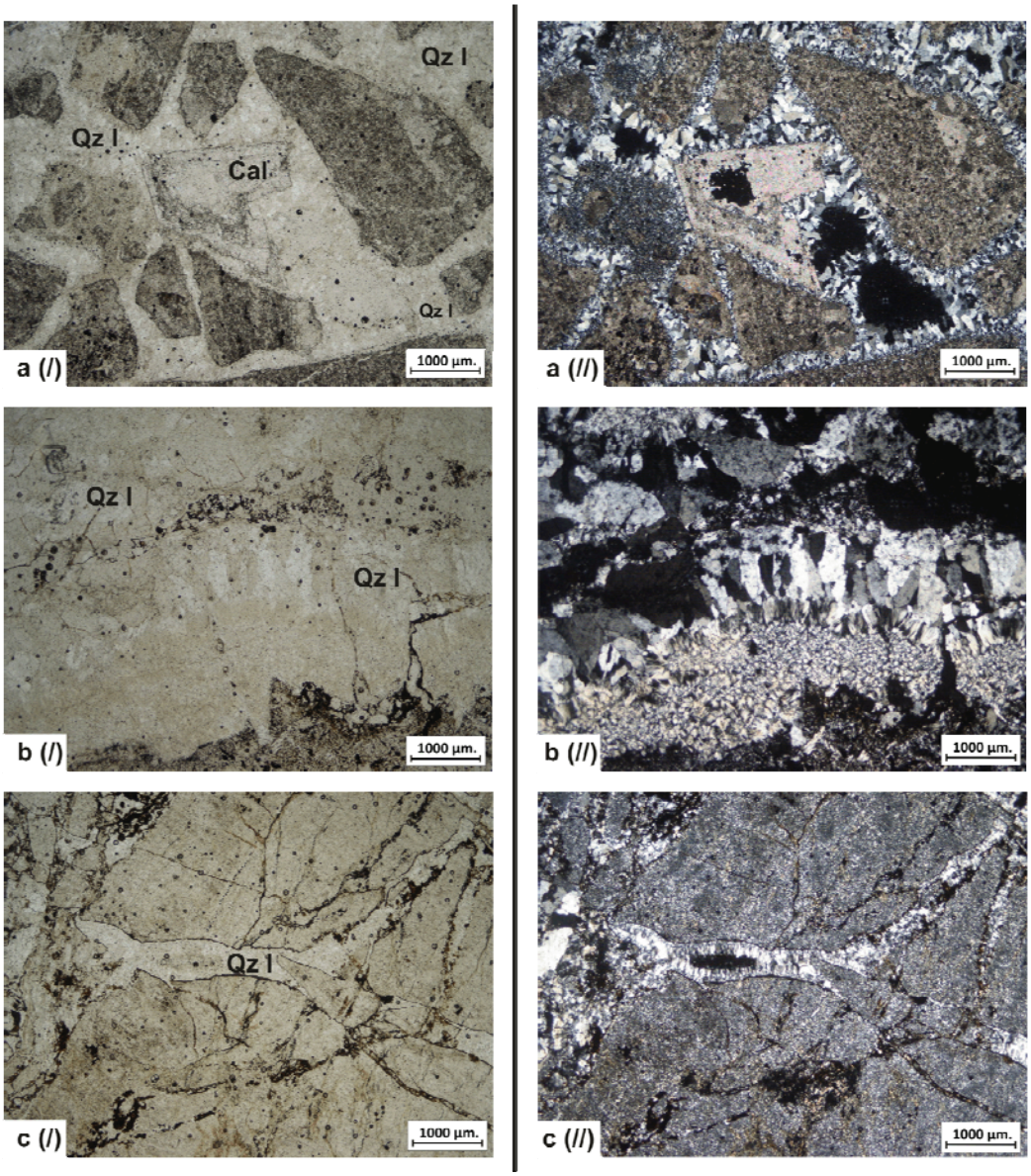
KA2 numarlı sondajın 20,60'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan örneğe ait ince kesit fotoğraflarında; tektonik deformasyona maruz kalmış, muhtemel kuvars-I gangıyla temsil edilen bir kuvars damarcığına ait 'tarak dokusunun' kırıklanmış bir kısmı sunulmuştur (Şekil 3.37b).

KA5 numarlı sondajın 21,10'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan örneğe ait ince kesit fotoğrafında, silisleşmiş serpantinit dokusu sunan yan kayacı kat eden kuvars-I damarcığı üzerinde yaklaşık 1 mikron büyüklüğünde 'tarak dokusu' gözlenmiştir (Şekil 3.37c).

3.2.2 Cevher Petrografisi

Karakaya Cevherleşmesi'ne ait mineral parajenezi ve süksesyonu ele alındığında, Damdamca Bölgesi'nin parajeneziyle büyük benzerlik sunmaktadır. Bunun nedeni bu iki bölgenin Kaymaz mevkisindeki konumları itibariyle Kaymaz Graniti'ne yakınlıkları, Kaymaz Graniti'nin güney sınırı boyunca cevherleşme sunmaları ve cevherleşmenin geliştiği yan kayaç benzerlikleri gibi parametrelerle ilişkilendirilebilir.

Mineralizasyon öncesi evreyi tek başına temsil eden kromit minerali, genellikle silisleşmiş serpentinit yan kayacı içerisinde, hidrotermal cevher gelişimden önce, yerinde oluşum gösteren bir mineraldir. Bu yüzden süksesyonda ilk önce oluşmuş mineral özelliğindedir.



Şekil 3.37 (a) Kalsit ve yan kayaç klastları içeren hidrotermal breş. Matriks kuvars-I minerallerinden oluşmaktadır. Hidrotermal evre öncesi yan kayaçta gerçekleşen karbonat alterasyonuyla ilişkilendirilebilir. (b) Tektonik deformasyona maruz kalmış 'tarak' dokusunun kısmen bir kısmını sunan kuvars damarı parçacığı. (c) Silisleşmiş serpentinit dokusu sunan yan kayacı kat eden muhtemel kuvars-I damarcığı ve bu damarcık üzerinde gözlenen kısmi 'tarak' dokusu. (Cal: Kalsit, Qz I: Kuvars-I).

Bölgede yer alan KA2 numaralı sondajın 20,60'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınmış parlak kesit örneğinde deformasyona maruz kalmış ve kırıklanmış kromit nineralinin çatlaklarına girmiş ve kristal çeperlerini sarmış pirit-II mineralleri (özşekilsiz) gözlenmiştir (Şekil 3.39b).

Bölge cevherleşmesine ait süksesyonda kromiti izleyen ve 1. hidrotermal evrenin ilk minerali olan "manyetit" minerali özşekillidir ve kuvars-I gangı damarları içerisinde gözlenmiştir. KA6 numaralı sondajın 39,80'inci metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesitte, kuvars-II gangı içerisinde özşekilli manyetit minerali sunulmuştur (Şekil 3.40e). Ancak parajenezde yer alan diğer minerallerle herhangi bir dokanak ilişkisi gözlenemediği için kesin göreceli bir süksesyon korelasyonu yapılamamıştır. Parajenezde yer alan diğer minerallere göre aynı koşullarda, daha yüksek sıcaklık koşullarında kristalleştiği göz önünde tutularak, aynı hidrotemal evre içerisinde diğer minerallerden daha önce oluşumunu tamamladığı (kristalleştiği) düşünülmüş ve bu teorik yaklaşımla süksesyon tablosundaki yeri belirlenmiştir. Süksesyon tablosunda manyetit mineraline ait oluşum çizgisinin bir kısmı kesikli çizgilerle ifade edilmektedir.

1. hidrotermal evre süksesyonunda manyetitten sonraki ilk mineral olarak arsenopiritin oluşmaya başladığı kanısına varılmıştır. Arsenopirite ait süksesyon oluşum çizgisi, ortamda "As" iyonlarının "Fe" ve "S" iyonlarıyla etkileşiminde bulunduğu zaman aralığını nitelemektedir. KA1 numaralı sondajın 114,90'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınmış parlak kesit örneğine ait fotoğrafta kuvars-I gangı içerisinde özşekilli (levhamsı) arsenopirit mineralleri yer almaktadır (Şekil 3.38f).

Markazit ve pirit-I mineralleri, 1. hidrotermal evrenin süksesyonunda arsenopiritten sonra yer almaktadırlar ve bu iki mineral kendi aralarında eş oluşum emareleri sunmaktadır. Mineral sınırları içerisinde kimi zaman birbirleriyle girik, kimi zaman aynı kesit üzerimde farklı noktalarda her ikisininde biribirlerini kat ettikleri gözlenmiştir. KA3 numaralı sondajın 45,90'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde, özşekilli pirit-I minerallerini süperjen evrede

kısmen ornatmış götit/limonit mineralleri gözlenmiştir (Şekil 3.39d). Götit/limonit ornatımının gerçekleştiği kristalin, ortasındaki kalıntı pirit minerallerinden dolayı hidrotermal evredeki pirit–I minerali olduğu aşikârdır. Aynı örnek üzerinde kuvars–I gangı içerisinde bulunan ve ikizlenme sunan, ışınsal markazit minerali gözlenmiştir (Şekil 3.39c).

Markazit ve pirit-I eş oluşumlu minerallerini süksesyonda izleyen bravoitin, KA1numaralı sondajın 114,90'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde, markazit mineralleri üzerinde dıştan içe doğru gelişen ornatım minerali olarak geliştiği gözlenmiştir (Şekil 3.38e). Bravoite ait süksesyon çizgisinin başlangıç noktası kesin olarak tayin edilmese de en azından ornatım evresini temsil eden, markazit/pirit-I mineralleri süksesyon çizgilerinin son bulduğu yerden itibaren bravoite ait süksesyon çizgisinin bir süre daha devam ettiği kesindir.

1. hidrotermal evrenin eş oluşum gösterdiği düşünülen nabit Au ve nabit Ag mineralleri, bu evrenin son iki cevher mineralleridir. Yine KA1 numaralı sondajın 95,70'inci metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde muhtemel kuvars-I gangı içerisinde yaklaşık 5 μm büyüklüğünde altın (Au) kristali gözlenmiştir (Şekil 3.38c). KA6 numaralı sondajın 80,43'üncü metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde kuvars-I gangı içerisinde 5 μm büyüklüğünde nabit Ag kristali gözlenmiştir (3.40f).

1. hidrotermal evreye ait son iki mineral kuvars-I ve kalsit ganglarıdır. Kuvars-I minerali, 1. hidrotermal evrenin tamamını ve ortamda gelişmiş silisifikasyonu temsil ederken, kalsit minerali bölgedeki karbonat alterasyonuyla ilşkilendirilmiştir. Ancak kalsit gangının 1. hidrotermal evre süksesyonundaki yeri tam olarak bilinememektedir.

2. hidrotermal evre, "pirit-II ve kalkopirit" cevher minerallerinin yanında bunların ortama taşınmasını sağlayan kuvars-II gangıyla temsil edilmektedirler. Bu evreye ait süksesyonda ilk sırada yer alan pirit-II minerali kuvars-II gangı içerisinde saçınım şeklinde, ince taneli ve genellikle öz şekilsiz/yarı özşekilli gözlenmektedir. KA3

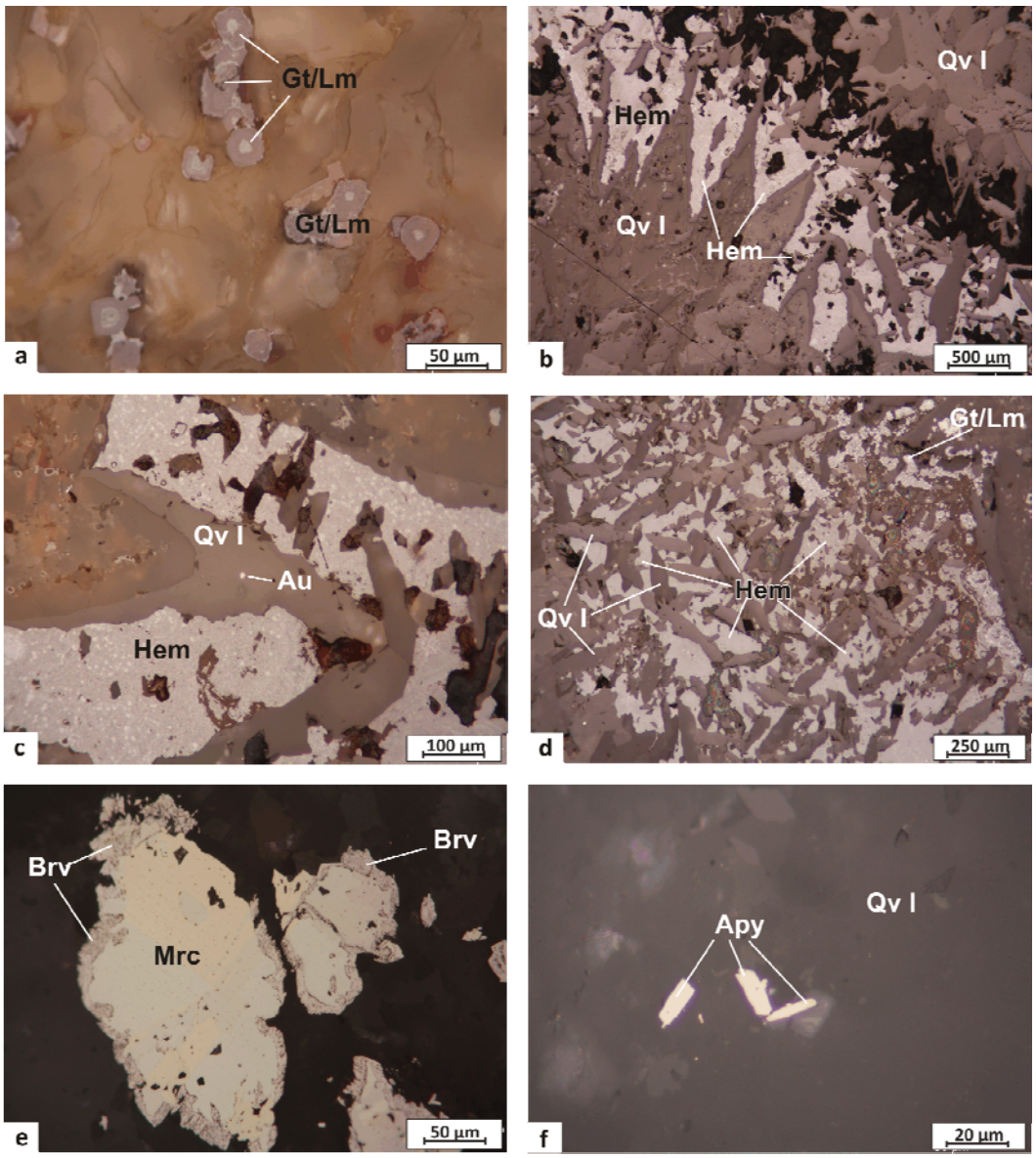
numarlı sondajın 45,90'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde, kuvars-I gangından oluşan matriksi kat eden kuvars-II damarcığı ve bu damarcık içinde kristalleşmiş saçınımlı, ince taneli pirit-II mineralleri gözlenmiştir (Şekil 3.40a). KA5 numaralı sondajın 21,10'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde, yerini boşaltmış olan, hekzagonal kuvars-I minerali içerisinde psödomorf olarak yerleşmiş pirit-II minerali üzerinde götit/limonit ornatımı gerçekleştiği gözlenmiştir (Şekil 3.40d). Bu çok aşamalı mineral birlikteliği, 1. hidrotermal, 2. hidrotermal ve süperjen evrelerini içine alan süksesyonun paleo-evrimiyle ilişkili önemli veri niteliğindedir. Aynı süksesyon evrimi Damdamca Bölgesi'ne ait parlak kesit mikroskobi çalışmasıyla ilgili bölümde de ifade edilmiştir.

2. hidrotermal evrede, bölgeye ait parajenez açısından diğer bölgelerden farklı olarak kalkopirit minerali gözlenmiştir. KA4 numarlı sondajın 83,90'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde; içerisinde pirit-II (özşekilsiz) mineralinin bulunduğu kuvars-II gangı içerisinde kalkopirit minerali gözlenmiştir.

Kalkopiritin bölgede gerçekleşen 2. silisifikasyon olayını temsil eden kuvars-II gangının içinde bulunuşu, kalkopiriti süksesyonda 2. hidrotermal evreye yerleştirmiştir. Bölgeden alınan örneklere ait jeokimyasal analizlerdeki ''Cu'' oranının düşük olmasıyla kalkopirit varlığı tezatlık oluştursa da, Damdamca Bölgesi'nde de bu benzer tezatlık, superjen evrede ornatım mineralleri olarak kalkozin/kovellin minerallerinin varlığıyla ortaya çıkmıştır. Bu iki bölgedeki benzer olay, her iki bölgedeki Cu minerallerinin, hidrotermal solüsyon komposizyonlarında az miktarda bulunsalar da parajenezde yer alabildiklerinin göstergesi niteliğindedir**.**

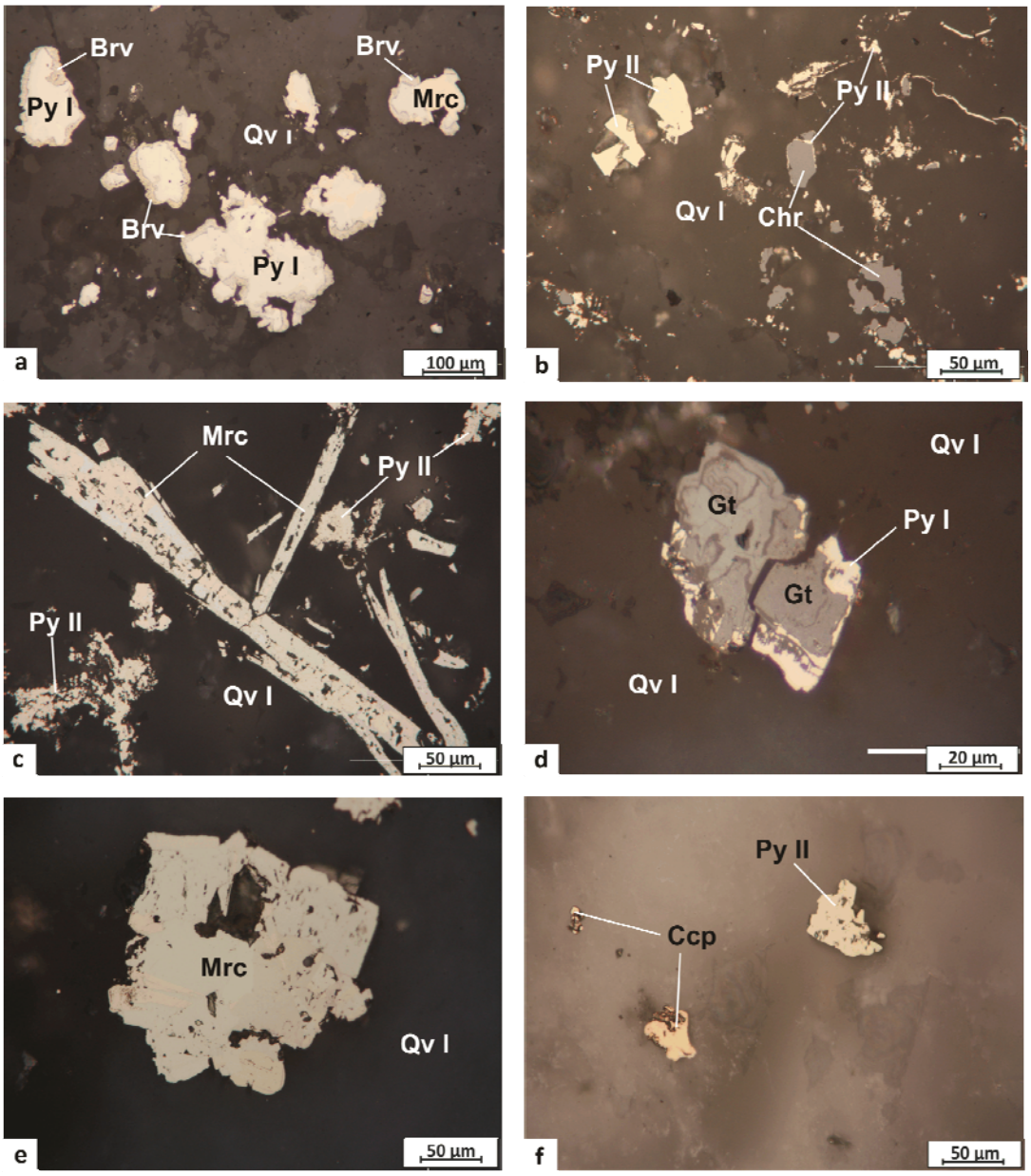
Karakaya Cevherleşmesi'nin son evresi olan süperjen evrede ilk sırada yer alan hematit minerali, genellikle özşekilli kuvars-I gangı boşluklarında gözlenmiştir (Şekil 3.39b-c). Aynı evrenin diğer üç Fe-oksit mineralleri olan götit, limonit ve lepidokrosit süksesyonun son elemanlarıdır ve götit/limonit ikincil mineralleri genellikle pirit-I, pirit-II ve markazit mineralleri üzerinde ornatım gerçekleştirirken, lepidokrozitler ornatım için arsenopiritleri tercih etmiştir (Şekil 3.40b). Götit ve

limonit mineralleri, pirit-I'ler üzerindeki ornatımı kısmen ve mineral çeperinden içeri doğru yaparken, kuvars-I'ler üzerindeki psödomorfizmaları üzerine gelişmiş ve psödomorf pirit-II'lerin tamamını ornatmışlardır (Şekil 3.40d).

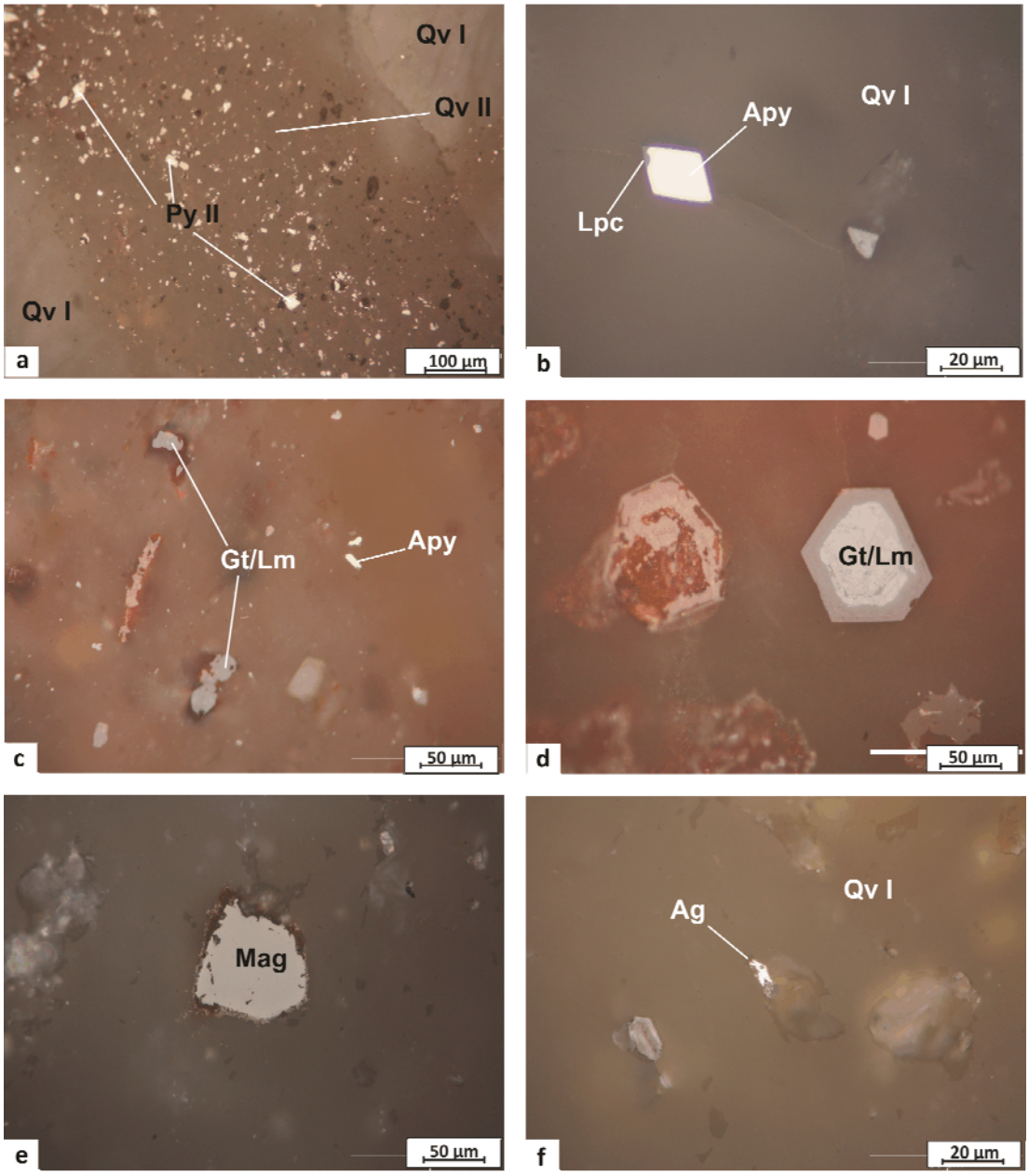


Şekil 3.38 (a) Özşekilli pirit-I mineralleri üzerinde gelişmiş götit/limonit ornatımı gerçekleşmiş ve kalıntı pirit-I mineralleri kristallerin orta kesimlerinde gözlenebilmektedir. (b) Özşekilli ve "c" kristal eksenine paralel kesilmiş kuvars-I minerallerini saran hematit oluşukları. (c) Muhtemel kuvars-I gangı içerisinde gözlenen Au kristali ve ilksel Fe-sülfid minerali üzerinde gerçekleşmiş hematit ornatımı. (d) Özşekilli kuvars-I minerallerinden kalan boşluklara yerleşmiş hematit ve sağ üstte hematitler üzerinde gerçekleşmiş götit/limonit ornatımı. (e) İkizlenme gösteren markazit minerali çeperinde gelişmiş bravoit ornatımı. (f) Kuvars-I gangı içerisinde özşekilli arsenopirit mineralleri. (Kesitler hava ortamındadır). (Gt: Götit, Lm: Limonit, Hem: Hematit, Qv I: Kuvars-I, Au: Nativ Altın, Mrc: Markazit, Brv: Bravoit, Apy: Arsenopirit).

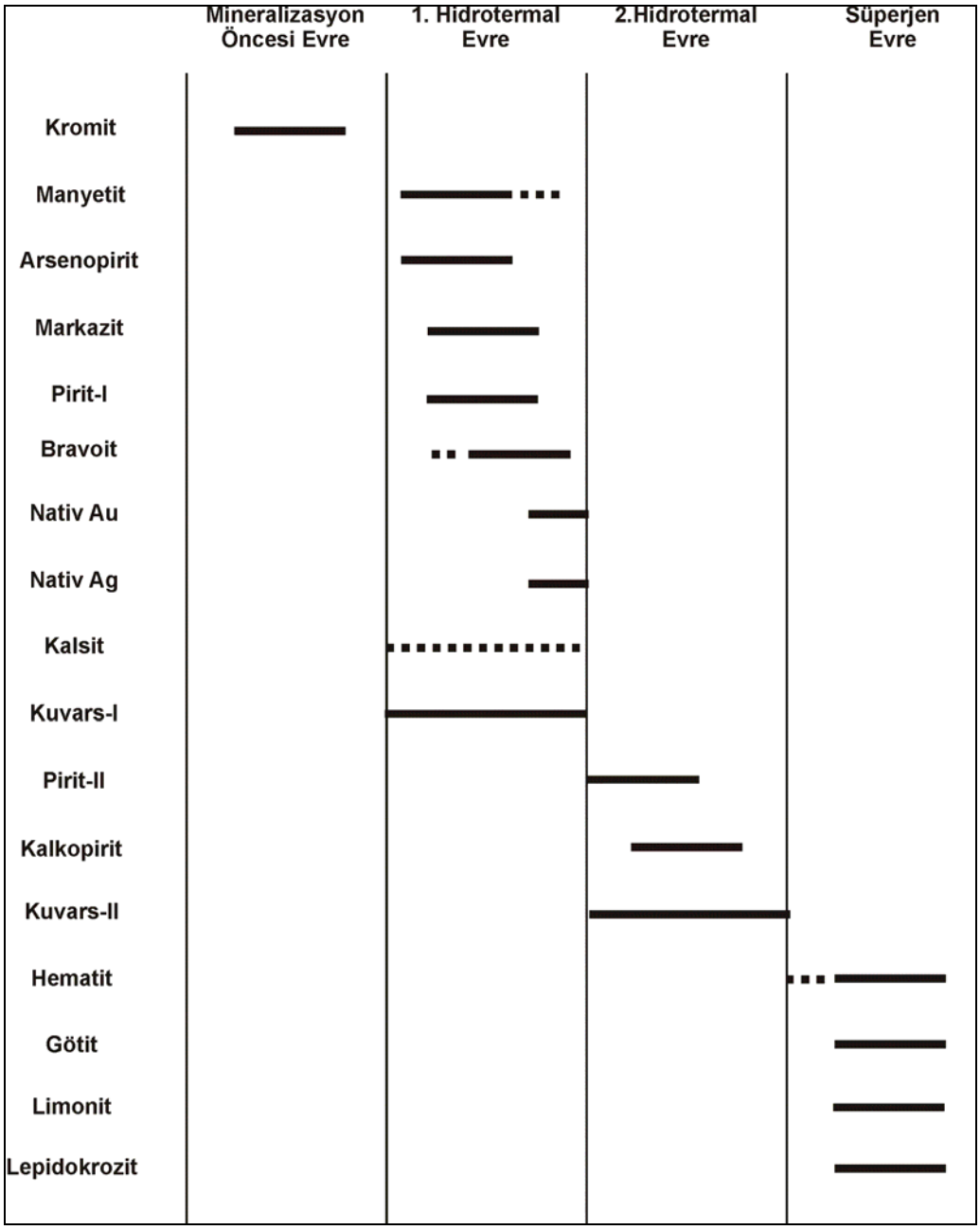
Sonuç olarak, Damdamca Cevherleşmesi'ne ait süksesyonda olduğu gibi Karakaya Cevherleşmesi "Mineralizasyon öncesi evre, 1. Hidrotermal evre, 2. Hidrotermal evre ve Süperjen evre" olmak üzere dört farklı zaman aralğında ele alınmıştır (Şekil 3.41).



Şekil 3.39 (a) Kuvars-I gangı içerisinde pirit-I ve markazit mineralleri çeperinde gelişmiş bravoit ornatımı. (b) Kuvars-I gangı çatlaklarında ve kromiti sararak gelişmiş pirit-II minerali. (c) Kuvars-I gangı içerisinde ilksel oluşumlu çubuksu markazit minerali ve ortama geç evrede dâhil olan markazit etrafında gelişmiş, ince taneli pirit-II yığışımları. (d) Kuvars-I gangı içerisinde gelişen pirit-I mineralini kısmen ornatabilmiş götit minerali ve kalıntı pirit-I minerali. (e) Kuvars-I gangı içerisinde ikizlenme sunan markazit minerali. (f) Parajenezde sadece bu bölgede yer alan ve nadir gözlenen kalkopirit ve özşekilsiz pirit-II minerali. (Kesitler hava ortamındadır). (Qv I: Kuvars-I, Py I: Pirit-I, Brv: Bravoit, Chr: Kromit, Mrc: Markazit, Py II: Pirit-II, Gt: Götit, Ccp: Kalkopirit).



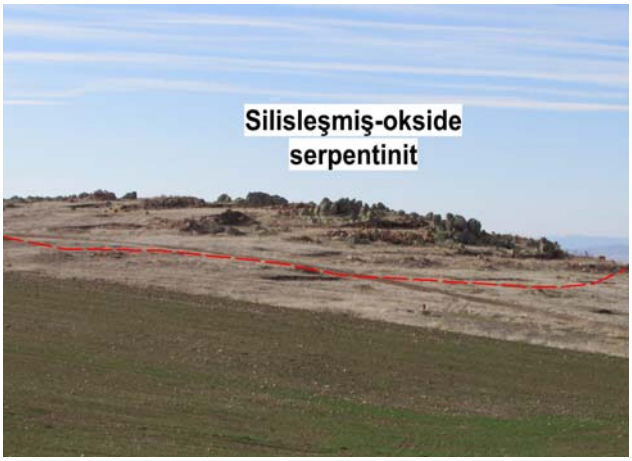
Şekil 3.40 (a) Kuvars-I gangını kat etmiş kuvars-II damarcığı içinde saçınımlı ve ince taneli gözlenen pirit-II. (b) Kuvars-I gangı içerisinde gözlenen arsenopirit kristalinin sol üst köşesinde lepidokrosit ornatımı. (c) Gang içinde gözlenen muhtemel Fe-sülfid kristalleri üzerinde ornatım ürünü olarak gelişmiş götit/limonit ve özşekilli arsenopirit kristalleri. (d) Özşekilli kuvars-I gangı boşluğunda gelişmiş pirit-II psödomorfizması ve pirit-II üzerinde gerçekleşen götit/limonit ornatımı. (e) Silisleşmiş serpentinit dokusu içerisinde manyetit minerali. (f) Kuvars-I gangı içeririnde nativ Ag kristali. (Kesitler hava ortamındadır). (Qv I: Kuvars-I, Qv II: Kuvars-II, Py II: Pirit-II, Apy: Arsenopirit, Lpc: Lepidokrosit, Gt: Götit, Lm: Limonit, Mag: Manyetit, Ag: Nativ Gümüş).



Şekil 3.41 Karakaya Cevherleşmesi'nin parajenetik süksesyonu.

3.3 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi

Küçük Mermerlik Tepe Bölgesi'nde bulunan kayaçlar güneyden kuzeyde doğru; kalkşist, mermer ve serpentinit şeklinde sıralanırlar (Şekil 3.45). Karakaya ve Damdamca Cevherleşmesi'nden farklı olarak Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'nde granit birimi yüzlek vermemektedir.



Şekil 3.42 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit (güneye bakış).

En kuzey bölümde, kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu silisleşmiş ve okside olmuş serpentinit birimi bulunur (Şekil 3.42). Mermer birimiyle serpentinit birimi arasında serpentinit birimiyle aynı doğrultuda bir breşik zon bulunmaktadır. Bu breşik zon yaklaşık olarak 50 m boyunca takip edilir. Bu hidrotermal breş, silika matriks içerisinde silisleşmiş-okside olmuş serpentinit ve silisleşmiş mermer klastlarını içerir. Breşler genel olarak keskin köşelidirler.

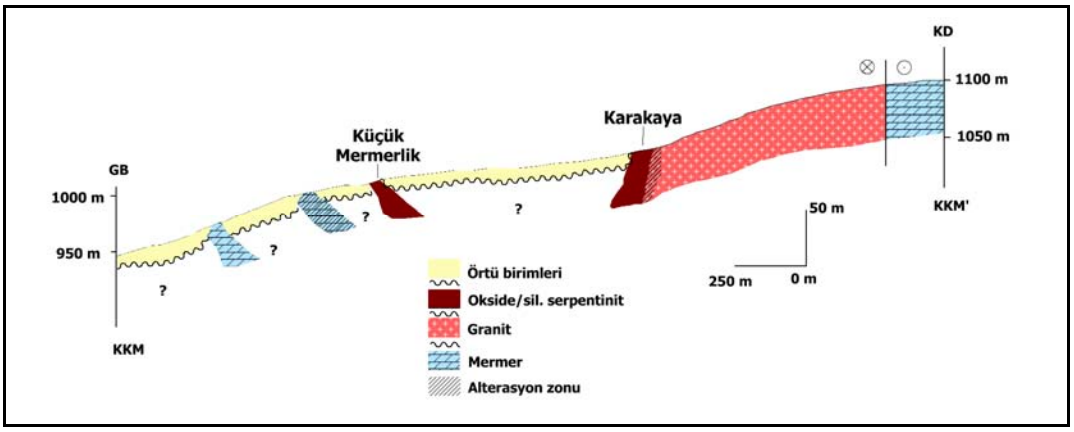
Bu bölgede hidrotermal solüsyon kuzeye yaklaşık 50° ile eğimli mermer ile serpentinit birimlerinin kontağı boyunca gelişmiştir. Cevherleşme açısından ise mermerden daha ziyade serpentinit birimini tercih etmiştir.

Silisleşmiş ve okside olmuş serpentinit yaklaşık 400 m boyunca kesikli olarak takip edilir (Şekil 3.45). Aşırı derecede silisleşmiş serpentinit sert ve kırılgan bir yapıya sahiptir. Kayaç ilksel dokusunu tamamen kaybetmiştir. Bu serpentinit birimi uzaktan bakıldığında da topoğrafyadaki yükseltiyle hemen fark edilir ve sarımsı kahverengi rengiyle diğer birimlerden kolayca ayırt edilir.

Küçük Mermerlik Tepe'de serpentinit, kalkşist ve mermer birimlerinin bulunduğu alan haricinde diğer alanlar Neojen sedimanlarla örtülüdür (Şekil 3.45).



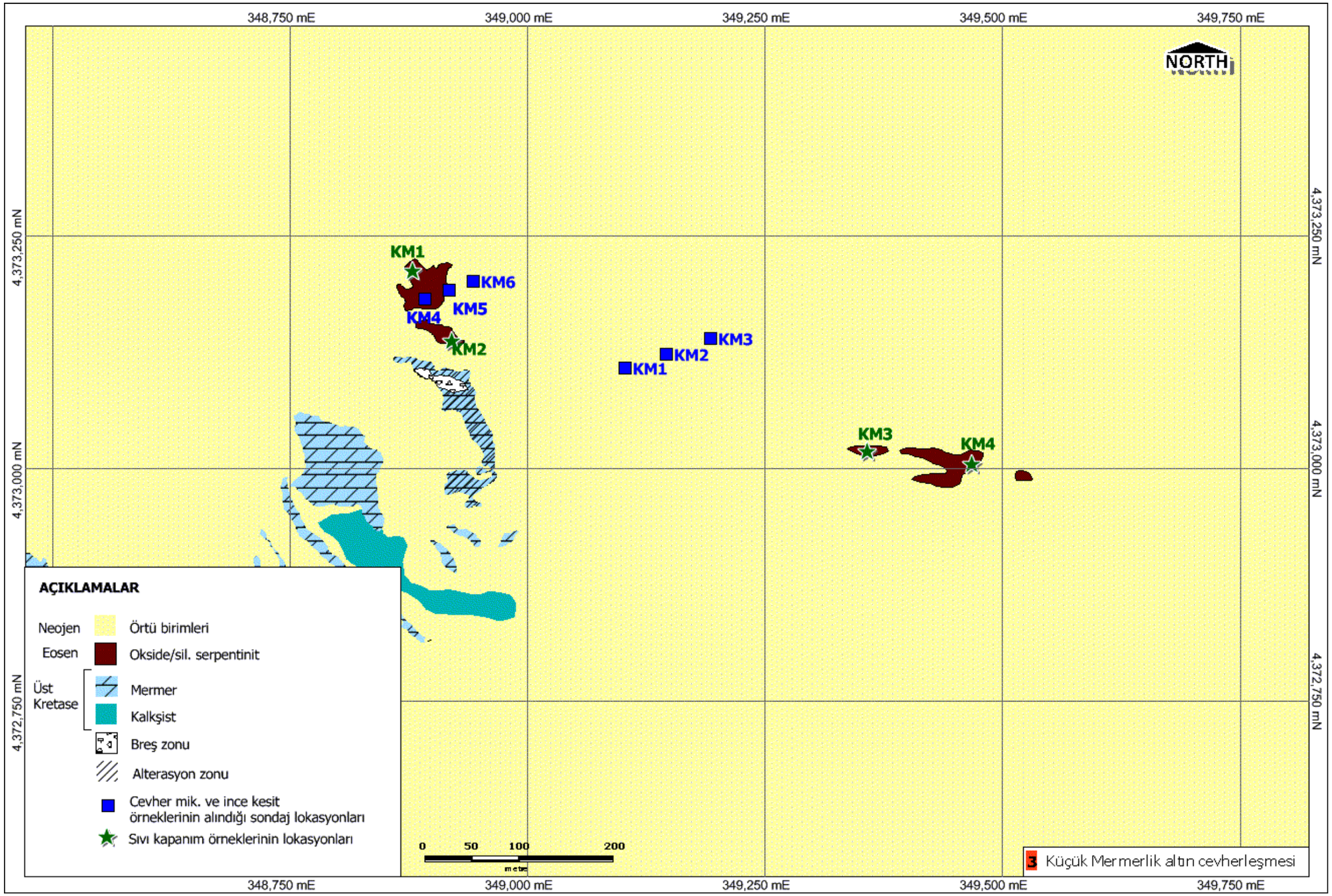
Şekil 3.43 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi silisleşmiş-okside serpentinit (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).



Şekil 3.44 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ni gösteren jeoloji enine kesit.

Küçük Mermerlik Tepe cevherleşmesinin temsil eden 6 sondaj lokasyonundan, 2 kesit hattı şeklinde düşünülerek düşey ve yanal yönde silisleşmiş ve okside olmuş serpentinit içerisinden ince kesit için 6, parlak kesit için 6 ve sıvı kapanım için 4 örnek alınmıştır (Şekil 3.45).

Küçük Mermerlik Tepe Bölgesi'ne ait birimlerin arasındaki stratigrafik ilişkiyi ortaya koymak için KKM-KKM' kesiti alınmıştır (Şekil 3.11-3.44). Neojen sedimanlarla örtülü birimlerin birbiri ile olan dokanakları kesin olarak bilinmemekle beraber, bindirmeli olarak birbiri üzerinde durduğu düşünülmektedir. Serpentinit ile mermer dokanağını kullanan hidrotermal solüsyon serpentinit birimini tercih ederek cevherleşmeyi bu birim içerisinde meydana getirmiştir. Silisleşmiş ve ikincil oksidasyona uğramış serpentinit birimi kuzeydoğuya eğimlidir (Şekil 3.44).



Şekil 3.45 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi jeoloji haritası.

3.3.1 Yan Kayaç Petrografisi

Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki kuvars dokularında Karakaya ve Damdamca Bölgeleri'ne göre daha fazla kuvars çeşitini görmek mümkündür. Nadir olarak gözlenen şeker kuvars dokusu Şekil 3.46'da görülmektedir.



Şekil 3.46 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki şeker kuvars dokusu (kalemin kalınlığı 8 mm'dir).

Şeker kuvars dokusundan daha yaygın olan vuggy kuvars dokusu boşluk içerisnde büyüyen kuvars kristalleriyle karakterize edilir (Şekil 3.47). Boşluk içerisindeki kuvars kristallerinin boyutu ortalama olarak 1 mm civarındadır.



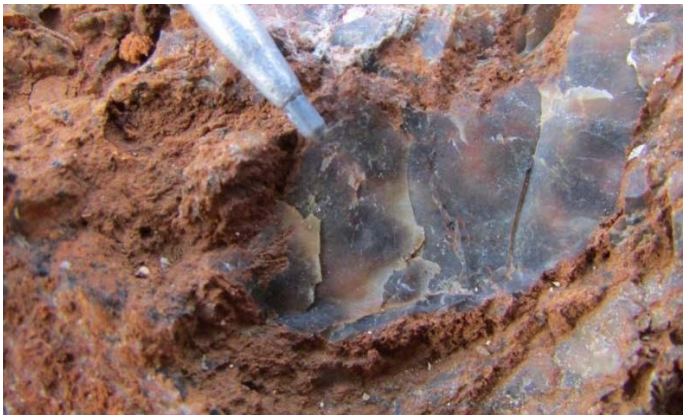
Şekil 3.47 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki vuggy kuvars dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

Cevherleşmenin ilk aşamasında veya hemen öncesinde gelişen karbonatlaşma evresine ait kalsit kristalerinin yerini alan (psödomorf) sarımsı renkli kuvars kristalleri, orta-iri taneli olarak Şekil 3.48'de görülmektedir.



Şekil 3.48 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki kalsit sonrası kuvars psödomorfu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

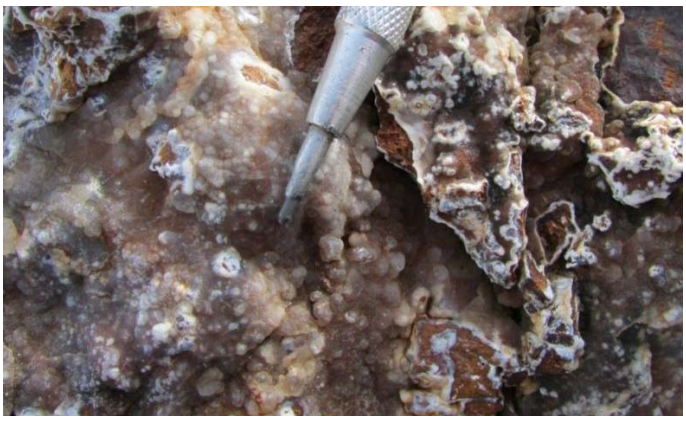
Cevherleşme sonrasında gelişen geç evre, düşük ısılı siyah renkli silika ve kalsedon damarları çatlakları doldurmuştur (Şekil 3.49). Kalsedon damarcıkları bazı bölgelerde böbreğimsi ve bantlı doku gösterirler (Şekil 3.50-3.51).



Şekil 3.49 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki siyah silika damarcığı (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

Küçük Mermerlik Tepe'ye ait cevher mikroskobisinde gözlenemeyen gang mineralleri, yan kayaç ve hidrotermal damarlar içerisinde izotrop mineraller ve bazı dokusal özellikler incelenerek, bölgeye ait parajenez ve süksesyon çatısını kurarken, mevcut gözlemler ince kesit çalışması ile desteklenmiştir.

Bölgedeki KM2 numaralı sondajın 38,30'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan ince kesit örneğinde silisleşmiş serpentinit dokusunun kat eden kuvars-I damarcığı gözlenmiştir (Şekil 3.52a).



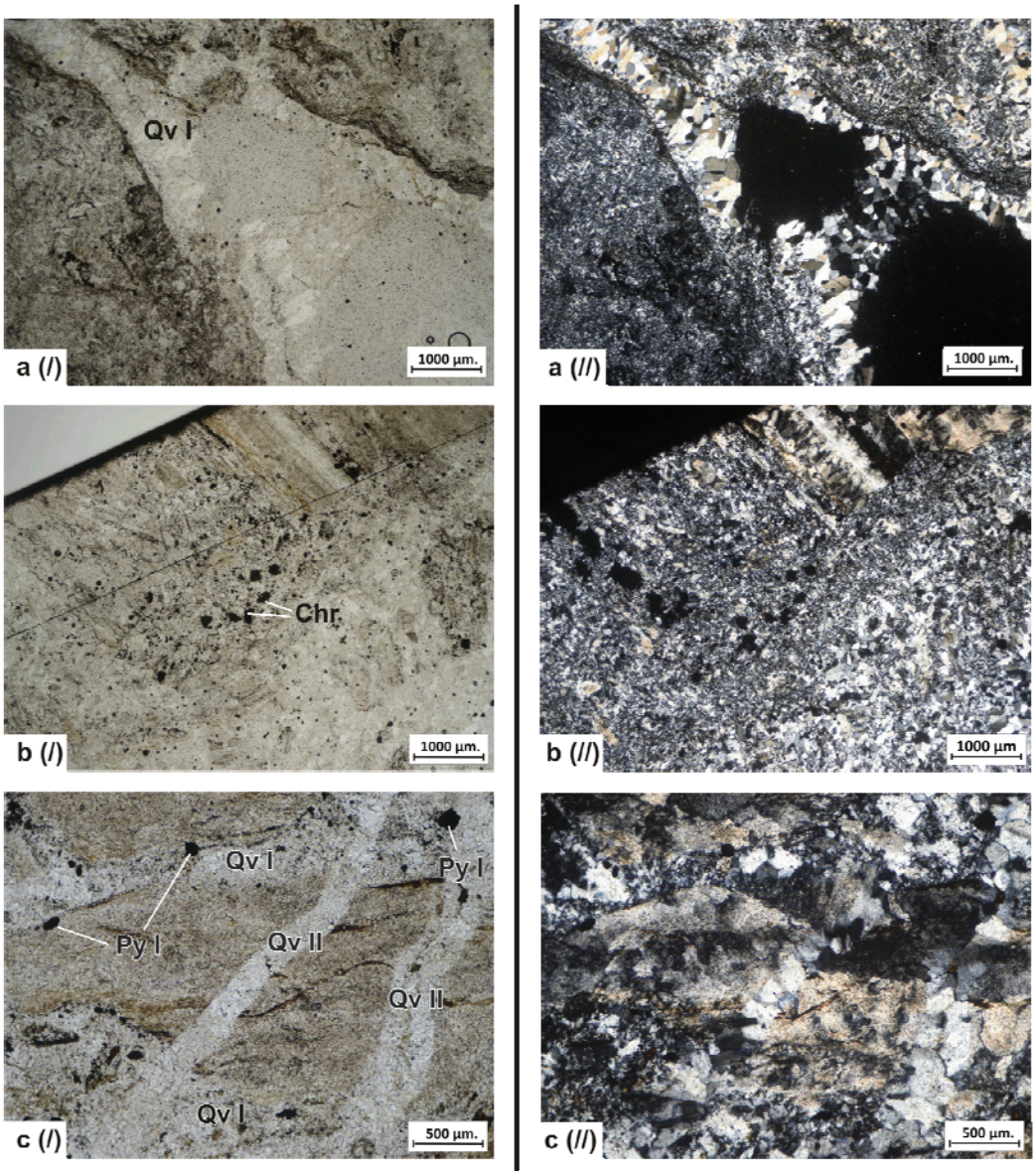
Şekil 3.50 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki böbreğimsi yapıda kalsedon damarcığı (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).



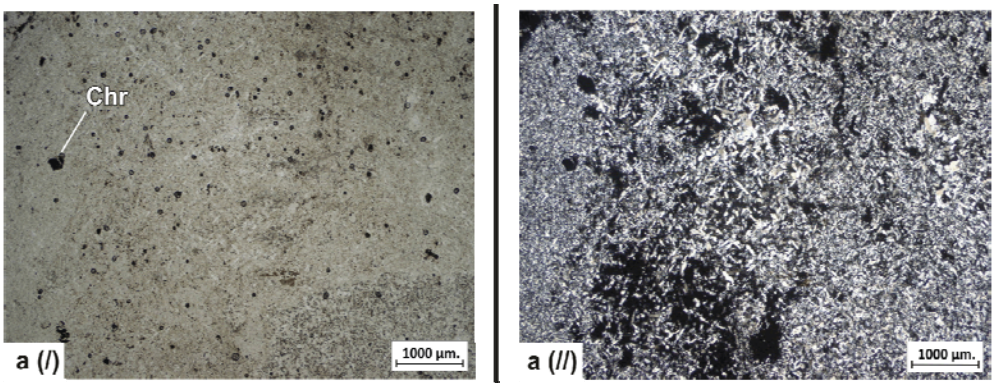
Şekil 3.51 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ndeki bantlı kalsedon dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

Bölgedeki sondajlardan KM6 numaralı sondajın 91,90'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınmış bir ince kesit örneğinde silisleşmiş serpentinit yan kayacının içerisinde kübik ve izotrop, hidrotemal evre öncesi gelişmiş kromit mineralleri gözlenmiştir (Şekil 3.52b). Aynı örnekte yan kayacı kat eden ve opak mineralleri (muhtemel Fe-sülfid mineralleri) ortama getiren kuvars-I damarcığı ve daha geç evrede gelişen ve bu yan kayaçla beraber kuvars-I damarını kesen kuvars-II damarcığı (Şekil 3.52c) bulunmaktadır.

KM5 numaralı sondajın 42,10'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan ince kesit örneğine ait fotoğrafta, karakteristik serpentinit dokusu sunan silisleşmiş serpentinit yan kayacı içerisinde izotrop kromit minerali görülmektedir (Şekil 3.53).



Şekil 3.52 (a) Silisleşmiş serpentinit dokusu sunan yan kayacı kat eden kuvars-I damarı. (b) Silisleşmiş serpentinit içerisinde opak ve kübik kromit mineralleri. (c) Yan kayacı kat eden ve opak mineralleri (muhtemel Fe-sülfid minerali) ortama taşıyarak getiren kuvars-I damarı ve daha geç evrede gelişen ve bu yan kayaçla beraber kuvars-I damarını kesen kuvars-II damarcığı. (Qv I: Kuvars-I, Qv II: Kuvars-II, Py I: Pirit-I, Chr: Kromit).



Şekil 3.53 Silisleşmiş serpentinit dokusu sunan yan kayaç içerisinde hidrotermal evreler öncesinde gelişmiş opak kromit minerali. (Chr: Kromit).

3.3.2 Cevher Petrografisi

Bölge cevherleşmesine ait parajenezde yer alan cevher mineralleri; "kromit, nikelin, pentlandit, markazit, pirit, nabit altın ve nabit gümüş" mineralleridir. Bu cevher minerallerine eşlik eden gang mineralleri; kalsit ve çok evreli olarak gözlenen kuvars mineralleridir. Süperjen evrede parajeneze dâhil olmuş, oksit mineralleri ise "piroluzit, götit ve lepidokrozit" mineralleridir.

Mineralizasyon öncesi evrede gelişimini tamamlamış kromit minerali (Şekil 3.55d) genellikle özşekilli ve nadiren yarı özşekilli ya da deformasyon sonucu kırıklanmış morfolojide, silisifikasyona maruz kalmış serpentinit içerisinde bulunmaktadır.

Küçük Mermerlik Bölgesi'nde yer alan KM4 numaralı sondajın 15,30'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneği fotoğrafında kuvars gangı içerisinde yer alan nikelin (Şekil 3.54f, sol üstte), 1. hidrotermal evrenin ilk oluşan minerali özelliğindedir. Damdamca Cevherleşmesi'ne ait hidrotermal evre süksesyonu başlangıcına benzer şekilde, ortamdaki "Ni" iyonlarının yanı sıra, farklı olarak "As" girdisiyle oluşum göstermiş ve hidrotermal evrelerin başlangıcını temsil etmişlerdir. 1. hidrotermal evrenin başlangıcında nikelin ile kısmen yakın zamanlı oluşum gösteren pentlandit (Şekil 3.55a) mineralinin, hidrotermal evrenin ilk safhasında ortama "Ni" ve "As" iyonlarının dâhil olduğu düşünülür. "As" elementinin tüketilmesinin sonra (nikelin oluşumunu tamamlaması sonrası),

ortamdaki kalıntı “Ni’’ iyonları ve hidrotermal solüsyon kompozisyonunda yer alan sülfid iyonlarının etkileşimiyle pentlandit mineralinin oluştuğu düşünülmektedir. Küçük Mermerlik Tepe süksesyon tablosundaki nikelin ve pentlandit minerallerinin süksesyon çizgilerinin kesiştiği noktalar; nikelin ve pentlanditin eş oluşumu gösterdiği zaman aralığını, nikelin çizgisinin sonlanıp bu iki çizgiden pentlandit çizgisinin yalnız devam ettiği kısmın nitelediği zaman aralığının başlangıcı ortamdaki ‘’As’’ iyonlarının tükendiği anı nitelemektedir. Şekil 3.55a’da sunulan pentlandit minerali fotoğrafı, Küçük Mermerlik Bölgesi’nde KM4 numaralı sondajın 15,30’uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğine aittir.

1. hidrotermal evre süksesyonunda Ni’li mineral oluşuklarını Fe-sülfid mineralleri izlemektedir. Markazit ve iki fazda gözlenen pirit minerallerinden pirit-I minerali eş zamanlı oluşum göstermektedir. Bölgede bulunan KM3 numaralı sondajın 61,20’nci metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğine ait fotoğrafta iri ve özşekilli muhtemel pirit-I minerali üzerinde götit/limonit ornatım gerçekleşmiştir (Şekil 3.54d). Bölgeden alınan ve incelenen parlak kesitlerde oksidasyon veya bozunmaya uğramamış pirit-I minerali gözlenememiştir.

1. hidrotermal evrede gelişen son cevher mineralleri nabit Au ve nabit Ag mineralleridir ve eş zamanlı oluşuklardır. KM4 numaralı sondajın 25,20’nci metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit fotoğrafında yaklaşık 1-5 μm büyüklüğünde nabit altın kristali gözlenmiştir (Şekil 3.55b). KM3 numaralı sondajın 61,20’nci metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneği fotoğraflarda kuvars-I gangı içerisinde yaklaşık 5 μm büyüklüğünde Au kristali gözlenmiştir (Şekil 3.54c).

1. hidrotermal evrenin tamamını karakterize eden ve iki fazda incelenen kuvars-I gangı, bu evrede cevher minerallerini ortama taşıyan silika matrikse (damar ve damarcıklara) tekabül eder. Genellikle iri ve özşekilleriyle ayırdlanmışlardır. KM2 numaralı sondajın 38,30’uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneği fotoğrafında; muhtemel silisleşmiş serpentinit yan kayacını kat eden kuvars-I

damarcığının içerisinde yığışmış pirit-I mineralleri üzerinde götit/limonit ornatımı gerçekleşmiştir (Şekil 3.54b). Kuvars kristalleri iri ve yarıözşekilli ya da özşekillidir.

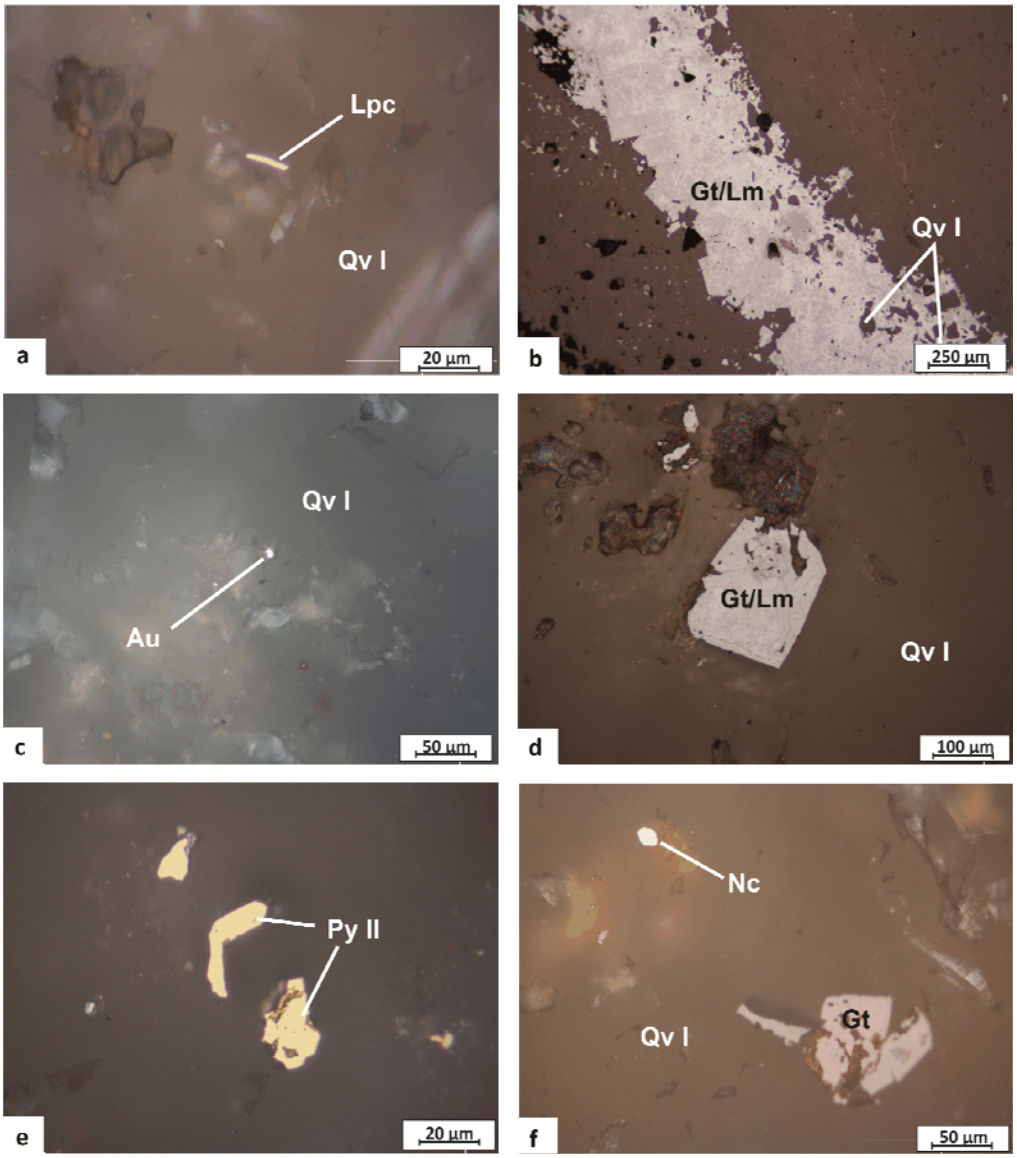
İlk hidrotermal evrenin diğer bir gang minerali olan kalsit gangı 1. hidrotermal evrenin tamamında muhtemel olarak oluşumunu sürdürmüştür. Ancak bununla ilgili kesin işaretçilere ulaşılamadığı için ve diğer minerallerle süksesyon korelasyonuna kısmen gidilebildiği için süksesyon tablosunda kesikli çizgilerle gösterilmiştir. Yan kayaç üzerinde arazi çalışmalarında yapılan makro gözlemler ışığında tayin edilen karbonatlaşma ile ilişkilendirilmiştir.

2. hidrotermal evrenin tek metalik minerali pirit-II fazı ve bunu taşıyıp bölge cevherleşmesine dâhil edilmesini sağlayan kuvars-II gangı, 2. hidrotermal evrenin parajenezini oluşturmaktadır. KM4 numaralı sondajın 15,30'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğine ait fotoğrafta c eksenine paralel kesilmiş hekzagonal kuvars-I mineralinin boşluğuna psödomorf olarak yerleşmiş pirit-II minerali gözlenmektedir (Şekil 3.54e). Kuvars-II gangına ait mikroskobi gözlemleri, cevher mikroskobisinde yapılamazken, Küçük Mermerlik Tepe Bölgesi'ne ait ince kesit örneklerinde gözlenmiştir. Kuvars-II gangı ikinci hidrotermal evreyi temsil etmektedir.

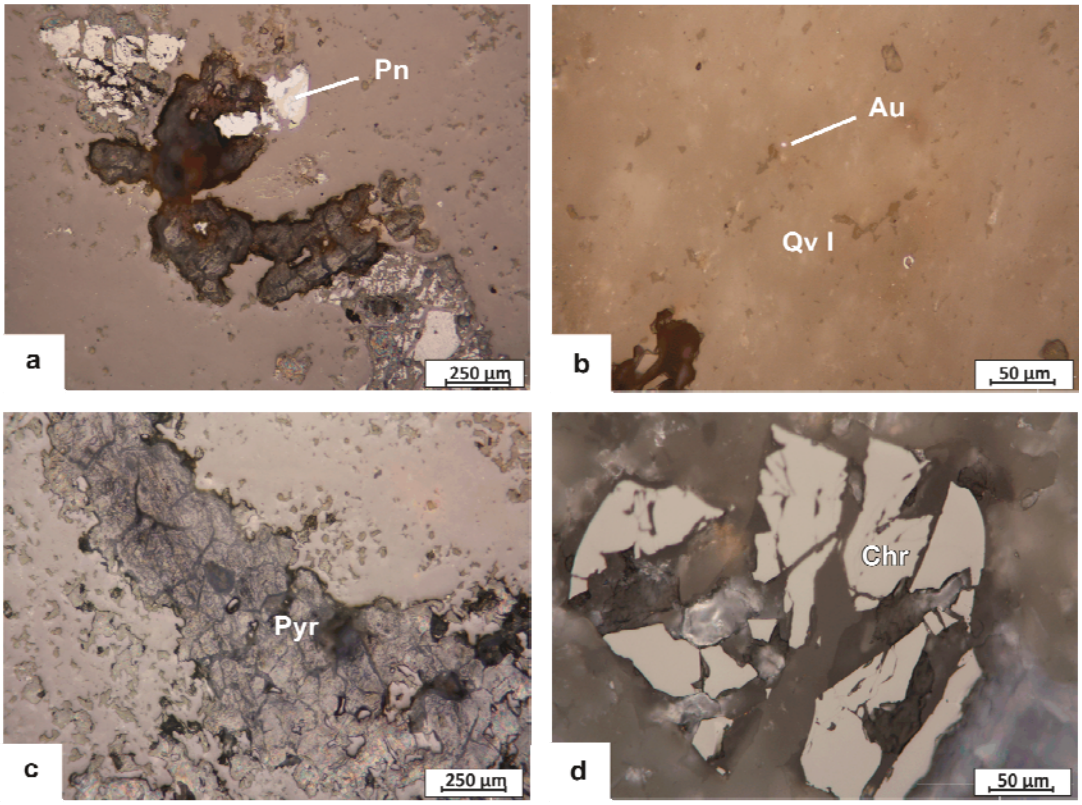
Süperjen evrede ortama Mn girdisinin sonuçlanması ya da muhtemel, daha önce oluşmuş herhangi birincil Mn minerali üzerindeki ornatım ile oksidasyon sonucu pirolüzit minerali parajeneze yerleşmiştir. Bölgede yer alan KM5 numaralı sondajın 42,10'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde gang içerisinde pirolüzit minerali gözlenmiştir (Şekil 3.55c).

Süperjen evrede ve Küçük Mermerlik Tepe'nin süksesyonunda son sırada yer alan, eş zamanlı gelişen ve aynı kimyasal element kompozisyonuna ancak farklı kristal sistemlerine sahip götit, lepidokrozit ve limonit mineralleri, muhtemel birincil Fe-sülfid mineralleri üzerinde gelişmiş ornatımla ikincil mineraller olarak parajeneze dâhil olmuşlardır. Şekil 3.54d'de bölgede bulunan KM3 numaralı sondajın 61,20'nci metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneği fotoğrafında, kuvars-I gangı

içerisinde gelişmiş, birincil pirit-I minerali üzerinde "götit ve limonit" ornatımı eş zamanlı olarak gelişmiştir. KM2 numaralı sondajın 38,30'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan kesit örneğinde silisleşmiş serpentinit yan kayacını kat eden kuvars-I damarcığı içinde yığışmış pirit-I'ler üzerinde götit ve limonit ornatımı gerçekleşmiştir (Şekil 3.54b).

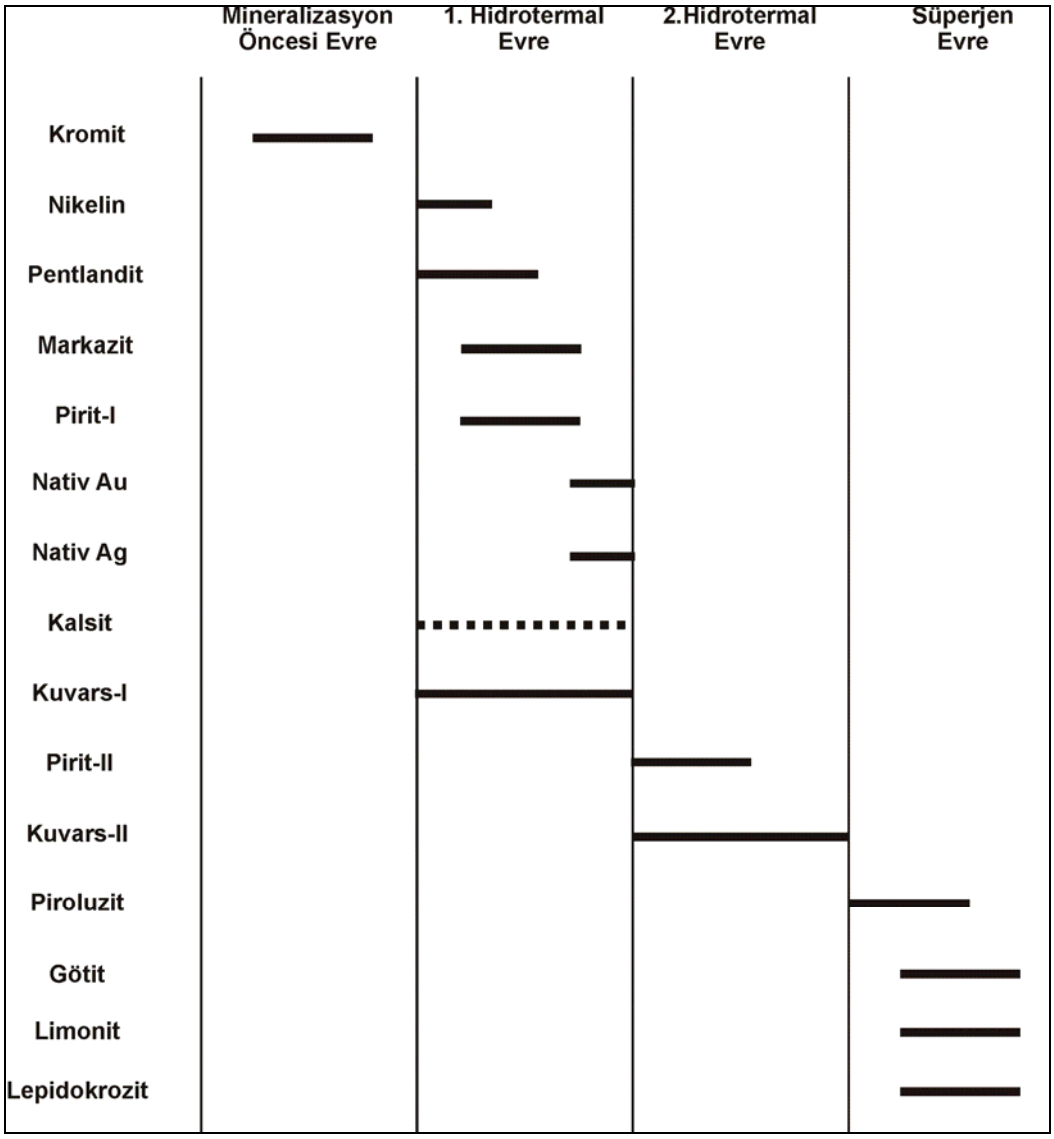


Şekil 3.54 (a) Kuvars-I gangı içerisinde çubuksu ve özşekilli lepidokrozit kristali. (b) Silisleşmiş serpentinit dokusunu kat eden kuvars-I damarcığı ve bu damarcık boyunca kristalleşmiş, kübik haleleri olan pirit-I mineralleri üzerinde gerçekleşen götit/limonit ornatımı. (c) Kuvars-I gangı içerisinde 5µm büyüklüğünde Au kristali. (d) Kuvars-I gangı içerisinde kristalleşmiş özşekilli pirit kristali üzerinde gerçekleşmiş götit/limonit ornatımı. (e) c kristal eksenine paralel kesilmiş hekzagonal kuvars-I minerali boşluğuna yerleşmiş pirit-II psödomorfu. (f) Kuvars-I gangı içinde, sağ altta özşekilli pirit-I üzerinde gerçekleşmiş götit ornatımı ve sol üstte nikelin kristali. (Kesitler hava ortamındadır). (Lpc: Lepidokrozit, Qv I: Kuvars-I, Gt: Götit, Lm: Limonit, Au: Nativ Altın, Py II: Pirit-II, Nc: Nikelin).



Şekil 3.55 (a) Gang içerisinde pentlandit minerali. (b) Kuvars-I gangı içerisinde ≈1 µm boyutunda Au kristali. (c) Gang içerisinde piroluzit minerali. (d) Tektonik deformasyon sonucu kırıklanmış kromit. (Kesitler hava ortamındadır). (Pn: Pentlandit, Au: Nativ Altın, Qv I: Kuvars-I, Pyr: Piroluzit, Chr: Kromit).

Sonuç olarak, Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'ne ait süksesyon diğer bölge cevherleşmelerine benzer olarak 4 farklı evreye ayırtlanmıştır (Şekil 3.56). Süksesyondaki ilk evre olarak sunulan "Mineralizasyon öncesi evre", hidrotermal evrelerden önce yan kayaç kompozisyonunda yerli yerleşim sunan kromit mineraliyle temsil edilmektedir. Bu evreyi izleyen, 1. ve 2. olmak üzere iki ayrı fazda incelenen hidrotermal evreler silisifikasyon ve bölgenin baskın cevher mineralleriyle temsil edilmiştir. Son evre olan "Süperjen evre" ise Fe-oksit ornatım ve Mn-oksit mineralleriyle temsil edilmektedir.



Şekil 3.56 Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'nin parajenetik süksesyonu.

3.4 Kızılağıl Cevherleşmesi

Kızılağıl Cevherleşmesi kuzey-güney doğrultusu ve cevherleşmenin yerleştiği birim açısından diğer lokasyonlardan farklıdır. Kuvarsşist birimi yaklaşık 400 m boyunca kesikli olarak takip edilir (Şekil 3.5).

Aşırı derecede silisleşmiş kuvarsşist biriminin etrafını Neojen sediman örtüsü sarmaktadır. Kuvarsşist birimi hidrotermal evresi sonrasında oksidasyona uğramıştır ve sarımsı kahverengi renkte görülmektedir (Şekil 3.58).



Şekil 3.57 Kızılağıl Cevherleşmesi genel görünümü (kuzeybatıya bakış).

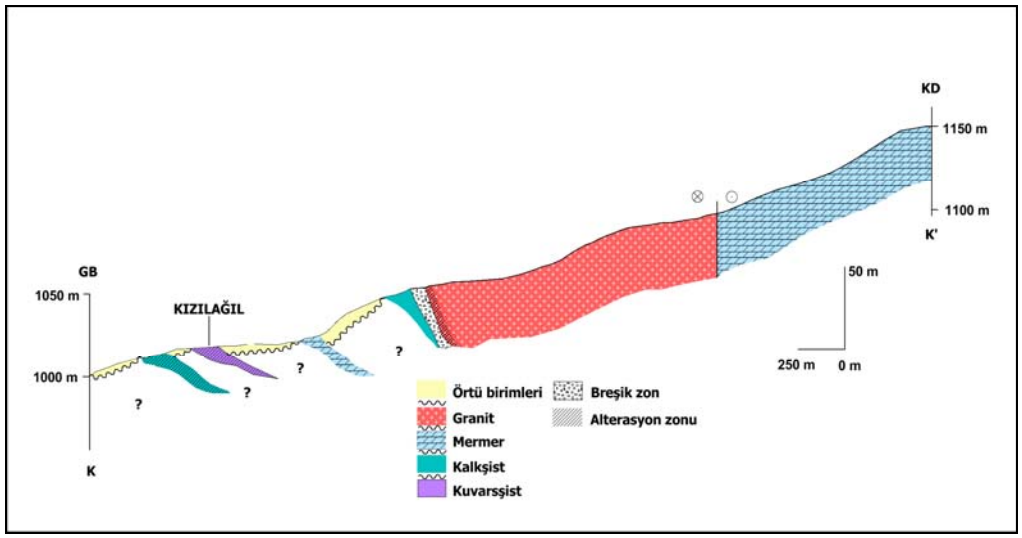


Şekil 3.58 Kızılağıl Cevherleşmesi karşıdan görünümü (çekiç 33 cm'dir).

Silisleşmiş ve okside olmuş kuvarsşist biriminde breşik zonlar çok yaygın olarak bulunur. Breş, silika matriks içerisinde bulunan silisleşmiş kuvarsşist ve kuvars klastlarından oluşmaktadır. Birimin eğimi doğu ve batı yönünde değişkendir. Eğimdeki bu değişkenlik hidtrotermal gelim sırasında veya sonrasında mineralizasyonun tektonizmanın etkisiyle yön değiştirdiğini gösterir.

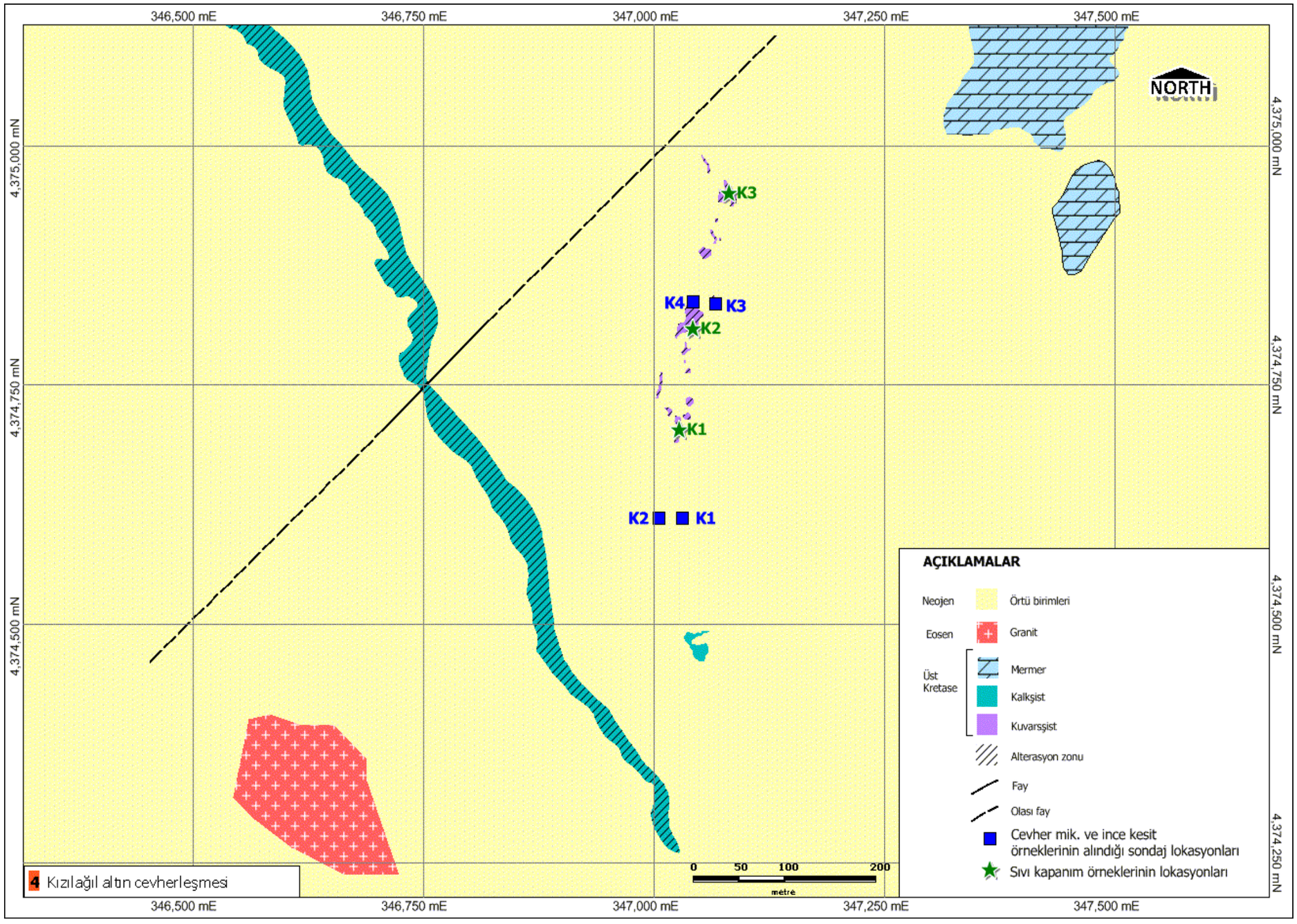
Kızılağıl Bölgesi'ne ait birimlerin arasındaki stratigrafik ilişkiyi ortaya koymak için K-K' kesiti alınmıştır (Şekil 3.11-3.59). Neojen sedimanlarla örtülü birimlerin birbiri ile olan dokanakları kesin olarak bilinmemektedir. Fakat bindirmeli olarak

birbiri üzerinde durduğu düşünülmektedir. Diğer cevherleşme bölgelerinden farklı olarak Kızılağıl Cevherleşmesi kuzey-güney doğrultulu olan kuvarsşist birimi içerisinde gelişmiştir. Silisleşmiş ve ikincil oksidasyona uğramış kuvarsşist biriminin eğimi değişkendir.



Şekil 3.59 Kızılağıl Cevherleşmesi'ni gösteren jeoloji enine kesit.

Kızılağıl Cevherleşmesi'ni temsil eden 4 sondaj lokasyonundan, 2 kesit hattı şeklinde düşünülerek düşey ve yanal yönde silisleşmiş kuvarsşist içerisinden ince kesit için 4, parlak kesit için 4 ve sıvı kapanım için 3 örnek alınmıştır (Şekil 3.60).



Şekil 3.60 Kızılağıl Cevherleşmesi jeoloji haritası.

3.4.1 Yan Kayaç Petrografisi

Kızılağıl Cevherleşmesi'nde orta taneli kuvars kristallerinin oluşturduğu kokard dokusu, karşılıklı büyüyen tarak dokusu hâkimdir (Şekil 3.61-3.62).



Şekil 3.61 Kızılağıl Cevherleşmesi'ndeki kuvarsın kokard dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).



Şekil 3.62 Kızılağıl Cevherleşmesi'ndeki kuvarsın tarak dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

Boşluk içerisinde büyüyen vuggy kuvars dokusuna ait kuvars kristalleri orta-iri taneli, ortalama olarak 1 mm civarındadır. Kuvars damarları arasında FeO sıvamaları yaygın olarak gözlenir (Şekil 3.63).

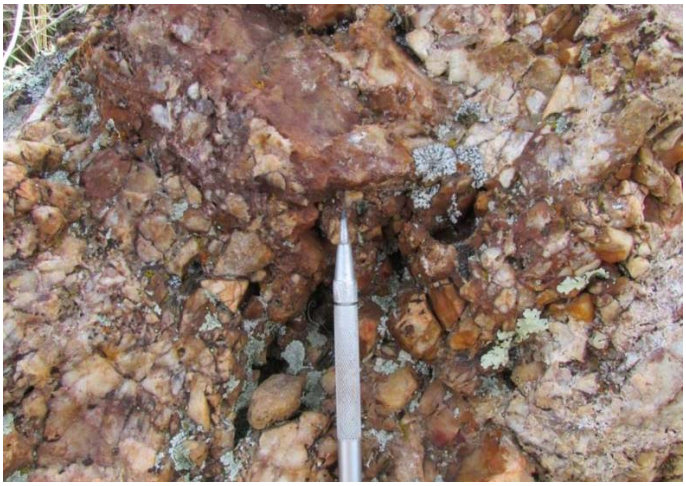


Şekil 3.63 Kızılağıl Cevherleşmesi'ndeki vuggy kuvars dokusu (kalemin siyah ucu 3 mm'dir).

Kızılağıl Bölgesi'nde kuvarsşist kayacı yaygın olarak hidrotermal breş damarları tarafından kesilmektedir. Bu hidrotermal breş damarlarında FeO yaygın olarak bulunmaktadır (Şekil 3.64). Hidrotermal breşin yanı sıra hidrotermal gelim sırasında veya sonrasında tektonizmanın etkisiyle kuvarsşist oldukça kırıklı bir yapı kazanmıştır (Şekil 3.65). Aşırı derecede silisleşmiş kuvarsşist klastları ve kuvars klastları çok nadir olarak FeO matriksle birbirine tutturulmuş olarak gözlenmektedir. Bu tektonik breşler tane destekli olarak bir arada bulunmaktadır.



Şekil 3.64 Kızılağıl Cevherleşmesi'ndeki hidrotermal breş damarı (kalemin kalınlığı 8 mm'dir).



Şekil 3.65 Kızılağıl Cevherleşmesi içerisindeki tektonik breşleşme (kalemin kalınlığı 8 mm'dir).

Tektonik breşli kayacın yaygın çatlak ve kırıklarına düşük ısılı kalsedon damarları sıvama şeklinde geç evre olarak yerleşmiştir (Şekil 3.66).

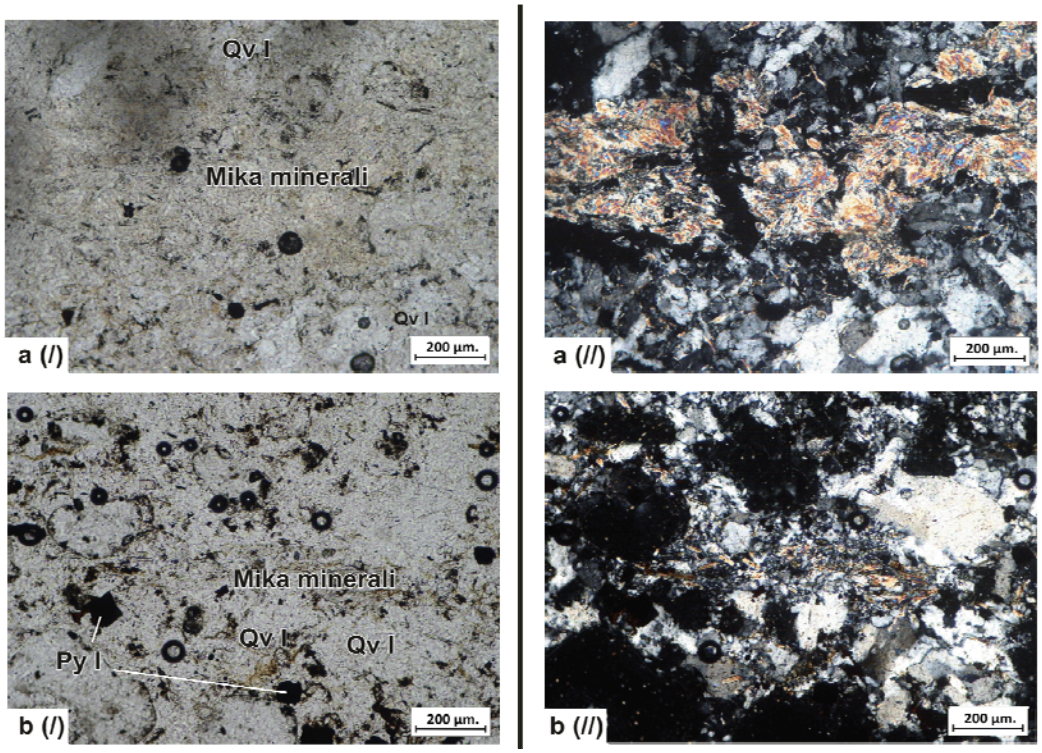


Şekil 3.66 Kızılağıl Cevherleşmesi'ndeki breşleşme ve kalsedon damarları (kalemin kalınlığı 8 mm'dir).

Kızılağıl Bölgesi'nde yapılan paralak ve ince kesit çalışmalarında, diğer cevherleşme bölgelerinde (Damdamca, Karakaya, Küçük Mermerlik Tepe) gözlendiği gibi silisleşmiş serpentinit yan kayacına dair veri ya da mikroskop görüntülerine rastlanamamıştır. Nitekim bölgede yürütülen arazi çalışmalarında yapılan makro gözlemler sonucunda cevherleşmenin, diğer bölgelerden farklı olarak "kuvarsşist" yankayacını terciğ ettiği gözlenmiştir. K1 numaralı sondajın 19,10'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan ince kesit örneğinde yan kayaç içerisinde yer

alan “mika” minerali ve kuvars-şistten oluşan yankayacı kat eden kuvars-I damarcıkları gözlenmiştir (Şekil 3.67a).

K4 numaralı sondajın 5,30’uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan ince kesit örneğinde; kuvarsşist yan kayacı içerisinde bunu kat eden kuvars-I damarı bulunmaktadır. Bu damarın sınırı boyunca yerleşmiş mercek şekilli mika minerali ve kuvars-I damarı içerisinde izotrop ve kübik kristal formundan bulunan muhtemel pirit-I mineralleri gözlenmiştir (Şekil 3.67b).



Şekil 3.67 (a) Kesit görüntüsünün orta kısmında yer alan mika minerali yan kayaç oluşumuyla ilişkilendirilmiştir. Muhtemel kuvars-şist yan kayacını altta kuvars-I minerali kat etmektedir. (b) Kuvarsşist yankayacını kat eden kuvars-I damarı ve damar sınırında mercek şekilli mika minerali (Qv I: Kuvars-I, Py I: Pirit-I).

3.4.2 Cevher Petrografisi

Bölge cevherleşmesinde en çok gözlenen cevher mineralleri; arsenopirit, nikelin, millerit, pirit, nativ Au ve nativ Ag mineralleridir. Bu cevher minerallerine, iki ayrı fazda incelenmiş kuvars-I gangı ve karbonat alterasyonunu temsil eden kalsit gangı

eşlik etmektedir. Ortama süperjen oksidasyonla sonradan ikincil ornatım mineralleri olarak dâhil olan oksit mineralleri ise; piroluzit, götit ve limonit mineralleridir.

Kaymaz Altın Cevherleşmesi'ndeki diğer bölge süksesyonlarında olduğu gibi, 1. hidrotermal evrede ilk kristalleşen cevher mineralinin arsenopirit olduğu düşünülmektedir. K2 numaralı sondajın 7,60'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğine ait fotoğrafta sağ alttaki millerit ile birliktelik gösteren sol üstteki arsenopirit mineralleri öz şekilli olarak gözlenmektedir (Şekil 3.68b). Aynı kuvars-I gangı içerisinde aynı kesitte gözlenmeleri bu iki mineralin de 1. hidrotermal evrede geliştiklerinin bir ispatıdır.

Arsenopirit oluşumunu izleyen Ni minerallerinden nikelin ve milleritin aynı safhada, eş zamanlı oluşuklar oldukları düşünülmektedir. Ortamdaki As' in tüketimi sırasında arsenopirit oluşumunun yerini önce nikeline ve sonrasında bununla eş zamanlı geliştiği düşünülen millerite bıraktığı gözlenmiştir. 1. hidrotermal evre süresince, hidrotermal solüsyon kompozisyonunda bulunan cevher oluşturucu iyonlardan sırasıyla As, Ni ve Fe iyonları tüketilmiştir. Hidrotermal evreler boyunca S iyonları tüketimi ise her daim süreklilik göstermiş ve cevher minerallerinin çoğunun ortak bileşeni niteliğini kazanmıştır. Yine K2 numaralı sondajın 7,60'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde kuvars-I gangı içerisinde nikelin minerali gözlenmiştir (Şekil 3.68a).

Damdamca, Küçük Mermerlik Tepe ve Karakaya parajenezlerinden farklı olarak Kızılağıl parajenezinde 1. hidrotermal evrede pirit-I minerallerinin eş oluşumlu ve birliktelikçisi markazit minerali Kızılağıl Bölgesi'ne cevher mikroskobisi çalışmalarında gözlenememiş ve parajeneze dâhil edilmemiştir. Pirit–I mineralleri diğer bölgelerde olduğu gibi kuvars gangı içersinde iri ve özşekilli olarak gözlenmiştir. K2 numaralı sondajın 7,60'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneği fotoğraflarında kuvars-I gangı içerisinde yer alan iri, özşekilli ve bozunmaya uğramamış pirit-I minerali gözlenmiştir (Şekil 3.68d).

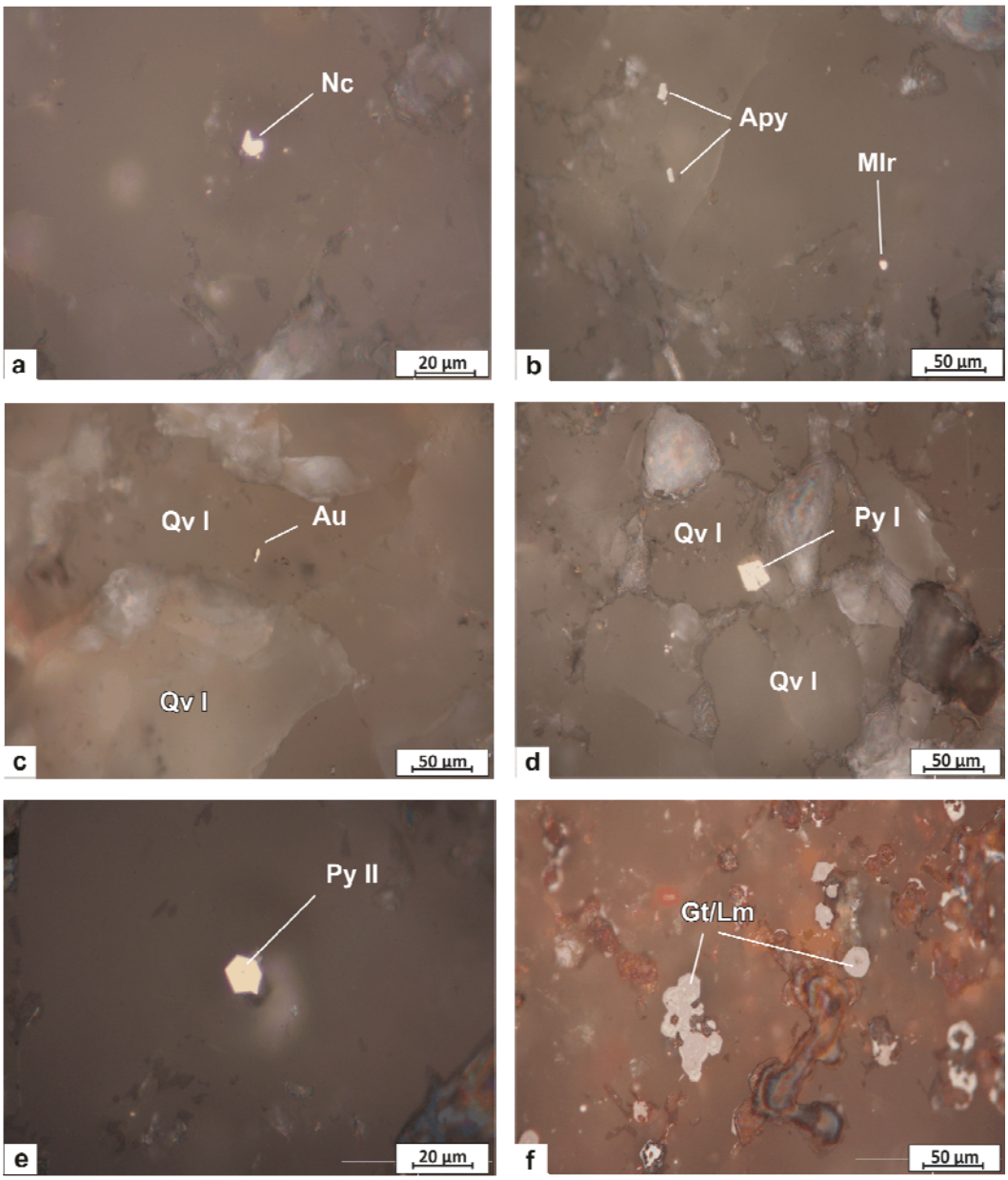
1. hidrotermal evre süksesyonundaki son evre cevher mineralleri, muhtemel olarak eş oluşum gösteren nabit Au ve nabit Ag mineralleridir. K2 numaralı sondajın 7,60'ıncı metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde kuvars-I gangı içerisinde ~5 µm büyüklüğünde nabit Au kristali gözlenmiştir (Şekil 3.68c). Yine K1 numaralı sondajın 19,10'uncu metresinde (düşey mesafesi), aynı örnek üzerinde gözlenmiş hem nabit Au (Şekil 3.69a), hem de nabit Ag (Şekil 3.69b) mineralleri gözlenmiştir.

Diğer bölgelerde de olduğu gibi kuvars-I gangı, 1. hidrotermal evreyi temsil edip bu evrenin tamamı boyunca gelişimini sürdürürken, kalsit gangı yan kayaçlar üzerindeki "karbonatlaşma" ile ilişkilendirilmiş, ancak oluşum başlangıcı ve bitişi hakkında kati bir bilgi edinilememiştir. Bu yüzden kalsit gangına ait süksesyon çizgisi kesikli çizgilerle ifade edilmiştir.

2. hidrotermal evrenin tek cevher minerali olan pirit-II mineraline, bunu taşıyan ve bu evrenin tek gang minerali olan kuvars-II minerali eşlik etmiştir. Hekzagonal kuvars-I kristali boşluklarına yerleşmiş pirit -II psödomorfları diğer bölgelerde de gözlenildiği gibi Kızılağıl Bölgesi'nde de gözlenmiştir. K1 numaralı sondajın 19,10'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğindeki pirit-II psödomorfunda herhangi bir ornatım emaresi gözlenmezken (Şekil 3.68e), aynı örnek üzerinde çekilmiş başka bir fotoğrafta pirit-II psödomorfları üzerinde götit/limonit ornatımı gerçekleştiği görülmektedir (Şekil 3.68f).

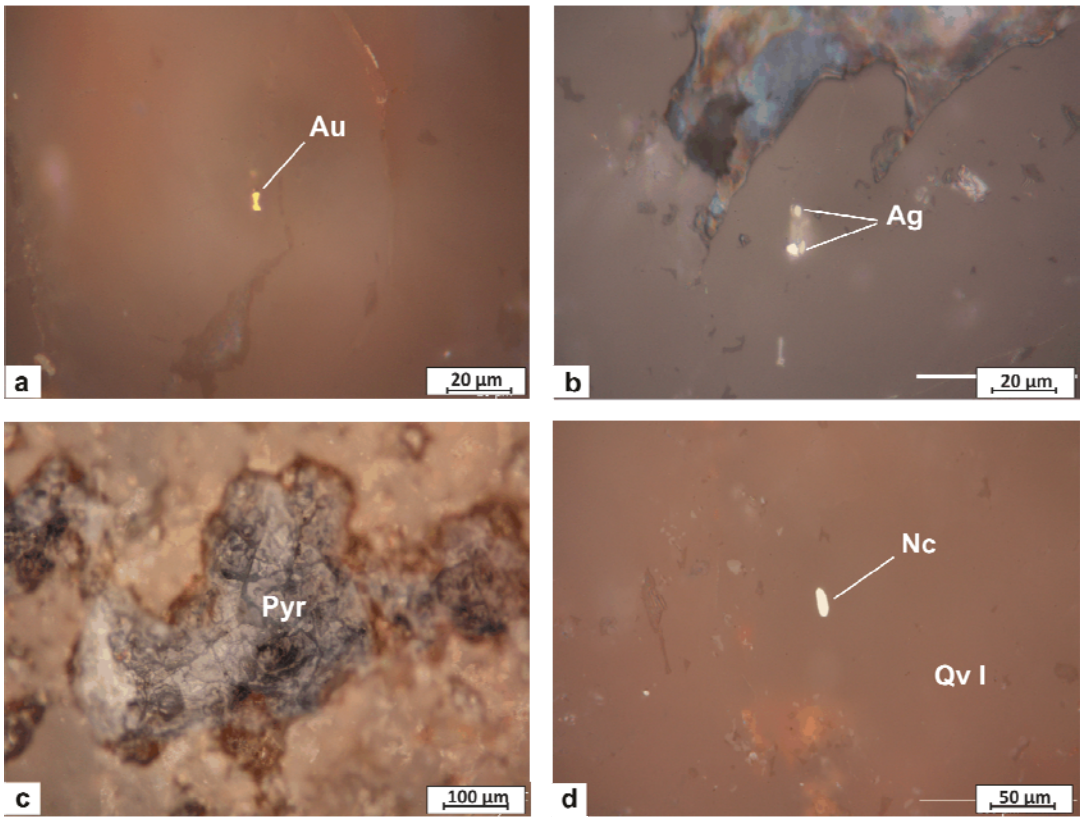
Kızılağıl Cevherleşmesi'nin son evresi olan süperjen evrenin ilk minerali, bir Mn-oksit olan piroluzit mineralidir. K4 numaralı sondajın 5,30'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınmış parlak kesit örneğinde piroluzit minerali bulunur (Şekil 3.69c). Kızılağıl Bölgesi'nde gelişen cevherleşmeye ait süksesyonun son iki minerali özelliğindeki ve eş oluşumlu gelişmiş götit ve limonit mineralleri, bölge parajenezine genellikle "Fe-sülfid" mineralleri üzerindeki ikincil, ornatım ürünleri olarak yerleşmişlerdir. K3 numaralı sondajın 20,10'uncu metresinden (düşey mesafesi) alınan parlak kesit örneğinde, ortama hekzagonal kuvars-I mineralleri üzerinden

psödomorf olarak yerleşmiş pirit–II mineralleri tamamen götit/limonit ornatımına maruz kalmıştır (Şekil 3.68f).

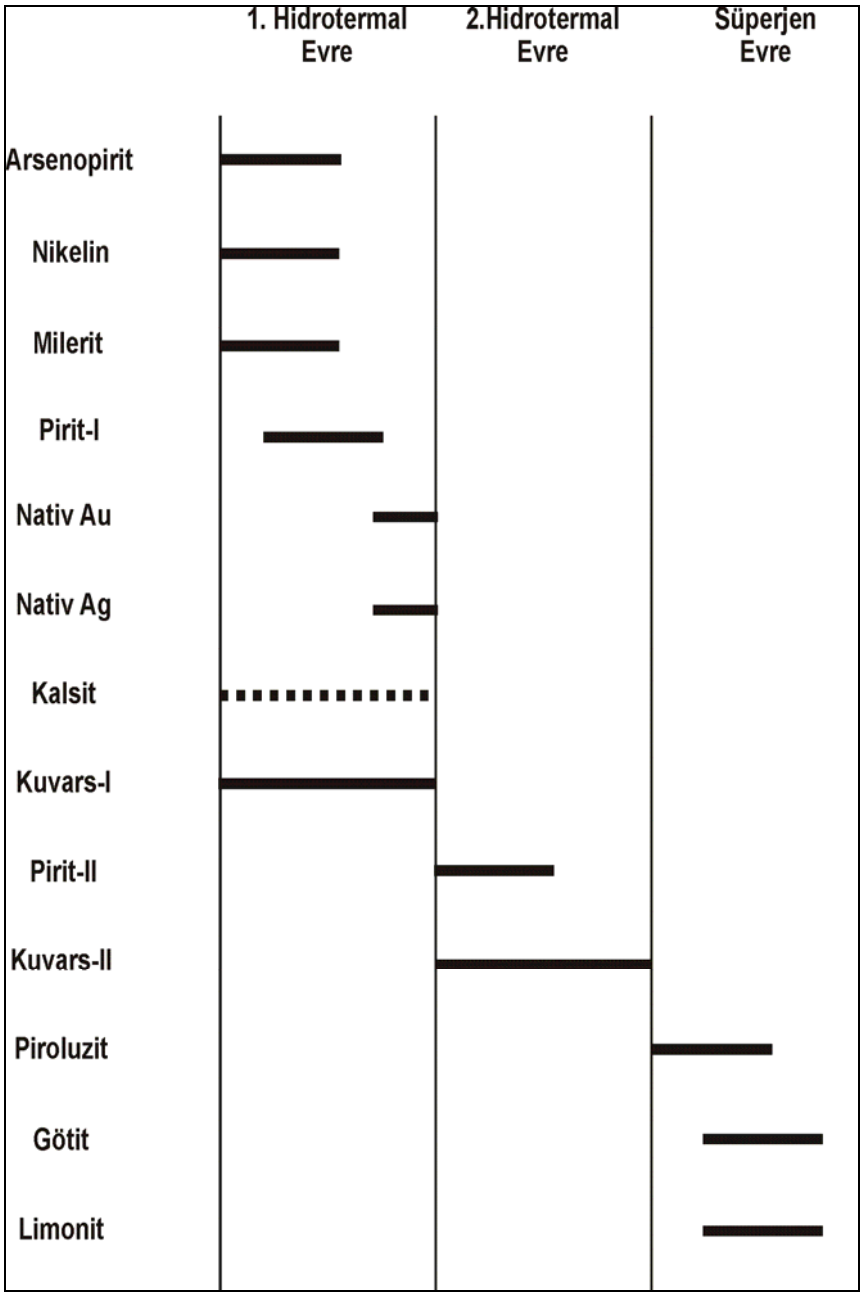


Şekil 3.68 (a) Gang içerisinde nikelin kristali. (b) Kesit görüntüsünün sağ alt kısmında millerit minerali ve sol üst kısmında arsenopirit minerali. (c) Kuvars-I gangı içerisinde 5 µm büyüklüğünde nativ Au tanesi. (d) Kuvars-I içerisinde özşekilli pirit-I minerali. (e) Özşekilli bir kuvars-I kristalinin terk ettiği boşlukta gelişen pirit-II psödomorfizması. (f) Kuvars-I kristallerinin yerine psödomorf olarak gelen pirit-II ve psödomorfizmayı izleyen pirit-II mineralleri üzerindeki götit/limonit ornatımı. (Kesitler hava ortamındadır). (Nc: Nikelin, Lpc: Lepidokrosit, Mlr: Millerit, Qv I: Kuvars-I, Au: Nativ Altın, Py I: Pirit-I, Py II: Pirit-II, Gt/Lm: Götit/ Limonit).

Sonuç olarak, bölge cevherleşmesinin mineral parajenezi ve süksesyonu ele alındığında diğer bölgelerden farklı olarak cevherleşme üç ayrı evrede gerçekleşmiştir. Küçük Mermerlik Tepe, Damdamca ve Karakaya Bölgeleri süksesyonunda yan kayaçlar içerisindeki kromit mineraliyle temsil edilen "Mineralizasyon öncesi evre", Kızılağıl süksesyonuna dâhil edilmemiştir. Bu süksesyonda bulunan üç evre bulunmakta ve oluşum sırası; "1. Hidrotermal evre, 2. Hidrotermal evre ve Süperjen evre" şeklindedir (Şekil 3.70).



Şekil 3.69 (a) Gang (muhtelen kuvars-I) içerisinde 5 µm büyüklüğünde nativ Au kristali. (b) Gang içerisinde nativ Ag kristali. (c) Kesit görüntüsünün ortasında piroluzit minerali. (d) Kuvars-I içerisinde nikelin kristali. (Kesitler hava ortamındadır). (Au: Nativ Altın, Ag: Nativ Gümüş, Pyr: Piroluzit, Nc: Nikelin, Qv I: Kuvars-I, Gt: Götit, Lm: Limonit, Chr: Kromit).



Şekil 3.70 Kızılağıl Cevherleşmesi'nin parajenetik süksesyonu.

BÖLÜM DÖRT
SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

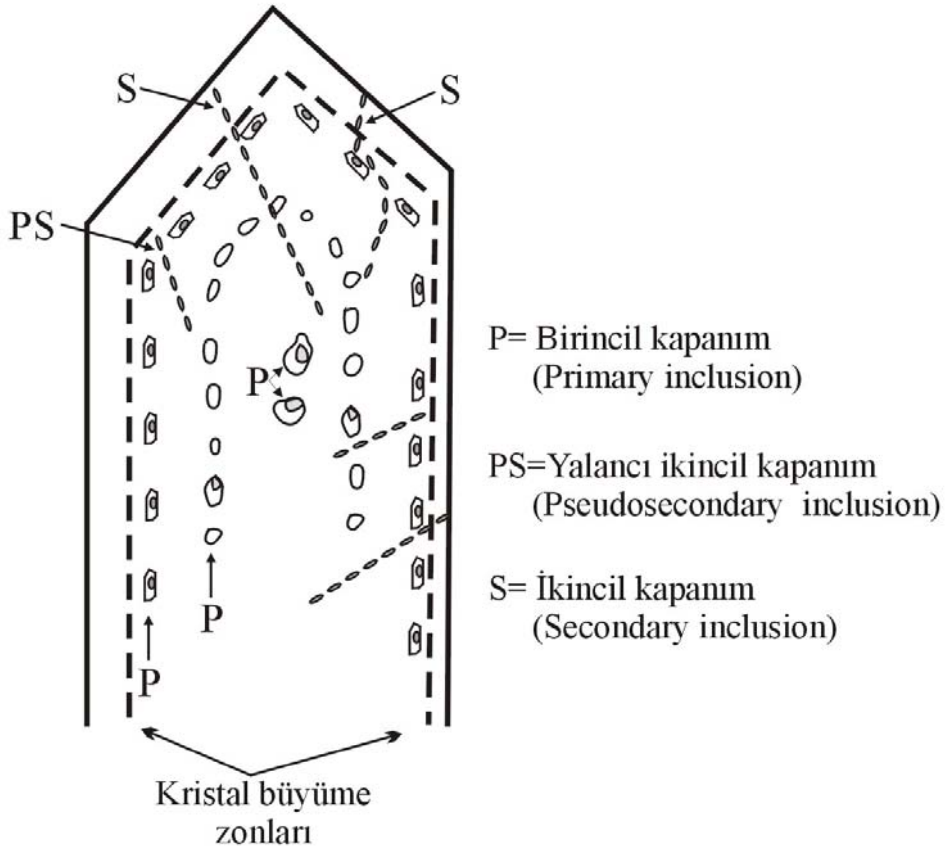
4.1 Genel Bilgi

Sıvı kapanımlar, kristallerin büyümesi sırasında veya mineralin kristallenmesinden sonra klivaj, dilinim ve mikro kırıklarında kapanlanmış (trapped) sıvı damlacıklarıdır. Sıvı kapanımların büyüklüğü, tek bir su molekülünden birkaç milimetre boyutunda kadar değişebilir. Ortalama boyutu ise 0.01 mm'dir. Herhangi bir kristalde fazla sayıda sıvı kapanım olabilir.

Sıvı kapanımla ilgili ilk temel çalışmalar Roedder (1979) tarafından yapılmıştır. Sıvı kapanımlar için genel bir giriş niteliği taşıyan Guilbert ve Park (1986)'ın çalışması, pratik el kitabı niteliğindeki Shepherd ve diğer. (1985)'nin eseriyle, Hollister ve Crawford (1981)'un eseri ve yine Roedder (1984)'in yayınladığı "Fluid Inclusions" (Sıvı Kapanımlar) adlı eser, sıvı kapanımlarla ilgili başlıca kaynaklardır.

Maden yataklarının oluşum sıcaklıkları, basınç koşulları, cevherleşmeye neden olan çözeltilerin yoğunluğu ve bileşimi gibi konularda sıvı kapanımlardan oldukça yararlı bilgiler edinilmektedir. Sıvı kapanımlar kökenlerine göre; birincil (primary), ikincil (secondary) ve yalancı ikincil (pseudosecondary) olmak üzere üç farklı tipte sınıflandırılmaktadır (Şekil 4.1). Birincil kapanımlar, ya içinde bulunduğu mineralin büyüme sürecinde ve büyüme zonlarında (sfaleritlerde olduğu gibi) veya kristalin büyümesi sırasındaki kusurlar nedeniyle izole olarak kapanlanmıştır. İkincil kapanımlar, içinde bulunduğu mineral büyümesini tamamladıktan sonra kapanlanmıştır. Bu tür kapanımlar hem kristal büyüme zonlarını hem de kristalin kenarını keserek oluştukları gibi, cevher oluşum evresiyle ilgili olmayan daha sonraki sıvıların, mikro çatlaklarda kapanlanması şeklinde de gelişebilirler. Yalancı ikincil (pseudosecondary) kapanımlar ise kristalizasyon süreci henüz tamamlanmadan oluşan mikro kırıklar boyunca veya kristalin büyüme zonlarının kenarlarında sonlanan, fakat bunları kesmeyecek şekilde gelişirler. Bu ayrım basit olarak yapılmıştır. Ancak bu tür kapanımların birincil mi yoksa yalancı ikincil mi

veya ikincil mi olduğunu ayırt etmek oldukça zordur. Ölçümlerde birincil ve yalancı ikincil kapanımlar kullanılır. Sıvı kapanımların jenetik sınıflamasıyla ilgili detaylı bilgiler Roedder (1984, 1979)'den, morfolojisi ve bileşimleriyle ilgili yapılan sınıflamaları ise Shepherd ve diğer. (1985)'nde ayrıntılı olarak tanıtılmıştır.

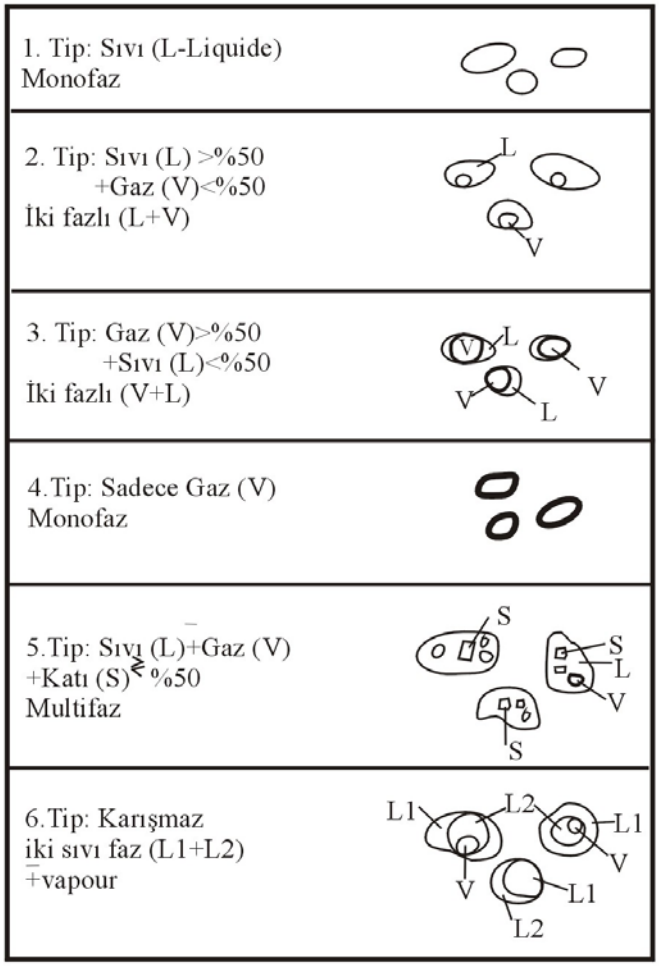


Şekil 4.1 Kuvars kristali içindeki farklı sıvı kapanım tiplerinin dağılımı (Shepherd ve diğer., 1985).

Sıvı kapanımlar içerdikleri bileşimlerine göre Shepherd ve diğer. (1985) tarafından 6 farklı tipte sınıflandırılmıştır (Şekil 4.2). Bunlar;

1. **Monofaz sıvı kapanımlar (L**): Tamamen sıvı fazla (liquide-L) doludur.
2. **İki fazlı kapanımlar (L+V):** Sıvı faz (liquide-L) ve az miktarda gaz fazıyla (vapour-V) doludur.
3. **İki fazlı kapanımlar (V+L):** Kapanımda, gaz fazı (vapour-V) sıvı faza göre (Liquide-L) toplam hacmin %50 sinden daha fazlasını doldurur (L+V).

4. **Monofaz gaz kapanımlar (V):** Tamamen düşük yoğunluklu gaz fazla (vapour-V) doludur (genellikle H_2O,CH_4,CO_2 karışımı).
5. **Katı faz içeren multifaz kapanımlar (S+L+/-V):** Yavru (daughter) mineral olarak bilinen kristal içerirler. Bunlar genellikle halit (NaCl) ve silvit (KCl) dir. Fakat sülfidler gibi çeşitli kristaller de kapanım içinde bulunabilir.
6. **Karışmaz iki sıvı fazlı kapanımlar (L1+L2+/-V):** Karışmaz iki farklı sıvı faz içerirler. Bunlardan biri genellikle H_2O'ca zengin, diğeri de CO_2'ce zengin sıvı fazlardır.



Şekil 4.2 Oda sıcaklığı dikkate alınarak sınıflandırılan, farklı sıvı kapanım tipleri (Sherpherd ve diğer., 1985).

Genel olarak, 2. ve 3. tip kapanımların birlikte bulunması, sıvının kapanlandığı sırada kaynadığına işaret eder. Tek bileşenli (homojen) bir sistemin kaynaması durumunda, gaz kabarcığı ana sıvının gaz (vapour) fazıdır. Heterojen sistemin

olması durumunda ise, gaz fazı köpürmeyle açığa çıkar. Bununla birlikte, gaz kabarcığının varlığı karışmazlığa da işaret edebilir. Eğer, sıvıda CO_2 var ise bu soğutmayla ayırt edilebilir (Roedder, 1979). Yavru (daughter) minerallerin bulunması, aşırı doygun sıvı solüsyonlara işaret eder. Bu şekildeki aşırı tuzlu (hypersaline) sıvılarda Na^+, Cl^-, Mg^{2+}, ve Ca^{2+} en fazla bulunan çözülmüş iyonlardır.

Sıvı kapanımlardaki ölçümler, polarizan mikroskoba monte edilmiş düzenekte, ısıtma (heating) ve soğutma (freezing) olarak tanımlanan iki evrede gerçekleştirilir. Sıvı kapanım ölçümlerinde elde edilen sonuçların ifade edildiği bazı terimlerin anlamları aşağıdaki gibidir.

Homojenleşme Sıcaklığı (Th): Isıtma evresinde sıvı kapanım, sıvı veya gaz fazında homojenleşene kadar ısıtılır ve homojenleşmenin gerçekleştiği andaki sıcaklık homojenleşme sıcaklığı (Th) olarak tanımlanır. Elde edilen sıcaklık, mineralin oluştuğu en düşük sıcaklıktır. Bu nedenle, sıvının kapanlandığı gerçek derinlik dikkate alınarak basınç düzeltmesi yapılması gerekir.

Ergime Sıcaklığı (Tm): Suyla zengin kapanımlarda, buzun erimesini ifade eder. Fakat sistemde CO_2, tuz kristalleri (NaCl) gibi bileşenler de var ise bunların ergime sıcaklıkları farklı olacağından ergimenin hangisi için gerçekleştiğini belirtmek gerekir. Örneğin Tm-ice, Tm-NaCl, Tm-CO_2 şeklinde.

Ötektik Sıcaklık (Te): Tamamen kristallenen veya donan sıvı kapanımda, ısıtma sürecinde sıvı oluşumunun ilk fark edildiği sıcaklıktır. Bu sıcaklık aynı zamanda ilk ergime sıcaklığı (Tfm) olarak da tanımlanır.

Yüzde NaCl Eşdeğeri Tuzluluk Miktarı: Sıvı kapanımdaki tuzluluk miktarının yüzde NaCl eşdeğeri cinsinden ifade edilmesidir. Sistemde farklı tuzlar bulunmaktadır. Fakat genellikle bunlar yüzde NaCl eşdeğeri olarak ifade edilir.

Sıvı kapanımlarda elde edilen ötektik sıcaklık (Te) veya ilk ergime sıcaklığı (Tfm) değeri, sistemdeki tuzun türünün belirlenmesinde kullanılır (örneğin, NaCl veya

$MgCl_2$). Diğer bir ifadeyle çözeltinin sistemini verir (örneğin; Te= -20,8 °C ise, sistem H_2O+NaCl, Te= -37,8 °C ise, sistem H_2O+KCl+$MgCl_2$ şeklindedir). Ergime sıcaklığı (Tm-ice) veya son ergime sıcaklığı, sistemde hangi miktarda tuz olduğunu hesaplamamıza yardımcı olur (örneğin, H_2O+NaCl sisteminde Tm-ice=-15 °C ise, sistemin tuzluluğu %20 NaCl eşdeğeridir).

4.2 Kaymaz Altın Yatağı Sıvı Kapanım Çalışmaları

4.2.1 Amaç ve Yöntem

- ✓ Cevherleşmenin oluşum sıcaklığı (Th homojenleşme sıcaklığı),
- ✓ Metalleri taşıyan çözeltilerin yüzde NaCl eşdeğeri tuzlulukları,
- ✓ Metallerin taşınmasında etkin rol oynayan iyon kompleksleri ve türleri ile olası kaynakları,

gibi cevherleşmenin oluşumuyla ilgili analitik veriler elde edebilmek amacıyla sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Bu amaçla Kaymaz Altın Yatağı içerisinde değerlendirilen Karakaya, Küçük Mermerlik Tepe ve Kızılağıl Cevherleşmeleri'ne ait kuvars damarlarından alınan kuvars örneklerinde sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Altın mineralizasyonlarının geliştiği kuvars damarları hem tektonik hemde litolojik kontrollerle gelişmiştir. Damdamca Cevherleşmesi'nden alınan örneklerde ise ölçüm yapılabilecek boyutta sıvı kapanımlar tespit edilememiştir.

Sıvı kapanım incelemeleri İ.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sıvı Kapanım Laboratuvarı'nda yapılmıştır. Bunun için seçilen örneklerden 150–200 mikron kalınlığında iki tarafı parlatılmış ince kesitler hazırlanmıştır. Ölçüme uygun sıvı kapanım içeren örneklerden 0,5 cm yarıçapından daha küçük parçalar hazırlanarak sıvı kapanımların türleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Leica DMLP polarizan mikroskobu üzerine Linkam THMG-600 ısıtma-soğutma cihazı monte edilmiş olan "Sıvı Kapanım Sistemi" ölçümler sırasında kullanılmıştır. İncelemeler sırasında, homojenleşme sıcaklığı (Th), ötektik sıcaklık (Te) ve son buz

ergime sıcaklığı (Tm-ice) değerleri ölçülmüştür. Dondurma işlemi sırasında sıvı azot (nitrojen) gazı kullanılmıştır. Mikroskop üzerinde görüntünün eş zamanlı monitöre aktarılmasını sağlayan dijital bir kamera bulunmaktadır. Bu kamera yardımıyla ölçümler sırasında istenilen anlarda fotoğraf çekimleri veya video kayıtları yapılabilmektedir.

Linkam THMG–600 sistemiyle 600 ºC ısıtma ve -196 ºC soğutma yapılabilmektedir (Şekil 4.3). Isıtma ve soğutma düzenekleri manuel olarak kontrol edilebildiği gibi, Linksys–32 DV yazılım programı yardımıyla bilgisayar ortamında da kontrol edilebilmektedir. Linksys–32 DV yazılım programı, ölçüm sırasında ısı değişimlerini grafik ortamına aktarmakta, ısıtma ve soğutmanın farklı aşamalar şekline programlanmasını, her bir safha için farklı ısıtma ve soğutma aralıklarını belirleme imkânı sağlamaktadır.

İki fazlı kapanımlarda homojenleşme sıcaklığını tespit etmek için sistem tek bir faza dönüşene kadar ısıtılır. Tek fazın gerçekleştiği bu sıcaklık, homojenleşme sıcaklığı (Th) olarak tanımlanır. Ölçümün birkaç kez tekrar edilmesi doğruluk derecesinin artırılması açısından önemlidir. Soğutma evresinde sıvı nitrojen sistemi devreye sokularak sistem soğutulur ve sıvı kapanımda meydana gelen faz değişimleri takip edilir. Sistem tamamen donduktan sonraki yeniden ısıtma evresinde, sistemin ilk ergime derecesi / ötektik sıcaklık değeriyle (Te) son buz erime sıcaklık değeri (Tm–ice) ölçülmüş olur.



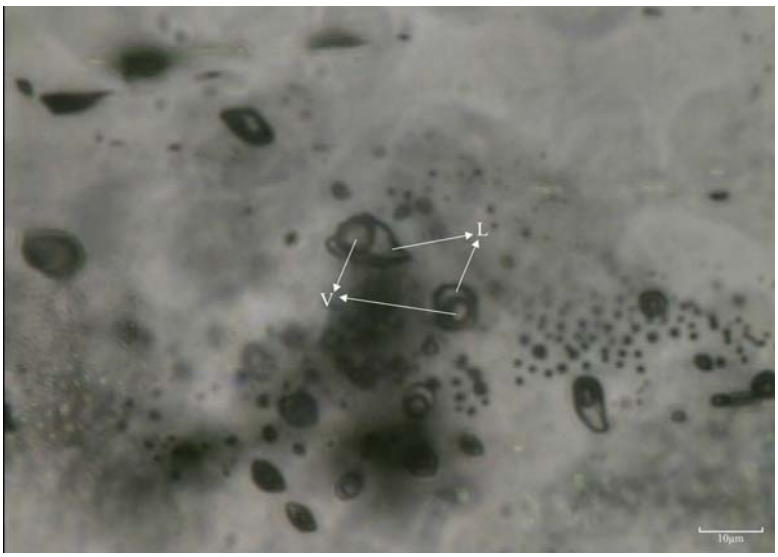
Şekil 4.3 THMG–600 sistemi sistemi monte edilmiş Leica DMLP polarizan mikroskobu ve ölçümlerin yapılması sırasında Linksys–32 DV programı yüklü bilgisayar.

4.2.2 Kapanımların Özellikleri

Sıvı kapanım ölçümleri, birincil (primary) kapanımlarda gerçekleştirilmiştir (Şekil 4.4). Ölçüm yapılan birincil kapanımların ikincil olarak gelişmiş iki fazlı kapanımlar ve tek fazlı (sadece sıvı fazından oluşan) kapanımlar gözlenmiştir. Ölçüm yapılan birincil kapanımlar 10-15 μm boyunda ve 2-8 μm genişliklere sahiptir. Kapanımların tamamına yakını düzensiz bir dağılım göstermekte olup, az miktarda kuvars örneğinde zonlu bir yapıya sahip sıvı kapanım dizilimleri bulunmaktadır. Kapanımlar yarı düzgün–düzgün şekilli olup, ikincil gelişmiş kapanımlarda bölünmüş kapanımlar mevcuttur. İkincil kapanımların gaz fazları oda sıcaklığında hareketli olup homojenleşme dereceleri birincil kapanımlara göre oldukça düşüktür (100-200 °C). Birincil kapanımlarda sıvı faz baskın olup yer yer gaz fazının hacmiyle sıvı fazların hacimleri birbirlerine eşittir.

4.2.3 Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Özellikleri

Birincil kapanımlarda elde edilen ötektik (Te), son buz ergime sıcaklığı (Tm-ice) ve homojenleşme sıcaklıkları (Th) değerleri Tablo 4.1'de verilmiştir.



Şekil 4.4 Karakaya Altın Cevherleşmesi'ne ait kuvars mineralinde gözlenen iki fazlı (L+V) birincil kapanımlar.

Tablo 4.1 Kaymaz Altın Yatağı'na ait kuvars minerallerinde ölçüm yapılan sıvı kapanımların mikrotermometrik özellikleri

Lokasyon	Numune No	Kapanım Tipi	Mineral	Ötektik Sıcaklık (Te °C)			Son Buz Ergime Sıcaklığı (Tm-ice °C)			Homojenleşme Sıcaklığı (Th °C)		
				Aralık	n	Ort.	Aralık	n	Ort.	Aralık	n	Ort.
Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi	KM2	Birincil	Kuvars	-	-	-	-7,3 / -0,6	7	-3,85	298,4/389,2	9	341
	KM3	Birincil	Kuvars	-57,7	1	-57,7	-4,1 / 11,1	10	3	249,6/379,4	15	310,41
	KM4	Birincil	Kuvars	-52,6	1	-52,6	-1 / 3	5	0,3	238 / 343	6	298,7
Kızılağıl Cevherleşmesi	K1	Birincil	Kuvars	-72,1 / -49,6	2	-60,85	-1,5 / 9	10	1,42	320,4/382	14	353,2
	K2	Birincil	Kuvars	-64,6/ -64,0	3	-64,2	8,9 /9,4	3	9,1	303,7 / 381	5	341,7
	K3	Birincil	Kuvars	-57,9 / -56,3	4	-57,1	6,2 / 10,6	6	9,3	279,4 / 315,6	6	309,9
Karakaya Cevherleşmesi	MZ2	Birincil	Kuvars	-	-	-	-2,1 / -0,9	3	-1,6	252 /274	4	260
	MZ4	Birincil	Kuvars	-54,4/-49,6	3	-52	-2,3/-1,9	4	-2,1	284,3/286,3	6	284,9

4.2.3.1 Ötektik Sıcaklık (Te) Ölçümleri

Sıvı kapanım ölçümleri sırasında, sıvı kapanımın ötektik sıcaklığı veya ilk ergime sıcaklığını fark etmek her zaman kolay olmamaktadır. Yapılan incelemeler sırasında bazı örnekler için ötektik sıcaklık (Te) değerleri fark edilebilmiştir. Ölçüm değerlerinde, sıvı kapanımda eser miktarda da olsa bulunabilecek tuzların türü, fark edilen Te değerlerine göre belirlenmeye çalışılmıştır.

Birincil kapanımlarda ölçülen Te değerlerine göre cevherleşmede etkin olan çözelti sistemleri, Kaymaz Altın Yatağı için Tablo 4.1'de verilmiştir. -72,1 °C ile –49,6°C arasında çok geniş olmayan bir aralık sunmaktadır. Bu sıcaklık değerlerine göre; H_2O-NaCl-$CaCl_2$, H_2O-$MgCl_2$-$CaCl_2$, H_2O-KCl-$CaCl_2$ ve H_2O-$CaCl_2$ çözeltilerin olduğu bir sistemin cevherleşmede etkin olduğunu, -72,1 °C ilk buz ergimesinin geliştiği çözeltide ise az miktarda LiCl'in katıldığı şeklinde yorumlanabilinir.

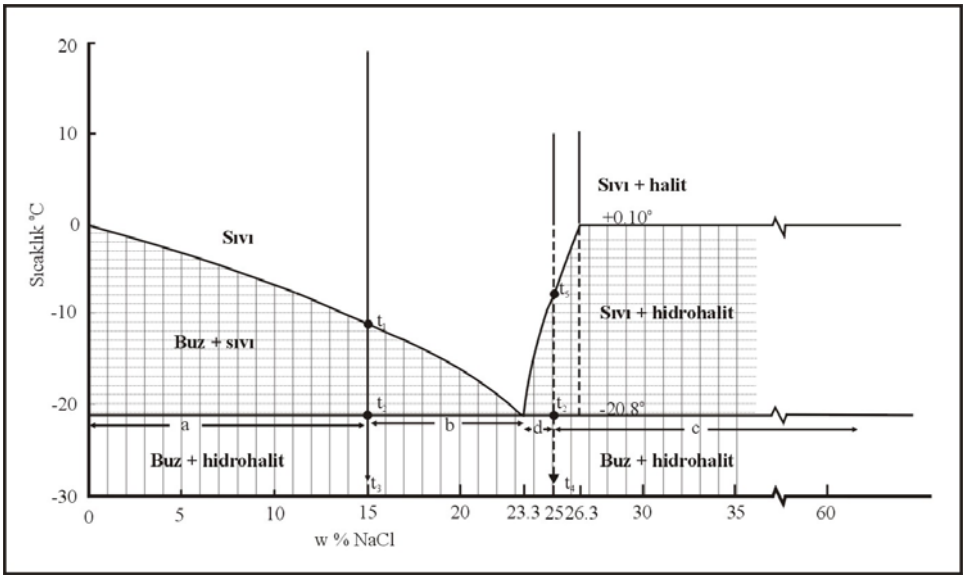
4.2.3.2 Son Buz Ergime Sıcaklığı (Tm-ice) Ölçümleri

Mikrotermometrik incelemelerde kullanılan sıvı kapanım örneklerinden 52 adet son buz ergime sıcaklık değerleri (Tm-ice) ölçülmüştür (Şekil 4.6). Pozitif ve negatif sıcaklıklarda son buz ergimeleri gerçekleşmiştir. Negatif sıcaklıklarda gelişen son buz ergime derecelerinde yüzde NaCl eşdeğeri tuzlulukların hesaplanmasında Şekil 4.5'ten faydalanılmıştır. Clathrate gösteren yani pozitif sıcaklıklarda son buz ergimesinin gerçekleştiği kapanımlarda 0 ^oC ile +10 ^oC derece arasında olan Tm-ice değerleri için; yüzde NaCl = +0,00098241 (10- Tm-ice) ($Tm\text{-}ice^2$ + 45,385 Tm-ice + 1588,75) (Darling, 1991) formülü kullanılarak yüzde NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri hesaplanmıştır. Bu tip kapanımlar H_2O-CO_2-NaCl içerikli çözelti sistemlerinin ürünleri olduğu kabul edilmiştir. Tm-ice değerleri 10 ^oC'den büyük kapanımların ise bünyelerinde CH_4 içeridiği düşünülmektedir. Bu tür sistemler mezotermal altın yataklarında oldukça yaygın bir durumdur (Wilkinson, 2001).

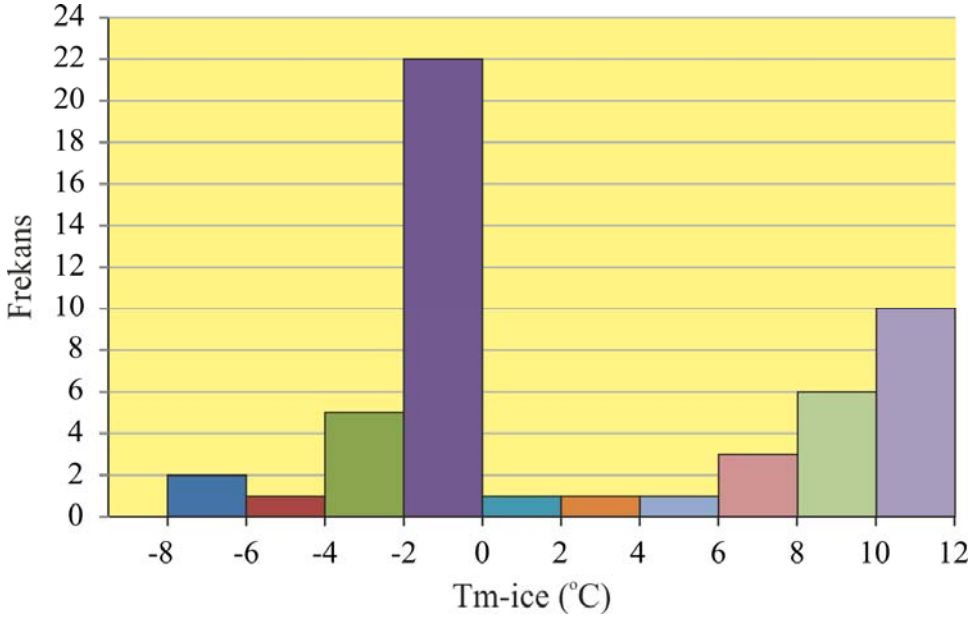
Tablo 4.2 Ötektik sıcaklıklara göre belirlenmiş çözelti sistemleri (Hein, 1989)

Tuz Sistemi	**Te ^{o}C**		**Etkin Faz**
H_2O-LiCl-KCl	-78		Buz+LiCl.5H_2O+KCl
H_2O-LiCl-$MgCl_2$	-78		Buz+ LiCl.5H_2O+çift tuz
H_2O-LiCl-$CaCl_2$	-78		Buz+ LiCl.5H_2O+$CaCl_2$.6H_2O
H_2O-LiCl-NaCl	-77		Buz+ LiCl.5H_2O+NaCl.2H_2O
H_2O-LiCl	-74,8		Buz+ LiCl.5H_2O
H_2O-NaCl-$CaCl_2$	-55 (-52)	%1,8 NaCl %29,4 $CaCl_2$	Buz+NaCl.2H_2O+$CaCl_2$.6H_2O
H_2O-$MgCl_2$-$CaCl_2$	-52,2		Buz+$MgCl_2$.12H_2O+$CaCl_2$.6H_2O
H_2O-KCl-$CaCl_2$	-50,5		Buz+$CaCl_2$.6H_2O
H_2O-$CaCl_2$	-49,8	%30,2 $CaCl_2$	Buz+$CaCl_2$.6H_2O
	-37,8		Buz+KCl.4H_2O+$MgCl_2$.12H_2O
H_2O-Na_2CO3-K_2CO_3	-37,0		Buz+$(K,Na)_2CO_3$.6H_2O+K_2CO_3.6H_2O
H_2O-NaCl-$FeCl_2$	-37,0		Buz+NaCl.2H_2O+$FeCl_2$.6H_2O
H_2O-$FeCl_2$	-35,0		Buz+$FeCl_2$.6H_2O
H_2O-NaCl-$MgCl_2$	-35,0	%1,56 NaCl %22,75$MgCl_2$	Buz+NaCl.3H_2O+$MgCl_2$.12H_2O
H_2O-$MgCl_2$	-33,6	%21,0 $MgCl_2$	Buz+$MgCl_2$.12H_2O
H_2O-NaCl-KCl	-23,5 (-22,9)	%20,17 NaCl %5,81 KCl	Buz+NaCl.2H_2O
H_2O-NaCl-$NaHCO_3$	-21,8		Buz+NaCl.2H_2O+$NaHCO_3$
H_2O-NaCl-Na_2SO_4	-21,7		Buz+NaCl.2H_2O+Na_2SO_4.5H_2O
H_2O-NaCl-Na_2CO_3	-21,4		Buz+NaCl.2H_2O+$NaHCO_3$
H_2O-NaCl	-21,2 (-20,8)	%23,3 NaCl	Buz+NaCl.2H_2O
H_2O-KCl	-10,6	%19,7 KCl	
H_2O-$NaHCO_3$-Na_2CO_3	-3,3		Buz+$NaHCO_3$+Na_2CO_3.10H_2O
H_2O-Na_2CO_3	-2,0	%5,8 $NaHCO_3$	Buz+$NaHCO_3$
H_2O-Na_2CO_3	-2,1	%5,75 Na_2CO_3	Buz+Na_2CO_3.10H_2O
H_2O-Na_2SO_4	-1,2	%3,85 $NaSO_4$	Buz+Na_2SO_4. 10H_2O

Ötektik sıcaklık aralıklarına göre genel çıkarsama	
Te (^{o}C)	Teşhis
-83 ile -74,8 arası	Li ve Br içeren sistem
-55 ile -49,8 arası	Li ve Br'siz, $CaCl_2$ içeren sistem
-38 ile -33,0 arası	$MgCl_2$ ve $FeCl_2$ içeren sistem
-23,5 ile -21,2 arası	NaCl' ce zengin sistem
-5 ile +1,2 arası	Sülfatlı ve karbonatlı sistem



Şekil 4.5 Düşük sıcaklıklarda H_2O+NaCl sistemindeki faz gelişimini gösteren sıcaklık-bileşim diyagramı (Crawford, 1981).

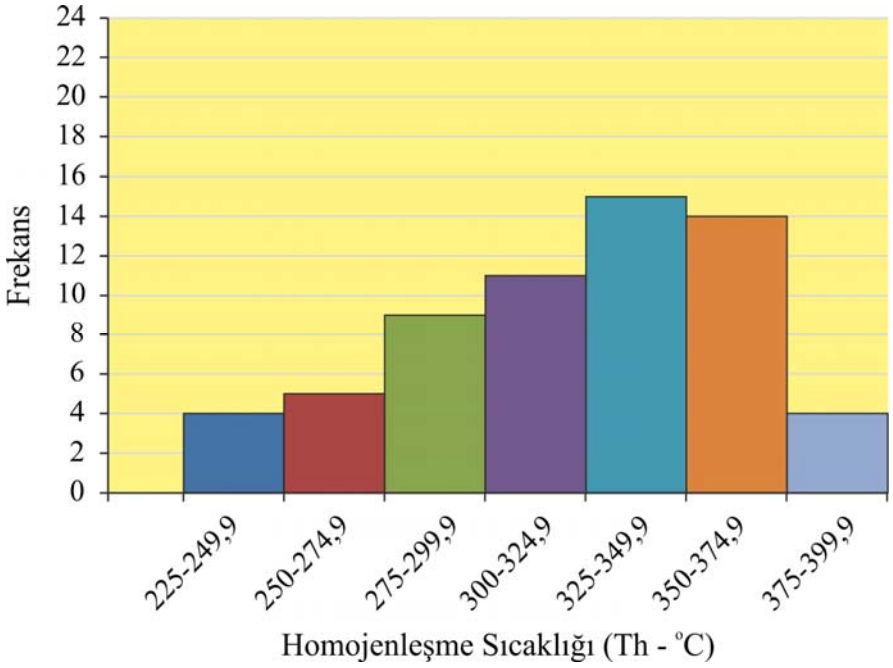


Şekil 4.6 Kaymaz Altın Yatağı'na ait kuvars minerallerinde ölçülen son buz ergime sıcaklığı (Tm-ice)–frekans histogramı.

4.2.3.3 Homojenleşme Sıcaklığı (Th) Ölçümleri

Kaymaz Altın Yatağı'na ait Karakaya Cevherleşmesi'nde 2 adet, Kızılağıl Cevherleşmesi'nden 3 adet ve Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'nden 3 adet kuvars minerali içeren örneklerde toplam 62 kapanımda Th değerleri ölçülmüştür. Th

değerleri Karakaya Cevherleşmesi'ne ait kuvarslarda 252 ^{o}C-286 ^{o}C arasında, Kızılağıl Cevherleşmesi'ne ait kuvarslarda Th değerleri 279 ^{o}C–382 ^{o}C arasında değişmektedir. Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'nin de altın oluşumularıyla ilişkili kuvars mineralindeki kapanımların homojenleşme sıcaklıkları 238 ^{o}C-389 ^{o}C arasında olup diğer cevherleşmelere göre daha geniş bir aralıkta dağılım göstermektedir (Şekil 4.7).

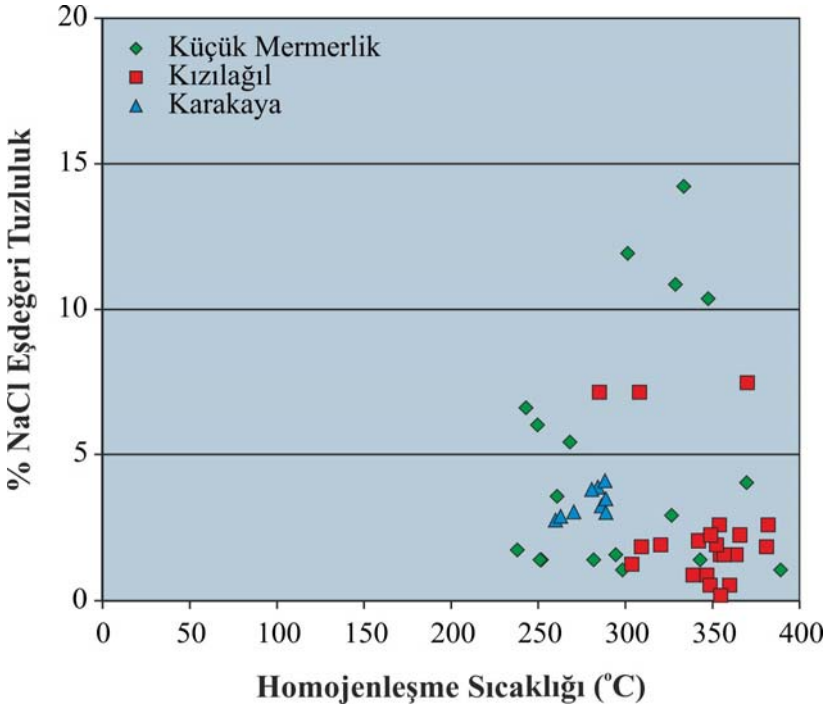


Şekil 4.7 Kaymaz Altın Yatağı'na ait kuvars minerallerinde ölçülen homojenleşme sıcaklık (Th) – frekans histogramı.

4.2.4 Tuzluluk ve Homojenleşme Sıcaklığı İlişkileri

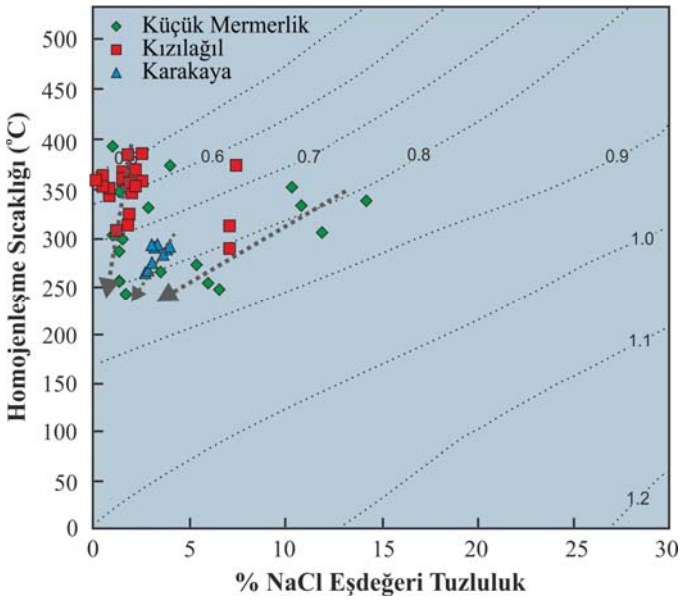
Kaymaz Altın Yatağı'ndaki üç altın cevherleşmesine ait tuzluluk-homojenleşme sıcaklığı ilişkileri Şekil 4.8'de verilmiştir. Karakaya Cevherleşmesi oldukça dar bir alanda dağılım göstermektedir. Diğer cevherleşme alanlarına göre hem yüzde NaCl eşdeğeri tuzluluk hemde homojenleşme sıcaklıkları açısında diğer yataklardan daha kompakttır. Kızılağıl Cevherleşmesi Karakaya Cevherleşmesi'ne göre nispeten daha geniş bir alanda dağılım göstemesine karşın tuzluluk değerleri sabit bir davranış sergilerken sıcaklıkları yaklaşık 100 ^{o}C'lik bir değişme göstermektedir. Tuzluluk değerindeki düşme çözeltilerin sıcaklıklarının düşerken meteorik su karışımının olduğunu göstermektedir. Meteorik su girişinin etkilerinin en iyi gözlendiği

cevherleşme Küçük Mermerlik Tepe Cevherleşmesi'dir. Yüzde NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri 14'ten 1'e kadar düşerken sıcaklıkları 350 ^{o}C'lerden 240 ^{o}C'ye kadar düşmektedir.



Şekil 4.8 Kaymaz Altı Yatağı'na ait Th-yüzde NaCl eş değeri tuzluluk diyagramı.

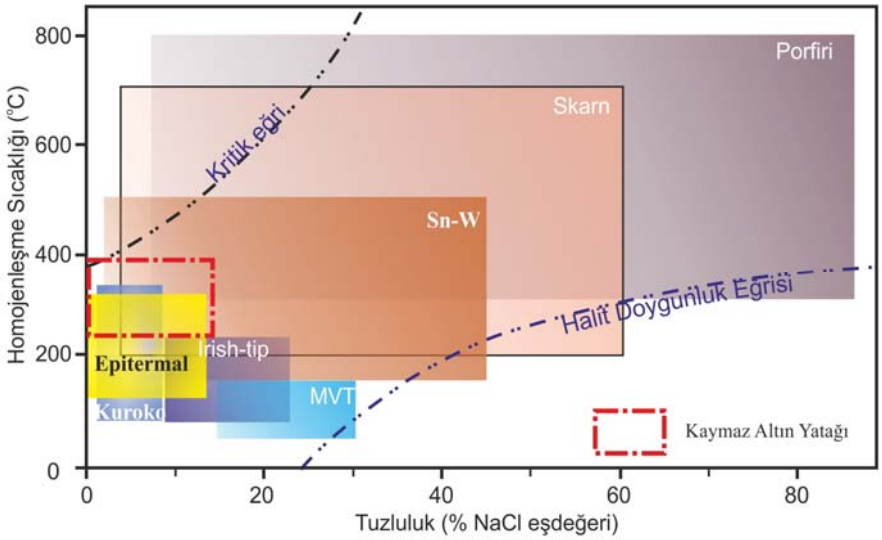
Sıvı kapanımların Th-yüzde NaCl eşdeğeri tuzluluk ve yoğunluk ilişkileri Şekil 4.9'da görülmektedir. Bu verilere göre, Kaymaz Altın Yatağı'nı oluşturan çözeltilerin yoğunluklarına göre farklılılar bulunmaktadır. İlk grup düşük tuzluluk içeren ve homojenleşme sıcaklıkları düştükçe yoğunlukları 0,5 gr/cm^3'ten 0,8 gr/cm^3'e doğru bir yönelim sergileyen çözeltilerdir. İkinci grup kapanımlar ise yüzde NaCl eşdeğeri tuzlulukları 14 ile 3 arasında olan ve ilk gruba göre daha düşük homojenleşme sıcaklıkları gösteren gruptur. Bu gruptaki çözeltilerin yoğunlukları 0,7-0,83 gr/cm^{3}arasında dar bir alanda dağılım gösterir. Karakaya Cevherleşmesi ise 0,7-0,8 gr/cm^3 arasında değişen yoğunluklara sahip olup sıcaklık tuzluluk ilişkileri diğer gruptaki çözeltilerle benzerdir.



Şekil 4.9 Kaymaz Altın Yatağı homojenleşme sıcaklığı–yüzde NaCl eşdeğeri tuzluluk oranlarına göre kapanım sıvılarının yoğunluk diyagramı.

4.2.5 Sıvı Kapanım Sonuçlarının Çeşitli Yataklarla Karşılaştırılması

Kaymaz Altın Yatağı'na ait sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklığı ve yüzde NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri dünyadaki benzer yataklarda elde edilen verilerle karşılaştırılmıştır (Tablo 4.3 ve Şekil 4.10).



Şekil 4.10 Kaymaz Altın Yatağı'na ait homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk verilerinin dünyadaki çeşitli yataklarla karşılaştırılması (Wilkinson, 2001).

Tablo 4.3 Çeşitli hidrotermal maden yataklarının sıvı kapanım karakteristikleri (Wilkinson, 2001)

Yatak Tipleri	**Mineral**	**Th (^{o}C)**	**Tuzluluk %NaCl**	**Yavru mineral**	**Kapanlanma Fazları**	**Yorum**
Mississippi vadisi tipi	cc, dol, flour, ba, qz, sph	50-180	15-30	-	Petrol	CH_4 içerebilir
İrlanda tipi (Irish type)	cc, dol, sph, qz, ba	150-240 80-150	10-18, 20-25	-	Kalsit, K-Mika	İki farklı sıvı karışımı, düşük CO_2 içerikli yüksek sıcaklıktaki sıvı
Volkanik masif sülfid tipi	qz,ba	80-340	1-8	-	-	Yüksek Th ve stokvork zonlarda kükürt.
Granitoyidlerle ilişkili damar tipi	qz, wolf, flour, cc	150-500	0-45	hal, syl, chlor ,bor, anh, cc, hm, mt, sulph	Tourm, ksp	CO_2 genellikle bulunur, kaynama yaygındır.
Porfiri Cu	qz	200-700	0-70	hal, syl, chlor, cpy, hm	-	Kaynama yaygın, CO_2 derin sistemde bulunur
Epitermal	qz, cc, sph	100-300	0-12	daw	-	Bazen düşük CO2, kaynama yaygın.
Mezotermal Au	qz, cc	200-400	2-10	daw	-	Yüksek CO_2+CH_4 veya N_2

Kısaltmalar: anh: anhidrit, ba:barit, bor:boratlar, cc:kalsit, chlor:alkali ve geçiş metal kloritler, cpy:kalkopirit, daw:dawsonit, dol:dolomit, fluor:florit, hal:halit, hm:hematit, ksp:K-feldspat, mt:magnetit, qz:kuvars, sph:sfalerit, sulph:çeşitli sülfidler, syl:silvit, wolf:wolframit, T:sıcaklık, Th:homojenleşme sıcaklığı, eq: eşdeğeri

Kaymaz Altın Yatağı'ndan elde edilen mikrotermometrik veriler, dünyadaki çeşitli hidrotermal yataklarda elde edilen veriler ile karşılaştırıldığında; 240°C ile 390 °C arasındaki basınç düzeltmesi yapılmamış sıcaklıklarla % 0,3 ile14 arasında değişen NaCl eşdeğeri tuzluluklarına göre mezotermal ve epitermal arasında bir bölgede yer almaktadır. Altın içerikli çözeltiler yüksek sıcaklık evresinde daha

yüksek tuzluluk değerlerine sahipken meteorik suların sisteme karşımasıyla birlikte tuzluluk değerleri sıcaklıkla birlikte düşme eğilimi göstermektedir. Sistemde herhangi bir kaynama verisi gözlenmemekle beraber sıvı kapanımlarda clathrate gözlenmesi cevherleri taşıyan çözeltilerin CO_2 içeriğine sahip olduğunu gösterir. Ultramafik kayaçların serpentinleşmesi sırasında CH_4 oluşumları gözlenebilmektedir. Bunun en iyi örneği Olimpos Çıralı'daki Olimpik Ateşi'dir. Ultramafiklerin serpentinleşmesi sırasında CH_4'ün açığa çıktığını Hoşgörmez (2007) ortaya koymuştur. Bu husus +10 °C büyük Tm-ice değerleri kapanımları oluşturan çözeltilerin bünyesinde CO_2 ve CH_4 bulunmasını desteklemektedir. Ayrıca sıvı kapanımların soğutma işlemi sırasında Kaymaz Altın Yatağı'na ait clathrate gösteren kapanımlarda tam donma -190°C'lerde meydana gelmesi cevher taşıyan çözeltilerin CH_4 içeriğinin diğer bir kanıtı olabilir.

BÖLÜM BEŞ
SONUÇLAR

Kaymaz Altın Cevherleşmesi; Damdamca, Karakaya ve Küçük Mermerlik Tepe'de serpentinitler içerisinde gelişmişken, Kızılağıl'da kuvarsşist birimi içerisinde gelişmiştir. Cevherleşme lokasyonlarının hepsinde yapısal kontrolün yanı sıra litolojik kontrolün etkisi de gözlemlenir. Damdamca, Karakaya ve Küçük Mermerlik Bölgeleri'ndeki mineralizasyonlar, yan kayaç, karbonatlaşma evresi, yüksek derecede silisleşme ve süperjen evre bakımından Tüysüz ve Erler (1993)'in Faz 2 silika-karbonatları ya da Auclair ve diğer. (1993)'nin birbirit sınıflamasıyla yakın benzerlik gösterir. Bölgedeki karbonatlaşma evresinin hidrotermal evrede mi yoksa yitim ya da bindirme sırasında mı geliştiği konusunda kesin bir yargıya varılamamıştır. Ayrıca Ploshko (1963) sınıflamasına göre fuksit ve mariposit minerallerince yoksun, potasyumca fakir olan otometamorfik listvenit olarak düşünülse bile granit ile olan yakın ilişkisi açısından bu sınıflamaya dâhil edilmesi uygun görülmemiştir.

Cevherleşme bölgelerindeki kayaçların evrimi; birinci hidrotermal evre esnasında veya öncesinde gelişen karbonatlı evre, cevher minerallerini taşıyan birinci hidrotermal evre, cevher mineralleri bakımından yoksun ikinci hidrotermal evre ve son olarak da süperjen evre şeklinde gelişir. Hidrotermal evre öncesi metalik mineral kromittir. Cevher taşıyan birinci hidrotermal evrenin ana parajenezini genel olarak manyetit, millerit, pentlandit, nikelin, arsenopirit, markazit, pirit-I, bravoit, altın, gümüş mineralleridir. Nikel açısından zengin ofiyolitik kayaçlar içerisine nüfuz eden silikatik gang, nikel bakımından zenginleşerek millerit, pentlandit ve nikelin minerallerini oluşturmaktadır. Cevher taşımayan ikinci hidrotermal evre metalik minerali pirit-II ve süperjen evre parajenezini ise hematit, piroluzit, götit, limonit, lepidokrozit, kalkozin/kovellin (nadiren) mineralleri oluşturur.

Kaymaz Altın Yatağı'ndan elde edilen mikrotermometrik veriler, dünyadaki çeşitli hidrotermal yataklarda elde edilen veriler ile karşılaştırıldığında; 240°C ile 390°C arasındaki basınç düzeltmesi yapılmamış sıcaklıklarla % 0,3 ile14 arasında

değişen NaCl eşdeğeri tuzluluklarına göre mezotermal ve epitermal arasında bir bölgede yer almaktadır (Şekil 4.10).

Kaymaz Altın Yatağı'nda yapılan haritalama, ince kesit, cevher mikroskobisi ve sıvı kapanımı çalışmaları neticesinde; bu yatağın mezotermal-epitermal arasında bir bölgede yer alan listvenitik tip bir cevherleşme olduğu kanısına varılmıştır (Yavuz ve diğer., 2013). Mineralizasyonun oluşum sıcaklığı ve bulunduğu tektonik ortam nedeniyle Kaymaz Altın Yatağı orojenik tip yataklar sınıfına dahil edilebilir.

Orojenik kuşaklar açısından zengin ülkemizde bu tür yatakların prospeksiyon çalışmalarına daha da ağırlık verilmesi gerektiği kanısındayım.

KAYNAKLAR

Akbulut, M., Pişkin, Ö. ve Karayiğit, A.H. (2006). The genesis of the carbonatized and silicified ultramafics known as listvenites: a case study from the Mihalıççık region (Eskişehir), Northwest Turkey. *Geological Journal*, *41,* 557-580.

Akyüz, S. ve Okay, A. I. (1996). A section across a Tethyan suture in northwest Turkey. *International Geological Review*, *38,* 405-418.

Altunkaynak, Ş. (2007). Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Geology*, *115,* 63-82.

Ash, C.H. (2001). Relationship between ophiolites and gold-quartz veins in the north American cordillera. *British Columbia Geological Survey,108,* 127-131.

Asutay, H.J., Küçükayman, A. ve Gözler, M. Z. (1989). Dağküplü (Eskişehir kuzeyi) ofiyolit karmaşığının stratigrafisi, yapısal konumu ve kümülatların petrografisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, *109,* 1-8.

Ataman, G. (1972). Orhaneli granodiyoritik kütlesinin radyometrik yaşı (L'age radiometrique du massif granodioritique d'Orhaneli). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, *15,* 125-130.

Auclair, M., Gauthier, M., Trottier, J., Je´brak, M. ve Chartrand F. (1993). Mineralogy, geochemistry, and paragenesis of the Eastern Metals serpentinite-associated Ni-Cu-Zn deposit, Quebec Appalachians. *Economic Geology*, *88,* 123–138.

Aydal, D. (1989). Gold-bearing listwaenites in the Arac, Massif, Kastamonu, Turkey. *Terra Nova*, *2,* 43–52.

Bates, R.L. ve Jackson, J.A. (1987). *Glossary of geology* (3th ed.). Virginia: American Geological Institute.

Baş, H. (1986). Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz yöresinin Tersiyer jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği*, *27,* 11-18.

Benson, W. N. (1926). *The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks.* Washington: Memoirs of National Academy of Science.

Boyle, R. W. (1979). *The geochemistry of gold and its deposits.* Ottawa: Geological Survey of Canada.

Boztuğ, D., Larson, L. T., Yılmaz, S., Uçurum, A. ve Öztürk, A. (1994). Alacahan yöresi (GD Sivas) lisfenitlerinin jeolojik konumu, mineralojisi ve değerli metal içeriği. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi 15. Yıl Sempozyumu*, Bildiriler Kitabı (Cilt 2), 123–138.

Böhlke, J. K. (1989). Comparsion of metasomatic reactions between a common CO_2-rich vein fluid and diverse wall rocks: Intensive variables, mass transfers, and Au mineralization at Alleghany, California. *Economic Geology, 84,* 291-327.

Buckman, S. ve Ashley, P. M. (2010). Silica-carbonate (listwanites) related gold mineralisation associated with epithermal alteration of serpentinite bodies. *Research Online,* 94-105.

Buisson, G. ve Leblanc, M. (1985). Gold in carbonatized ultramafic rocks from ophiolite complexes. *Economic Geology*, *80,* 2026–2029.

Buisson, G. ve Leblanc, M. (1986). Gold-bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) from ophiolite complexes. In: J. M. Gallagher, R. A. Ixer, C. R. Neary (eds.) Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks, *Instution of Mining and Metalurgy*, 121-132.

Buisson, G. ve Leblanc, M. (1987). Gold in mantle peridotites from Upper Proterozoic ophiolites in Arabia, Mali and Morocco. *Economic Geology*, *82,* 2091-2097.

Bragin, N. Y. ve Tekin, U. K. (1996). Age of radiolarian chert blocks from the Senonian ophiolitic melange (Ankara, Turkey). *The Island Arc*, *5*, 114-122.

Crawford, M. L. (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In L.S. Hollister and Crawford (eds.) Short Course In Fuid Inclusions: Application to petrology, *Mineralogical Association of Canada*, *6,* 75–100.

Coleman, R. G. (1977). *Ophiolites.* New York: Springer-Verlag.

Çoğulu, E. ve Krummenacher, D. (1967). Problèmes géochronométriques dans le partie NW de l'Anatolie Centrale (Turquie). *Schweizerisch Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 47,* 825-831.

Darling, S. R. (1991). An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H_2O-CO_2-NaCl fluid inclusions: Implications for *P-T* isochore location. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 55,* 3869–3871.

Delaloye, M. ve Bingöl, E. (2000). Granitoids from western and northwestern Anatolia; geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review, 42,* 241–268.

Dilek, Y. ve Thy, P. (2006). Age and petrogenesis of plagiogranite intrusion in the Ankara melange, central Turkey. *Island Arc, 15,* 44-57.

Duparc, L., Molly, E. ve Borloz, A. (1927). Sur la Birbiriten une roche nouvelle. *Compte Rendu des Sèances de la Société de Physique et D'Histoire Naturelle de Genève*, *44,* 137–139.

Erler, A. ve Larson, L. T. (1990). Genetic classification of gold occurrences of the Aegean region of Turkey. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, 2,* 12–23.

Gary, M., McAfee, R. ve Wolf, C. L. (1972). *Glossary of geology,* (2nd edition). Washington: American Geological Institute.

Gautier, Y. (1984). *Déformations et métamorphismes associés à la fermeture téthysienne en Anatolie centrale (région de Sivrihisar, Turquie).* PhD thesis, University Paris-Sud, France, 236.

Genç,Y., Gorzawski, H. ve Amstutz, G. C. (1990). Silica-carbonate-talc alteration of the serpentinite from Narman Karadağ Ophiolitic Complex (Erzurum-Turkey). *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, 2,* 246–257.

Goncharenko, A. I. (1970). Auriferous listvenites as a new type of mineralization in the northern part of the Kuznetsk Alatau. *Izvestiya Tomskogo Politekhnicheskogo Instituta*, *239,* 110–114.

Göncüoğlu, M. C., Özcan, A., Turhan, N. ve Işık, A. (1992). *Stratigraphy of the Kütahya region.* Guide Book: A geotraverse across Tethyan Suture Zones in NW Anatolia, Ankara, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.

Göncüoğlu, M. C., Yalınız, M. K. ve Tekin, U. K. (2006). Geochemistry, tectono-magmatic discrimination and radiolarian ages of basic extrusives within the Izmir-Ankara suture belt (NW Turkey); time constraints for the Neotethyan evolution. *Ofioliti, 31,* 25-38.

Gözler, M. Z., Cevher, F., Ergül, E. ve Asutay, H. J. (1997). *Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi.* Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9973.

Guilbert, J. M.ve Park, C. (1986). *The geology of ore deposits.* New York: William Howard Freeman and Company.

Halls, C. ve Zhao, R. (1995). Listvenite and related rocks: Perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, County Mayo, Republic of Ireland. *Mineralium Deposita*, *30,* 303–313.

Hariri, M. M. ve Makkawi, M. H. (2004). Gold mineralization distributions within rock units at the Hajr gold mine, southwest Saudi Arabia. *The Arabian Journal for Science and Engineering, 29*, 2A.

Harris, N. B. W., Kelley, S. ve Okay, A. I. (1994). Post-collision magmatism and tectonics innorthwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *117* (3), 241–252.

Holmes, A. (1928). *The nomenclature of petrology* (2nd edition). London: Thomas Murby.

Hopper, D. (1984). *A study of the gold-quartz veins at Erickson gold camp, Cassiar, north-central British Columbia.* Bachelor science thesis, The University of British Columbia, 96.

Hoşgörmez, H. (2007). Origin of the natural gas seep of Çıralı (Chimera), Turkey: Site of the first olympic fire. *Journal of Asian Earth Sciences, 30,* 131–141.

Ilbeyli, N. ve Kibici, Y. (2009). Collision-related granite magma genesis, potential sourcesand tectono-magmatic evolution: Comparison between central, northwestern and western Anatolia (Turkey). *International Geology Review*, *51,* 252–278.

Jackson, J. A. (1997). *Glossary of geology* (4th edition). Virginia: American Geological Institute.

Johnson, P. R., Kattan, F. H. ve Al-Saleh, A. M. (2004). Neoproterozoic ophiolites in the Arabian shield: Field relations and structure. *Elsevier*, *13,* 129-162.

Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J. A. ve Ece, Ö. I. (2008). Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences, 97,* 1181-1200.

Kashkai, A. M. ve Allakhverdiev, S. I. (1965). *Listwanites; their genesis and classification*. United States: Geological Survey.

Kaya, O. (1972a). Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, *15,* 26-108.

Kaya, O., Kozur, H., Sadeddin, W. ve Helvacı, H. (2001). Late Norian conodont age for a metacarbonate unit in NW Anatolia, Turkey. *Geobios*, *34,* 527-532.

Kerrich, R. W. (1989). Geochemical evidence on the source of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits; in Mineralization in Shear Zones. *Geological Association of Canada, 6,* 129-197.

Kibici, Y., Ilbeyli, N., Yildiz, A. ve Bagci, M. (2008). Geochemical constraints on the genesis of the Günyüzü Pluton, Northwest Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 50, 931–947.

Kishida, A. ve Kerrich, R. (1987). Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr–Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. *Economic Geology, 82,* 649-690.

Koç, S. ve Kadıoğlu, Y. K. (1996). Mineralogy, geochemistry and precious metal content of Karacakaya (Yunusemre-Eskişehir) listwaenites. *Ofioliti, 21,* 125–130.

Kulaksız, S. (1981). Sivrihisar kuzeybatı yöresinin jeolojisi. *Yerbilimleri, 8,* 103-124.

Leaming, S. (1978). *Jade in Canada.* Canada: Energy, Mines and Resources Canada.

Lisenbee, A. L. (1971). The Orhaneli ultramafic-gabbro thrust sheet and its surroundings; a progress report. *In Geology and History of Turkey*, 349–368.

Lünel, T. (1986). Petrology of Gümele ultramafic suite of Eskişehir Complex. *METU Journal of Pure and Applied Sciences, 19,* 167-195.

Monod, O., Andrieux, J., Gautier, Y. ve Kienast, J. R. (1991). Pontides Taurides relationships in the region of Eskişehir (NW Turkey). *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, *44,* 257-277.

Moody, J. B. (1976b). An experimental study on the serpentinization of iron-bearing olivines. *Canadian Mineralogist, 14,* 462-478.

Nicolas, A. (1989). *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere.* California: Springer.

O'Hanley, D. (1996). *Serpentinites; records of tectonic and petrological history.* New York, Elsevier.

Okay, A. I. (1981). Geology and blueschist metamorphism of ophiolites in northwest Anatolia (Tavşanlı-Kütahya). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, *24,* 85-95.

Okay, A. I. (1984). Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. *Geological Society Special Publication, 17,* 455-466.

Okay, A.I. (1985). Metamorphic belts in northwest Anatolia. *Publication of the Geological Society of Turkey*, 83-92.

Okay, A. I. (1986). High pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey. *Geological Society of America Memoir*, *164,* 333-348.

Okay, A. I. ve Kelley, S. P. (1994). Tectonic setting, petrology and geochronology of jadeite+glaucophane and chloritoid+glaucophane schists from northwest Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, *12,* 455-466.

Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve diğer. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: Geological and geochronological constraints. *The Tectonic Evolution of Asia*, *19,* 420-441.

Okay, A. I., Harris, N. B. W. ve Kelley, S. P.(1998). Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey. *Tectonophysics*, *285,* 275-299.

Okay, A. I. ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society of London*, *156,* 475-515.

Okay, A. I. (2004). *Tectonics and high pressure metamorphism in northwest Turkey.* Roma: Italian Agency for the Environmental Protection and Technical Services.

Okay, A. I. ve Satır, M. (2006). Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northest Turkey: Evidence for a possible magmatic arc. *Geodinamica Acta,19/5,* 251-266.

Okay, A. I., Satır, M. ve Shang, C. K. (2008). Ordovician metagranitoid from the Anatolide-Tauride Block, northwest Turkey-geodynamic implications. *Terra Nova, 20,* 280–288.

Okay, A. I. (2011). Tavşanlı Zone: The northern subducted margin of the Anatolide-Tauride Block. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, *142,* 191-221.

Okay, A. I (2011). Tavşanlı Zonu: Anatolid-Torid Bloku'nun dalma-batmaya uğramış kuzey ucu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, *142,* 195-226.

Önen, A. P. (2003). Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites. *Journal of the Geological Society, 160,* 947-962.

Örgün, Y., Altinsoy, N., Gültekin, A. H., Karahan, G. ve Çelebi, N. (2005). Natural radioactivity levels in granitic plutons and groundwaters in southeast part of Eskisehir, Turkey. *Applied Radiation and Isotopes, 63/2,* 267–275.

Özgen-Erdem, N., Akyaz, M. ve Karabaşoğlu, A. (2007). Biostratigraphic interpretation and systematicsof Alveolina assemblages from the Ilerdian Cuisian limestones of southern Eskisehir, central Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences, 29,* 911-927.

Plissart, G., Féménias, O., Mãruntiu, M., Diot, H., ve Demaiffe, D. (2009). Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita–Iuti ophiolite, southwestern Romania. *The Canadian Mineralogist, 47,* 81-105.

Ploshko, V. V. (1963). Listvenization and carbonatization at thermal stage of Urushten Igneous Complex, North Caucasus. *International Geology Review, 7,* 446–463.

Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin de Mineralogie, 102,* 467-510.

Roedder, E. (1984). *Fluid Inclusions.* Washington: Mineralogical Society of America.

Rose, G. (1837). *Mineralogisch-geognostiche Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere.* Berlin: Verlag der Sanderschen Buchlandlung.

Sazonov, A. P. (1984). The submarine gas-hydrothermal activity on the north-west slope of Paramushir Island (Kurile Islands). *Journal of Volcanology and Seismology, 6,* 66-81.

Sazonov, V. N., Van Herk, A. H. ve De Boorder, H. (2001). Spatial and temporal distribution of gold deposits in the Urals. *Economic Geology, 96,* 685-703.

Servais, M. (1982). *Collision et suture téthysienne en Anatolie Centrale, étude structurale et métamorphique (HP-BT) de la zone nord Kütahya.* Doctor of Philosophy Thesis, Universite de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 374.

Shepherd, T. J., Rankin, A. H. ve Alderton, D. H. M. (1985). *A practical guide to fluid inclusion studies.* California: Blackie.

Sherlock, S., Kelley, S. P., Inger, S., Harris, N. ve Okay, A. I. (1999). ^{40}Ar-^{39}Ar and Rb-Sr geochronology of high-pressure metamorphism and exhumation history of theTavşanlı Zone, NW Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 137,* 46-58.

Shin, A. T., Catlos, J. E, Jacob, L. ve Black, K. (2012). Relationships between very high pressure subduction complex assemblages andintrusive granitoids in the Tavşanlı Zone, Sivrihisar Massif, central Anatolia. *Tectonophysics,* 183-197.

Steinmann, G. (1927). Die ophiolithischen zonen in dem mediterranen Kettengebirge. *14th International Geological Congression*, *2,* 638-667.

Şentürük, K., Karaköse, C. (1981). Orta Sakarya bölgesinde Liyas öncesi ofiyolitlerin ve mavi şistlerin oluşumu ve yerleşmesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24,* 1–10.

Tansel, İ. (1980). Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi. *Yerbilimleri, 5/6,* 31-47.

Tekin, U. K., Göncüoğlu, M. C. ve Turhan, N. (2002). First evidence of Late Carnian radiolarians from the Izmir-Ankara suture complex, central Sakarya, Turkey: Implications for the opening age of the Izmir-Ankara branch of Neo-Tethys. *Geobios, 35,* 127-135.

Tomkeieff, S. I. (1983). *Dictionary of petrology.* New York: John-Wiley and Sons.

Tüysüz, N. ve Erler, A. (1993). Geochemistry and evolution of listwaenites in the Kağızman region (Kars, NE-Turkey). *Chemie der Erde, 53,* 315-329.

Ucurum, A. (1996). *Geology, geochemistry and mineralization of the silica-carbonate alteration (listwaenite) from Late Cretaceous ophiolitic melanges at Cürek-Divrigi in Sivas Province and at Güvenç, Karakuz-Hekimhan in Malatya Province, Central East Turkey.* Doctor of Philosophy Thesis, University of Nevada Reno, USA.

Ucurum, A. ve Larson, L. T. (1999). Geology, base precious metal concentration and genesis of the silica-carbonate alteration (listwaenites) from Late Cretaceous ophiolitic melanges at Curek-Divriği in Sivas province and at Guvenc, Karakuz Hekimhan in Malatya province, Central East Turkey. *Chemie der Erde Geochemistry, 59,* 77–104.

Ucurum, A. (2000). Listwaenites in Turkey: Perspectives on formation and precious metal concentration with reference to occurrences in East-Central Anatolia. *Ofioliti, 25,* 15–29.

Ünalan, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyirt, Z. ve Selahi, H. (1976). Haymana-Polatlı yöresinin (güneybatı Ankara) Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, *19,* 159-176.

Yavuz, H., Helvacı, C., Demir, Y., Kasapçı, C. ve Uysal, İ. (2013). Preliminary findings on the mineralogical and fluid inclusion properties of Kaymaz (Eskişehir) Gold Deposit, Turkey. *Abstract of European Current Research On Fluid Inclusions, 22,* 109-111.

Yılmaz, İ. Ö. (2008). Cretaceous pelagic red beds and black shales (Aptian-Santonian), NW Turkey: Global oceanic anoxic and oxic events. *Turkish Journal of Earth Sciences, 17,* 263-296.

Wenner, D. B. ve Taylor, H. P. (1971). Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on O^{18}/O^{16} fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 32,* 165-185.

Wenner, D. B. ve Taylor, H. P. (1973). Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. *American Journal of Science, 273,* 207-239.

Wenner, D. B. ve Taylor, H. P. (1974). D /H and O^{18}/O^{16} studies of serpentinization of ultramafic rccks. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 38,* 1255-1286.

Whitney, D., Teyssier, C., Toraman, E., Seaton, N. ve Fayon, A. (2011). Metamorphic and tectonicevolution of a structurally continuous blueschist-to-Barrovian terrane, Sivrihisar Massif, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology, 29,* 193–212.

Wilkinson, J. J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos, 55,* 229-272.

Wilson, M. (1995). Magmatic differentiation. *Geological Society Memoir, 16,* 205-218.

Zharikov, V., Pertsev, N., Rusinov, V., Callegari, E. ve Fettes, D. (2007). *Metasomatism and metasomatic rocks.* Cambridge: Cambridge University Press.