



Yakacık (KB-Ankara) Bölgesi Manyezit Damarlarının Oluşumu ve Kökeni
Formation and Origin of Magnesite Veins in Yakacık Area (NW-Ankara)

Habibe Eren Köroğlu¹ , Elif Akıska¹ , Zehra Karakaş¹ , Sinan Akıska^{1*} 
Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Gölbaşı, Ankara

• Geliş/Received: 25.01.2023 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 23.03.2023 • Kabul/Accepted: 24.03.2023
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 06.04.2023 • Baskı/Printed: 30.04.2023

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Türkiye'deki manyezit oluşumları, genellikle sedimanter kayalar ve altere ultramafik kayaların kırık ve çatlakları içerisinde damar ve ağsal (stokvörk) şekilde bulunmaktadır. İzmir-Ankara-Erzincan Suture Kuşağı içerisindeki Anadolu Bloğu'nun Orta Anadolu olarak adlandırılan kısmında ve Ankara'nın 15 km kuzeybatısında bulunan Yakacık köyü civarında ofiyolitik birimler ile manyezit oluşumları yüzlek vermektedir.

Bu çalışmada ofiyolitik birimler ile manyezit oluşumlarının mineraloji ve petrografisi, XRD karakteristikleri, jeokimyasal incelemeleri ve C-O izotop çalışmaları kullanılarak cevherleşmeyi meydana getiren akışkan(lar)ın kökenel incelemesi yapılmıştır. Bölgedeki manyezit cevherleşmesi Yakacık civarında serpantin, gabro, diyabaz, bazalt, radyolarit ve kireçtaşlarını içeren olistostromal düzeylerden oluşan Kapaklı üyesine ait serpantinler içerisinde damar-ağsal (stokvörk) ve kuvarslı manyezit damarları şeklindedir. Manyezit damarları kriptokristalin ve mikro kristalin yapı göstermekte ve manyezitlere kuvars, klorit, dolomit ve serpantin mineralleri eşlik etmektedir. Ağsal (stokvörk) manyezitlerde ise kuvars, serpantin, olivin, kalsit ve dolomit mineral birlikteliği belirlenmiştir. Kil minerallerinin ise klorit, simektit ve kaolinitten oluştuğu tespit edilmiştir.

Yapılan mineralojik ve raman spektroskopik çalışmalarda hem damar hem de ağsal (stokvörk) cevherleşmelerde olivin mineralinden kemererit mineraline dönüşümler tespit edilmiştir. Jeokimyasal analiz sonuçlarından elde edilen değerler, manyezit oluşumlarının ultramafik kayalarla ilişkili olduğuna işaret etmektedir. Manyezit oluşumlarının kökenlerini saptayabilmek için $\delta^{13}\text{C}$ (V_{PDB}) ve $\delta^{18}\text{O}$ (V_{SMOW}) duraylı izotop çalışması manyezitten ve kireçtaşından alınan örnekler üzerinde yapılmış olup manyezitlerde $\delta^{13}\text{C}$ (V_{PDB}) ‰-3,07 ile 9,67 arasında, $\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW) ‰23,05 ile 27,49 arasında, kireçtaşlarında $\delta^{13}\text{C}$ (V_{PDB}) ‰0,20 ile 3,74 arasında, $\delta^{18}\text{O}$ (V_{SMOW}) ‰ 27,05 ile 28,96 arasında değiştiği görülmüştür. Bölgede, manyezit oluşumlarına ait C ve O için kaynaklık edebilecek en önemli kayaç Jura yaşlı kireçtaşlarıdır.

Sonuç olarak, yüzey sularının derinlere hareketi, erken-orta Miyosen'de bölgede gözlenen volkanizmanın ısıtıcı rol üstlenmesi, derinlere inen akışkanların ısınması sonucunda kireçtaşlarının dekarbonasyonu ve kısmen de magmatik bir katkı ile CO_2 'yi bünyesine alması serpantinleşmiş ultramafik kayaların kırık-çatlaklarında oluşan manyezitin ana oluşum mekanizmalarıdır.

Anahtar Kelimeler: C-O izotop, kemererit, manyezit, ultramafik, XRD.

Abstract: *Magnesite occurrences in Turkey are generally formed as veins and stockworks in fractures and fissures of sedimentary rocks and altered ultramafic rocks. Ophiolitic units and magnesite formations crop out in the Central Anatolia part of the Anatolian Block within the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Belt and around Yakacık village, located 15 km northwest of Ankara.*

The genetical investigation of the ore-forming fluid(s) was carried out using mineralogy and petrography, XRD characteristics, geochemical investigations and C-O isotope studies of ophiolitic units and magnesite formations in this study. Magnesite mineralizations were observed in two different forms, as quartz magnesite veins and as vein-stockworks, within the serpentinites of the Kapaklı member, which consists of olistostromal layers containing serpentinite, gabbro, diabase, basalt, radiolarite, and limestones around Yakacık. The vein-type magnesites show cryptocrystalline and microcrystalline structures and are accompanied by quartz, chlorite, dolomite, and serpentine minerals. Quartz, serpentine, olivine, calcite, and dolomite were determined in stockwork-type magnesite. The clay minerals were chlorite, smectite, and kaolinite.

In mineralogical and Raman spectroscopic studies, both the vein- and stockwork-type mineralizations, alterations from olivine to kammererite and kammererite minerals were detected. The values obtained from the results of the geochemical analysis indicate that magnesites are associated with ultramafic rocks. In order to determine the origin of magnesites, $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) and $\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW) stable isotope studies were carried out on magnesite and limestone. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are -3.07 to 9.67‰ and 23.05 to 27.49‰ for magnesites and 0.20 to 3.74‰ and 27.05 to 28.96‰ for limestones, respectively. The most important rocks that could be the main source for the C and O of magnesite formations are Jurassic limestones.

In conclusion, the movement of surface waters towards the depths, the heating role of volcanism during the early-middle Miocene, the decarbonation of limestones due to the warming of the deep-flowing fluids, and the incorporation of CO_2 partly from a magmatic contribution, are the main formation mechanisms of magnesite formed in the fractures of serpentinitized ultramafic rocks.

Keywords: C-O isotope, kammererite, magnesite, ultramafic, XRD.

GİRİŞ

Manyezit yataklarının oluşumu, Mg'ca zengin kayaçların (dolomit, serpantin vs.) hidrotermal veya yüzey sularının alterasyonu ile ilgilidir. Manyezitin yapısındaki magnezyumun, ultramafikler ve dolomitlerin bünyesinden çözünerek geldiği kabul edilmiştir (O'Neil ve Barnes, 1971). Manyezitler jeolojik konumu itibarıyla sedimanter birimler içinde oluşan sedimanter manyezit ve ultramafik kayaçlarla ilişkili manyezit oluşumları olarak iki ana başlık altında sınıflandırılmıştır (Pohl, 1989; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992). Sedimanter kayaçlar içerisinde gözlenen manyezitler çoğunlukla dolomit ve kireçtaşları ile bazen de silisli klastik kayaçlar içerisinde yer alırlar (Pohl, 1989). Amfibolit ve granülit fasiyesinde metamorfizma geçiren kayaçlar içerisinde ise çok nadir gözlenirler (Pohl ve Siegl, 1986). Sedimanter yan kayaçlı manyezitler dünyadaki manyezit rezervlerinin %90'ının oluşturmakta olup kaba taneli iri kristalli (sparry) dokuda gözlenirler. Ultramafikler içerisinde ise çoğunlukla damarlar

ve stokvörkler şeklinde gözlenen manyezitlerin yan kayaçları çoğunlukla peridotitik kayaçlardır. Mikro ve kripto-kristalin dokuya sahip olan jel manyezitlerin rezervleri, sedimanter yan kayaçlı manyezitlere göre çok daha az olmasına karşın yüksek kaliteli olmaları sebebi ile tercih edilirler (Pohl, 1989).

Türkiye'de sedimanter ve kayaçlarla ilişkili manyezit oluşumları bulunmaktadır. Sedimanter manyezit yataklarına örnek olarak Hırsız Dere-Çambaşı Köyü (Denizli), Erzincan-Çayırılı manyezit yatakları (Zedef, 1994; Topak, 2006) ve Salda Gölü manyezit ve hidromanyezit oluşumları (Schmid, 1987; Braithwaite ve Zedef, 1996) verilebilir. Ultramafik kayaçlarla ilişkili manyezit yataklanması oldukça yaygın görülmekte ve Türkiye'deki ofiyolitlerin yayılımı ile uyumlu bir trend izlemektedir. Ultramafik kayaçlarla ilişkili masif (kriptokristalin) – jel manyezit manyezit yataklarının büyük bir bölümü Konya- Eskişehir-Kütahya illerinin sınırladığı alan içerisinde bulunmaktadır (MTA, 1982).

Bu çalışma ile daha önce literatürde yer almayan ve Ankara'nın kuzey batısında yüzlek veren, Yakacık ve civarındaki manyezit damarları ile bunlara ev sahipliği yapan ofiyolitik kayaçların jeolojik özellikleri, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal karakteristikleri ile cevher-yan kayaç ilişkilerinin ortaya koyulması ve C-O izotop çalışmaları ile de karbonat minerallerinin kökeninin tespit edilmesi amaçlanmıştır.

BÖLGESEL JEOLJİ

Bölgede Permo-Triyas yaşlı hafif metamorfizma geçirmiş kırıntılı ve karbonatlı birimler, Alt Jura-Orta Eosen zaman aralığında oluşan denizel kırıntılı ve karbonatlı birimler, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik birimler ile Alt Miyosen-Pliyosen zaman aralığında oluşan volkanosedimanter birimler yüzlek vermektedir.

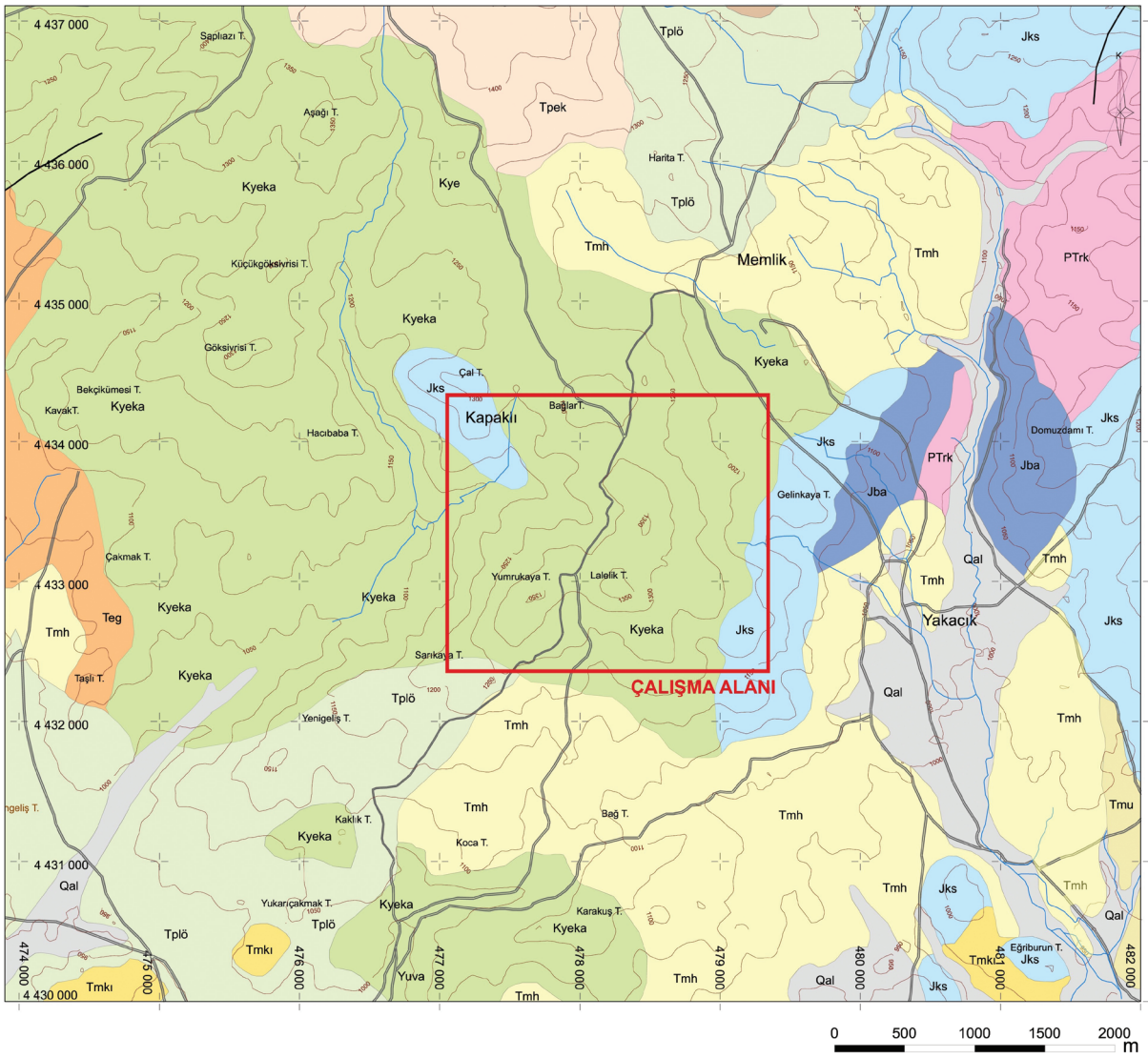
Bölgenin temelinde, Permo-Triyas yaşlı Karakaya grubu içerisinde bulunan Karatepe formasyonu (Şentürk ve Karaköse, 1979) yer almaktadır (Şekil 1). Tektonik hareketlerden yoğun olarak etkilenmiş ve ana tektonik hatlara yakın bölümlerde yer yer metamorfizma etkileri görülmekte olan bu formasyon metavolkanit, metadetritik ve rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu formasyon aynı zamanda Permo-Karbonifer'e ait kireçtaşı bloklarını da içermektedir. Duru ve Aksay (2002) tarafından formasyon içerisindeki Orta-Üst Triyas'a ait kireçtaşları Keçikaya üyesi olarak isimlendirilmiştir. Sığ denizel ve karasal ortam ürünü olan (Liyas) Bayırköy formasyonu (Granit ve Tintant, 1960; Altınlı, 1965), Karatepe formasyonu üzerini transgresif olarak açısız uyumsuzla örtmektedir. Yarı pelajik kireçtaşlarından meydana gelen Kalloviyen-Apsiyen zaman aralığına ait Soğukçam formasyonu (Altınlı, 1973; Altın vd., 1991), Bayırköy formasyonu üzerinde yer almaktadır. Apsiyen-Maastrichtiyen'e ait ofiyolitik kayaç, olistolit ve olistostromlarını da içeren yamaç ve havza çökelleri bölgedeki tüm birimlerin

üzerini örtmektedir. Duru ve Aksay (2002) tarafından bu birim Yenipazar formasyonu olarak adlandırılmıştır. Yenipazar formasyonu içindeki olistostramal düzeyler gruplanarak Kapaklı üyesi adı altında toplanmıştır. Yenipazar formasyonu üzerinde Paleosen yaşlı karasal ortam ürünü olan Kızılçay formasyonu bulunmaktadır (Eroskay, 1965). Kızılçay formasyonun üst kesiminde bulunan kilitaşı düzeyleri ile gölsel kireçtaşından oluşan birimler Kabalar üyesi başlığı altında toplanmıştır (Şener ve Şengüler, 1998). Üst Lütseyen'e ait sığ denizel koşullarda çökelmiş kireçtaşları, konglomera, kumtaşı ve marn istifinden oluşan Güvenç formasyonu Kızılçay formasyonu üzerinde açısız uyumsuzlukla bulunmaktadır. Duru ve Aksay (2002), Lütseyen zamanı sonrasında bölgenin karasallaştığını belirtmişlerdir.

Bölgede Alt-Orta Miyosen volkanit grubu içerisinde (Galatya masifi) yer alan, andezit ve piroklastik kayaçlardan oluşan Kirazdağı volkanitlerine rastlanılmaktadır (Türkecan vd., 1991). Bahsi geçen Alt-Orta Miyosen'e ait volkanit grubunun piroklastik ürünleri, Uludere piroklastikleri adı altında tüf ve aglomera tüfitten oluşmaktadır. Volkanitler ve piroklastiklerle iç içe geçmiş, Güvenç formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve gölsel ortam ürünlerinden oluşan Hançili formasyonu Alt-Orta Miyosen zaman aralığında çökelmiştir (Akyürek vd., 1980). Pliyosen'e ait karasal ve gölsel ortam ürünü olan gevşek tutturulmuş konglomera, kumtaşı ve kilitaşından oluşan Örencik formasyonu açısız uyumsuzlukla tüm birimleri örtmektedir (Aydın vd., 1987) (Şekil 1).

YEREL JEOLJİ

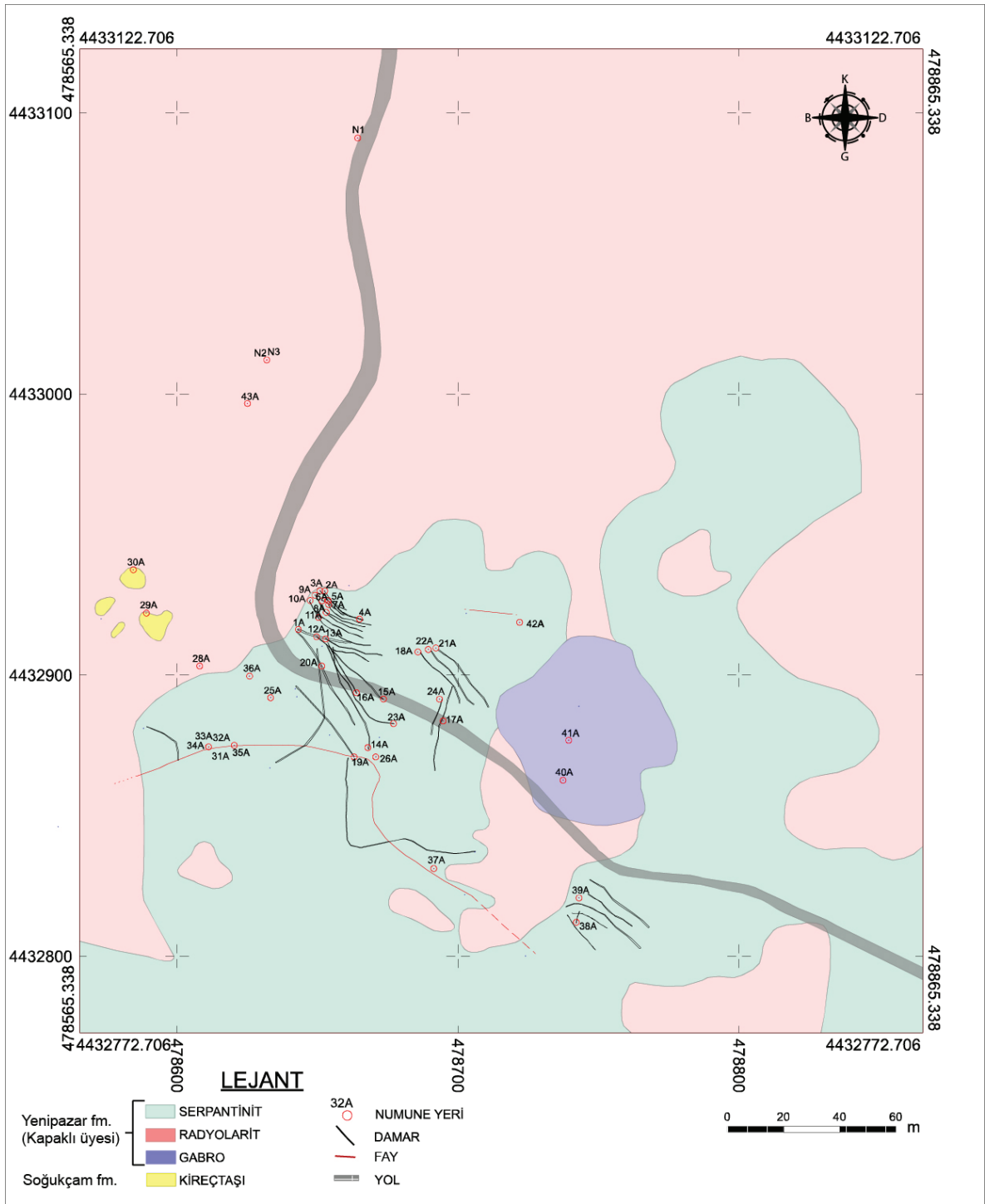
Çalışma alanında Soğukçam formasyonuna ait kireçtaşı blokları ile Yenipazar formasyonu (Kapaklı üyesi)'ne ait serpantin, radyolarit ve gabro birimleri yüzlek vermektedir (Şekil 2).



LEJANT	
Kuvaterner	Qal Alüvyon
Pliyosen	Tplö Örencik Formasyonu Geçek tuturulmuş konglomera, kumtaşı, kilitaşı
Alt - Orta Miyosen	Tmkı Kırzdağı Volkaniti Andezit, piroklastik kayac
	Tmu Uludere Piroklastikleri Tüf, aglomera tüft
	Tmh Haniçilli Formasyonu Kumtaşı, kilitaşı, killi kireçtaşı, diyatomit, çört, tüft, konglomera
Orta Eosen	Teg Güvenç Formasyonu Kireçtaşı, konglomera, kumtaşı, marn
Paleosen - Alt Eosen	Tpek Kızılcay Formasyonu Kumtaşı, marn, konglomera, kireçtaşı
Albiyen- Maestrihtiyen	Kyeka Yenipazar Formasyonu Kumtaşı, kilitaşı, kireçtaşı, tüf Olistostromal kumtaşı, şeyl, serpantin, radyolarit, volkanit vb.
Kalloviyen- Apsiyen	Jks Soğukçam Formasyonu Yarı pelajik çörtlü kireçtaşı, kalsitürbidit
Alt Jura	Jba Bayırköy Formasyonu Kumtaşı, çamurtaşı, konglomera, kireçtaşı
PermoTriyas	PTrk Karatepe Formasyonu Kumtaşı, metakumtaşı, kilitaşı, şeyl, bazik volkanit, ve piroklastikler

Şekil 1. Çalışma alanı ve civarının genel jeolojisi haritası (Duru ve Aksay, 2002'den düzenlenmiştir).

Figure 1. General geological map of the study area and its surroundings (modified from Duru and Aksay, 2002).



Şekil 2. Çalışma alanındaki manyezit cevherleşmesini gösterir maden jeolojisi haritası (Projeksiyon: UTM 6 derece, Datum WGS84).

Figure 2. Mining geology map of the magnesite mineralizations in the study area (Projection: UTM 6 degree, Datum: WGS84).

Altınlı (1973) tarafından Soğukçam kireçtaşı olarak tanımlanan çörtlü, killi ara katmanlı pelajik kireçtaşları genelde krem, kırmızımsı renkte ve porselenimsi görünümlüdür (Şekil 3a ve b). Kireçtaşları bünyesinde yumrulu ve ara bantlı çört seviyeleri bulunmaktadır. Soğukçam formasyonu, Ankara civarında Akyürek vd. (1982) tarafından tanımlanan Akbayır formasyonunun yanal eş değeri olup çalışma alanının Yakacık köyü batısında ve doğusunda yüzeylenmektedir (Şekil 1). Soğukçam formasyonunun en belirgin özelliği midye kabuğu şeklinde kırılmasıdır. İstifin alt seviyelerinde kayma yapıları ve olistostromlar oldukça fazla görülmektedir. Bu düzeylerde türbidit akıntılarla oluşan kalsitürbidit ara bantları da görülmektedir. Üst seviyelerde formasyon killi kireçtaşı ve marn aralanmasıyla devam etmektedir. Bayırköy formasyonunun üstünde yer alan Soğukçam formasyonu çalışma alanında 150 ile 200 m arasında değişen kalınlığa sahiptir (Duru ve Aksay, 2002). Formasyonun üzerinde Yenipazar formasyonu yer almaktadır. Formasyon içerisinde bulunan bentik ve planktonik fosillere göre Altın vd. (1991) tarafından formasyona Kalloviyen-Apsiyen yaşı verilmiştir. Soğukçam formasyonu yamaç-havza ortamında çökelmiştir.

Yenipazar formasyonu (Kapaklı üyesi) Ankara kuzeyinde bulunan Kapaklı köyü civarında olistostromlar şeklinde görülmektedir (Saner, 1980). Kapaklı üyesi ofiyolitik kayalardan aktarılan serpantinit, gabro, diyabaz, bazalt, radyolarit ve kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3c-f). Bu birimler Senomaniyen- Kampaniyen döneminde Yenipazar formasyonu içerisinde bulunan serpantinit olistolitleri ve farklı litolojilerden meydana gelen olistostromlar halindedir. Ofiyolitik kayalar, yamaç-havza ortamında oluşan Yenipazar formasyonunun çökelişi esnasında çekim kaymaları ve kütle-moloz akması sonucunda oluşmuştur. Yenipazar

formasyonu Soğukçam formasyonu üzerinde yer alır (Duru ve Aksay, 2002).

MANYEZİT OLUŞUMLARI

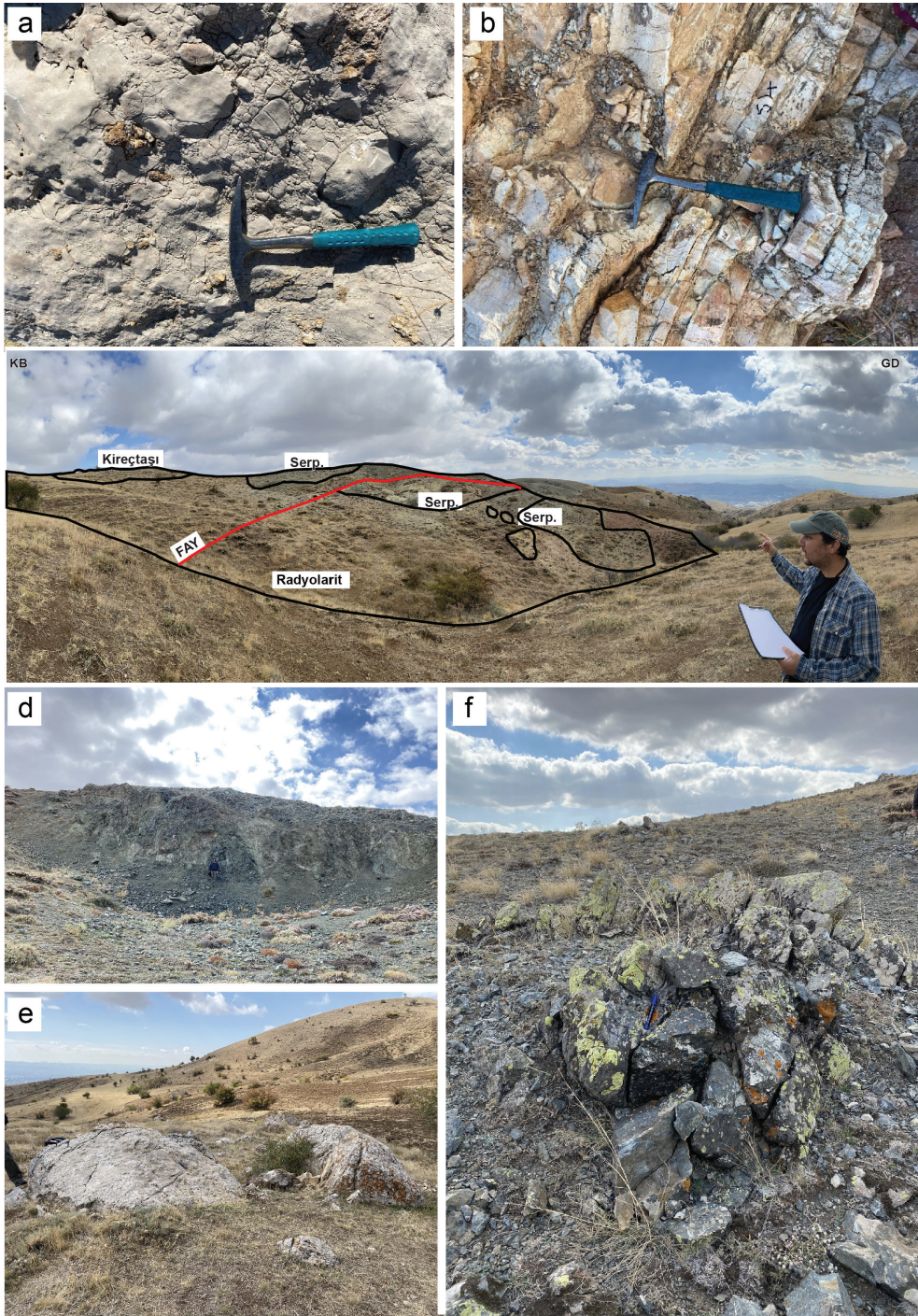
Yakacık bölgesinde Yenipazar formasyonunun Kapaklı üyesine ait serpantinit birimleri içerisindeki manyezit cevherleşmesi sahadaki morfolojik özellikleri ve oluşum şekillerine göre damarlar ve ağsal (storkvök) şekilde gözlenmektedir (Şekil 2).

Damar-Storkvök Tipi Manyezit Oluşumları

İnceleme alanındaki manyezit damarları eklemeler ve kırıklar boyunca görülmekte olup genel olarak KB-GD doğrultuludur (Şekil 4a). KB-GD doğrultulu manyezit damarlarının sayısı oldukça fazla olup kalınlıkları 2 cm - 15 cm arasında değişmektedir. Bölgede KB-GD doğrultulu damarları kesen K-G doğrultulu ikinci bir damar topluluğu da bulunmaktadır (Şekil 4b). KB-GD ve K-G doğrultulu bu damar topluluklarının her ikisi de jel manyezit damarlarından ibarettir.

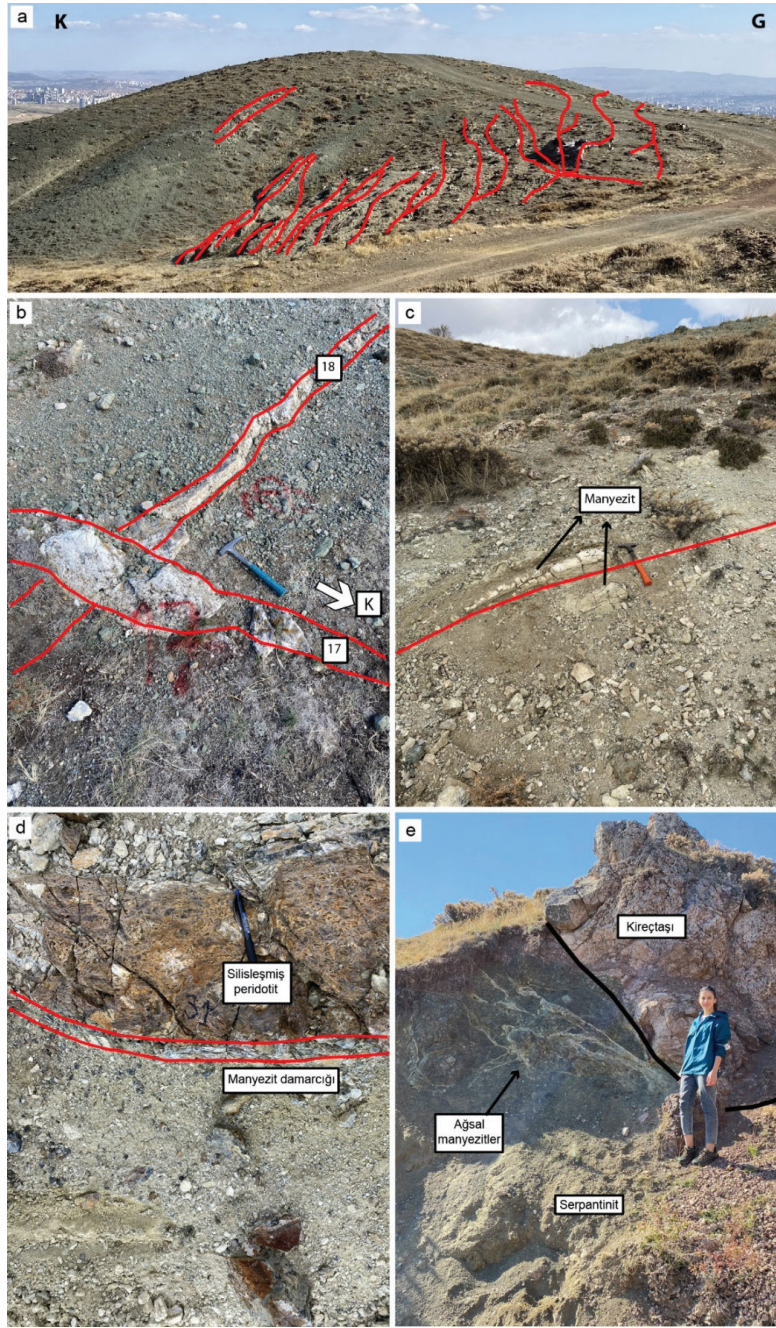
İnceleme alanında jel manyezit damarları dışında, breşik dokulu, genişliği hemen hemen 1 metreye ulaşan manyezit damarları da görülmektedir (Şekil 4c). Fay zonları içerisindeki manyezitlerle birlikte breşleşmiş ve silisleşmiş serpantinitler bulunmaktadır (Şekil 4d).

Bölgede yer alan tüm bu manyezit damarlarıyla birlikte, kırıklı serpantinitlerin bünyesinde ağsal (storkvök) olarak da manyezit oluşumları bulunmaktadır. Serpantinitlerin kırık çatlaklarını dolduran ağsal manyezit damarlarının uzunluğu 1 metreden 5 metreye, genişliği birkaç mm'den 2 cm'ye kadar değişmektedir (Şekil 4e).



Şekil 3. Soğukçam formasyonuna ait **a)** porselen görünümlü kireçtaşları, **b)** beyaz, krem renkli ince orta tabakalı kireçtaşlarının, Kapaklı üyesine ait **c)** ofiyolitik birimlerin, **d)** serpantinitle, **e)** blok kireçtaşlarının ve **f)** gabro bloklarının arazi görünümü.

Figure 3. *a)* Porcelain-texture limestone belonging to Soğukçam formation, *b)* white-beige color; thin-medium layered limestone of Soğukçam formation. General view of *c)* ophiolite units of Kapaklı member, *d)* serpentinite of Kapaklı member, *e)* limestone blocks in Kapaklı member, *f)* gabbro blocks in Kapaklı member.



Şekil 4. a) Bölgedeki KB- GD doğrultulu manyezit damarları (magnezit damarları kırmızı renk ile gösterilmiştir), **b)** KB-GD doğrultulu 18 nolu manyezit damarını kesen K-G doğrultulu 17 nolu manyezit damarının yakından görünümü, **c)** Fay zonunda gözlenen manyezit damarı (32 nolu örnek), **d)** Fay zonu içerisindeki silisleşmiş peridotitler ve manyezit damarcığı (31 nolu örnek), **e)** Kireçtaşı-serpantinitle dokanağı ve ağsal manyezitler.

Figure 4. a) NW-SE trending magnesite veins in the region (magnesite veins are shown in red), **b)** Close-up view of the N-S trending magnesite vein 17, which cuts the NW-SE trending magnesite vein 18, **c)** Magnesite vein observed in the fault zone (sample 32), **d)** Silicified peridotites and magnesite veinlet in the fault zone (sample 31), **e)** Limestone-serpentinite contact and stockwork magnesite.

Kuvarşlı Manyezit Damarları

Yakacık bölgesindeki damar şeklindeki manyezit oluşumlarının çeperinde ve fay düzlemleri içerisinde bulunan nodüler şekilli manyezitlerin merkezi kısmında silisleşmeler belirlenmiş olup bu düzeyler kuvarşlı manyezit damarları olarak adlandırılmıştır (Şekil 5).

İnceleme alanında genel olarak K-G doğrultulu kuvars damarları içerisine manyezitler yerleşmiştir (Şekil 6a) Manyezit damarlarının iç kesiminde pembe-beyaz renkli kuvars dolguları ortaya çıkmıştır (Şekil 6b ve c). Bu tip oluşumlar jel manyezit damarları için tipiktir. Manyeziti oluşturan çözeltilerin ph değerinin yükselmesi ile damarların çeperinde simetrik olarak manyezit öncelikle jel olarak oluşur. Manyezit oluşumu ile Mg'ca doygunluğu azalan çözeltide, Ca oranının artmasıyla dolomit kristallenmeye başlar. Çözeltinin ph'nın azalması ile SiO₂ bileşimli mineraller oluşmaya başlar (Şekil 5a).

Bazı damarlarda nodüler manyezitin iç kesimlerindeki ortalama 10 mm kalınlığındaki silis dolgusu sarımsı renkli olarak izlenmiştir (Şekil

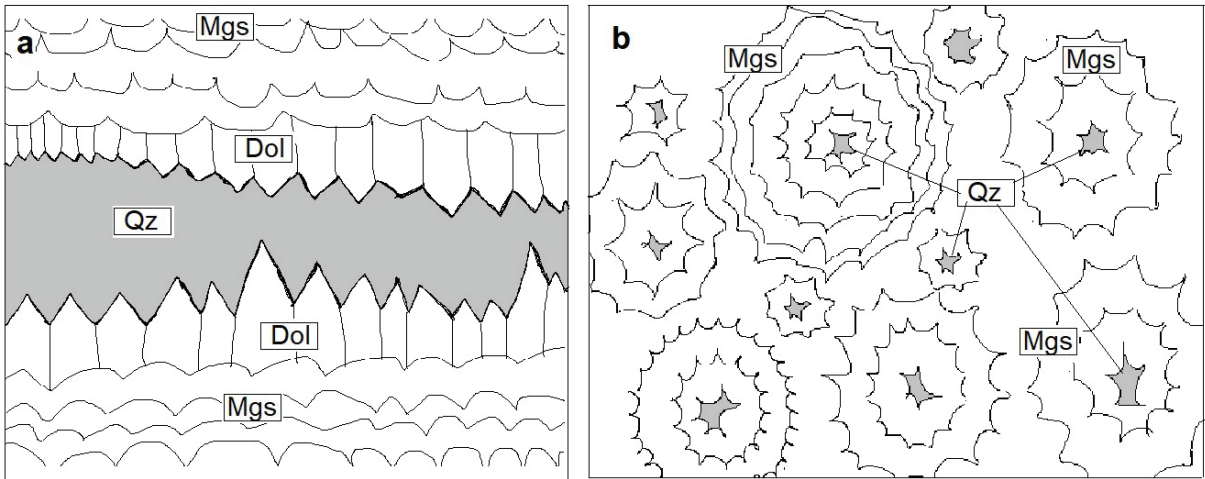
6b). Simetrik jel manyezit damarlarının oluşumu modeli, nodüler manyezitler için de geçerlidir. Nodüler manyezitin merkezinde çözeltinin Ph'nın azalmasıyla birlikte SiO₂ bileşimli mineraller görülür (Şekil 5b).

İnceleme alanında bulunan fay düzlemleri içerisinde silisleşmiş nodüler manyezit damarlarına da rastlanılmıştır (Şekil 6d).

MATERYAL ve YÖNTEM

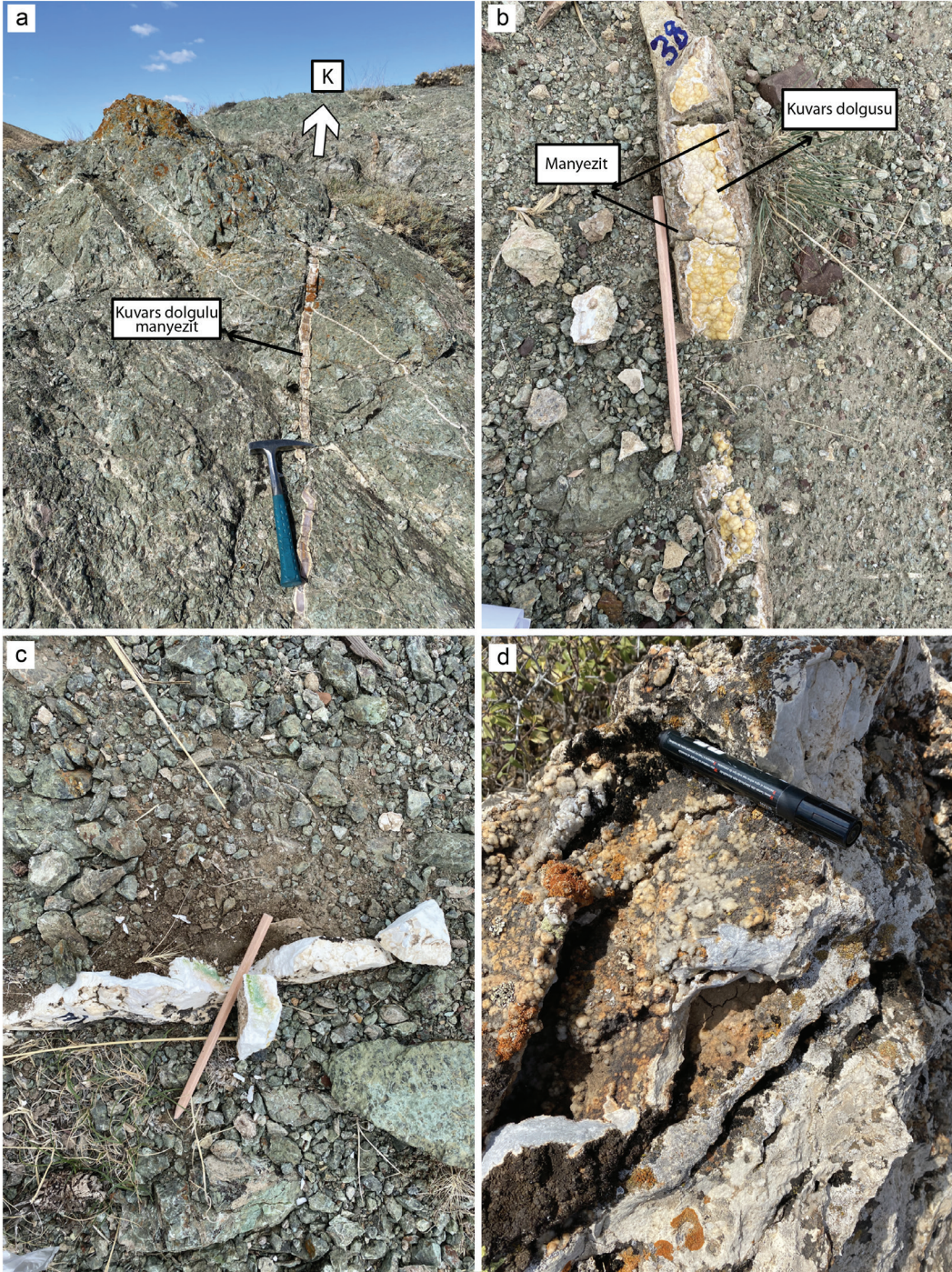
Çalışma kapsamında polarizan mikroskop (petrografik ve mineralojik) incelemeleri, jeokimyasal analizler, X ışını kırınımı (XRD) analizi, Raman Spektroskopisi ve C-O duraylı izotop analiz çalışmaları için alınan örnekler incelenmiştir.

Polarizan mikroskop çalışması kapsamında Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarları'nda 57 adet ince kesit yapılmıştır. Petrografik tanımlamalar yapmak üzere incekesitler alttan aydınlatmalı Leica marka DM/LSP model polarizan mikroskopta incelenmiştir.



Şekil 5. a) Simetrik manyezit damarı ortasındaki kuvars oluşumu, b) Nodüler manyezit damarı ortasındaki kuvars oluşumu.

Figure 5. a) Quartz formation in the middle of a symmetrical magnesite vein, b) Quartz formation in the middle of a nodular magnesite vein.



Şekil 6. a) K-G doğrultulu manyezit damarının iç kısmındaki ikincil oluşumlu kuvars dolgusu (25A nolu damar). **b)** K-G doğrultulu manyezit damarında silis dolgusu sarımsı (38A nolu damar). **c)** K-G doğrultulu silisli manyezit damarı 36A nolu örnek). **d)** Fay zonu içerisinde silisleşmiş manyezit damarı.

Figure 6. a) Secondary quartz filling in the N-S trending magnesite vein (vein no 25A). **b)** Yellowish silica filling in N-S trending magnesite vein (vein 38A). **c)** N-S trending silicified magnesite vein (sample 36A). **d)** Silicified magnesite vein in the fault zone.

Bununla birlikte mineral içerikleri belirlenemeyen örneklerde XRD tüm kaya ve kil fraksiyonu çekimleri incelenmiştir. Ayrıca manyezit minerallerine eşlik eden mineralleri belirlemek için de bu yöntemden faydalanılmıştır. XRD analiz çalışması için 21 adet örnek seçilmiş olup XRD analizleri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA)'nde, Cu X-ışın tüplü, LynxEye Xe-T dedektörlü ve 90 numune yükleyiciye sahip Bruker D8 Advance cihazı ile 4-70 2θ açıları arasında, 0,040 step size, 40 s time per step parametreleri ile 40 kV-30 mA voltaj altında yapılmıştır. Elde edilen difraktogramlar HighScore Plus yazılımı ile işlenerek örneklerin mineral bileşimi belirlenmiştir.

Manyezit cevherleşmesine ve cevherleşmeye yan kayaçlık eden ultramafik kayaçların jeokimyasal analizleri yapılmış olup ana oksit, iz element ve nadir toprak element içerikleri belirlenmiştir. Analizler, 12 adet örnek üzerinde gerçekleştirilmiş olup örneklerin ana oksit bileşimleri ALS Laboratuvarları'nda (İrlanda) ICP-AES yöntemi, iz element ve nadir toprak element analizleri ise ODTÜ Merkez Laboratuvarları'nda ICP-MS yöntemi kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Tüm kayaç ana oksitleri, İrlanda'daki ALS Laboratuvarı'nda endüktif olarak eşleştirilmiş plazma atomik emisyon spektrometrisi (ICP-AES) kullanılarak analiz edilmiştir. Ateşte kayıp değerleri fırın veya termogravimetrik analiz (TGA) ile belirlenmiştir. Dedeksiyon limitleri, Cr₂O₃ hariç, tüm ana oksitler için %0,01'dir (Cr₂O₃ için dedeksiyon limit değeri %0,002'dir).

ODTÜ Merkez Laboratuvarı'na Endüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi (ICP-MS) analizi için gönderilen örnekler 105 °C'de 2 saat kurutulmuştur. Çözeltiyeye alma işlemleri Anton Paar Multiwave 3000 Microwave Digestion System (Rotor type 8SXF100) kullanılarak yapılmıştır. Çözeltiyeye alma işlemleri için yaklaşık 0,3 gram numune tartılmış, 4 ml HNO₃ (distile), 2 ml HCl ve 3 ml HF numune ve kör çözelti

kaplarına eklenmiş ve çözeltiyeye alma işlemi yapılmıştır. Sonrasında ise numune ve kör çözelti kaplarına 18 ml %5 H₃BO₃ eklenmiş ve söndürme işlemi uygulanmıştır. En son olarak kör çözelti ve numuneler de-iyonize su kullanılarak 50 ml'ye tamamlanmıştır. Endüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi (ICP- MS) ölçümü için Perkin Elmer NexION 350D cihazı kullanılmıştır.

C-O izotop çalışmaları manyezit ve kireçtaşları içerisindeki kalsit mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Saf manyezitler, hem polarizan mikroskop altındaki incelemelerle hem de binoküler mikroskop altında yapılan ayırma işlemleri ile seçilmişlerdir. C-O duraylı izotop analizi çalışmaları için 20 adet numune belirlenmiş olup bu numunelerin analizi Orta Doğu Teknik Üniversitesi Merkez Laboratuvarları'nda yapılmıştır. Karbonat numunelerinde δ¹³C ve δ¹⁸O izotop oranı tayini deneyi Gas Bench-Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometry (*DeltaPlus XP Isotope Ratio Mass Spectrometer-Thermo Finnigan*) tekniği kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Karbonat numuneleri, 0,2-0,6 mg arasında hassas terazide tartılıp numune haznelerine yerleştirilmiştir. Her numune Ortho-Phosphoric asit- %99 (MERCK) (yaklaşık 0,1 ml) ile yaklaşık 70 °C'de tutulan otomatik örnekleyici tablada bir süre (yaklaşık iki saat) tepkimeye bırakılmıştır. Bu tepkime sonucu açığa çıkan CO₂ gazı, Gas Bench ara birimi tarafından saflaştırıldıktan sonra kütle spektrometresine izotoplarına ayrılması için yollanmaktadır. CO₂ gazına ait iyon oranları *ISODAT software* tarafından ham izotopik oranlara dönüştürülmektedir. Analizlerde ana standart olarak "NBS19 Limestone (NIST)" (δ¹³C: ‰1,95 ve δ¹⁸O: ‰-2,20) standardı numuneler ile birlikte her deney setinde analiz edilmiş ve cihaz tarafından belirlenen numunelere ait ham izotop oranlarının gerçek izotopik değerlere dönüştürülmesinde kullanılmıştır. δ¹³C ve δ¹⁸O izotop oranlarına ilişkin 1σ hata payları ‰0,2'i aşmamaktadır.

Ayrıca kemererit mineralinin varlığı, 785 nm dalga boyunda lazere sahip Delta Nu Reporter Portable Raman Spectroscopy cihazıyla gerçekleştirilmiştir. Ölçüm sırasında sinyal gürültü değeri yüksek çıkmıştır. Bu sebeple Raman sinyalini güçlendirebilmek adına örnek yüzeyi Ag nanopartikülleri kaplanmıştır. Yaklaşık olarak iki saat Ag nanopartikülün kuruması beklenmiş ve Raman spektrum analizi yapılmıştır. Ag nanopartikül ile kaplanan ve analiz edilen örneğin Raman sinyalinin güçlendiği gözlemlenmiştir.

MİNERALOJİ ve PETROGRAFI

Mineralojik ve petrografik incelemeler; manyezitler, Yenipazar formasyonu (Kapaklı üyesi)'ne ait serpantinit, bazalt ve gabrolar ile Soğukçam formasyonuna ait kireçtaşları üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Serpantinit

Makroskobik gözlemlerle serpantinit olarak tanımlanan kayaç genel olarak mumsu parlaklık gösteren, tıkHz yapılı, ince taneli olup nispeten daha az iri kristallerden oluşmuştur. Serpantin grubu mineralleri mikroskobik incelemelerde dalgalı açık - koyu yeşil ve bazen kahvemsî sarımsî pleokroizma renklerine sahip olup elek (mesh) dokuları ile tipiktir.

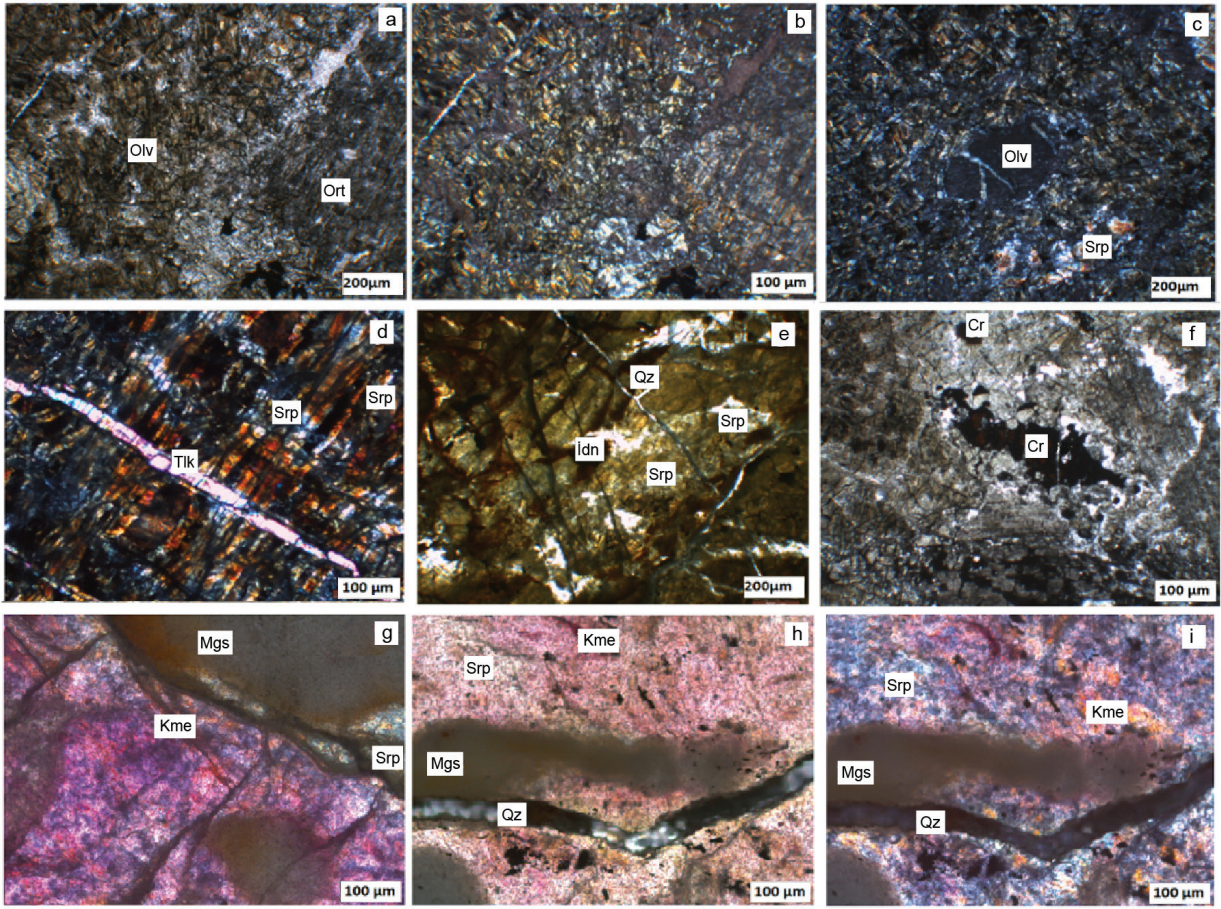
Serpantinit kayacı olivin, ortopiroksen ve serpantin grubu minerallerden oluşmaktadır (Şekil 7a). Bu mineraller yanında manyezit, talk, klorit, spinel, kuvars, kalsit ve opak mineralleri içermektedir. Olivin, 20- 50 mikron boyutunda ve genellikle kalıntı mineral olarak gözlenmektedir (Şekil 7a ve b). Yarı öz şekilli yuvarlak olivin minerallerinin çevresinde serpantinleşme hâkimdir (Şekil 7c). Serpantinleşmiş olivin mineralleri talk (Şekil 7d) ve kuvars (Şekil 7e) damarcıkları tarafından kesilmiştir. Yaklaşık 100µ boyutundaki serpantin minerallerinde iddingsitleşme tipi alterasyonlar gelişmiştir (Şekil 7e). Serpantinler içerisinde boyutları 200µ'a varan az sayıda

tanesel şekilli kromit saçınımları izlenir (Şekil 7f). Ortopiroksen iri kristallidir ve boyutları 200–800µ arasında değişir. Ortopiroksenlerin kırık, çatlak ve kenarlarından itibaren serpantinleşmeler gözlenir. Serpantinitlerde optik engebese yüksek olmayan tipik mor- pembe renkli kemererit mineralleri gözlenmiştir (Şekil 7g ve i). Bu mineraller kromitin dönüşüm ürünü olarak meydana gelmişlerdir. Mikro boyutta gözlenen kemererit mineralleri makro boyutta da mor ile pembemsi renk aralığında izlenmekte olup genellikle manyezit ve serpantinit içerisindeki kırık ve çatlakları yer yer doldurmuş vaziyette bulunmaktadır (Şekil 8).

İncelenen örneklerde mor-pembe rengi ile tipik olan kemererit mineralinin Raman Spektrumları, Türkiye' de Erzurum Kop Dağı'nda, Kanada'da Britanya Kolombiyası Whistler Bölgesi Callaghan Creek'de ve Amerika Birleşik Devletleri'nde (Kalifornia) Riverside Bölgesi Crestmore ocağında bulunan kemererit (klinoklor) minerallerinin Raman Spektrumları ile karşılaştırılmış olup Şekil 9'da verilmiştir. Yakacık bölgesindeki kemererit mineralinin Raman Spektroskopi analiz sonucunda alınan Raman Spektrumunun 201, 422, 541, 683, 1058, 1090 cm⁻¹'deki belirgin paternleri diğer karşılaştırılan klinoklor mineralleri ile benzer özellik taşımaktadır.

Manyezit

Gerek damar ve stokvörkler şeklinde gözlenen manyezit damarları gerekse de silisleşmiş manyezit damarlarından alınan örneklerde manyezitler mikro kristalin ve kriptokristalin olarak görülmektedir. Bazı örneklerde manyezitler yaklaşık 5-10 mikron boyunda ince taneli mikrokristalin dokuludur (Şekil 10a ve b). Mikrokristalin manyezit oluşumları yer yer ince damarlı dolomite ve ardından tekrar kriptokristalen manyezitlere geçmektedir (Şekil 10c-e). İnce kristalli dolomitler yaklaşık 10-20 mikron boyutundadır (Şekil 10f).



Şekil 7. Serpantinit kayacının optik mikroskop görüntüleri: **a ve b)** Serpantinleşmiş olivin (Olv), ortopirosken kristalleri (Ort) ile ortopirosken minerallerinde görülen bastitleşme (Tek-Çift nikol), **c)** Serpantinitlerdeki (Srp) elek (mesh) dokusu (Çift nikol), **d)** Serpantin mineralleri ve talk (Tlk) damarcığı (Çift nikol), **e)** Serpantinitlerdeki silis (Qz) damarcığı ile serpantin ve çatlaklarındaki iddingsitileşmeler (Idn) (Tek nikol), **f)** Kromit (Cr) saçınımları (Tek nikol), **g)** Serpantin ve manyezitlerdeki (Mgs) ikincil kemererit (Kme) oluşumları (Çift nikol), **h ve i)** Serpantin, manyezit ve kuvars damarı ile birlikte ikincil kemererit oluşumları (Tek-Çift nikol).

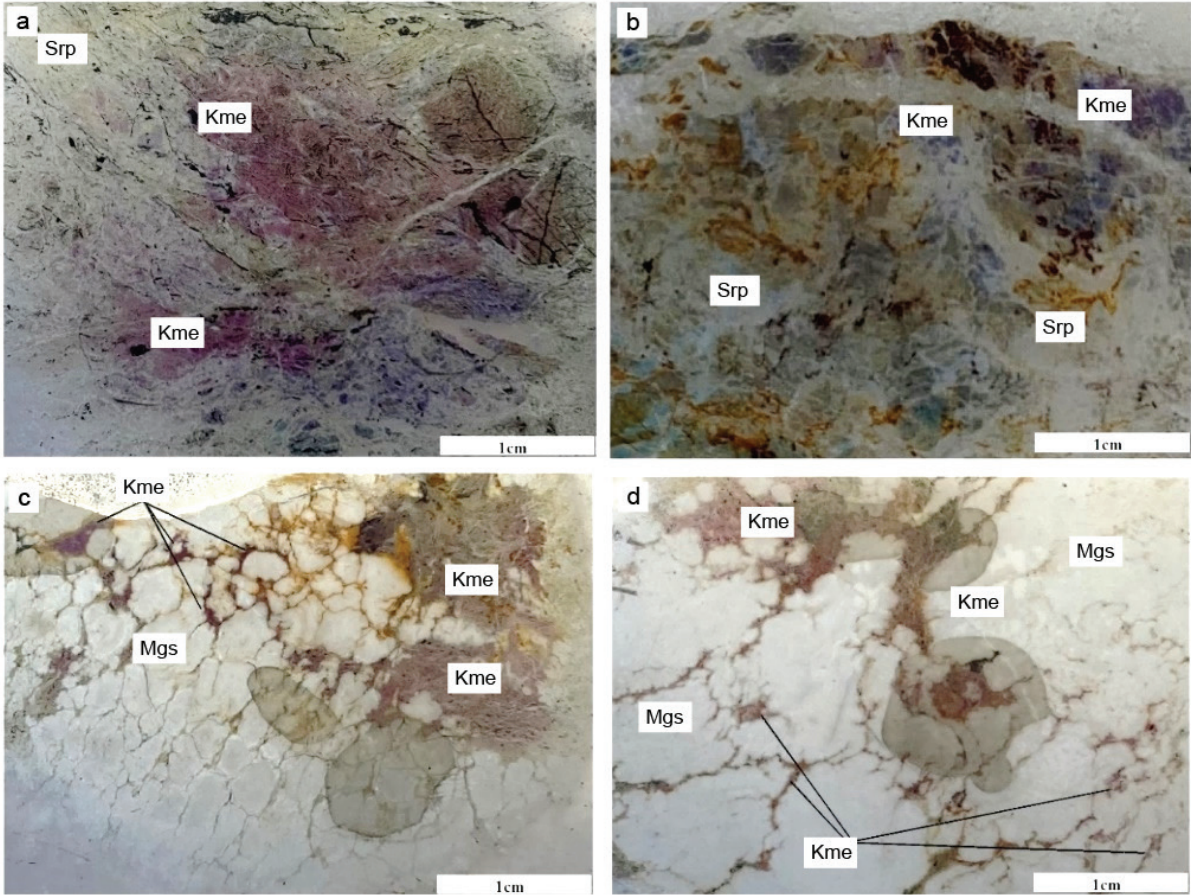
Figure 7. Thin section images of serpentinite rock: **a & b)** Bastitization in serpentinized olivine (Olv), orthopyroxene crystals (Ort) and orthopyroxene minerals (parallel-cross nicols), **c)** Sieve (mesh) texture in serpentinites (Srp) (cross nicol), **d)** Serpentine minerals and talc (Tlk) veinlet (cross nicol), **e)** Silica (Qz) veinlet in serpentinites and iddingsitizations in serpentine and its cracks (Idn) (parallel nicol), **f)** Chromite (Cr) disseminations (parallel nicol), **g)** Secondary kammererite (Kme) occurrences in serpentine and magnesite (Mgs) (cross nicol), **h & i)** Serpentine, magnesite, and quartz vein with secondary kammererite occurrences (parallel-cross nicols).

Kriptokristalen/amorf manyezitler içerisinde kristal boyundaki değişimden kaynaklanan dalgalanma söz konudur (Şekil 10g). Çok ince taneli olmaları sebebi ile kriptokristalen manyezitler polarizan mikroskopta ayrıntılı olarak incelenememişlerdir (Şekil 10h). Manyezitler

içerisinde yer yer nodüler yapı görülmektedir (Şekil 10i ve j). Manyezit kristalleri 200 mikron boyutunda ince uzun birbirine doğru yönelen ovalimsi/ yuvarlağımsı hatlar boyunca sıralanırlar. Bazı örneklerde yuvarlak hatların iç çeperlerinde dolomitleşme görülür. Bazı örneklerde

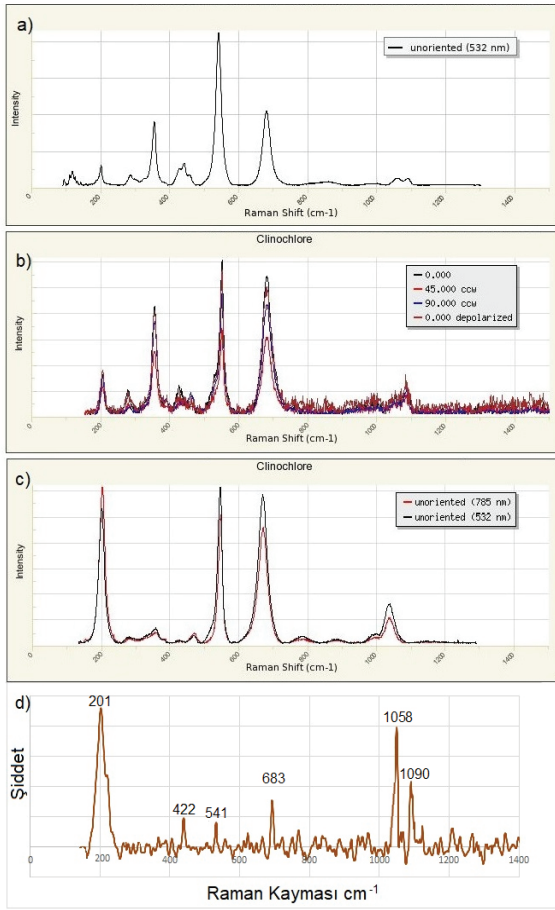
ise yuvarlağımsı kristalli manyezitlerin iç kesimlerinde jel manyezitler bulunmaktadır. Genel olarak nodüler manyezitler içerisinde büzülme çatlakları görülmektedir. Bazen de yuvarlağımsı nodüler amorf manyezitler çevresinde kristalen manyezitler, kristalen manyezitler çevresinde de dolomitler bulunmaktadır. Bununla birlikte

kristalli manyezitlerin etrafını saran dolomitler de görülmektedir (Şekil 10k). Yer yer mikro kristalin manyezitler içerisinde yaklaşık 50 mikron boyutunda öz şekilli klorit ve 100 mikron boyutunda kuvars mineralleri bulunmaktadır (Şekil 10l).



Şekil 8. Kemererit mineralinin makroskobik görünümü. **a-b-)** Altere serpantinler içerisinde kemererit mineralleri, **c-d-)** Manyezitler içerisindeki serpantinler ile manyezitlerin kırık-çatlağına yerleşen kemererit mineralleri. (Kısaltmalar Şekil 7 ile aynıdır).

Figure 8. Macroscopic views of the kammererite mineral. **a-b-)** Kammererite minerals in altered serpentinites, **c-d-)** Altered serpentines in magnesite and kammererite minerals filled the fracture of magnesite. (The abbreviations are the same as in Figure 7).



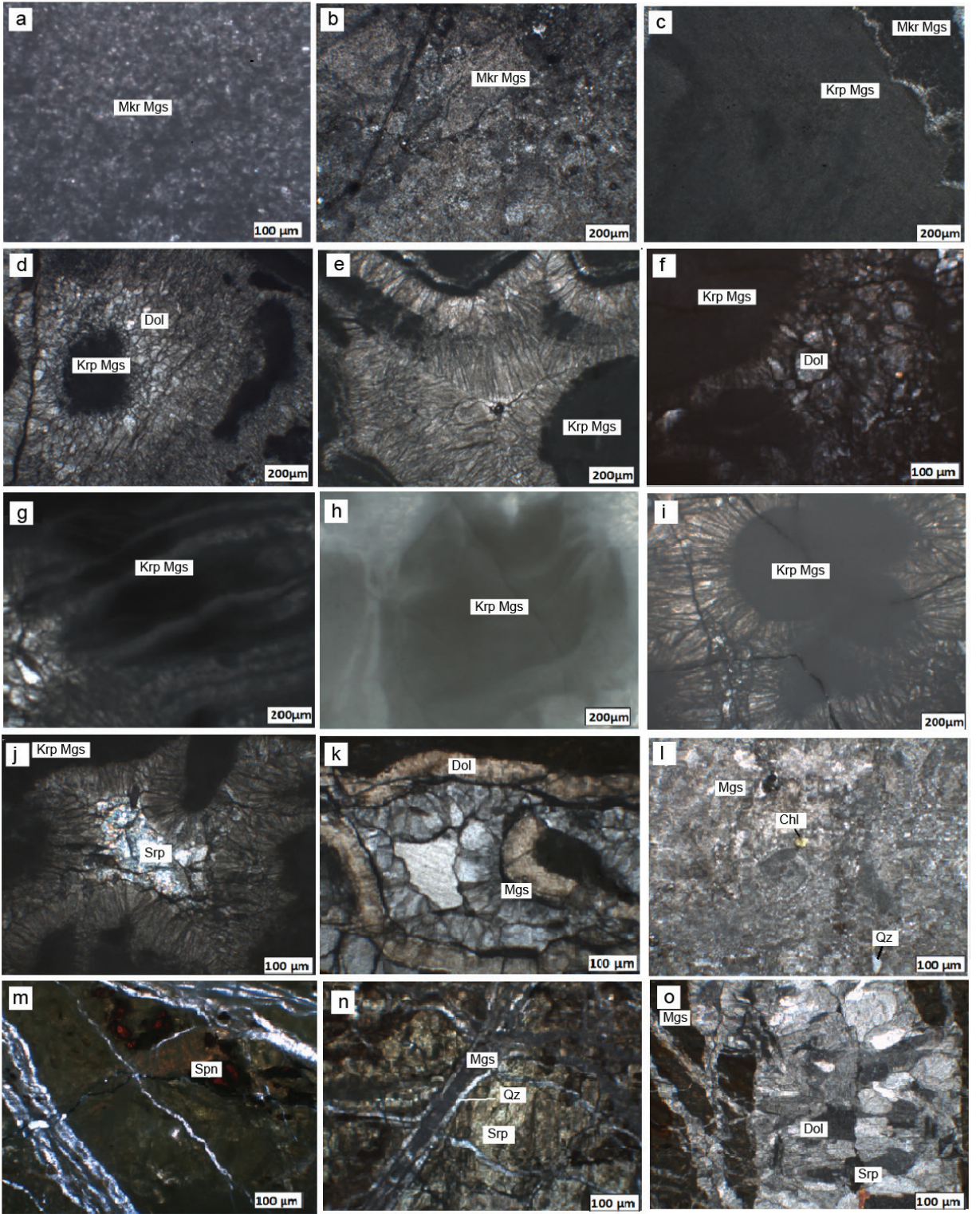
Şekil 9. Farklı bölgelerdeki tanımlanan kemererit (klinoklor) mineralinin Raman Spekturumları: **a)** Erzurum - Kop Dağı, (Türkiye) (Ruff, 2022), **b)** Riverside Bölgesi – Crestmore Ocağı (Amerika Birleşik Devletleri- Kaliforniya) (Ruff, 2022), **c)** Callaghan Creek Whistler Bölgesi (Kanada- Britanya Kolombiyası) (Ruff, 2022), **d)** Bu çalışmada tanımlanan kemererit (klinoklor mineraline ait Raman Spekturumu.

Figure 9. Raman Spectra of Kammererite (clinocllore) mineral identified in different regions: **a)** Erzurum - Kop Mountain, (Turkey) (Ruff, 2022), **b)** Riverside Region - Crestmore Quarry (USA-California) (Ruff, 2022), **c)** Callaghan Creek Whistler Area (Canada-British Columbia) (Ruff, 2022), **d)** Raman Spectra of Kammererite (clinocllore mineral) identified in this study

Manyezitlere ağsal (stokvörk) şekilde de rastlanılmaktadır (Şekil 10m ve n). Genelde damar içinde kriptokristalen ve ince kristalli olarak bulunurlar. Ağsal damarlı manyezitler içerisinde olivinlerin alterasyonu sonucu oluşan krizotil mineralleri görülmektedir. Krizotil mineralleri halat iplik dokulu olarak ince manyezit ağlarının içerisinde bulunmaktadır. Ağsal damarlı manyezitler içerisinde yer yer silis damarcıkları da görülmektedir. Genel olarak silis damarları ağsal damarlı manyezitleri kesen konumdadır. Bazı örneklerde ise ağsal damarlı manyezitleri kesen, damarcık yapılı ve birbirine yönelen dolomit kristalleri bulunmaktadır. Bu dolomit kristallerinin arasında ise serpantin mineralinin yerleştiği görülmektedir (Şekil 10o).

Kireçtaşı

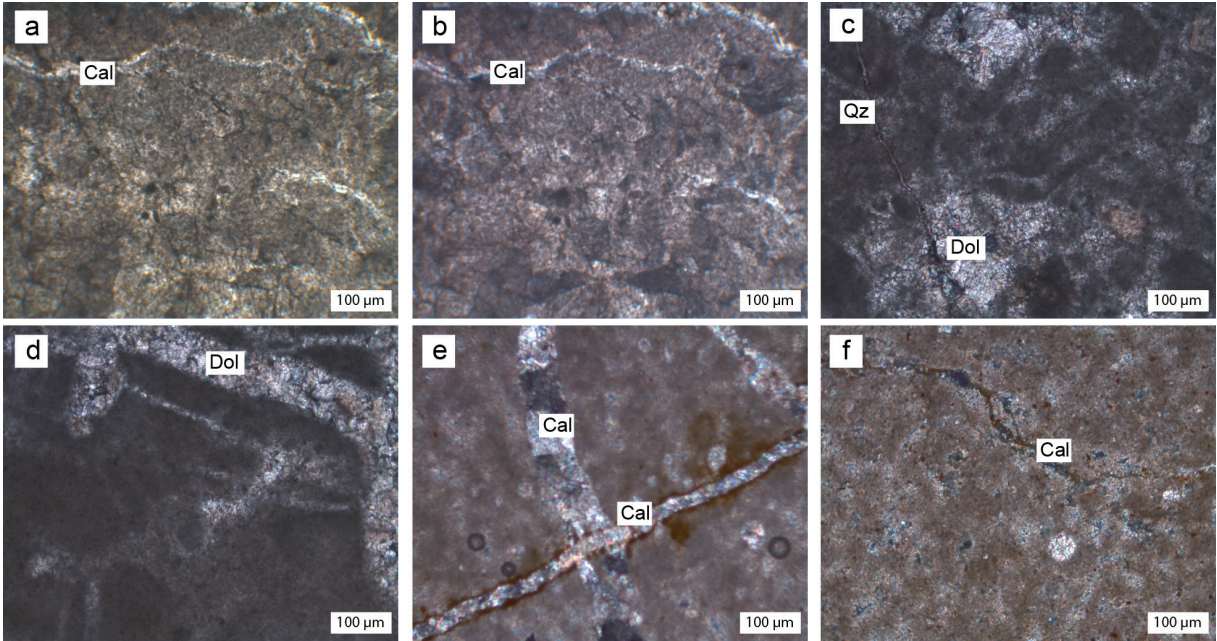
Açık kahve, bej ve açık pembemsi renkli Soğukçam formasyonuna ait Jura yaşlı kireçtaşları mikritik dokulu olmakla beraber birbirini kesen mikro kalsit damarları içermektedir (Şekil 11a–f). Genelde kayaç içerisinde %5 oranında iri kalsit mineralleri görülmektedir. Bazı kayaç örneklerinde ise iri kalsit kristalleri kayacın %50'sini kaplamaktadır. İri kalsit kristalleri çevresinde ise sparitik doku görülmektedir. Kalsitlerde polisentetik lameller şeklinde kayma izleri mevcuttur. Kireçtaşları içerisinde yer yer dolomitleşmeler de görülmektedir (Şekil 11c ve d). Bununla birlikte bazı kireçtaşlarında birbirlerini kesen ince mikro kalsit damarları da yer almaktadır (Şekil 11e). Yeniden kristallenmenin olduğu kısımlarda şeker dokusu gözlenmektedir (Şekil 11f).



Şekil 10. Manyezit oluşumunun optik mikroskop görüntüleri **a** ve **b**) Mikrokrystalin dokulu manyezit (Mkr Mgs) (tek nikel), **c**) Mikrokrystalen manyezitler (Mkr Mgs) ve kriptokrystalen dokulu manyezitlerin (Krp Mgs) genel görünümü

(tek nikol), **d**) Kriptokristalen manyezit (Krp Mgs) çevresindeki dolomit (Dol) (tek nikol), **e ve f**) Nodüler kriptokristalen manyezit içindeki dolomit kristali (tek nikol), **g ve h**) Manyezit içerisindeki dalgalı geçiş (tek nikol), **i**) Nodüler manyezitler içerisindeki büzülme çatlakları (tek nikol), **j**) Kriptokristalen manyezit içerisindeki serpantin (Srp) (çift nikol), **k**) Manyezitin çevresini sargılayan dolomit kristali (korona dokusu) (tek nikol), **l**) Manyezit içerisindeki klorit (Chl) ve kuvars (Qz) (tek nikol), **m**) Ağsal manyezitler içerisinde görülen spinel (Spn) (tek nikol), **n**) Ağsal manyezitin (Mgs) kenarlarında bulunan kuvars (Qz) (tek nikol), **o**) Kriptokristalen manyezit içerisindeki dolomit kristalleri ortasında görülen serpantin (tek nikol).

Figure 10. Thin section images of magnesite mineral **a & b**) Microcrystalline magnesite (Mkr Mgs) (parallel nicol), **c**) Microcrystalline magnesite (Mkr Mgs) and cryptocrystalline magnesite (Krp Mgs) (parallel nicol), **d**) Cryptocrystalline magnesite (parallel nicol) (Krp Mgs) and dolomite (Dol) (parallel nicol), **e & f**) Dolomite crystal (parallel nicol) in nodular cryptocrystalline magnesite, **g & h**) Wavy transition in magnesite (parallel nicol), **i**) Shrinkage cracks in nodular magnesite (parallel nicol), **j**) Serpentine (Srp) (cross nicol) in cryptocrystalline magnesite, **k**) Dolomite crystal (corona texture) surrounding magnesite (parallel nicol), **l**) Chlorite (Chl) and quartz (Qz) (parallel nicol) in magnesite (cross nicol), **m**) Spinel (Spn) (parallel nicol) in stockwork magnesite, **n**) Quartz (Qz) (parallel nicol) found at the edges of stockwork magnesite (Mgs), **o**) Serpentine (parallel nicol) seen in the center of dolomite crystals in cryptocrystalline magnesite.



Şekil 11. **a ve b**) Mikritik dokulu kireçtaşlarındaki kalsit (Cal) damarlarının tek-çift nikol görünüşleri, **c ve d**) Mikritik dokulu kireçtaşlarındaki dolomitleşmenin (Dol) çift nikol görünüşleri, **e**) Kireçtaşlarında birbirini kesen kalsit (Cal) damarlarının çift nikol görünüşü, **f**) Şeker dokulu kireçtaşının çift nikol görünüşü.

Figure 11. **a & b**) Parallel-Cross nicol views of calcite (Cal) veins in micritic textured limestones, **c & d**) Cross nicol views of dolomitization (Dol) in limestones with micritic texture, **e**) Cross nicol view of intersecting calcite (Cal) veins in limestone, **f**) Cross nicol view of sugar limestone.

X-IŞINLARI KİRİNİMİ (XRD)

Çalışma alanında incelenen manyezit oluşumlarından ve bu oluşumlar ile birlikteliği

düşünülen serpantin ve kireçtaşından alınan örneklerin mineralojik bileşimlerinin belirlenmesi amacıyla XRD yöntemi kapsamında tüm kayaç

ve kil fraksiyonu analizi yapılmıştır. Yapılan analizlere ait sonuçlar Çizelge 1’de gösterilmiştir.

Çizelge 1. Çalışma alanında incelenen manyezit ve serpantinite ait XRD sonuçları (Kısaltmalar: Mgs: manyezit, Dol: dolomit, Srp: serpantin, Qz; kuvars, Sme: smektit, Chl: klorit, Kln: kaolinit, d-s.man: damar-stokvörk tipi manyezit, sil. man: silisli manyezit damarı. Mineral isim kısaltmaları Whitney ve Evans (2010)’a göre yapılmıştır).

Table 1. XRD results of magnesite and serpentine in the study area (Abbreviations: Mgs: magnesite, Dol: dolomite, Srp: serpentine, Qz; quartz, Sme: smectite, Chl: chlorite, Kln: kaolinite, d-s.man: vein-stockwork magnesite, sil. man: silicified magnesite vein. Mineral name abbreviations were made according to Whitney and Evans, 2010).

Numune No	Örnek Tanımı	Tüm Kayaç				Kil Fraksiyonu		
		Mgs	Dol	Srp	Qz	Sme	Chl	Kln
1A	d-s. man	+						
8A	d-s. man	+	+					
9A	d-s. man	+	+					
11A	d-s. man	+	+					
12A	d-s. man	+	+					
13A	d-s. man	+	+					
16A	d-s. man	+		+				
17A	d-s. man	+	+	+				
23A	d-s. man	+	+	+				
24A	d-s. man	+						
28A	d-s. man	+	+					
31A	sil. man	+			+			
32A	d-s. man	+						
34A	d-s. man	+						
36A	d-s. man	+						
38A	d-s. man	+	+	+	+			
39A	d-s. man	+						
42A	Serpantinit		+	+				
44A	sil. man	+			+			
45A	Serpantinit	+	+	+		+	+	+
47A	Serpantinit	+	+	+		+		

ultramafik birimler içerisinde yüzlek veren manyezitli örneklerin ana mineral bileşimini manyezit minerali oluşturmakta olup, manyezit 2,758 Å’deki d(104), 2,106 Å’deki d(006) ve 1,700 Å’deki d(113) yansıma pikleri ile tanımlanmıştır (Şekil 12a). Bazı manyezit örnekleri ile ultramafik ve silisleşmiş manyezitli ultramafik kayaçların ana

mineral bileşimine manyezit mineralinin yanı sıra dolomit, serpantin ve kuvars mineralleri de eşlik etmektedir (Çizelge 1). Dolomit 2,902 Å’deki d(112), 2,190 Å’deki d(111) ve 1,870 Å’deki d(233) yansıma pikleri ile serpantin 7,340 Å’deki d(001), 4,614Å’deki d(020), 3,636 Å’deki d(020) ve 2,511Å’deki d(201) yansıma pikleri ile kuvars minerali ise 3,337 Å’deki d(101) ve 4,267 Å’deki d(100)yansıma pikleri ile tayin edilmiştir (Şekil 12a–c).

Ultramafik kayaçların kil fraksiyonu çekimlerinde smektit, klorit ve kaolinit tipi kil mineralleri saptanmıştır (Şekil 12d–f, Çizelge 1). Smektit minerali normal çekimde 15,200 Å’deki d(001) ve glikollü çekimde şişerek 17,277 Å’deki d(001) yansıma pikleri ile tanımlanmıştır (Şekil 12e). 550°C’de fırınlanmış örneklerde ise smektit minerali 10,646 Å’deki piki ile karakteristiktir. Klorit minerali 14,166 Å’deki d(001), 7,333 Å’deki d(002) ve 3,534 Å’deki d(004) yansıma pikleri ile tipiktir. Kaolinit minerali ise 7,199 Å’deki d(001) ve 3,589Å’deki d(004) yansıma piki ile karakterize olup 550°C’de fırınlanmış örneklerde kaolinit mineralinin 7,149 Å’deki ve diğer tipik piklerinin yıkıldığı gözlenmiştir (Şekil 12d–f).

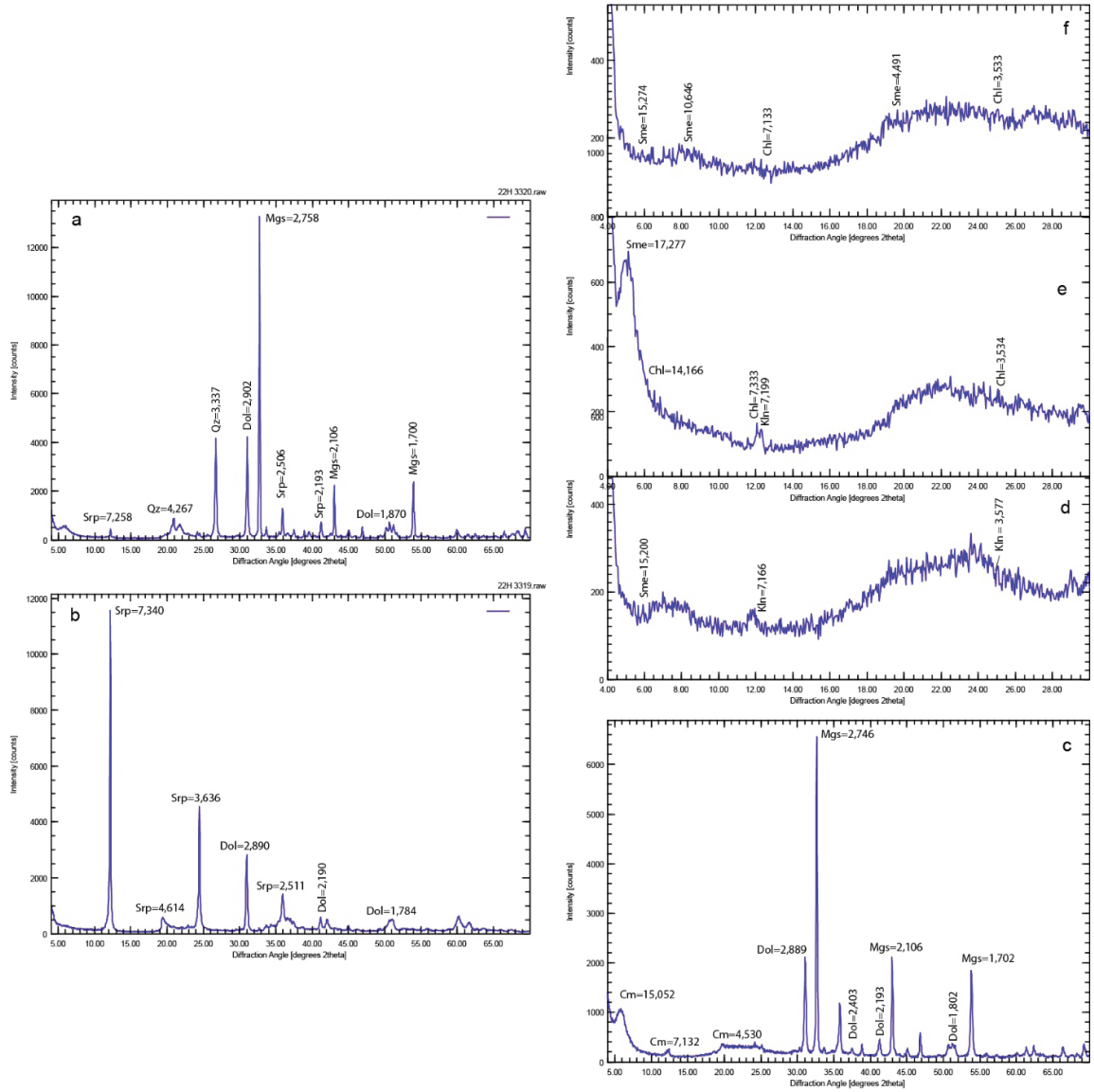
JEOKİMYA

Yakacık köyü ve civarındaki bölgeden 5 adet ultramafik kayaç ve 7 adet de manyezit olmak üzere toplamda 12 adet numune üzerinde jeokimyasal analizler yapılmış olup analiz sonuçları Çizelge 2’de verilmiştir.

Ultramafik kayaç örneklerinin ana element analiz sonuçlarına göre; MgO içeriği %20,10 ila 37,00 (ort. %29,98); SiO₂ içeriği %24,90 ila %39,00 (ort. %31,02); CaO içeriği %0,22 ila 8,77 (ort. %3,06); Al₂O₃ içeriği %0,79 ila 1,64 (ort. %1,16) ve Fe₂O₃ içeriği ise %5,82 ila 8,92 (ort. %6,87) arasında değişmektedir.

Manyezit örneklerinin ana element analiz sonuçlarına göre; MgO değeri %12,70–49,74 arasında (ortalama %42,31), SiO₂ değeri %0,2–64,00 arasında (ortalama %9,87) arasında, CaO

değeri %0,22–2,29 arasında (ortalama %0,73), Fe₂O₃ %0,33–5,35 arasında (ortalama %1,50), Al₂O₃ değeri en fazla % 0,11 değerindedir.



Şekil 12. a) Manyezit (8A numaralı örnek), b ve c) Ultramafik kayaların (42A ve 45A numaralı örnekler) XRD tüm kayaç difraktogramları, d) 45A numaralı ultramafik kayacın yönlendirilmiş, e) etilen gliköllü, f) 550°C’de fırınlanmış kil fraksiyonu difraktogramları. Kısaltmalar: Cm: kil minerali, Chl: klorit, Mgs: manyezit, Dol: dolomit, Srp: Serpantin, Qz; kuvars, Sme: smektit, Kln: kaolinit (Mineral isim kısaltmaları Whitney ve Evans, 2010’a göre yapılmıştır).

Figure 12. XRD bulk-rock diffractograms of a) magnesite (sample 8A), b & c) ultramafic rocks (samples 42A and 45A), d) oriented (45A), e) ethylene glycol (45A), f) 550 °C heated (45A) clay fraction diffractograms. Abbreviations: Cm: clay mineral, Chl: chlorite, Mgs: magnesite, Dol: dolomite, Srp: serpentine, Qz; quartz, Sme: smectite, Kln: kaolinite (Mineral name abbreviations were made according to Whitney and Evans, 2010).

Çizelge 2. Yakacık bölgesi ultramafik kayaç ve manyezitlerin ana oksit, iz element ve nadir toprak element değerleri (anaoksitler %, diğer elementler ise ppm olarak verilmiştir) (Kısaltmalar: A.K: ateşte kayıp, u.m: ultramafik kayaç, d-s.man: damar-stokvörk tipi manyezit, sil. man: silisli manyezit damarı, a.y: analizi yapılmadı, d.l.a: dedeksiyon limit altında).

Table 2. Main oxide, trace element and rare earth element values of ultramafic rocks and magnesite in Yakacık region (major oxides are given as %, other elements are given as ppm) (Abbreviations: A.K: loss on ignition, u.m: ultramafic rock, d-s.man: vein-stockwork magnesite, sil. man: silicified magnesite vein, a.y: not analyzed, d.l.a: below detection limit).

	42A	45A	47A	N1	33A	1A	9A	13A	24A	31A	32A	38A
	u.m	u.m	u.m	u.m	u.m	d-s.man	d-s.man	d-s.man	d-s.man	sil. man	d-s.man	d-s.man
SiO ₂	38,00	24,90	26,60	39,00	26,60	1,86	0,50	0,20	1,64	64,00	0,32	0,55
Al ₂ O ₃	1,32	0,79	1,64	1,14	0,89	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,11	0,06	d.l.a
Fe ₂ O ₃	7,18	6,33	6,11	8,92	5,82	0,73	0,86	0,40	0,60	5,35	2,27	0,33
CaO	1,02	3,52	8,77	0,22	1,76	1,09	2,29	0,25	0,22	0,50	0,43	0,33
MgO	35,30	29,20	20,10	37,00	28,30	46,42	46,33	49,74	47,13	12,70	45,77	48,08
Na ₂ O	0,02	0,04	0,05	d.l.a	0,07	d.l.a	d.l.a	0,72	d.l.a	0,03	d.l.a	0,01
K ₂ O	d.l.a	0,04	0,05	d.l.a	0,08	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,01	d.l.a	d.l.a
Cr ₂ O ₃	0,46	0,28	0,28	0,40	0,27	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,36	d.l.a	d.l.a
TiO ₂	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,00
MnO	0,10	0,08	0,20	0,12	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,07	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	d.l.a	0,01	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,03	d.l.a	d.l.a
A.K	15,05	33,10	31,00	13,15	34,60	49,33	49,51	50,38	48,84	15,20	48,33	48,80
Toplam	98,48	98,30	94,86	99,96	98,47	99,45	99,50	101,7	98,43	98,32	97,24	98,11
Be	d.l.a	0,11	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a
Sc	8,9	4,7	9,9	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a
V	37	20	51	a.y	a.y	d.l.a	5,9	3,6	5,5	9,9	6,3	4
Co	79	72	67	a.y	a.y	16,3	15,1	6,9	14,7	78	22	7,3
Cu	9,4	6,2	10,4	a.y	a.y	d.l.a	1,57	d.l.a	0,43	4,1	6,5	2,2
Zn	37	25	37	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	3,8	d.l.a	24	10,9	d.l.a
Ga	1,74	2,2	3,1	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	0,27	0,3	1,78	0,59	0,38
As	d.l.a	d.l.a	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	8,9	d.l.a	d.l.a
Rb	0,13	1,04	1,19	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,079	0,11	d.l.a	d.l.a
Sr	17,2	33	125	a.y	a.y	19,7	36	2,9	1,96	13	7	4
V	0,55	1,2	1,2	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,098	0,39	0,69	0,083
Zr	0,36	d.l.a	0,83	a.y	a.y	1,69	d.l.a	d.l.a	0,46	0,68	d.l.a	0,27
Ni	2300	1500	1600	a.y	a.y	500	530	260	370	1500	1100	240
Nb	d.l.a	d.l.a	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a
Sn	d.l.a	d.l.a	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	1,19	d.l.a	0,52	d.l.a	d.l.a
Sb	d.l.a	d.l.a	0,059	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,24	d.l.a	d.l.a
Cs	d.l.a	d.l.a	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	0,059	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a
Ba	2	40	64	a.y	a.y	1,47	4	1,77	1,23	66	3	8,6
La	0,058	0,27	0,053	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	0,035	d.l.a	0,054	0,17	d.l.a
Hf	d.l.a	d.l.a	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a
Ta	d.l.a	d.l.a	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a
Pb	1,38	0,82	0,44	a.y	a.y	d.l.a	1,33	0,41	d.l.a	1,25	0,33	0,55
Ce	0,53	0,43	0,076	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	0,11	0,19	0,33	0,32	0,047
Pr	d.l.a	0,074	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,018	0,046	d.l.a
Nd	d.l.a	0,32	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	0,038	0,047	d.l.a	0,22	d.l.a
Sm	d.l.a	0,076	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,056	d.l.a
Eu	d.l.a	0,077	0,066	a.y	a.y	d.l.a	0,047	d.l.a	d.l.a	0,036	0,029	0,022
Gd	0,038	d.l.a	0,09	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,096	d.l.a
Tb	d.l.a	0,018	0,019	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a
Dy	0,059	0,12	0,15	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,093	d.l.a
Ho	0,012	d.l.a	0,039	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,02	d.l.a
Er	0,045	0,074	0,13	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,016	0,051	d.l.a
Tm	d.l.a	d.l.a	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a
Yb	0,063	0,076	0,13	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,055	d.l.a
Lu	d.l.a	0,013	0,024	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a
Th	d.l.a	d.l.a	d.l.a	a.y	a.y	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a
U	0,26	0,11	0,14	a.y	a.y	0,083	0,061	0,95	0,13	0,087	0,19	d.l.a

Yapılan analizlerde elde edilen iz element değerleri incelendiğinde ultramafik kayalar içerisinde Cu içeriği 6,2 ila 10,4 ppm (ort. 8,67 ppm) arasında değişmektedir. Manyezitler içerisinde ise Cu, 2 örnekte dedeksiyon limitinin altında saptanmış olup en fazla 6,5 ppm (ort. 2,11 ppm) arasında değişmektedir. En yüksek Cu değeri olan 6,5 ppm, fay zonundan alınan (32A) numunede görülmektedir. Bu çalışmada elde edilen ultramafik kayalardaki Ni değerleri 1500 ila 2300 ppm (ort. 1725 ppm) arasında değişmektedir. Manyezitlerde ise Ni değerleri 240 ila 1500 ppm (ort. 642,85 ppm) aralığında görülmektedir. Manyezitlerde bir örnek (38A) dışında Ni değerleri düşüktür. Ancak fay zonundan alınan numunede (32A) Ni içeriği 1100 ppm olup bölgedeki manyezitlere göre yüksektir. Kobalt, ultramafiklerde yüksek görülen diğer bir iz elementtir. Ultramafikler içerisinde Co 67 ila 79 ppm (ort. 72,67 ppm) aralığında değişmekte iken manyezitler içerisinde Co, 6,9 ila 78 ppm (ort. 22,90 ppm) arasında değişmektedir. En yüksek Co değeri olan 78 ppm, fay zonundan alınan (31A) numunede görülmektedir.

Ultramafik kayalardaki La değerleri 0,053 ila 0,27 ppm (ort. 0,08 ppm) arasında değişmekte olup manyezit örneklerinde ise La değerleri, 0,035, 0,054 ve 0,17 ppm değerine sahip üç örnekte ölçülmüş, diğer örneklerde dedeksiyon limiti altında kalmıştır. Ultramafikler içerisinde Ce elementi 0,076 ppm-0,53 ppm aralığında (ortalama %0,21), manyezit örneklerinde ise 0,05 ppm-0,33 ppm aralığında (ortalama 0,14 ppm)'dir. Pr, ultramafik kayaç örnekleri içerisinde bir örnekte saptanmış olup 0,074 değeri elde edilmiştir. Manyezit örneklerinde ise iki örnekte 0,018 ppm ve 0,046 ppm olarak ölçülmüştür. Nd, ultramafik kayaç örneklerinde sadece bir örnekte 0,32 ppm olarak ölçülmüş olup manyezit örneklerinde ise üç örnekte 0,038, 0,047 ve 0,22 ppm değerleri saptanmıştır. Sm değeri ultramafiklerden alınan örneklerde sadece bir örnekte 0,076 ppm, manyezit örneklerinde de sadece bir örnekte 0,056 ppm olarak ölçülmüştür.

C-O İZOTOP JEOKİMYASI

Manyezit içerisindeki karbonun kökenini saptayabilmek manyezit oluşumu sırasındaki jeolojik süreçlerin anlaşılmasında temel noktadır (Schroll, 2002). Bu sebeple manyezitlerde $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop içeriklerinin saptanması önemli olup bu verilerin diğer mineralojik ve jeokimyasal bulgular ile korelasyonunun yapılması gereklidir.

Çalışma alanındaki manyezit oluşumunun kökenini saptayabilmek için $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) ve $\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW) duraylı izotop çalışması manyezitten ve kireçtaşından alınan örnekler üzerinde yapılmıştır. Örneklerin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ içerikleri Çizelge 3'te sunulmuştur.

Manyezitlerde $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) ve $\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW) oranı % -3,07 ila %9,67 ve %23,05 ila %27,49 arasında değişir (Çizelge 3). Kireçtaşlarına ait kalsitlerde ise $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) değeri %0,20 ila %3,74, $\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW) değeri %27,05 ila %28,96 arasındadır. Elde edilen bu sonuçlar, çeşitli kayaç ve ortamlardaki C ve O izotop içerik diyagramlarında (Şekil 13a ve b) değerlendirildiğinde; C izotop içeriklerine göre denizel kireçtaşları, metamorfik CO_2 ve okyanusal çözülmüş inorganik karbon izotop değerlerine, O izotop içeriklerine göre ise denizel kireçtaşları ve metamorfik kayaçların oksijen izotop değerlerine benzerlikler sergiledikleri gözlenmiştir. Bununla birlikte, $\delta^{13}\text{C}$ 'e karşılık $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine göre karbonun kökenini belirlemek amacıyla yapılan sınıflama diyagramına, bu çalışmada elde edilen manyezit ve kireçtaşı örnekleri yerleştirilmiştir. Manyezit örnekleri ve kireçtaşları çoğunlukla denizel karbonat alanının etrafında dağılım göstermektedir (Şekil 13c). Nadir olarak manyezit örnekleri kıtasal karbonat alanının çevresinde de bulunmaktadır.

Çizelge 3. Çalışma alanındaki damar-stokvörk tipi manyezit (d-s.man), silisli manyezit damarı (sil. man) ve kireçtaşı oluşumlarının $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ içerikleri ($^*\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$) (V_{SMOW}) değerleri, ($\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$) ($V_{\text{SMOW}}=(1,03091*\delta^{18}\text{O}(\text{‰})(V_{\text{PDB}}))+30,91$ eşitliği kullanılarak hesaplanmıştır).

Table 3. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ contents of vein-stockwork magnesite (d-s.man), silicified magnesite vein (sil. man), and limestone in the study area ($^*\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$) (V_{SMOW}) values were calculated using ($\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$) ($V_{\text{SMOW}}=(1,03091*\delta^{18}\text{O}(\text{‰})(V_{\text{PDB}}))+30,91$ equation).

Numune Adı	Mineral / Kayaç Türü	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)* (VSMOW)
1A	d-s. man	6,09	-7,16	23,53
8A	d-s. man	8,48	-7,19	23,50
9A	d-s. man	8,73	-6,34	24,37
11A	d-s. man	8,12	-5,58	25,16
12A	d-s. man	8,1	-6,9	23,80
13A	d-s. man	7,41	-7,62	23,05
16A	d-s. man	-1,04	-7,88	22,79
23A	d-s. man	-1,27	-3,32	27,49
24A	d-s. man	6,32	-6,35	24,36
28A	d-s. man	8,49	-6,42	24,29
32A	d-s. man	6,29	-4,85	25,91
36A	d-s. man	6,48	-6,87	23,83
38A	d-s. man	-3,07	-5,53	25,21
39A	d-s. man	8,49	-5,78	24,95
44A	sil. man	9,67	-4,72	26,04
29A	Kireçtaşı (Soğukçam fm.)	3,74	-2,91	27,91
30A	Kireçtaşı (Soğukçam fm.)	3,8	-3,74	27,05
52A	Kireçtaşı (Soğukçam fm.)	0,99	-2,16	28,68
53A	Kireçtaşı (Soğukçam fm.)	1,89	-1,89	28,96
54A	Kireçtaşı (Soğukçam fm.)	0,2	-2,79	28,03

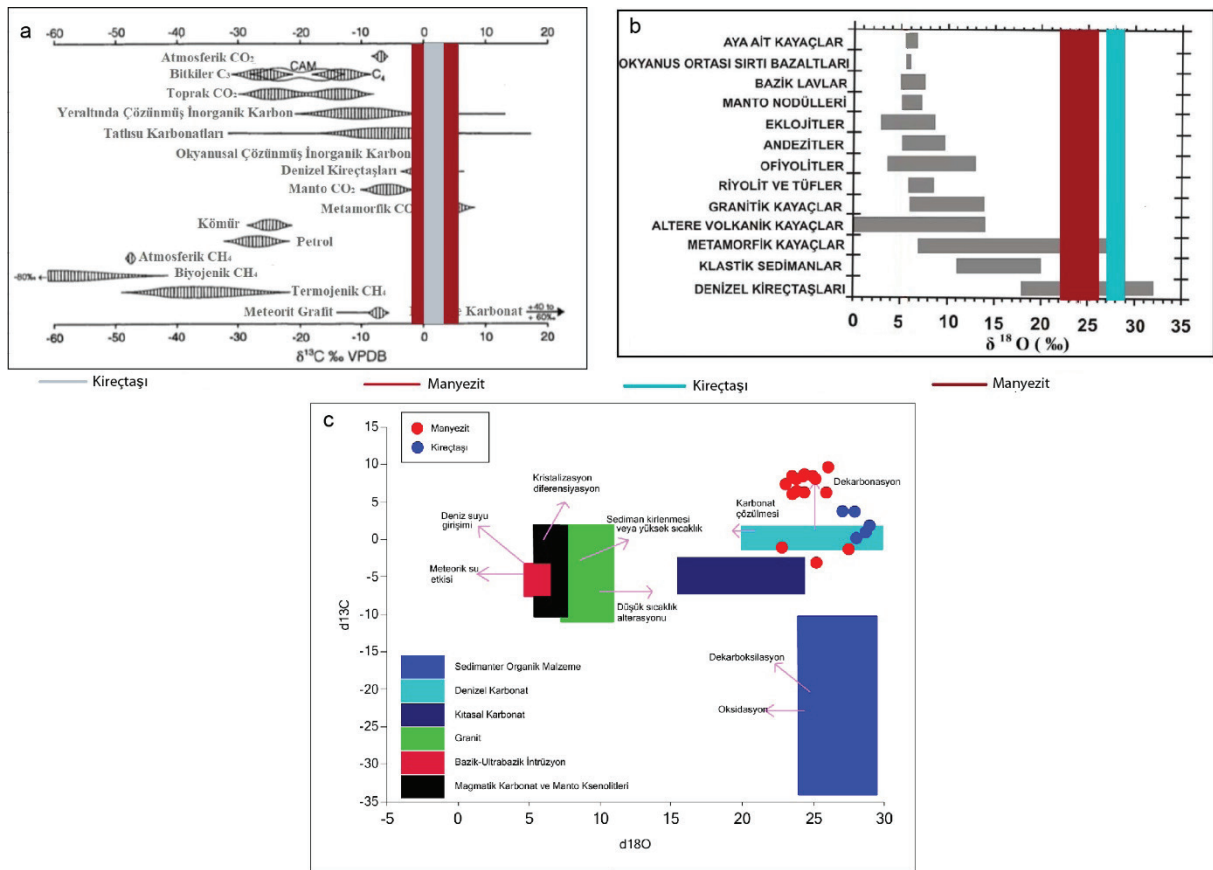
TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Bu çalışmada, İzmir-Ankara-Erzincan Sütür Kuşağı'nda bulunan Ankara'nın 15 km kuzeybatısında yer alan, Yakacık köyü ve civarındaki Kapaklı üyesi içerisindeki manyezit oluşumlarının varlığı ortaya konulmuştur.

Petrografi ve XRD incelemelerinde, manyezit damarlarının kriptokristalin ve mikro kristalin yapı gösterdiği ve manyezitlere kuvars, klorit, kalsit, dolomit ve serpantin minerallerinin eşlik ettiği saptanmıştır. Fay zonunda gözlenen silisli manyezitlerde kuvars, serpantin, olivin kalıntıları, kalsit ve dolomit mineralleri birlikte bulunmaktadır. Bununla birlikte ultramafik kayaçların ise serpantin, manyezit ve dolomit ile birlikte klorit, simektit ve kaolinit tipi kil minerallerinden oluştuğu görülmüştür.

Serpantin içerisindeki Fe_2O_3 değeri %5,48 ile 6,50 arasındadır (Möller, 1989). Çalışma alanından alınan örneklerdeki Fe_2O_3 ortalaması %6,87 olup bahsi geçen aralığın yaklaşık sınırında yer almaktadır. Ultramafiklerin, içerisinde barındırdıkları Al_2O_3 ve CaO miktarları az, MgO ve Fe_2O_3 miktarları ise yüksektir. Ultramafiklerin MgO/SiO_2 oranının ortalama 0,97 olduğu belirlenmiştir. Bu değer göz önüne alındığında harzburjitlerin serpantinite dönüştüğü şeklinde yorumlanmaktadır (de Obeso ve Kelemen, 2018; Üner ve Aksoy, 2018). Ayrıca $(\text{Mg,Fe,Ni})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ formülündeki serpantinlerin bünyesinde bulunduğu suyun varlığı da ateşte kayıp (LOI) değerinin yüksek çıkmasına sebebiyet vermiştir.

Manyezit örneklerinin majör element içerikleri incelendiğinde ve yoğun silisleşmiş manyezit örneği (31A) hariç tutulduğunda; manyezitin ana bileşeni olan MgO 'nun en yüksek değeri 13A (%49,74), en düşük değer ise 32A (%45,77) örneğinde olup ortalama MgO değeri %47,25'dir. Bu değer, teorik olarak manyezit içeriği olan %47,7 MgO 'ya oldukça yakındır.



Şekil 13. a) Çeşitli kayaç ve ortamlardaki $\delta^{13}C$ içerikleri (Clark ve Fritz, 1997) ve bu çalışmada elde edilen C izotop değerleri (gri renkli alanlar kireçtaşı, bordo renkli alanlar manyezitleri temsil etmektedir), **b)** $\delta^{18}O$ içerikleri (Criss, 1999) ile birlikte bu çalışmada elde edilen O izotop değerleri (turkuaz renkli alanlar kireçtaşı, bordo renkli alanlar manyezitleri temsil etmektedir), **c)** Manyezit ve kireçtaşına ait $\delta^{13}C$ (V_{PDB}) vs. $\delta^{18}O$ (V_{SMOW}) değerlerinin karbonat kökenlerini gösterir grafik (Veriler: denizel karbonat (Baker ve Fallick, 1989, Hoefs, 1997), kıtasal karbonat (Hoefs, 1997), tortul organik madde karbonu (Hodson, 1977, Hoefs, 1997) ve magma-manto karbonatı (Taylor vd., 1967, Valley, 1986, Ray vd., 1999) meteorik su etkisi, deniz suyu girişimi, sediman kirlenmesi veya yüksek sıcaklık etkisi, düşük sıcaklık alterasyonu, çeşitli CO_2 ve karbonat iyonları süreçleri (Deines 1989, Demeny ve Harangi, 1996, Demeny vd., 1998, Hoernle vd., 2002), dekarboksilasyon ve oksidasyon (Hofmann ve Bernasconi, 1998), dekarbonasyon ve karbonat çözünmesi (Lorrain vd., 2003), (Santos ve Clayton, 1995; Bindeman, 2008)'dan alınmıştır).

Figure 13. a) $\delta^{13}C$ contents in various rocks and environments (Clark and Fritz, 1997) with limestones and magnesites in this study (gray colored areas represent limestone and dark red colored areas represent magnesite) **b)** $\delta^{18}O$ contents (Criss, 1999) in various rocks and environments with limestones and magnesites in this study (turquoise colored areas represent limestone and dark red colored areas represent magnesite), **c)** graph showing the carbonate origins of $\delta^{13}C$ (V_{PDB})- $\delta^{18}O$ (V_{SMOW}) values of magnesite and limestone (Data: marine carbonate (Baker and Fallick, 1989, Hoefs, 1997), continental carbonate (Hoefs, 1997), sedimentary organic matter carbon (Hodson, 1977, Hoefs, 1997) and magma-mantle carbonate (Taylor et al., 1967, Valley, 1986, Ray et al., 1999) meteoric water impact, seawater intrusion, sediment contamination or high-temperature impact, low-temperature alteration, various CO_2 and carbonate ion processes (Deines 1989, Demeny and Harangi, 1996, Demeny et al., 1998, Hoernle et al., 2002), decarboxylation and oxidation (Hofmann and Bernasconi, 1998), decarbonation and carbonate dissolution (Lorrain et al., 2003). (taken from Santos and Clayton, 1995; Bindeman, 2008).

Fay zonundan alınan yoğun silisleşmiş manyezit örneğindeki (31A) %64 SiO₂ değeri hariç tutulduğunda, SiO₂ değeri en yüksek %1,86 (1A), en düşük %0,50 (13A) değerinde olup ortalama SiO₂ değeri %0,84'dür. Manyezit örneklerinin tamamında %2'den küçük SiO₂ değerleri mevcuttur. CaO değeri en yüksek %2,29 (9A), en düşük %0,22 (24A) değerinde olup ortalama CaO değeri %0,73'tür. Petrografik incelemelerde manyezit mineralinin çevresinde görülen dolomit minerallerinin gözlenmesi ile XRD incelemelerinde manyezit mineraline dolomit ve kalsit minerallerinin eşlik etmesi de bu düşüncüyü desteklemektedir. Manyezitten alınan bazı örneklerde 5,3 ppm ve 2,27 ppm değerlerinde Fe₂O₃ içeriği bulunması manyezite serpantin mineralinin eşlik etmesinden kaynaklanmaktadır.

Manyezitin iz element içeriği, ultramafik ana kayaya göre genellikle düşüktür (Morteani, 1982; Möller 1989). Fay zonundan alınan örneklerde en yüksek değerler olarak 78 ppm Co, 6,5 ppm Cu, 24 ppm Zn ve 1500 ppm Ni dikkat çekmektedir. Möller (1989), Cr, Ni Co ve Cu'nun ultramafik kayalarla ilişkili manyezit oluşumlarında geniş dağılım gösterdiğini Ni ve Cu'nun ultramafik ortamlardaki değerlerinin görsel, denizel – evaporitik ortamlarda oluşan manyezitlerden daha yüksek olduğunu belirtmiştir. Yapılan iz element çalışmalarında Cu değerlerinin özellikle fay zonunda arttığı tespit edilmiştir. Cu ile birlikte Co, Ni ve Zn değerleri de fay zonunda artmaktadır. Ultramafik kayaların alterasyonu sonucu oluşan serpantinlerde Ni oranının yüksek çıkması olağan bir durumdur. Manyezitin yan kayacı olan serpantinler içerisinde bulunan Ni, cevherli çözeltilerle mobilize olup, manyezitin bünyesine katılmaktadır. Ağsal damarlı manyezitlerin yüksek, damar tipi manyezitlerin ise düşük Ni içerdiği Maksimovic vd. (1974) tarafından belirtilmiştir. NTE'nin magnezyumla atomik yarıçapının farklı olması nedeniyle atomik yer değiştirme meydana gelmemekte ve bunun sonucu olarak ultramafik kayalar ve serpantinlerde oluşan manyezitler içerisinde

NTE içeriği çok düşük olmaktadır (Möller, 1989). Möller (1989), ultramafiklere bağlı manyezitlerde, ikincil oluşumlu kil mineralleri ve kalsit - dolomit varlığı sebebiyle NTE içeriklerinin kısmen yüksek olabileceğini belirtmiş ve bu iki koşulun NTE'yi yapılarında bulundurma kabiliyetlerinin manyezite kıyasla daha fazla olduğuna dikkat çekmiştir. NTE'nin karbonat kafesindeki Ca⁺² iyonlarının yerini alması daha muhtemel olduğundan, diğer karbonat minerallerinin Mg⁺² metasomatizması sonucunda oluşan manyezit, genellikle ilksel karbonattan daha düşük hafif NTE (La, Ce, Pr, Nd, ve Sm) konsantrasyonları içerir (Lugli vd., 2002; Kiliyas vd., 2006). Bölgedeki manyezitlerde genel olarak NTE içeriği dedeksiyon limiti altında kalmıştır. Ancak fay zonundan alınan (32A nolu) örnekte NTE 'nin içeriğinin arttığı görülmektedir. Genel olarak bakıldığında, jeokimyasal analiz sonuçlarından elde edilen değerler, manyezit oluşumlarının ultramafik kayalarla ilişkili olduğunu yansıtmaktadır.

Çalışma alanındaki manyezit oluşumunun kökenini saptayabilmek için $\delta^{13}\text{C}$ (V_{PDB}) ve $\delta^{18}\text{O}$ (V_{SMOW}) duraylı izotop çalışması manyezitten ve kireçtaşından alınan örnekler üzerinde yapılmış ve manyezitte $\delta^{13}\text{C}$ (V_{PDB}) değerinin ‰-3,07 ile 9,67 arasında $\delta^{18}\text{O}$ (V_{SMOW}) değerinin ‰23,05 ile 27,49 arasında, kireçtaşında $\delta^{13}\text{C}$ (V_{PDB}) değerinin ‰0,20 ile ‰3,74 arasında, $\delta^{18}\text{O}$ (V_{SMOW}) değerinin ‰ 27,05 ile ‰ 8,96 arasında olduğu saptanmıştır. $\delta^{13}\text{C}$ 'e karşılık $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine göre karbonatların denizel içerikli karbonattan itibaren oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 13). Bölgede, manyezit oluşumlarına ait C ve O için ana kaynaklık edecek en önemli kayalar Jura yaşlı kireçtaşlarıdır. Bu kireçtaşlarından yapılan C-O izotop analizlerinin sonuçlarının da manyezitlere ait C-O izotop değerlerine benzer çıkması, bu savı desteklemektedir. Örneklerin büyük çoğunluğunun derkarbonasyon doğrusunu izlemesi de CO₂'nin bölgedeki kireçtaşlarının derkarbonasyonu sırasında açığa çıkabileceğini düşündürmektedir.

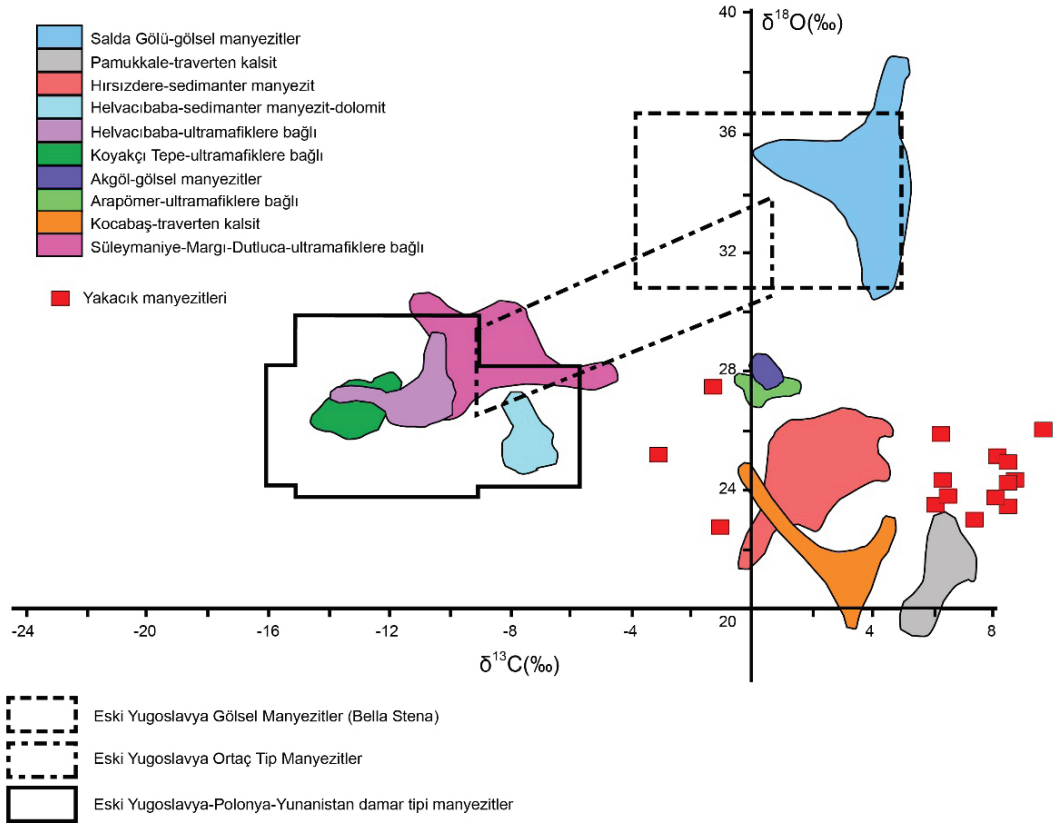
Yakacık manyezitleri, Türkiye'deki diğer manyezitlerle karşılaştırıldığında, örneklerin çoğunun Pamukkale travertenleri ile Hırsızdere manyezitleri arasındaki alana düştükleri görülmüştür (Şekil 14). Negatif $\delta^{13}\text{C}$ değerine sahip üç adet örnekten bir tanesi Arapömer deresi ve Akgöl alanına bir diğeri ise yine Hırsızdere manyezit alanının yakınında yer almaktadır. Buradaki alanlardan Arapömer deresi haricindeki tüm alanlar sedimenter kalsit-manyezit oluşumları ile ilişkili alanlardır. Arapömer deresi ise ultramafiklerle ilişkili kriptokristalin stokvörk tipi bir manyezit yatağıdır. Zedef vd. (2000)'e göre bu yatağın karbon izotop imzası, kısmi bir magmatik CO_2 katılımının da olduğu denizel karbonatlarla açıklanabilmektedir. Yazara göre, yüzey suları derinlere doğru hareket ederek altta yer alan denizel kireçtaşı ve mermerler arasında dolaşarak kireçtaşlarının ya dissolüsyonu ya da dekarbonasyonu sonucunda CO_2 'yi toplayabilir (örn. Kızıldere; Ten Dam ve Erentöz, 1970). Eğer oluşum bu şekilde meydana gelmiş ise cevherli akışkan ile denizel kireçtaşı arasında izotopsal dengelenme yeniden kurulabilir. Bununla birlikte oksijen izotop değerleri de bölgedeki kireçtaşları ile karşılaştırılabilir. Yakacık bölgesinde bu çalışmada elde edilen C-O izotop verileri de manyezitlerin $\delta^{18}\text{O}(\text{V}_{\text{SMOW}})$ değerlerinin (%22,79-27,49; ort. %24,552), kireçtaşlarının $\delta^{18}\text{O}(\text{V}_{\text{SMOW}})$ değerlerine (%27,05-28,96; ort. %28,126) yakın olduğunu göstermiştir. Bu kireçtaşlarının bir karbonat kaynağı olarak derinlikteki dekarbonasyonu, cevherleşme alanının yaklaşık 4-5 km güneydoğu ve güneybatısında yüzlek veren Alt-Orta Miyosen yaşlı Uludere piroklastikleri ve Kirazdağı volkanitleri dikkate alındığında daha da çekici hale gelmektedir (Zedef vd., 2000). Bosna Hersek'te yer alan Oshve damar tipi manyezit yatağının oluşum modeli de Fallick vd. (1991) tarafından benzer şekilde açıklanmış olup yüksek $\delta^{13}\text{C}$ değerinin (%3,06) bölgedeki Triyas yaşlı kireçtaşlarının çözülmesi ya da dekarbonasyonu sonucunda açığa çıkan karbonat

tarafından üretilebileceğine işaret etmişlerdir. Bununla birlikte ilgili çalışmada analiz edilen tüm yataklar arasında Oshve damar tipi yatağın oluşum sıcaklığının 105°C ile en yüksek sıcaklıkta oluştuğu tespit edilmiştir. Zedef vd., (2000) tarafından ise Arapömer Deresi yatağının oluşum sıcaklığının $70-100^\circ\text{C}$ arasında olabileceği belirtilmiştir.

Sıcaklık, oksijen izotop fraksiyonlanmasını kontrol eden en önemli faktördür. Aharon (1988)'e göre aşağıda verilen formülle suyun sıcaklığı ya da izotop değeri hesaplanabilmektedir:

$$10^3 \ln \alpha = \delta^{18}\text{O}_m - \delta^{18}\text{O}_w = A(10^6 T^{-2}) + B \quad (\text{Eşitlik 1})$$

Eşitlik 1'de, manyezit (m) ve su (w) arasındaki fraksiyonlanmanın binde (per mil) olarak ifadesini, T, Kelvin cinsinden sıcaklığı, A ve B sabit sayıları işaret etmektedir (Aharon, 1988'e göre manyezit için $A=3,53$ ve $B=-3,58$). Yukarıda verilen veriler ışığında Yakacık manyezitlerinin $70-105^\circ\text{C}$ değerleri arasındaki bir sıcaklıkta çökeldikleri varsayılarak yukarıdaki formül aracılığı ile manyezitleri oluşturan suyun $\delta^{18}\text{O}$ değerleri hesaplanmıştır (Çizelge 4). Bu hesaplamalar sonucunda suyun $\delta^{18}\text{O}$ değeri $-1,846$ ila $3,446\%$ arasında yer almaktadır ($\delta^{18}\text{O}(\%)_m(\text{VSMOW})$ değeri ortalama değer olarak alınmıştır). Bu değerler, Aharon (1988) tarafında belirtilen magmatik suların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ($+5$ ila $+10\%$) ile denizel suların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri (-1 ila $+1\%$) arasında (Taylor, 1974; Fritz, 1976; Borshchevskiy, 1980) yer almakta olup bölgedeki oluşum açısından denizel karbonatlara kısmi bir magmatik eklenmesi şeklinde açıklanabilir (Fallick vd., 1991; Zedef vd., 2000). Bu model, benzer izotop değerlerine sahip ve benzer akışkan karakteristikleri gösteren Arapömer Deresi yatağı için de Zedef vd. (2000) tarafından önerilmiştir.



Şekil 14. Fallick vd. (1991) tarafından çizilen eski Yugoslavya bölgesindeki manyezit yataklarının dağılımları, Türkiye manyezit - hidromanyezit oluşumları ve bunlarla ilişkili karbonat yataklarının $\delta^{13}\text{C}$ (V_{PDB}) - $\delta^{18}\text{O}$ (V_{SMOW}) diyagramı (Süleymaniye-Margi-Dutluca değerleri Kahya ve Kuşcu, 2014'ten, Türkiye'deki diğer yatakların değerleri Zedef vd. (2000)'den; Polonya'daki yatakların değerleri Kralik vd. (1989)'dan ve Yunanistan'daki yatakların değerleri Gartzos (1990)'dan alınmıştır).

Figure 14. The distributions of magnesite deposits in the former Yugoslavia region (Fallick et al., 1991), the $\delta^{13}\text{C}$ (V_{PDB}) - $\delta^{18}\text{O}$ (V_{SMOW}) diagram of the Turkish magnesite - hydromagnesite occurrences and their associated carbonate deposits (Süleymaniye-Margi-Dutluca: Kahya and Kuşcu, 2014, the other deposits in Türkiye: Zedef et al. 2000, deposits in Poland: Kralik et al. 1989, deposits in Greece: Gartzos, 1990).

Sonuç olarak;

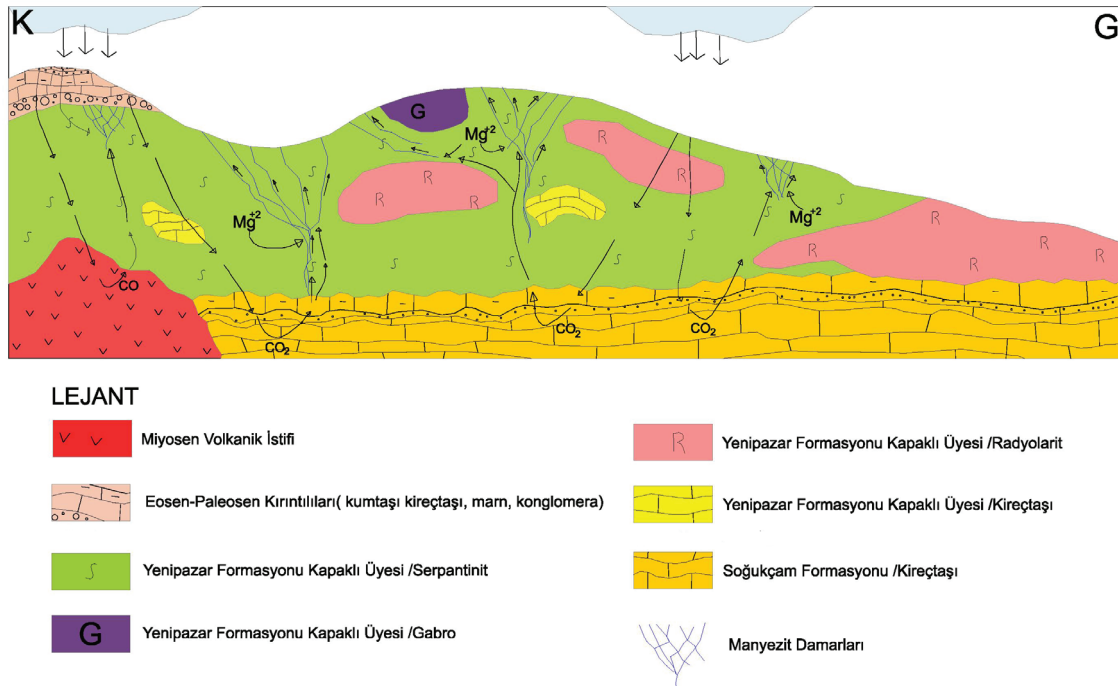
- C-O izotop değerlerinin çoğunlukla sedimanter manyezit yatakları ile benzer C ve O izotop değerleri göstermesi (Zedef vd., 2000), bununla birlikte Zedef vd. (2000) tarafından belirtildiği üzere kriptokristalin stokvörk manyezit yataklarında nadiren görülen C-O izotop değerlerine sahip Arapömer manyezit yatağı değerlerine kısmen de olsa yakınlık sergilemesi,
- C-O izotop değerlerinin köken olarak denizel kireçtaşlarına ve bunların dekarbonasyonuna işaret etmesi,
- Bölgede görülen volkanizmanın yüzeyden derine inen suları ısıtarak yüksek ısılarda (70-105 °C) manyeziti çökeltebileceğine dair benzer modeller (Arapömer Deresi, Türkiye ve Oshve, Bosna-Hersek),
- Yakacık bölgesinde herhangi sedimanter bir manyezit cevherleşme olmaması,

manyazitlerin, serpantinleşmiş ultramafik kayalar içerisinde damar ve stokvörk tipi cevherleşmeler olduğu ve bölgede yüzlek veren Jura yaşlı kireçtaşlarından CO₂'nin dekarbonasyonu sonucunda oluştuğuna işaret etmektedir. Elde edilen veriler ışığında yüzey sularının derinlere hareketi, Erken-Orta Miyosen'de bölgede gözlenen volkanizmanın ısıtıcı rol üstlenmesi, derinlere inen akışkanların ısınması sonucunda kireçtaşlarının dekarbonasyonu ve kısmen de magmatik bir katkı ile CO₂'yi bünyesine alması serpantinleşmiş ultramafik kayaların kırık-çatlaklarında oluşan manyezitin ana oluşum mekanizmalarıdır (Şekil 15).

Çizelge 4. 70 °C ve 105 °C sıcaklıkları için manyezitleri oluşturan suyun hesaplanmış δ¹⁸O değerleri.

Table 4. Calculated δ¹⁸O values of magnesite forming water for 70 °C and 105 °C temperatures.

No	Numune Adı	δ ¹⁸ O(‰) _m	δ ¹⁸ O(‰) _w	
		(VSMOW)	Manyezit	70°C
1	1A	23,53	-2,868	2,424
2	8A	23,5	-2,898	2,394
3	9A	24,37	-2,028	3,264
4	11A	25,16	-1,238	4,054
5	12A	23,8	-2,598	2,694
6	13A	23,05	-3,348	1,944
7	16A	22,79	-3,608	1,684
8	23A	27,49	1,092	6,384
9	24A	24,36	-2,038	3,254
10	28A	24,29	-2,108	3,184
11	32A	25,91	-0,488	4,804
12	36A	23,83	-2,568	2,724
13	38A	25,21	-1,188	4,104
14	39A	24,95	-1,448	3,844
15	44A	26,04	-0,358	4,934
Minimum		22,79	-3,608	1,684
Maksimum		27,49	1,092	6,384
Ortalama		24,552	-1,846	3,446



Şekil 15. Çalışma alanındaki manyezitlerin oluşum modeli.

Figure 15. The formation model of magnesite in the study area.

EXTENDED SUMMARY

Magnesite occurrences in Turkey are generally formed as veins and stockworks in the fractures and fissures of sedimentary rocks and altered ultramafic rocks. Ophiolitic units and magnesite formations crop out in the Central Anatolia part of the Anatolian Block within the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Belt and around Yakacık village, located 15 km northwest of Ankara. In this study, the genetic investigation of the ore-forming fluid(s) was carried out using mineralogy and petrography, XRD characteristics, geochemical investigations and C-O isotope studies of the serpentinized ultramafic rocks, limestones, and magnesite occurrences that were not previously mentioned in the literature.

The Karatepe formation (Şentürk and Karaköse, 1979) within the Permo-Triassic Karakaya group is located at the basement part of the area (Figure 1), while the shallow marine and terrestrial Bayırköy formation (Liassic) (Granit and Tintant, 1960; Altınlı, 1965) transgressively overlies the Karakaya formation with an angular unconformity. The Callovian-Aptian Soğukçam formation (Altınlı, 1973; Altınler et al., 1991), consisting of semi-pelagic limestones, overlies the Bayırköy formation. The Soğukçam formation is seen as limestone blocks in the study area (Figure 2). Yenipazar formation, composed of the shelf and basin sediments including Aptian-Maastrichtian ophiolitic rocks, olistoliths and olistostromes, covers all units (Duru and Aksay, 2002). Olistostromal levels within the Yenipazar formation were grouped and gathered under the name of the Kapaklı member. Serpentinized ultramafics, radiolarites, gabbro, and basalts of the Kapaklı member crop out in large areas in the study area (Figure 2).

Magnesite mineralizations are observed in two different forms as quartz magnesite veins and as vein-stockworks within the serpentinites of the Kapaklı member, which consists of olistostromal

levels containing serpentinite, gabbro, diabase, basalt, radiolarite, and limestones around Yakacık. These veins are mostly seen along the joints and fractures of the fault planes and are generally NW-SE trending. There is also a second N-S oriented vein assemblage in the region that cuts the NW-SE trending veins. The thickness of magnesite veins is up to 1 m. The length of the stockwork magnesites filling the fractures of the serpentinized ultramafic rocks varies from 1 meter to 5 meters, and the width from a few mm to a few cm.

The main minerals of the serpentinite rock are olivine, orthopyroxene and serpentine group minerals; whereas the accessory minerals are magnesite, talc, chlorite, spinel, quartz, calcite and opaque minerals. Typical purple-pink colored kammererite minerals with low optical relief were also detected within the serpentinites. Both micro and macro sized kammererite minerals are observed in pink and purple colors. These minerals fill fractures in magnesite and serpentinite. It has been determined that magnesite veins show cryptocrystalline and microcrystalline structures and the magnesite is accompanied by quartz, chlorite, dolomite and serpentine minerals. In stockwork magnesite, there are quartz, serpentine, olivine relicts, calcite and dolomite minerals.

As a result of XRD studies, the rock-forming minerals are magnesite, dolomite, quartz, calcite, and serpentine; while the clay minerals are composed of chlorite, smectite and kaolinite.

The major oxide, trace elements, and rare earth elements of magnesite and serpentinized ultramafic rocks were analyzed. SiO_2 values of ultramafic rocks were mostly less than 45%. The Fe_2O_3 value in serpentinite is between 5.82% and 8.92% (Möller, 1989). The average Fe_2O_3 value of the samples in the study area was 6.87% and falls within the aforementioned range of Möller (1989). However, the 8.92% and 7.18% values are noteworthy. Ultramafic rocks contain low amounts

of Al_2O_3 and CaO, but high amounts of MgO and Fe_2O_3 . It was determined that the MgO/SiO₂ ratio of ultramafic rocks was 0.97 on average. This value indicates the alteration of harzburgites into serpentinite (de Obeso and Kelemen, 2018; Üner and Aksoy, 2018). In addition, the presence of water in the serpentines with the formula $(Mg, Fe, Ni)_3Si_2O_5(OH)_4$ caused the high loss on ignition (LOI). When the major element content of the magnesite samples was examined, the highest value of MgO (except highly silicified magnesite sample-31A), which is the main cationic component of magnesite, was 13A (49.74%) and the lowest value was 32A (45.77%), with an average MgO value of 47.25%. The highest SiO₂ value was 1.86% (1A), the lowest was 0.50% (13A), and the average SiO₂ value was 0.84% (except highly silicified magnesite sample-31A). All of the magnesite samples had SiO₂ content of less than 2%. The highest CaO value was 2.29% (9A), the lowest was 0.22% (24A), and the average CaO value was 0.73%. The amount of CaO varies depending on the presence of dolomite and calcite. The Fe_2O_3 value was the highest at 5.35% (31A), the lowest at 0.33% (38A), and the average Fe_2O_3 value was 1.50%. That the Fe_2O_3 content of the sample (31A) is relatively high compared to the other samples is due to the accompanying magnesite-serpentine minerals.

The trace element content of magnesite is generally lower than that of ultramafic wall rock (Morteani, 1982; Möller 1989). In the sample from the fault zone, 78 ppm Co, 6.5 ppm Cu, 24 ppm Zn, and 1500 ppm Ni are noteworthy. Möller (1989) stated that Cr, Ni, Co, and Cu are widely distributed in magnesite occurrences associated with ultramafic rocks, and the values of Ni and Cu in ultramafic environments are higher than in magnesite formed in lacustrine, marine-evaporitic environments. In trace element studies, it was determined that the Cu values increased especially in the fault zone. Co, Ni, and Zn values also increase in the fault zone. High Ni ratios are

expected in the serpentinites formed as a result of the alteration of ultramafic rocks. Ni in the serpentinites which is the wall rock of magnesite is mobilized with ore solutions and incorporated into the magnesite. Maksimovic et al. (1974) stated that magnesites which are the product of the weathering zone contain high Ni, while vein-type magnesites contain low Ni.

Due to the different atomic radii of REE and magnesium, atomic displacement does not occur, and as a result, the REE content in magnesite formed in ultramafic rocks and serpentinites is very low (Möller, 1989). Möller (1989) stated that REE content can be found in magnesite in the ultramafic rocks due to the presence of secondary formed clay minerals and calcite-dolomite. Since REE is more likely to occupy the Ca positions in the carbonate lattice, magnesite formed as a result of Mg^{+2} metasomatism of other carbonate minerals generally contains lower concentrations of light REE (La, Ce, Pr, Nd, and Sm) than primary carbonate (Lugli et al., 2002; Kiliyas et al., 2006). REE content in magnesite in the study area was generally below the detection limit. However, the REE content increased in the sample (32A) taken from the fault zone. In general, the values obtained from the geochemical analysis results show that magnesite formations are associated with ultramafic rocks.

In order to determine the origin of magnesite formation in the study area, $\delta^{13}C$ (V_{PDB}) and $\delta^{18}O$ (V_{SMOW}) stable isotope studies were carried out on the magnesite and limestone. The $\delta^{13}C$ (V_{PDB}) value in magnesite is between -3.07 and 9.67‰, and the $\delta^{18}O$ (V_{SMOW}) value is between 23.05 and 27.49‰. The $\delta^{13}C$ (V_{PDB}) value in limestone is between 0.20 and 3.74‰, and $\delta^{18}O$ (V_{SMOW}) is between 27.05 and 8.96‰. When these values are compared with the $\delta^{13}C$ stable isotope data obtained from $\delta^{13}C$ content in various rocks and environments determined by Clark and Fritz (1997), the C source for magnesite may have originated from one or more of metamorphic CO₂,

marine limestones, freshwater carbonates, and oceanic dissolved inorganic carbon sources. The authors also state that a small amount of dissolved carbon and mantle-derived CO_2 may contribute to these sources. In the limestones, it was determined that the C could be derived from marine limestones or metamorphic CO_2 . The formation model of the Oshve vein-type magnesite deposit in Bosnia and Herzegovina was similarly explained by Fallick et al. (1991), and they point out that the high $\delta^{13}\text{C}$ value (3.06‰) could be produced by the carbonate released as a result of the dissolution or decarbonation of the Triassic limestones in the region.

When the Yakacık magnesites are compared with other magnesites in Turkey, it is seen that most of the samples fall in the area between the Pamukkale travertines and Hırsızdere magnesites (Figure 13). One of the three samples with negative $\delta^{13}\text{C}$ values was plotted close to the Arapömer deresi (stream) and Akgöl area, and the other one was plotted close to the magnesite area of Hırsızdere. The third sample was plotted far from these two areas. All areas except Arapömer deresi are associated with sedimentary calcite-magnesite formations. Arapömer deresi is a cryptocrystalline stockwork-type magnesite deposit associated with ultramafic rocks. Based on Zedef et al. (2000), the carbon isotope signature of this deposit can be explained by marine carbonates with a partial addition of magmatic CO_2 . According to the authors, surface waters may move deeper and circulate among the underlying marine limestones and marbles and collect CO_2 as a result of either dissolution or decarbonation of the limestones (e.g. Kızıldere; Ten Dam and Erentöz, 1970). If the formation has taken place in this way, isotopic equilibration can be re-established between the ore-bearing fluid and the marine limestone. In addition, the oxygen isotope values are also comparable to the limestones in the region.

The C-O isotope data obtained in this study also showed that the $\delta^{18}\text{O}$ values of magnesite

(22.79-27.49‰; avg. 24.55‰) were close to the $\delta^{18}\text{O}$ values of limestones (27.05-28.96‰; avg. 28.13‰). The decarbonation of these limestones as a carbonate source becomes even more noticeable when the Lower-Middle Miocene-aged Uludere pyroclastics and Kirazdağı volcanic rocks crop out approximately 4-5 km southeast and southwest of the mineralization area (Zedef et al., 2000). Additionally, it was determined that the formation temperature of the Oshve vein-type deposit was formed at the highest temperature of 105 °C among all the deposits in the related study. Zedef et al. (2000) suggested that the formation temperature of the Arapömer deresi deposit could be between 70-100°C. According to these data, the formation temperature was accepted as 70-10 °C for the Yakacık magnesite occurrence.

The $\delta^{18}\text{O}$ values of the water forming the Yakacık magnesite mineralization were calculated from the equation of Aharon (1988). As a result of these calculations, the $\delta^{18}\text{O}$ value of the water is between -1.846 and 3.446‰ ($\delta^{18}\text{O}(\text{‰})_m$ (VSMOW) is considered as the average value). These values range between the $\delta^{18}\text{O}$ values of magmatic waters (+5 to +10‰) and the marine waters (-1 to +1‰) (Taylor, 1974; Fritz, 1976; Borshchevskiy, 1980) specified by Aharon (1988) and it can be explained as a partial magmatic addition to the marine carbonates in the region (Fallick et al., 1991; Zedef et al., 2000). This model was also proposed by Zedef et al. (2000) for the Arapömer Stream bed, which has similar isotope values and shows similar fluid characteristics.

In conclusion; This research study indicates that the magnesites of the Yakacık region are vein- and stockwork-type mineralizations within the serpentized ultramafic rocks and they were formed as a result of the decarbonation of CO_2 from the Jurassic limestones in the region.





The main formation mechanisms of magnesite formed in the fractures of serpentized ultramafic

rocks are the movement of surface waters towards the depths, the heating role of volcanism during early-middle Miocene, the decarbonation of the limestones due to the warming of the deep-flowing fluids, and the partly incorporation of CO₂ from a magmatic contribution.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma birinci yazarın dördüncü yazar danışmanlığında yürüttüğü Yüksek Lisans tezinden oluşturulmuştur. Yazarlar, arazi çalışmalarına katkılarından dolayı Canberk Odabaşı'na, makalenin son şeklini almasında büyük katkıları bulunan Erdiñç Yiğitbaş (Editör) ve 3 anonim hakeme teşekkür ederler. Bu çalışma "Ankara Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi (21L0443015)" tarafından desteklenmiştir.

ORCID

Habibe Eren Koroğlu  <https://orcid.org/0000-0001-7300-7287>
Elif Akiska  <https://orcid.org/0000-0002-6180-4710>
Zehra Karakaş  <https://orcid.org/0000-0002-5620-4518>
Sinan Akiska  <https://orcid.org/0000-0001-8262-7349>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Abu-Jaber, N. S. & Kimberley, M. M. (1992). Origin Of Ultramafic-Hosted Vein Magnesite Deposits. *Ore Geology Reviews*, 7(3), 155-191. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90004-5)
- Aharon, P. (1988). A stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: Implications for the origin of strata-bound massive magnesites. *Chemical Geology* 69(1), 127-145.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Dağer, Z., Soysal, Y. ve Sunu, O. (1980). *Eldivan-Şabanözü (Çankırı), Hasayaz-Çandır (Kalecik-Ankara) dolayının jeolojisi* (Rapor no: 6741). MTA Raporu (yayımlanmamış).
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağer, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y. (1982). *Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının jeolojisi* (Rapor no: 7298). MTA Raporu (yayımlanmamış).
- Altın, D., Koçyiğit, A., Farinacci, A., Nicosia, U.I & Conti M. A. (1991). Jurassic-Lower Cretaceous Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of the southern Part of NorthWestern Anatolia (Turkey). *Geologica Romana*, 27, 13-80.
- Altınlı, G. E. (1965). İnegöl havzasının jeolojisi ve hidrojeolojik incelemesi. *G.Ü. Fen Fak. Mecmuası*, B.28 (3-4), 173-199.
- Altınlı, G. E. (1973). Bilecik Jurasıği. *Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi*, Tebliğler Kitabı, s.: 103-111.
- Aydın, M., Serdar, H. S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O. ve Özçelik, Y. (1987). Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 30(1), 101-107. https://jmo.org.tr/resimler/ekler/4feb0096faa8326_ek.pdf
- Baker, A. J. & Fallick, A. G. (1989). Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbon in ten-thousand-million-year-old seawater. *Nature*, 337, 352-354.
- Bindeman, I. (2008). Oxygen isotopes in mantle and crustal magmas as revealed by single crystal analysis. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 69, 445-478.
- Borshceviskiy, Y. A. (1980). Oxygen and hydrogen isotope data on the nature of hydrothermal mineralizing fluids. *Geochemistry International* 17, 40-50
- Braithwaite, C. J. R. & Zedef, V. (1996). Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Gölü, Turkey. *Journal of Sedimentary Research*, 66(5), 991-1002.
- Clark, I. D. & Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, Boca Raton, N.Y.
- Criss, R.E. (1999). *Principles of Stable Isotope Distribution*. Oxford University Press, New York.
- de Obeso, J. C. & Kelemen, P. B. (2018). Fluid rock interactions on residual mantle peridotites overlain by shallow oceanic limestones: insights from Wadi Fins, Sultanate of Oman. *Chemical Geology* 498, 139-149. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.09.022>

- Deines, P. (1989). Stable isotope variations in carbonatites. In: K. Bell, (Ed.), *Carbonatites: genesis and evolution* (301-359). Unwin Hyman, London.
- Demeny, A., Ahijado, A., Casillas, R. & Vennemann, T. W. (1998). Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): C, O, H isotope study. *Lithos* 44, 101–115.
- Demeny, A. & Harangi, S. Z. (1996). Stable isotope studies on carbonate formations in alkaline basalt and lamprophyre series: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. *Lithos* 37, 335–349.
- Duru, M ve Aksay A. (2002). *1/100.000 ölçekli Açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları, Bolu H29 Paftası*. MTA. No:42.
- Eroskay, O. (1965). Geology of the Paşalar gorge-Gölpazarı area. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B* 30(3-4), 133-170.
- Fallick, A. E., Ilich, M. & Russell, M. J. (1991). A stable isotope study of the magnesite deposits associated with the alpine-type ultramafic rocks of Yugoslavia. *Economic Geology* 86, 847–861.
- Fritz, P. (1976). Oxygen and carbon isotopes in ore deposits in sedimentary rocks. In: K. H. Wolf (Ed.), *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits, Ch. 7* (pp.: 191-217). Elsevier, Amsterdam.
- Gartzos, E. (1990). Carbon and oxygen isotope constraints on the origin of magnesite deposits North Evia (Greece). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 70, 67-72.
- Granit, Y. & Tintant, H. (1960). Observation preliminaires sur le Jurassique de la region de Bilecik (Turquie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 251, 1801-1803.
- Hodson, J. D. (1977). Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society of London* 133, 637–660.
- Hoefs, J. (1997). *Stable isotope geochemistry*. Springer, Heidelberg, 1–214.
- Hoernle, K., Tilton, G., Le Bas, M. J., Duggen, S. & Garbe-Schönberg, D. (2002). Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 520–542.
- Hofmann, B. A., Bernasconi, S. M. (1998). Review of occurrences and carbon isotope geochemistry of oxalate minerals: implications for the origin and fate of oxalate in diagenetic and hydrothermal fluids. *Chemical Geology* 149, 127–146.
- Kahya, A. & Kuşcu, M. 2014. Source of the mineralizing in ultramafic related magnesite in the Eskişehir area, northwest Turkey, along the İzmir – Ankara Suture: a stable isotope study. *Turkish Journal of Earth Sciences* 23, 1-15.
- Kilias, S. P., Pozo, M., Bustillo, M., Stamatakis, M. G. & Calvo, J. P. (2006). Origin of the Rubian carbonate-hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence. *Mineralium Deposita*, 41, 713-733.
- Kralik M., Aharon P., Schroll E. & Zachmann, D. (1989). Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites: a review. In P. Moller (Ed.) *On the formation of Magnesite-Monograph Series on Mineral Deposits*, 28 (pp. 197-223). Geburder Borntraeger, Berlin.
- Lorrain, A., Savoye, N., Chauvaud, L., Paulet, Y. M. & Naulet, N. (2003). Decarbonation and preservation method for the analysis of organic C and N contents and stable isotope ratios of low carbonated suspended particulate material. *Analytica Chimica Acta* 491, 125–133.
- Lugli, S., Morteani, G. & Blamart, D. (2002). Petrographic, REE, fluid inclusion and stable isotope study of magnesite from the Upper Triassic Burano Evaporites (Secchia Valley, northern Apennines): contributions from sedimentary, hydrothermal and metasomatic sources. *Mineralium Deposita* 37, 480-494.
- MTA. (1982). *Türkiye Manyezit Envanteri*. MTA Yayınları, No:186, 258.
- Morteani, G. (1982). The rare earth element contents and the origin of the sparry magnesite

- mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachen Alm, Spiessnagel and Hochfilzen, Austria and the lacustrine magnesite deposits of Aiani-Kozani, Greece and Bela-Stena, Yugoslavia. *Economic Geology* 77, 617-631
- Möller, P. (1989). Minor and trace elements in magnesite monograph series on mineral deposits. *Gebrüder Bornträdger*, 28, 173-195.
- O'Neil, J. R. & Barnes, I. (1971). ¹³C and ¹⁸O Composition In Some Fresh-Water Carbonate Associated With Ultramafic Rocks: Western United States. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 35, 687-697.
- Pohl, W. (1989). Comparative Geology of Magnesite Deposits and Occurrences In P. Moller, *Magnesite. Geology, Mineralogy, Geochemistry And Formation Of Mg- Carbonates (Monography Series On Mineral Deposits, 28)*. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Pohl, W. & Siegl, W. (1986). Sediment-hosted magnesite deposits. In K. H. Wolf, (Ed.): *Handbook of Strata-bound and stratiform deposits, Part IV, Volume 14, Regional Studies and Specific Deposits*, (pp.: 223-310). Elsevier Science Publishers B.V.
- Ray, J. S., Ramesh, R. & Pande, K. (1999). Carbon isotopes in Kerguelen plume-derived carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 205–214.
- Rruff, 2022. <https://rruff.info/clinocllore/display=default/16.12.2022.09.01.2023>.
- Saner, S. (1980). Batı pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kavramı ile açıklanması, Kuzeybatı Türkiye. *MTA Dergisi*, c. 93/94, 1-19.
- Santos, R. V. & Clayton, R. N. (1995). Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 59, 1339–1352.
- Schmid, I. H. (1987). Turkey's Salda Lake, a genetic model for Australia's newly discovered magnesite deposits. *Industrial Minerals*, 239, 19-31.
- Schroll, E. (2002). Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry. *Boletim Paranaense de Geociencias*, 50, 59-68.
- Şener, M. & Şengüler, I. (1998). Geological, mineralogical and geochemical characteristics of oil shale bearing deposits in the Hatıldag oil shale field, Göynük, Turkey. *Fuel*, 77(8), 871-880.
- Şentürk, K. & Karaköse, C. (1979). *Orta Sakarya dolayının temel jeolojisi* (Rapor no: 6642). MTA Raporu (yayımlanmamış).
- Taylor, H. E., Frechen, J., Degens, E. T. (1967). Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District Sweden. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 31, 407–430.
- Taylor, H. P. (1974). The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69, 843-883. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.6.843>
- Ten Dam, A. & Erentöz, C. 1970. Kizildere geothermal field-Western Anatolia. *Geothermics* 2(1), 124-129.
- Topak, Y. (2006). *Yukarıtirtar - Aşağıtirtar Köyleri (Isparta Kuzeydoğusu) Arasında Gözlenen Manyezit Yatağının Oluşumu ve Kökeni* [Yayımlanmamış, Doktora Tezi]. Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı.
- Türkecan, A., Dinçel, A., Hepşen, N., Papak, İ., Akbaş, B., Sevin, M., Özgür, İ. B., Bedi, Y., Mutlu, G., Sevin, D., Ünay, E., Saraç, G. ve Karataş, S., 1991. Bolu-Çankırı (Koroğlu Dağları) arasındaki Neojen yaşlı volkanitlerin stratigrafisi ve petrolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, Cilt:6, 85-103.
- Üner, T., ve Aksoy, İ. (2018). Beyşehir-Hoyran Ofiyoliti İçerisindeki Tektonitlerin Dokusal ve Jeokimyasal Özellikleri: Beyşehir (Konya) Güneyinden Bir Örnek. *Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 18(3), 1067-1082.
- Valley, J. W. (1986). Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In J. W. Valley, H. P. Taylor, Jr. & J. R. O'Neil (Eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Processes, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, Vol. 16*, 445-489.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-18.

Zedef, V. (1994). *The origin of magnesite in Turkey, a stable isotope study* [Unpublished PhD. Thesis]. Glasgow, UK, Glasgow University.

Zedef, V., Russell, M. J. & Fallick, A. E. (2000). Genesis of vein stockwork and sedimentary magnesite and hydromagnesite deposits in the ultramafic terranes of southwestern Turkey: a stable isotope study. *Economic Geology* 95, 429–446.