



T.C.

**BATMAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**GEVAŞ OFİYOLİT NAPI'NDA (VAN)
SERPANTİNLEŞME İLE İLİŞKİLİ
MİNERAL OLUŞUMLARININ
MİNERALOGİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

Hasan TAŞ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

**Nisan 2018
BATMAN
Her Hakkı Saklıdır**

TEZ KABUL VE ONAYI

Hasan TAŞ tarafından hazırlanan "Gevaş Ofiyolit Napı'nda (Van) Serpantinleşme İle İlişkili Mineral Oluşumlarının Mineralojik Ve Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi" adlı tez çalışması 02/04/2018 tarihinde aşağıdaki jüri üyeleri tarafından oy birliği ile Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan

Prof.Dr.Hüseyin YALÇIN

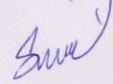
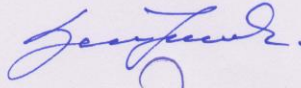
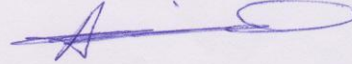
Danışman

Doç.Dr.Sema TETİKER

Üye

Dr.Öğr.Üyesi Salih DİNÇ

İmza



Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Doç.Dr. Bahattin İŞCAN
FBE Müdürü



*Bu tez çalışması BTU Bilimsel Araştırmalar Proje Koordinatörlüğü tarafından 2016-Yüksek Lisans-5 nolu proje ile desteklenmiştir.

TEZ BİLDİRİMİ

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

DECLARATION PAGE

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

Hasan TAŞ

Tarih: 02.04.2018

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GEVAŞ OFİYOLİT NAPI'NDA (VAN) SERPANTİNLEŞME İLE İLİŞKİLİ MİNERAL OLUŞUMLARININ MİNERALOGİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

Hasan TAŞ

Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç.Dr. Sema TETİKER

2018, 87 Sayfa

Jüri

Prof.Dr. Hüseyin YALÇIN
Doç.Dr. Sema TETİKER
Dr.Öğr. Üyesi Salih DİNÇ

Bu çalışma Doğu Anadolu Bölgesi Bitlis Kenet Kuşağı içerisinde yer alan Van-Gevaş yöresinde yüzeyleyen Gevaş Ofiyolit Napı kayaçlarının litolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesini kapsamaktadır. Çalışma kapsamında Gevaş Ofiyolit Napı'ndan olmak üzere 1:100.000 ölçekli L-49-L50 paftalarında yapılan arazi çalışması ile 60 adet kayaç örneği alınmıştır. Kayaç örnekleri üzerinde optik mikroskop incelemeleri (OM), taramalı elektron mikroskobu (SEM), X ışınları difraksiyonu-tümkayaç (XRD-TK) ve -kil fraksiyonu (XRD-KF), jeokimyasal analiz (ana ve eser) ve duraylı izotop H-O jeokimya çalışmaları yapılmıştır.

İnceleme alanı Üst Kretase döneminde Neotetis'in kapanmasıyla birlikte Arap Plakası ve Avrasya plakası arasında çarpışma zonu (Bitlis Kenet Kuşağı) içerisinde yer alan Üst Kretase yaşlı okyanusal kabuğu temsil eden kayaç gruplarını içermektedir. Bölgede Eosen döneminde kapanmaya bağlı olarak allohton olarak yerleşen ofiyolitik birim, çevre kayaçlarla ve kendi içerisinde farklı kıvrımlanmalara ve faylanmalara neden olmuştur. İnceleme alanı içerisinde en yaşlı kayaç grubunu Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Bitlis Metamorfikleri temsil edilmektedir. Bu birim tektonik dokanakla Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı tarafından üzerlenmektedir. Kenet Kuşağı'na ait metamorfik birimlerle Üst Kretase yaşlı Gevaş Ofiyolit Napı birimleri tektonik kontakt halinde bugünkü konumuna ulaşmıştır.

Van-Gevaş yöresinde Gevaş Ofiyolit Napı kayaçları serpantinleşmiş ultramafik tektonitler (dünit, harzburgit, hornblendit, piroksenit), mafik kayaçlar (gabro, diyabaz) ve pelajik sedimanları temsil eden radyolaritlerden oluşmaktadır. Serpantinleşmiş ultramafik tektonitler inceleme alanı içerisinde en yaygın yayılım gösteren kayaç birimidir. Çoğunlukla serpantinit mineraline dönüşen bu kayaçlar yeşil-

siyah renkli olup, yüzeyleri sabunumsu his verip, tipik bozunmasıyla belirgindirler. Diyarbaz ve gabro türü kayalar, inceleme alanı içerisinde yatay ve bazı alanlarda dike yakın düzlemde mostra verip, serpantinlerle tektonik dokanla sınırlandırılmıştır. Bu kayaç grubu açık gri, sarı ve kahverenkli olarak gözlemlenmiştir. Ofikarbonatlar açık krem renkli masif ofikireçtaşları ile temsil edilmektedir. Ofiyolit biriminin üst kısımlarını temsil eden pelajik sedimanter kısmını oluşturan radyolaritler, pembe ve bordo renkte olup karbonat-silis ara katkılı olarak gözlemlenmiştir. Radyolaritler inceleme alanı içerisinde serpantinlerle faylı dokanağa sahip olup, bazı alanlarda serpantinler içinde bloklar şeklinde gözlenmiştir.

OM incelemelerinde; inceleme alanı içerisinde Bitlis Metamorfikleri'ne kontakt halde bulunan Gevaş Ofiyolit Napı'na ait kayalar incelenmiştir. Ultramafik tektonitler hidrotermal koşullar altında ve CO₂ içeren suyun etkisiyle serpantinleşmişlerdir. Serpantinit olarak tanımlanan kayalar bol miktarda olivin ve piroksen kalıntıları içerdikleri tümüyle elek/ağ dokulu oldukları belirlenmiştir. İnceleme alanında metamorfizma etkisi az olduğu için olivinlerin kenar ve çatlaklarında dik olarak gelişen krizotil oluşumları belirgindir. Serpantinleşme sonucu kayalarda ağ ve kafes dokusu gelişmiştir. Gabro ve diyarbazlar; intersertal/glomeroporfirik dokulu olup bol miktarda mikrolitik plajiyoklaz ve piroksen mineralleri içermektedir. Piroksen minerallerinde yaygın olarak uralitleşme ve bastitleşme türü bozunmalar gözlenmektedir. Tanesel (holokristalin hipidiyomorf) dokulu horblendit ve piroksenit olarak tanımlanan kayalarda amfibol, klinopiroksen (ojit) ve plajiyoklaz mineralleri bulunmaktadır. Biyotit ve kromit mineralleri parajenez e eşlik etmektedir. Ofikireçtaşı olarak tanımlanan kayalar tanesal dokulu olup, bol miktarda kalsit, buna eşlik eden kuvars ve serpantin mineralleri bulunmaktadır. Radyolaritler tanesal grift dokulu olup oldukça ince taneli kuvars mineralleri ile temsil edilmekte olup, çatlaklar mikritik ve sparitik kalsit dolguludur. SEM incelemeleri 5 adet örnekte yapılmış olup; serpantin mineralleri ince levhamsı serpantin bukletleri biçiminde dizilim göstermektedir. Bazı kayalarda ise serpantin liflerinin yakın görünümü incelendiğinde serpantinlerin asbest türü kristal biçimi sunduğu gözlenmektedir. Serpantin grubu minerallerde özellikle krizotil oluşumları oldukça yaygındır. Krizotil mineralleri paralel lifsel bir dizilim gösterdiği belirlenmiştir.

XRD incelemelerinde; feldispat (plajiyoklaz), piroksen (ojit), amfibol (hornblend), bozuşma ürünü mineraller; karbonat (dolomit, kalsit, manyezit), Fe-oksit/hidroksit (hematit, götit, pirit), silika (kuvars), fillosilikat (serpantin, illit, klorit, talk, vermikülit, klorit-vermikülit/C-V) bulunmuştur. Serpantinleşme evresinin başlıca minerali olan serpantinler klinokrizotil-2M₁ ve lizardit-1T yapısal grupları içerisinde yer alan iki farklı politipi ile temsil edilmektedir.

Ortalama element derişimleri dikkate alındığında klino-orto-krizotil olarak tanımlanan serpantinlerde tetraedrik Si-Al yer değıştirmesi bulunmamakla birlikte, oktahedral yapıda Mg-Fe yerdeğıştirmesi bulunmaktadır. Eser element içeriklerine göre toplam bollukları 2859-3997 ppm arasında değışmekte olup, Cr (1191-1895 ppm) ve Ni (1110-1966 ppm) en bol, Bi elementi (0.01 ppm) en düşük değıdedir. Zn, W, As, Ba, Be, Ga, Nb ve Zr elementleri pozitif anomali sunarken; Sc, Bi, Tl ve Hf elementleri negatif anomali sunmaktadır. Serpantin minerallerinin iz element kondrit-normalize değıerleri mineral desenleri birbirine benzer olup, belirgin biçimde birbirinden ve NASC'den belirgin biçimde ayrılmaktadır. Kondrite normalize eser element bollukları toplam 32-94 ppm arasında değışmektedir. Kondrite göre Rb, K, Sr ve Y (8 kat) elementlerinde belirgin fakirleşme, Ba ve U (93 kat) elementlerinde

zenginleşme göstermektedir. Minerallerde K, Sr, P, Zr, Ti ve Y için negatif; U, Ta ve Nd için kuvvetli pozitif anomali bulunmaktadır. Serpantin minerallerinin REE içerikleri kondrite normalize toplam REE içerikleri 5-13 ppm arasında olup, desenleri belirgin bir ayrımlaşma sunmamakla birlikte, NASC'ne göre belirgin fakirleşme sunmaktadır. Ce, Dy, Er ve Yb elementleri negatif, Nd, Ho ve Tm elementleri pozitif anomali göstermektedir. Eu ise çok zayıf pozitif anomali sunmaktadır.

Serpantin minerallerinde yapılan $\delta^{18}\text{O}$ - δD (oksijen ve döteryum) duraylı izotop değerleri; $\delta^{18}\text{O}$ ‰ (SMOW) değerleri -1.40 ile -10.08 ve δD ‰ (SMOW) değerleri ise -109.26 ile -111.78 arasında değişmekte olup, δD ‰ değerlerinde önemli bir farklılık bulunmamaktadır.

Tam olarak olgunlaşmamış bir okyanusal kabuğu temsil eden Gevaş Ofiyolit Napı kayaçlarında ana ve iz element kimyasına göre; serpantinler Mg-lizardit veya krizotil bileşimindedir. Bu minerallerinin ve REE kondrit-normalize değerleri; belirgin bir ayrımlaşmayı ve benzer bir köken kayacı işaret etmektedir. Serpantinlerin duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$ ve δD) değerleri; bir örnek için ofiyolitik kökenli lizardit-krizotil alanına yakın konumda yer almaktadır.

Anahtar kelimeler: Ana iz ve izotop jeokimyası, Fillosilikat, OM, SEM, XRD

ABSTRACT

MS THESIS

INVESTIGATION OF MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL PROPERTIES OF MINERAL FORMATIONS RELATED TO SERPENTINIZATION IN GEVAŞ OPHIOLITE NAPPE (IN VAN, TURKEY)

Hasan TAŞ

Advisor: Assoc.Prof.Dr. Sema TETİKER

2018, 87 Pages

Jury

Prof.Dr. Hüseyin YALÇIN

Assoc.Prof.Dr. Sema TETİKER

Dr. Salih DINÇ

This study covers the lithological, mineralogical and geochemical features of the Gevaş Ophiolite Nappe rocks surfacing in the Van-Gevaş region of the Bitlis Suture Zone in the Eastern Anatolia Region, Turkey. Within the scope of the study, 60 rock samples were taken through a field study conducted on the L49–L50 plots with a scale of 1:100,000, from the Gevaş Ophiolite Nappe. Optical microscopies (OM), scanning electron microscopies (SEM), X-ray diffraction- whole-rock (XRD-WR) and clay fraction (XRD-CF), geochemical analyses (main and trace), and H and O stable isotope geochemical studies were carried out on the rock samples.

The investigated area includes the rock groups representing the Upper Cretaceous oceanic crust in the collision zone (Bitlis Suture Zone) between the Arabian Plate and the Eurasian Plate with the closure of Neotethyan Ocean during the Upper Cretaceous period. The ophiolitic unit that settled as an allochthon due to the closure during the Eocene period in the region caused different folds and faults with the surrounding rocks and within itself. The oldest rock group in the study area is represented by Paleozoic-Mesozoic Bitlis Metamorphites. This unit is overlain by the Cretaceous Yüksekova Complex through tectonic contact. The metamorphic units belonging to the Suture Zone and the units of Upper Cretaceous Gevaş Ophiolite Nappe reached their present position as a tectonite contact.

In Van-Gevaş region, Gevaş Ophiolite Nappe rocks consist of radiolarites representing serpentinized ultramafic tectonites (dunite, harzburgite, hornblendite, pyroxenite), mafic rocks (gabbro, diabase) and pelagic sediments. Serpentinized ultramafic tectonites are the most widespread rock units within the study area. These rocks, which mostly have turned into serpentinite, are green-black colored, their surfaces give a soapy feeling, and they are distinct with their typical alteration. Diabase and gabbro rocks crop out at the horizontal plane and in some areas near the vertical plane in the study area and are confined by tectonic contacts with serpentinites. This rock group was observed in light gray, yellow and

brown color. Ophicarbonates are represented by light cream colored massive ophilimestones. The radiolarites forming the pelagic sedimentary part representing the upper parts of the ophiolite unit are pink and claret red in color and intercalated with carbonate-silica. The radiolarites have faulty contact with serpentinites within the study area, and they are observed as blocks in serpentinites in some areas.

In the OM examinations, the rocks belonging to Gevaş Ophiolite Nappe, which is in contact with the Bitlis Metamorphites in the study area, were investigated. The ultramafic tectonites were serpentinized under hydrothermal conditions and under the effect of CO₂-containing water. It was determined that the rocks identified as serpentinite had a sieve/mesh texture containing olivine and pyroxene residues in abundance. Since the effect of metamorphism is low in the study area, chrysotile formations that developed vertically at the edges and cracks of olivines were evident. In the rocks, a mesh and lath texture developed based on serpentinization. Gabbros and diabbases had an intersertal/glomeroporphyritic texture, abundant microlitic plagioclase and pyroxene minerals. The pyroxene minerals were commonly observed to have uralitization- and bastitization-type alterations. The rocks identified as granular (holocrystalline-hypidiomorph) textured hornblende and pyroxenite had amphibole, clinopyroxene (augite) and plagioclase minerals. Biotite and chromite minerals accompanied paragenesis. The rocks identified as ophicalcite had a granular intraclastic texture and were abundant in calcite accompanied by quartz and serpentine minerals. The radiolarites were represented by fine grained quartz minerals with granular intricate texture, and cracks were filled with micritic and sparitic calcite. SEM studies were performed on 5 specimens. The serpentine minerals were arranged in the form of thin plate-like serpentine boucles. In some rocks, when the serpentine fibers were examined close up, it was observed that the serpentines were in the form of asbestos-type crystals. In serpentine group minerals, especially chrysotile formations were quite common. It was determined that the chrysotile minerals showed a parallel fibrous arrangement.

In the XRD studies, feldspar (plagioclase), pyroxene (augite), and amphibole (hornblende) were found in addition to the minerals that were products of alteration: carbonate (dolomite, calcite, magnesite), Fe-oxide/hydroxide (hematite, goethite, pyrite), silica (quartz), and phyllosilicate (serpentine, illite, chlorite, talc, vermiculite, chlorite-vermiculite/C-V). The serpentines, which are the main minerals of the serpentinization process, were represented by two different polytypes in the clinochrysotile-2M1 and lizardite-1T structural groups.

Considering the average element concentrations, there were no tetrahedral Si-Al displacements in the serpentines identified as clino-ortho-chrysotile, but there was an Mg-Fe displacement in the octahedral structure. Cr (1191–1895 ppm) and Ni (1110–1966 ppm) were the most abundant elements, and Bi (0.01 ppm) was the least abundant element according to trace element contents, while their total abundances varied between 2859 and 3997 ppm. Zn, W, As, Ba, Be, Ga, Nb and Zr elements presented positive anomalies, whereas Sc, Bi, Tl and Hf elements presented negative anomalies. The trace element chondrite-normalized values of the serpentine mineral patterns were similar to each other and were clearly distinct from each other and from NASC. The abundance of chondrite-normalized trace elements varied between 32 and 94 ppm. According to chondrite, Rb, K, Sr and Y (8 times) elements showed distinct depletion, whereas Ba and U (93 times) elements showed enrichment. In the minerals, there were negative anomalies for K, Sr, P, Zr, Ti and Y, and a strong positive anomaly for U, Ta and Nd. The REE

contents of the serpentine minerals were within the chondrite-normalized total REE contents ranging from 5 to 13 ppm, and their patterns presented a significant depletion compared to the NASC, although they did not present a significant differentiation. Ce, Dy, Er and Yb elements showed negative anomalies, whereas Nd, Ho and Tm elements showed positive anomalies. Eu presented a very weak positive anomaly. Considering the $\delta^{18}\text{O}$ – δD (oxygen and deuterium) stable isotope values of serpentine minerals, $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW) values ranged from -1.40 to -10.08 and $\delta\text{D}\text{‰}$ (SMOW) values ranged from -109.26 to -111.78, with no significant difference in $\delta\text{D}\text{‰}$ values.

According to the main and trace element chemistry of Gevaş Ophiolite Nappe rocks representing an immature oceanic crust, serpentines were Mg-lizardite or chrysotile. Trace and chondrite-normalized REE values of these minerals indicated a distinct differentiation and a similar source rock. Stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) values of serpentines were located close to the ophiolitic lizardite-chrysotile region for one of the samples.

Key words: Major trace and isotope geochemistry, Phyllosilicate, OM, SEM, XRD

ÖNSÖZ

Tez çalışmasının tüm aşamalarında akademik bilgisi ve tecrübesini benimle paylaşarak, çalışmam sırasında bana her konuda yardımcı olan danışman hocam Doç. Dr. Sema TETİKER'e teşekkür ederim.

Tez çalışmam boyunca fikirleriyle bana yol gösteren, yardımlarını hiç esirgemeyen, desteğini her zaman sağlayan Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Bölüm Başkanı Prof.Dr. Hüseyin YALÇIN'a; tezin değerlendirmesinde bilgi ve tecrübelerini esirgemeyen ve katkılarıyla yön gösteren Dr. Salih DİNÇ'e teşekkür ederim.

Tezin arazi çalışmaları için Batman Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü lisans öğrencileri Adnan AKBAY, Bilal CENGİZ, Ömer SARI, Mahmut ELİŞ, laboratuvar çalışmaları için Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans öğrencisi Adile Kübra AKMAN'a teşekkür ederim.

SEM incelemeleri için Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (ANKARA) Mineraloji-Petrografi Laboratuvar çalışanı Fizik Mühendisi Ufuk KİBAR'a teşekkür ederiz.

Son olarak gerekli olduğu zaman yanımda olan, maddi ve manevi desteklerini hiçbir zaman benden esirgemeyen aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Hasan TAŞ
BATMAN-2018

ÖZET	iv
ABSTRACT.....	vii
ÖNSÖZ	x
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	xii
ÇİZELGELER DİZİNİ	xvi
KISALTMALAR	xvii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. İnceleme Alanının Tanıtımı.....	1
1.2. Amaç ve Kapsam.....	3
1.3. Önceki Çalışmalar	5
2. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ.....	16
2.1. Bitlis Metamorfitleri.....	16
2.2. Yüksekova Karmaşığı	18
2.3. Gevaş Ofiyolit Napı.....	19
2.3.1. Ofiyolitik Melanj Kavramı	21
2.3.2. Serpantinitleşme	23
2.3.3. Diyabaz Dayklar	25
2.3.4. Radyolaritler	27
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	30
4. MİNERALOGİ – PETROGRAFİ.....	37
4.1. Optik Mikroskop İncelemeleri	37
4.2. Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri (SEM)	48
5. X-IŞINI DİFRAKSİYONU (XRD) İNCELEMELERİ	50
6. JEOKİMYA	59
6.1. Ana ve İz Element Jeokimyası	59
6.2. İzotop Jeokimyası.....	65
7. OLUŞUM.....	69
7.1. Serpantinleşme İle İlişkili Mineralizasyonlar	70
7.1.1. Serpantinleşme-öncesi mineraller	70
7.1.2. Serpantinleşme ile eş zamanlı (sinjenetik) mineraller.....	70
7.1.3. Serpantinleşme-sonrası (epijenetik) mineraller	71
8. SONUÇLAR.....	73
9. KAYNAKLAR	77
ÖZGEÇMİŞ	87

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil No.	Açıklama	Sayfa No
Şekil 1.1	İnceleme alanı yer bulduru haritası (Mülkü Harita ve Google Earth Uydu görüntüsü)	2
Şekil 1.2	Arabistan levhasının kuzeyindeki Neotetis ofiyolitleri ve ana kenet kuşakları (Dilek ve Thy, 1998’den alınmıştır). 1. Antalya, 2. Troodos (Kıbrıs), 3. Mersin, 4. Kızıldağ, 5. Baer-Bassit (Suriye), 6. Khoy (İran), 7. Kermenşah (İran), 8. Neyriz (İran), 9. Makustan (İran), 10. Semail (Umman).	3
Şekil 2.1	Bitlis Metamorfitlerinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Savcı ve Yöndem, 1979’dan değiştirilmiştir).	16
Şekil 2.2	Çalışma alanının jeolojik haritası a) 1: 250.000 (Yılmaz ve diğ., 1981 değiştirilerek), b) 1:50.000 ölçekli jeoloji haritası (Yılmaz ve diğ., 1981 değiştirilerek hazırlanmıştır)	19
Şekil 2.3	Van-Gevaş yöresi inceleme alanının stratigrafik dikme kesiti (Van-Gevaş)	20
Şekil 2.4	İdeal bir ofiyolit istifi. (Coleman (1977)	22
Şekil 2.5	Serpantinleşmiş ultramafik kayaçların genel görünümü (Gevaş - Dilmetaş Köyü)	23
Şekil 2.6	Serpantinleşmiş ultramafik kayaçların genel görünümü (Gevaş - İkizler Köyü Doğusu)	24
Şekil 2.7	Yeşil renkli serpantinleşmiş ultramafik kayaçların genel görünümü (Gevaş - Dokuzağaç Köyü)	25
Şekil 2.8	Gevaş Ofiyolitindeki kümülatif gabroların genel görünümü (Gevaş-Dilmetaş Köyü)	26
Şekil 2.9	Sarı-kahve renkli diyabaz dayk oluşumları (Gevaş-Dokuzağaç)	26
Şekil 2.10	Dikey tabakalı diyabaz dayklar (Gevaş – Dokuzağaç Köyü)	27
Şekil 2.11	Radyolarit-serpantinit dokanağı (Gevaş – Berujdağı Tepe)	28
Şekil 2.12	Radyolarit-serpantinit dokanağı ve serpantinler içindeki radyolarit blokları (Gevaş – Berujdağı Tepe)	28
Şekil 2.13	Gevaş Ofiyolit Napı kırmızı renkli radyolaritlerin yakın görünümü (Gevaş-Dilmetaş Köyü Doğusu)	29

Şekil 3.1	BTU Jeoloji Mühendisliği Araştırma Laboratuvar'ında ulanan kil ayırma iş akış şeması.	35
Şekil 4.1	Serpantinit kayacında kalıntı olivin mineralleri	43
Şekil 4.2	Serpantinit kayacında kalıntı olivin mineralleri ve serpantinleşme sonucu gelişen ağ/elek dokusu	43
Şekil 4.3	Peridotitlerde kırık ve çatlaklarda gelişen hidrotalsit minerali	43
Şekil 4.4	Piroksenitlerde polisentetik ikizlenmeli plajiyoklaz ve yeşil renkli hornblend mineralleri	44
Şekil 4.5	Hornblendit türü kayaçlarda hornblend ve biyotit oluşumları	45
Şekil 4.6	Diyabazlarda piroksen ve plajiyoklaz mikrolitleri	45
Şekil 4.7	Gabrolarda intersertal ve ofitik dokulu plajiyoklaz ve klinopiroksen mineralleri	47
Şekil 4.8	Gabrolarda kloritleşmiş piroksen mineralleri ve mavi girişim renkli kloritler	47
Şekil 4.9	Ofikalsitlerde gözlenen kalsit mineralleri ve serpantin oluşumları	48
Şekil 4.10	Radyolaritlerde ince taneli kuvars mineralleri	48
Şekil 4.11	Radyolaritlerde gelişen milonitik doku	48
Şekil 4.12	Gevaş Ofiyolit Napı serpantinit kayacının SEM mikrofotografı, a) ince levhamsı serpantin oluşumları, b) serpantin liflerinin yakın görünümü (Srp=serpantin, 1=EDS Spot noktası)	49
Şekil 4.13	Gevaş Ofiyolit Napı serpantin oluşumuna ait EDS kimyası sonuç diyagramı	49
Şekil 4.14	Gevaş Ofiyolit Napı serpantinit kayacının SEM mikrofotografı, a) ince levhamsı serpantin buketleri, b) serpantin liflerinin yakın görünümü (Srp=serpantin)	50
Şekil 4.15	Gevaş Ofiyolit Napı serpantinit kayacının SEM mikrofotografı, a) ince levhamsı serpantin kırık yüzeyleri, b) serpantin liflerinin oluşturduğu kalın levhaların yakın görünümü (Srp=serpantin)	50
Şekil 5.1	Gevaş Ofiyolit Napı serpantinitlerinde serpantin	54

	mineralleri	
Şekil 5.2	Gevaş Ofiyolit Napı serpantinitlerinde serpantin ve eşlikçi mineraller	54
Şekil 5.3	Gevaş Ofiyolit Napı serpantinitlerinde serpantin ve vermikülit birlikteliği	55
Şekil 5.4	Gevaş Ofiyolit Napı gabrolarında amfibol ve eşlikçi mineraller	55
Şekil 5.5	Gevaş Ofiyolit Napı gabrolarında talk ve eşlikçi fillosilikat mineralleri	56
Şekil 5.6	Gevaş Ofiyolit Napı piroksenitlerinde piroksen ve eşlikçi mineraller	56
Şekil 5.7	Gevaş Ofiyolit Napı piroksenitlerinde illit ve klorit birlikteliği	57
Şekil 5.8	Gevaş Ofiyolit Napı radyolaritlerinde kuvars ve kalsit mineralleri.	57
Şekil 5.9	Gevaş Ofiyolit Napı ofikalsitlerinde kalsit ve eşlikçi mineraller	58
Şekil 5.10	Gevaş Ofiyolit Napı ofikalsitlerinde C-V ve eşlikçi fillosilikat mineralleri	58
Şekil 5.11	Saf yada safa yakın serpantin minerallerinden itibaren yapılan politipi difraktogramları, Lizardit (1T) ve Klinokrizotil (2M ₁) bileşimi.	59
Şekil 6.1	Serpantin minerallerinin SiO ₂ -MgO-Al ₂ O ₃ +tFeO ₃ üçgen diyagramındaki dağılımları.	62
Şekil 6.2	Serpantin minerallerinin MgO-Al ₂ O ₃ +tFeO ₃ üçgen diyagramındaki dağılımları	63
Şekil 6.3	Serpantin minerallerin eser element içeriklerine göre bollukların dağılımı (TM=Geçiş Metalleri, GE=Granitoyid elementleri, ME=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PE=Değerli elementler, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler)	64
Şekil 6.4	Serpantin minerallerin kondrit-normalize eser element desenleri (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989).	65
Şekil 6.5	Serpantin minerallerinin nadir toprak element içeriklerine	66

göre bolluklarının dağılımı

Şekil 6.6	Serpantin minerallerinin kondrit-normalize REE desenleri (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989).	66
Şekil 6.7	Serpantin minerallerinin O ve H izotop bileşimlerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD diyagramındaki konumları (Kaolinit çizgisi: Sheppard ve Gilg, 1996; süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard ve diğ., 1969; Meteorik su çizgisi: Craig, 1961; Magmatik ve metamorfik su alanları: Sheppard, 1986; OA: Okyanusal antigorit, CA: Kıtasal antigorit, CLC: Kıtasal lizardit-krizotil, OPLC: Ofiyolitik lizardit-krizotil, TLC: Troodos lizardit-krizotil ve D: Deveylit/serpantin - montmorillonit karışımı: Wenner ve Taylor, 1973, 1974 ve Margaritz ve Taylor, 1974; Serpantin 25 °C çizgisi: Kyser ve diğ., 1999).	68
Şekil 6.8	Manto bileşimi $\% \delta^{18}\text{O}=5.7$ varsayılarak (Kyser, 1986), serpantin (Zheng, 1993) ve brusitteki (Zheng, 1998) suyun hesaplanmış $\% \delta^{18}\text{O}$ (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişki.	69

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge No.	Açıklama	Sayfa No
Çizelge 3.1.	Van-Gevaş yöresi Gevaş Ofiyolit Napı kayaç örneklerinde gerçekleştirilen laboratuvar yöntemlerinin dağılımı.	30
Çizelge 3.2.	XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar.	31
Çizelge 3.3.	Referans dolomite göre ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002).	32
Çizelge 3.4.	Referans Kaolinit-EG'e göre ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002).	33
Çizelge.4.1.	Van – Gevaş Ofiyolitine ait kayaçların optik mikroskop incelemeleri	37
Çizelge 4.2.	Gevaş Ofiyolit Napı serpantin mineraline ait EDS analiz sonuçları ve hesaplanmış oksit değerleri	50
Çizelge 5.1.	Van-Gevaş yöresi Gevaş Ofiyolit Napı kayaçlarının tümkayaç ve fillosilikat bileşimi (%)	52
Çizelge 5.2.	Gevaş Ofiyolit Napı'nda kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)	53
Çizelge 5.3.	Gevaş Ofiyolit Napı'nda kayaç oluşturan kil minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)	53
Çizelge 6.1.	Van-Gevaş yöresi Üst Kretase yaşlı Gevaş Ofiyolit Napı serpantin minerallerinin ana element kimyasal bileşimi ve yapısal formülleri	60
Çizelge 6.2.	Van-Gevaş yöresi Üst Kretase yaşlı Gevaş Ofiyolit Napı serpantin minerallerinin iz ve REE element içerikleri (ppm)	61
Çizelge 6.3.	Serpantin minerallerinin duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$ ve δD) bileşimleri.	67

KISALTMALAR

*İnce kesiti yapılan örnekler	Ni: Nikel
Amp: Amfibol	OA: Okyanusal antigorit
An: Analsim	OC: Oktahedral katyon
Au: Altın	Ol: Olivin
Ba: Baryum	Om: Opak Mineraller
Bt: Biyotit	OM: Optik Mikroskop
Ca: Kalsiyum	OPLC: Ofiyolitik lizardit-krizotil
CA:Kıtasal antigorit,	PDB: PeeDee Belemnite
Cal: Kalsit	PGE: Platin grubu Elementler
Chl: Klorit	Pl: Plajiyoklaz
Chr: Kromit,	Ppm: Milyonda bir
CLC:Kıtasal lizardit-krizotil,	Ps: Fillosilikat
C-S: Klorit-Smektit	P-V: Flogopit-Vermikülit
Cu: Bakır	Px: Piroksen
C-V: Klorit-Vermikülit	Qz: Kuvars
D:Deveylit/serpantin-montmorillonit karışımı:	REE: Nadir Toprak Elementleri
DM: Diğer Mineraller	Sm: Smektit
Dol: Dolomit	SMOW: Standart Ortalama Okyanus Suyu
Fe: Demir	Srp: Serpantin
Fsp: Feldispat	S-V: Smektit-Vermikülit
Grt: Granat	T: Talk
Gt: Götit	TC: Tetrahedral yük
Hbl: Hornblend	TIMS: Termal İyonlaşma Kütlesi Spektrometresi
Hem: Hematit	TK: Tüm Kayaç
HFSE: Kalıcılığı Yüksek Elementler	TLC: Troodos lizardit-krizotil
Htc: Hidrotalsit	TOK: Toplam oktahedral katyon
I: İllit	V:Vermikülit
ICP-MS: Plazma-Kütle Spektrometresi	
ILC: Yapraklar arası yük	
I-S: İllit-Smektit	
I-V: İllit-Vermikülit	
K: Potasyum	
KF: Kil Fraksiyonu	
LFSE: Kalıcılığı Düşük Elementler	
LOI: Ateşte kayıp	
Mgs: Manyezit	
MORB: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı	
NASC: Kuzey Amerika Şeylleri	

1. GİRİŞ

1.1. İnceleme Alanının Tanıtımı

İnceleme alanı Van ili Gevaş ilçesinin batısında bulunan Dilmetaş, Dokuzagaç ve İkizler köyleri sınırları içerisinde yer almakta olup, kuzeyinde Van Gölü ve güneyinde Bitlis Kenet Kuşağına ait kayaçlar bulunmaktadır. Çalışma alanı 1/100.000 ölçekli L49 ve L50 paftalarını kapsamaktadır (Şekil 1.1).

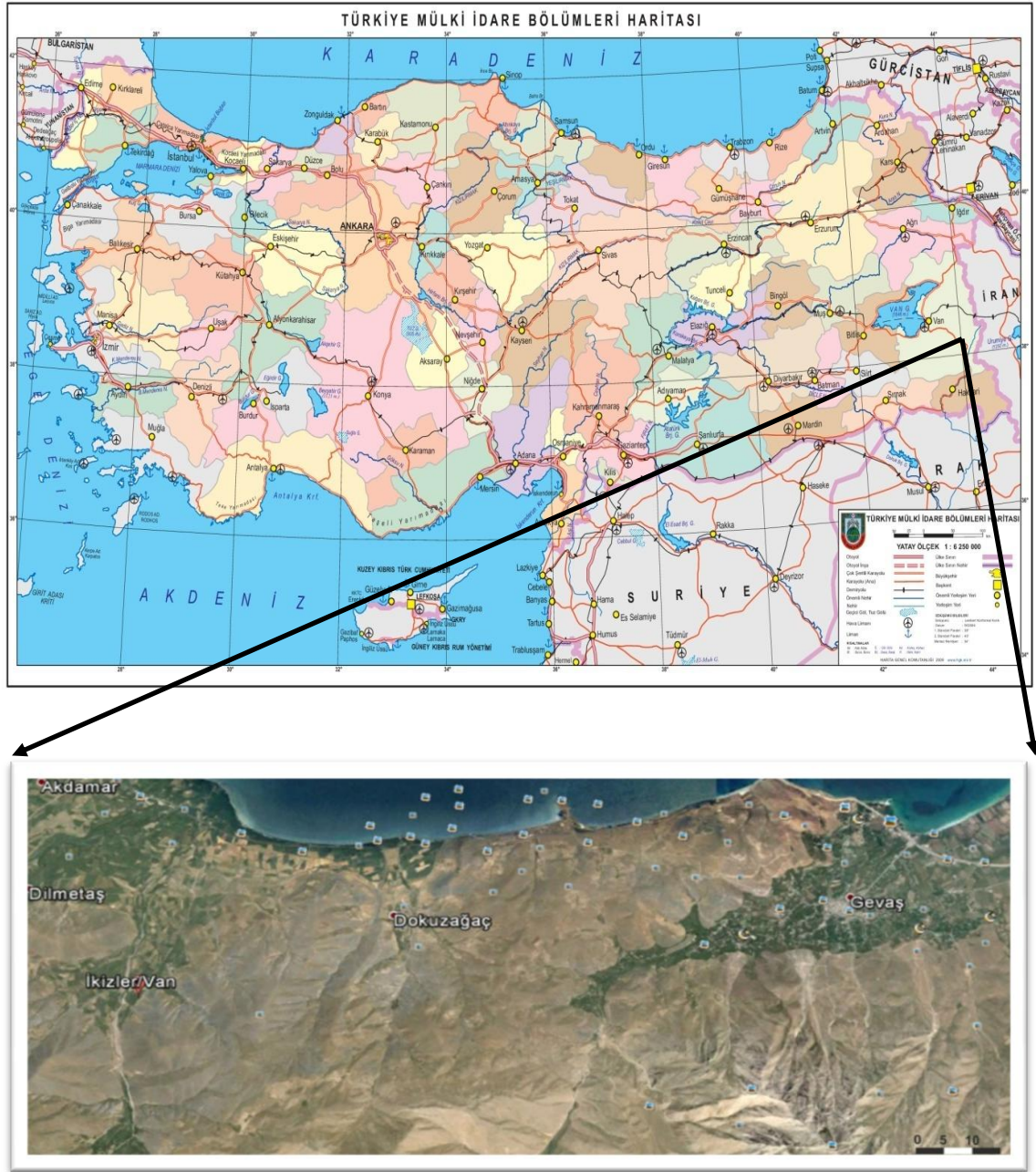
Doğu Anadolu'daki neotektonik rejimin, yaklaşık 12 milyon yıl önce Avrasya ile Arap plakalarının çarpışması sonucu Neotetis okyanus tabanının tamamen yok olması ile geliştiği belirtilmektedir. Çarpışmayı takiben gelişen yeni bir tektonik rejim ile eşzamanlı olarak magmatik aktivite de başlamıştır. Doğu Anadolu'da neotektonik dönem boyunca, bölgesel bir yayılım gösteren batı-doğu doğrultulu kıvrımlar, bindirmeler ve eşlenik doğrultu atımlı faylar etkin olmaya başlamıştır (Ketin, 1983). Ayrıca volkanların çıkışlarını denetleyen K-G yönlü açılma çatlakları da gelişmiştir. Çarpışma sonrası kıta-kıta birleşmesini takip eden bu dönemdeki etkin deformasyon, kabuk kısılması ve kalınlaşması, dolayısıyla da bölgenin yükselmesine neden olmuş (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Yılmaz vd., 1987). Çarpışmaya bağlı olarak bölgede etkin olan K-G yönlü kısılma ile kalınlaşan kabuk, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu transform faylarının oluşmasına, sonrasında ise D-B açılmalarla sıkışma tektoniğine uyum sağlamıştır (Yılmaz vd., 1987).

Van ili çevresinde oldukça etkili tektonizma söz konusudur. Özellikle neotektonik dönem içerisinde Bitlis Kenet Kuşağı ile sınır halinde bulunan Neotetis okyanusun kapanması ve kıta-kıta çarpışması sonucu bölge doğu-batı uzanımlı kıvrımlarla yükselmiştir (Koçyiğit vd., 2001). Yukarı Murat-Van bölgesi içerisinde yer alan çalışma alanı yükseltinin fazla olduğu, özellikle tektonizmanın etkisiyle doğu-batı uzanımlı dağ sıraları, platolar ve yükseltinin düşük olduğu kesimlerde ovalarla sınırlıdır. Çalışma alanının kuzeyinde bulunan Van Gölü tektonizma etkisiyle oluşmuş set göllere örnek verilebilir. Bölgede yükselti 1500 ile 3950 m arasında değişmektedir. Yükseltelerin uzanımı Van Gölü'ne doğru olması gölün kıyı kesimlerinin girintili ve çıkıntılı olmasına neden olmuştur. Tüm bu yapısal şekillerinin oluşması bölgeyi kuzey-güney yönünde sıkıştırmakta ve kısaltmaktadır. Çarpışmanın olduğu yerlerde ise kabuk yükselti ile beraber kalınlaşmaktadır.

Tektonizma ile ilişkili olarak bölgede volkanizma da oldukça gelişmiştir. Tektonizma ve volkanizma özellikle neotektonik dönem içerisinde oldukça uyumlu

gelişmiş, tektonik yapıların bulunduğu noktalarda açılma çatlaklarında ve fay uzantılarının sonunda nokta şeklinde oluşmuşlardır.

Bölgede oldukça geniş yayılım gösteren volkanik yapılar daha eski kayaları keser konumda yüzeylemiştir. Bölgede bulunan Tendürek volkanı, kalkan tipi yapı göstermesi ve çok geniş yüzlüklere ilerlemesi bölgenin jeolojisi için oldukça önemlidir. Tektonizmanın etkisiyle fay uzantılarına paralel uzanan volkanik yapılar yeryüzü şekillerinin oluşmasında önemli rol almaktadır.

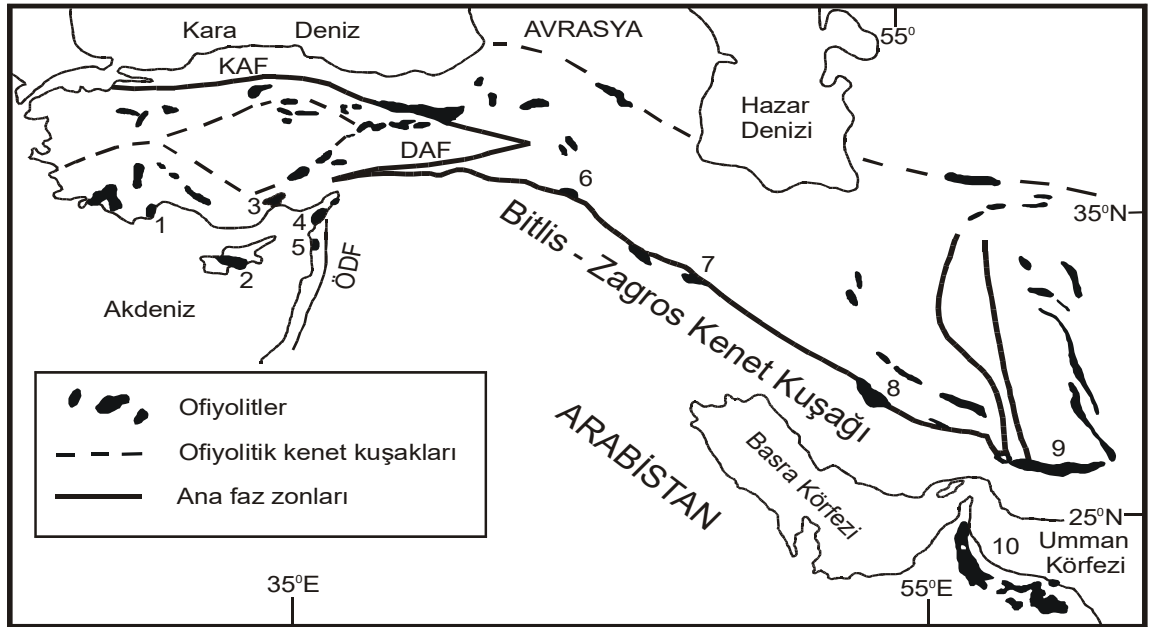


Şekil 1.1. İnceleme alanı yer bulduru haritası (Mülkü Harita ve Google Earth Uydu görüntüsü)

1.2. Amaç ve Kapsam

Deniz tabanı yayılmasına bağlı olarak okyanusal kabuğun kıta üzerine yerleşmiş kayalık toplulukları ofiyolit olarak adlandırılmaktadır. Ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarda oluştuğu görüşü genel olarak levha dayk kompleksinin mevcudiyetine dayandırılmaktadır (Gass, 1979; Coleman, 1977; Dewey ve Bird, 1971). Ofiyolitlerin okyanusal litosferin kıta üzerindeki parçaları olduğu görüşü kabul edilmesinden sonra eski kenet kuşaklarının ya da plaka sınırlarının tanınmasında ofiyolitlerden büyük ölçüde yararlanılmıştır.

Alp-Himalaya orojenik kuşağı içerisinde jeolojik olarak önemli bir yere sahip olan Türkiye, yaklaşık doğu-batı uzanımına sahip Paleotetis ve Neotetis okyanusuna ait tektonik birlikleri içermektedir. Neotetis okyanusu, Paleotetis okyanusunun Paleozoyik-Erken Mesozoyikte kapanması esnasında, güneyde Afrika-Arap ve kuzeyde Avrasya plakaları arasında Mesozoyikte açılan bir okyanusal basen olarak gelişmiştir. Neotetis kuzey ve güney kol olmak üzere iki adet okyanusal basenden oluşmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Neotetis'in kuzey kolu İzmir-Ankara-Erzincan zonu, İç Toros okyanusu ve İntra Pontidleri, buna karşın Neotetis'in güney kolu ise Bitlis-Zagros Kenet kuşağını kapsamaktadır (Şekil 1.2). Neotetis okyanusunun Geç Kretase'de kapanmaya başlamasıyla kuzey ve güney kola ait ofiyolitler kıta üzerine bindirmişlerdir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984). Alp-Himalaya orojenik kuşağı içerisinde yer alan ofiyolitlerin (Arnavutluk, Yugoslavya, Yunanistan, Türkiye, İran, Umman) ve Paleozoyik yaşlı ofiyolitlerin (Bay of Island-Ordovisiyen; Trinity-Ordovisiyen; Lizard-Sluriyen/Devoniyen) tabanında, okyanus içi ortamda okyanusal litosferin kırılması ve okyanusal kabuk üzerine bindirmesi sonucunda oluşan, ince bir metamorfik dilim (<500 m) göze çarpmaktadır.



Şekil 1.2. Arabistan levhasının kuzeyindeki Neotetis ofiyolitleri ve ana kenet kuşakları (Dilek ve Thy, 1998'den alınmıştır). 1. Antalya, 2. Troodos (Kıbrıs), 3. Mersin, 4. Kızıldağ, 5. Baer-Bassit (Suriye), 6. Khoy (İran), 7. Kermenshah (İran), 8. Neyriz (İran), 9. Makustan (İran), 10. Semail (Umman).

Ultramafik kayaçların serpantinleşme süreci ile eşzamanlı olarak Fe, Cr, Ni ve platin grubu element (PGE) cevherleşmeleri, serpantinleşme süreci sonrasında silikat (kuvars, piroksenoyid-pektolit, amfiboloyid-ksonolit, serpantin, flogopit, talk, sepiyolit) ve karbonat (kalsit, aragonit, dolomit, manyezit, hidromanyezit) türü oluşumlar veya endüstriyel hammaddeler de meydana gelebilmektedir. Serpantinleşmeye eşlik eden bu tür mineral oluşumları ofiyolitlerin yerleşme ve sonrası evrimleri hakkında bazı bilgiler sunabilmektedir (Başbüyük vd., 2009). Ofiyolitik diziye ait mafik–ultramafik kayaçların kıtaların üzerine yerleşmesinden önce mi, yoksa sonra mı serpantinleştiği hala tartışmalı olmakla birlikte, serpantinit ile ilişkili mineralizasyonlar basit olarak üç gruba ayrılmaktadır (Mittwede, 1996). (1) Magmatik veya pirojenetik (pre-serpantinizasyon), (2) sinjenetik (doğrudan serpantinizasyon süreci ile ilgili), (3) epijenetik (metamorfizma, bozuşma ve bozunmayı kapsayan post-serpantinizasyon).

Bu çalışmada Van – Gevaş ofiyolitine ait kayaçlarda meydana gelen serpantinleşme ve buna eşlik eden diğer mineral oluşumlarının dağılımları, kökeni, evrimi, parajenetik ilişkileri, mineralojik ve kimyasal özelliklerinin araştırılması amaçlanmıştır. Bölgedeki ofiyolitler ilk kez bu açıdan incelenecek olup, kapsamı aşağıdaki gibi planlanmıştır;

- Ofiyolitik dizilimdeki kayaçların hangi tür mineralleri içerdiğinin araştırılması,
- Serpantinleşme öncesi veya sonrası mineralizasyonların (listvenitleşme, asbestleşme vb.) oluşumunu denetleyen parametrelerin ortaya konularak alterasyon evrimlerinin (oluşum sırası ve mekanizma) belirlenmesi,
- Mineral oluşumlarının varsa ekonomik potansiyellerinin ortaya konulması,
- Elde edilen jeolojik–mineralojik verilerin Türkiye’deki bu açıdan incelenmiş diğer ofiyolitik kuşaklardaki benzer oluşumlarla denştirilmesi.

1.3. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanında 1953-2014 tarihleri arasında farklı amaçlara yönelik çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar aşağıda tarih sırasına göre verilmiştir:

Ternek (1953); “Van Gölü Güneydoğu Bölgesinin Jeolojisi” adlı çalışmasında, Van Gölü’nün Güneydoğu kenarı ile Artos Dağı kuzey etekleri arasında Doğu–Batı uzanımlı Üst Kretase yaşlı serpantinlere değinmiştir. Bölgede serpantinler dışında gabro ve diyabazların varlığından özellikle Gevaş’ın doğu kesimlerinde yer yer rastlandığını bildirmiştir. Üst Kretase oluşumları özellikle Paleozoik’te sınırlarını etkilediğini

bildirmiştir. Paleozoik birimlerinin Üst Kretase birimlerinin üzerinde olduğu bazı yerlerde bu birimler üzerinde ilerleme kaydettiğini belirtmiştir. Araştırmacı Üst Kretase birimlerini aşağıdan yukarıya doğru; serpantinlerle karışık kısmen bunların üzerinde bulunan kırmızı radyolaritler, gri ve mavimsi yeşil renkli ezilmiş levhalı kalkerler ve bunların üzerinde gri ve kırmızımsı renkli kalkerler olarak tanımlamıştır.

Kıraner (1959); “Van Gölü Doğu Bölgesinin Jeolojik Etüdü” adlı raporunda; Üst Kretase’de bölgede belirgin bir çökelmenin olduğu belirtmiştir. Yapılan çalışmaya göre Üst Kretase deniz ilerlemesi (transgresyon) ile deniz bölgeyi kaplamış ve bu çökelme süreci Alt Eosen sonuna kadar devam etmiştir. Bölgede Üst Kretase ve Üst Paleosen dönemleri arasında hafif şekilde gelişmiş uyumsuzluklar gözlenmiş; bu uyumsuzluklar Üst Kretase ve Üst Paleosen döneminde bir hareketin olduğunu belirtmiştir. Bölgede gelişen uyumsuzluklar çok gelişmemiş olup bu hareketlenme genellikle salınım (osilasyon) hareketleriyle meydana geldiği belirtilmiştir. Bölgedeki hareketlenmeler Üst Paleosen sonlarında şiddetini artırıp yerleşmiş olan birimlerin çevrelerinde özellikle zayıf noktalarını etkilendiğini belirtmiştir. Bu hareketlenmeler sonucunda özellikle çatlak kısımlara serpantin oluşumlarına zemin hazırlamıştır. Bölgede bulunan serpantinler Kuzeybatı – Güneydoğu istikametinde belirlenmiş olup daha önce yerleşen eski birimlerin zayıf noktalarında belirlenmiştir.

Boray (1975); “Bitlis Dolayının Yapısı ve Metamorfizması” adlı çalışmasında, bölgede bulunan kayaçları metamorfizmanın etkisiyle farklı gruplara ayırmıştır. Bu birimleri ileri ve geri metamorfizma ürünleri olarak iki gruba ayırmıştır. Bölgedeki ilk oluşum kayaçlarda deformasyona neden olarak yatay olarak yapraklanma meydana getirmiştir. Sonraki aşamada yapraklanmayla beraber kıvrımlanma sonucu ikinci yapraklanmayı meydana getirmiştir. Ayrıca başlangıç konumunda bulunan ilksel ürünler üçüncü metamorfizmanın etkisiyle oluştuğunu savunmuştur. Bölgede Alpin yaşlı zonların çok belirgin olduğu, yeşilşist fasiyesinin biyotit ve granat zonlarında bölgesel metamorfizmanın olduğunu savunmuştur.

Yılmaz (1975); “Cacas Bölgesi (Bitlis Masifi) Kayaçlarının Petrografik ve Stratigrafik İncelenmesi” adlı çalışmasında, bölgede görülen bütün parajenezler en düşük yeşilşist fasiyesi durumunda oluştuğunu belirtmiştir. Bu oluşumlar kuvars – albit – muskovit – klorit alt fasiyesi olarak oluştuğunu savunmuştur. Eski kütle parajenezleri ve örtü kaya parajenezleri arasında bir boşluk olduğunu ve bu boşluğun içerisinde ikinci metamorfizma ürünleri olduğunu belirtmiştir.

Yılmaz (1978); “Gevaş (Van) Dolayında Bitlis Masifi / Ofiyolit İlişkisi” adlı çalışmasında, Besni Formasyonu’na ait bol fosilli, sıg denizel, karbonat kırıntılı kayaçların ortamda bulunduğu ayrıca ofiyolit biriminin Numulitli kırmızı çakıltası – çamurtaşı birimiyle örtündüğünü belirtmiştir. Bu birimlerin hepsinin altta bulunan ana kayanın ürünleri olduğunu belirten araştırmacı ofiyolit yerleşim yaşını belirtmede ofiyolitle mermerlerin dokanak kısmında Eosen çökellerinden türeme malzemelerinin bulunduğunu savunarak ofiyolit Üst Kretase – Eosen arasında yerleştiğini savunmuştur. Bu veri sonucunda ofiyolit Güneydoğu Anadolu’nun jeolojik evrimi içerisinde Yüksekova Karmaşığı ya da Koçali Grubu’nun eşdeğeri olduğunu savunmuştur. Bölgede ofiyolit karmaşığı ve Bitlis metamorfigine ait birimler tektonizma sonucu Gevaş’ın doğusuna doğru, doğu – batı uzanımlı dokanaklarda serpantinit şisti serpantinite, mermerde şisti mermere dönüştüğünü belirten araştırmacı dokanakta bulunan serpantinitlerin Ca metamorfizmasının etkisinde olduğunu savunmuştur. Yapılan çalışmalar sonucunda; farklı jeolojik zamanlarda meydana gelen tektonizmanın bölgede oluşumları büyük ölçüde etkilediği Bitlis masifi ve kıtasal birimlerin tektonizma sonucu farklı zamanlarda yerleşen mozayik yapısına benzediği, kıtasal bölümler arasında ise değişik zamanda yerleşmiş ofiyolit birimlerin olduğunu belirtmiştir.

Özkaya (1978); Yüksekova-Şemdinli bölgesinde yaptığı çalışmada; Yüksekova yöresi Arabistan levhasının kuzey kıta kenarı sınırında çukurca yükselimi kuzey kanadında yer aldığı belirtilmektedir. Bölgenin stratigrafisi altta Arabistan levhası platform karbonatları üzerine üst kretase’de yerleşmiş ofiyolitler ve ofiyolitleri açısız bir uyumsuzlukla örten Tersiyer yaşlı volkanitli olistolit ve olistosromlu çökellerden oluştuğu çalışmacı tarafından söylenmekte olup kuzeyde metamorfik ofiyolit kuvarsit ve şistlerden oluşan bir karmaşık tersiyer yaşlı çökeller altında yüzeylenmekte olduğu ve yer yer bu çökeller içerisinde ve üzerinde olistolit ve büyük gravite napları şeklinde görüldüğü söylenmektedir. Çalışmalar Arabistan levhası kıta kenarı üzerindeki ofiyolitlerin bir kenar havzası okyanusal kabuk parçaları olabileceğini göstermekte olduğunu söylenmektedir. Tersiyerde bölgede Arabistan levhası kıta kenarına üst Kretasede eklenmiş kıtasal kabuk üzerinde bir yay ardı havzası gelişmiş olabileceği söylenmektedir. Kuzeydeki metamorfik ofiyolitler ise bir ada yayı-hendek karmaşığı olduğu söylenmektedir. Bu birim içerisindeki metamorfik ofiyolitler daha kuzeydeki Tetis Okyanusal havzasının kalıntıları olabileceği, bölgenin tektonik evrimi özellikle Tersiyer döneminde yanal sıkışmalara bağlı büyük bindirmelerle değil dikey hareketler ve

bunlara bağı gravite kaymaları ile şekillendiği söylenmektedir. Tersiyer yaşlı çökeller otokton olduğu söylenmekte olup Ancak havza büyük kütle akmalarına gravite kaymalarına sahne olmuştur. Stratigrafik ve yapısal ilişkiler bölgede fazla petrol olanağı bulunmayacağı göstermekte olduğu çalışmacı tarafından söylenmektedir.

Hall (1979); “Güneydoğu Türkiye’de Ofiyolit Yerleşmesi ve Toros Sütür Zonunun Evrimi” adlı çalışmasında, Bitlis Masifi’nin güneyde kalan bölgenin yaşlandırması ve karakteri hakkında bilgilerin az olduğunu belirten araştırmacı yaptığı çalışmayla ofiyolit karmaşığının yerleşmesini iki önemli olaya bağlamıştır. Bu olayları okyanus gelişmesi ve kıta çarpışmasının son safhalarında olduğunu, ilkinin Üst Kretase’de olası yarı sulu ortamda çekim kayması sonucu gelişen tektonizmayla güneye yerleştiğini savunmuştur. Bu zamanda yükselmenin Kıbrıs’tan Umman’a doğru orojenik kuşağın çeşitli yerlerinde aynı durumda olmasına bağlamıştır. İkinci olayın Güneydoğu Toroslarda ana tektonizmanın Miyosen’de gerçekleşmiş olması bölgedeki kıta çarpışmasının son safhası olarak düşünen araştırmacı birimler içerisinde yüksek basınç – düşük sıcaklık metamorfitleri içeren ofiyolitin yerleşmesi bunun kanıtı olduğunu savunmuştur.

Dilek ve Yılmaz (1979); Van-Gevaş yöresinde 4 farklı birim saptamıştır. Bunlar en üstte genç çökeller, ofiyolitik birim ve metamorfik geçiş zonu, Bitlis masifinin dış zonunu oluşturan metamorfik kayalar ve ofiyolitik topluluğu yer almaktadır. Ofiyolit istif oluşum sırasında ve sonrasında yoğun tektonizma altında yatay ve dikey dizilim yönünde bozulmalara uğramıştır. Ofiyolitik istifte yapılan sıralamada en alt birim olarak serpantinleşmiş ultramafik kayalar yer almaktadır. Sahada oldukça belirgin üstünlük kuran serpantin biriminin alt kısmında başka birime rastlanmamıştır. Belirtilen serpantinleşmiş ultramafik kayalar çoğunlukla harzburjit kökenlidir. Alt kısımlara doğru olivin miktarının artmasıyla Dünit’e piroksen oranının artmasıyla ojite geçiş yaptığı gözlenmiştir. Bölgede bulunan genç çökeller daha yaşlı olan diğer birimleri örtü niteliğinde olduğu izlenmiştir. Bu birimler Eosen, Miyosen ve Eosen yaşlı çökellerden meydana gelmiştir. Bu birimin bölgede incelenmesi bölgenin jeoloji gelişimi aydınlatmada önemli ipuçları sağlamıştır. Ofiyolitin yerleşme yaşının tespiti özellikle Üst Kretase fosilleri içeren neritik kireçtaşları kapsamı, kuzeyde derin denizel kireçtaşlarının varlığından dolayı Eosen çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtüldüğü belirtilmiş ve ofiyolitin yaşı ‘Paleosen ile Eosen’ arasında yerleştiğini göstermiştir.

Şengör ve Yılmaz (1981); “Türkiye’de Tetis Evrimi, Levha Tektoniği açısından Bir Yaklaşım” adlı çalışmalarında, Gondwana’nın kuzeyinde bulunan Kimmer kıtasının Permo-Triyas döneminde Neo – Tetis okyanusunun açılmasıyla kıtanın ayrıldığı Jura döneminde Kimmer kıtasının sürekli parçalandığını bunun sonucunda birden çok kıtaya ayrıldığını savunmuşlardır. Bu parçalanmayla Anatolid – Torid platformunu, Malatya – Pütürge, Alanya – Bozkır dağları ve Bitlis masifi gibi kıtaları oluşturduğu savunmuşlardır. Orta Jura’da Paleo – Tetis’in kapanmaya başlamasıyla parçalanan kıtalar birbirlerine yaklaşmış ve Türkiye’nin birçok bölümünde karbonat oluşumlarıyla kıtasal şelf ortamları oluşmuştur. Paleo – Tetis’in kapanması kıtaların yaklaşması çarpışma zonunda kabuksal kalınlaşmaya neden olmuştur. Özellikle Jura’nın sonu Kretase’nin başlangıcında Neo – Tetis kökenli ofiyolit mostralari oluşmaya başlamıştır. Bitlis Masifi’nin dış zonunu oluşturan ofiyolitik melanj orojenik ve epirojenik oluşum sonucu kataklastik bir zon ile zayıf gelişmiş kontakt metamorfik zonun üzerine yerleşmiştir. Ofiyolitın yerleşmesinden sonra Bitlis / Pütürge kıtasının altında kuzeyden güneye doğru dalma batma zonu gelişmiş bu olay sonucunda okyanusun iyice kapanması Bitlis/Pütürge kıtası ve Arap platformunun çarpışması ofiyolitın büyük ölçüde ortaya çıkmasına neden olmuştur. Ofiyolitik karmaşığının karbonatlar üzerine ilerlemeleri günümüzde de devam eden Bitlis/Zagros Kenet Kuşağı’nın Miyosen dönemindeki çarpışmaları olduğunu savunmuşlardır.

Yılmaz ve diğ.(1981);Gevaş (Van) bölgesinde dört tektonik birim ayırt edilmiştir. Bunlar (a) bir ofiyolit topluluğu, (b) Bitlis masifinin dış zonunu oluşturan metamorfik kayalar (c) ofiyolit ile metamorfik kayalar arasında yer alan geçiş zonu ve (d)öncekileri örten çökel kayalarıdır. Günümüzdeki sıralananlarında bu birliklerde ofiyolit topluluğu kayaları en altta yer alırlar. Bu ofiyolit topluluğu düzensiz bir ofiyolit olarak tanımlanabilir. Her ne kadar farklı düzeyleri yerel olarak yalın bir tektonik ile yer değiştirmiş ve sıralamaları bozulmuş ya da bazı birimleri kaybolmuşsa da, bu tektonizma ofiyoliti kaotik bir topluluk dilinimine getirmemiştir. Ofiyolit topluluğuna, tektonik bir geçiş zonundan başlayarak mermerler tarafından örtülür. Bölgedeki bu tektonik birimleri diskordan olarak Eosen çökelleri örtmüştür. Eosen çökeliminden sonra tektonik birimlerin asıl konumları büyük ölçüde bozulmuş ve alttaki birimler itilerek genç Eosen çökellerinin üzerlerine ilerlemiştir. Bu itilmeler geçiş zonunun birincil konumunu da bozmuştur. Yapı öğelerinin analizi, bu birimlerin itilmelerinden önceki asıl konumları ile sıralanmalarının ortaya konulmasını olanaklı kılmıştır. Buna göre önce ofiyolit, Bitlis masifini oluşturan karbonatların üzerine yerleşmiştir. Bu

üzerleme sırasında, 500 ile 1000 m kalınlığa ulaşan bir kontak metamorfizma zonu gelişmiştir. Kontak metamorfizma bu zonda ofiyolitinin hemen kontağında amfibolitten başlayarak, uzağa doğru yeşil şiste geçmektedir. Yeşilşist ise metamorfizmaya uğramış volkanik kayalara, onlarla birlikte bulunan ve başlıca, çörtlerden oluşan çökel kayalarına dereceli olarak geçmektedir. Kontak metamorfizma zonu şiddetli bir biçim değişimine uğramıştır. Buna rağmen bütün bölgede varlığı aynı yapısal düzeyde izlenebilmektedir. Zonun içinde değişik kesimlerde ileri derece metamorfik amfibolit inklüzyonları görülür. Ofiyolitinin hemen dokanağında ileri derece kontak metamorfizma kayalarının mineralleri semi-plastik rotasyona uğramış, dokanaktan uzağa doğru ise, etkisi giderek artan kataklastik deformasyon nedeniyle milonitik kayalar gelişmiştir. Bütün bu veriler, kontakt metamorfizma kayalarının sıcaklık etkisi ardından üzerlemenin evrelerine doğru şiddetli bir makaslama etkisinde kaldıklarını göstermektedir. Böylece önceki fazda hornfels niteliği kazanan kayalar daha sonra makaslama sırasında tektonik geçiş zonu oluşturacak bir değişime uğramışlardır. Eosen'de sığ denizel kırıntılı kayalar geçiş zonu da dâhil önceki tüm birimlerin üzerine çökelmişlerdir. Eosenden sonra kuzey yönünde itilmeler gelişmiş bu itilmeler tektonik birliklerin ilk konumunu bozmuştur. Bunun sonucu olarak geçiş zonu kayaları kamalanmış ve içlerine yer yer Eosen çökel dilimleri de karışabilmiştir. Sonuç olarak ofiyolitinin en altta, mermerlerin ise üstte durduğu bugünkü dizilme meydana gelmiştir.

Pehlivanoglu ve diğ, (1982), MTA bünyesinde “Doğu Anadolu (Van – Bitlis civarı) Yapılan Cu-Pb-Zn Prospeksiyon Raporu”nda Van – Özalp civarının ofiyolitik karmaşığı, esas itibarıyla serpantinit, radyolarit, deniz altı lav ve tüflerle beraber kırmızı kireçtaşları, marnlar ve alacalı şeyllerden oluştuğu belirtilmiş, bu kayalarla ara katkılı olarak Permien kireçtaşlarının bulunduğu alanda, bronzit-hipersten-piroksenit, gabrolar ve serpantinit içinde yüzeysel ayrışmalar görülmüştür.

Şengün (1984), yaptığı çalışmada, Bitlis Masifi'nin özellikle alt ve üst metamorfitlerinin ilişkisini yorumlamayı amaçlamıştır. Çalışma alanında kayaç dizini Alt metamorfitler, Üst metamorfitler ve Post – Metamorfik Damar Kayaçları olmak üzere üç bölümde incelemiştir. Alt ve Üst Metamorfitler arasındaki ilişkinin kartografik bir uyumsuzluk olduğunu savunan araştırmacı, Üst metamorfitlerin tabakalanma düzlemleri ile bu kartografik düzlemin uzun mesafeler boyunca paralel olmaları, sürekli sürekli bir tektonik hattın çok, Alt Paleozoyik'te transgresif aşma gösteren bir açısal uyumsuzluk olduğunu düşünmektedir. Alt ve üst metamorfitlerin dokanaklarında genellikle metamorfizma atlamaşı görülmeyişi belirten araştırmacı Alpin

metamorfizmasının eski metamorfizmayı silemediği durumlarda, farklı iki metamorfizma evresinin farklı parajenezleri, aynı el örneğinde veya aynı lokasyonda belirlenebildiği savunmuş, Alt ve Üst metamorfitlerindokanaklarında Alpin etkilerinin çok düşük olması durumunda, Alt Metamorfitleride Pan – Afrikan (?), Üst Metamorfitlerde ise Alpin metamorfizmanın izlenmesinden kaynaklanan bir metamorfizma farkının geliştiği belirtmiştir. Pan – Afrikan evrenin fiziksel koşullarının, yaklaşık 6 kbar'lık hidrostatik basınçlarda 630 – 650 °C sıcaklık ile saptanamayan basınç koşullarında yaklaşık 500 °C sıcaklık arasında değiştiği savunulmuştur. Araştırmacı çalışma alanı içinde Alpin metamorfizmanın düşük ve olası çok düşük mertebeli metamorfizma koşullarında gerçekleştiğini savunmuş, bu metamorfizmanın mevcut jeokronolojik araştırmalar ışığında Alt Kretase ile Oligosen aralığında etkili olmuş bir sıkışma rejimine ve ilişkin deformasyon sürecine bağlanmıştır. Orojenik dönem süresince gerçekleşen bölgesel yükselmenin, sıcaklık ve basınçların azalması ile zaman içinde gerileyen (retrograd) bir metamorfizmaya sebep olduğu savunulmuştur.

Yalçın (1987); çalışmasında; Türkiye'nin Önemli tektonik Ögelerinden olan Doğu Anadolu Yarılımının Türkoğlu-Karaağaç arasındaki kesimi ilk kez 1/25.000 ölçeğinde ayrıntılı olarak haritalamıştır. Ayrıntılı haritalanma kuşak içerisindeki kırıkların çoğunun aktif olduğunu göstermiş ve Kuvarterner'de 2 km ye varan sol yanal atımların varlığı saptandığını belirtmiştir. Haritalanma kesim K-G yönlü bir kompresyonla gelişmiş K68G doğrultulu sol yönlü bir doğrultu atımlı yarılım olduğu belirlenmiş olup haritalanan kesimin uzantısı olarak yorumlanan ve Ölü deniz sistemine bağlandığı düşünülen kırık sistemi ise K27D doğrultusunda uzandığı belirtilmektedir. Bu kırık boyunca, haritalanan kesimin aksine düşey atım egemen olduğu ancak gidiş ve egemen atımdaki bu farklılıklar, bunların genetik ilişkili olmayan ve birbirlerini dar açılı ile kesen iki ayrı kırıklı sistemi olabileceklerini düşündürmek olduğu belirtilmiştir. Farklı doğrultuların açıklanmasında söz konusu kırıkların birinci ve ikinci dereceden doğrultu yarılımlar olma olasılıkları da tartışılmıştır. Bölgedeki jeolojik ve jeofizik veriler Doğu Anadolu yarılımının incelenen kesimde tümüyle Arabistan levhası ve ona eklenmiş okyanus litosferi dilimleri içerisinde geliştiğini ortaya koymuştur. Bu aktif yarılım kuşağı geçmişte büyük depremlere neden olduğu belirtilmiştir; Gelecekte de önemli yer sarsıntılarını oluşacağı kaçınılmaz olduğu ve buna rağmen bölgede yeni kurulmakta olan yerleşim alanlarında olası depremlerin yıkıcı etkileri gözlemlendiği çalışmacı tarafından belirtilmiştir.

Bozdoğan ve diğ. (1987); çalışmasında; Hazro bölgesindeki Paleozoyik istif, petrol üretkenliği açısından önemli olunca, dikkatleri üzerine çekmiştir. TPAO ve N.V. Turksell Shell tarafından ortaklaşa yapılan, palinoloji ağırlıklı denestirmelere dayalı çalışmalar sonucunda, bölgedeki Hazro yükselinde ve kuyularda, Paleozoyik çökellerini tekrar gözden geçirilmesi ve revize edilmesi gerekliliği ortaya çıkmıştır. Petrol aramacılarının uzun zaman ilgisini çeken ve yakın geçmişte gaz ve kondanseyt üretimi ile önemi daha da artan Hazro Formasyonunun petrollü kumtaşları daha önce düşünüldüğü gibi Permiyen yaşlı olmayıp Alt-Orta Devoniyen de çöktüğü belirtilmiştir. Ayrıca yükselinin batı ve güney kesimindeki kuyularda yapılan çalışmalarda, bu istifin Anhidrit arabantlı dolomit ve klastiklerle devam ettiği ve kalınlığının 250 metreye kadar çıktığı söylenmektedir. Bu nedenle, bölgede Üst Paleozoyik yaşlı birimlerin yeniden Formasyon ve üyelere ayrılarak tanımlanması ve tariflenmesi zorunluluğu doğmuştur. Tanımlara göre Hazro Formasyonu deyimi Diyarbakır grubu içerisindeki bilinen Dadaş Formasyonu üzerine gelen, kumtaşı, kırmızımsı-yeşil renkli şeyler ve dolomit ile temsil olunan, geniş yayımlı Alt-Orta Devoniyen yaşlı istif için kullanılmakta olup bu birim, Hazro yükselinde, üst kısımdan eksik aşınmış olarak görülmekte olduğu belirtmektedir. Çalışma alanındaki bazı kuyularda, Hazro Formasyonu üzerine gelen anhidrit bantlı dolomitler ve kırmızı-yeşil renkli klastiklerle temsil edilen ikinci kısım Alt-Orta Devoniyen çökeltileri ise Kayayolu Formasyonu olarak adlandırılmış olup bu birim Güneydoğu Anadolu'da hiçbir yerde yüzeylemediği çalışmacı tarafından belirtilmektedir. Hazro yükselinde, Permiyen yaşlı Gomanibrik Formasyonunun A üyesinin altında görülen ve eskiden Hazro Formasyonun bir parçası olarak kabul edilen, yine Permiyen yaşlı, Kömürlü, koyu renkli şeyler ile kumtaşları ise Kaş Formasyonu olarak çalışmacı tarafından belirtilmiştir. 1984 yılında Shell tarafından açılan Berbeş-1 kuyusunda ve 1987 yılında, TPAO, tarafından açılan Güney Hazro-2 kuyusunda Alt-Orta Devoniyen yaşlı Hazro Formasyonun kumtaşları içerisinde gazlı petrol, gaz ve kondanseyt bulunduğu çalışmacı tarafından belirtilmektedir.

Perinçek ve diğ. (1988), çalışmasında; Cilo Dağlarında eski bir Okyanus kabuğunun incelenmesini yaptığı çalışmasında; Ciloda gerçekleştirilen saha çalışması bir ofiyolit topluluğunun varlığını göstermediği belirtilmiştir. Ofiyolit, kümülatlar, plajiyogranit, dayk ve lavlardan oluşmaktadır. Kümülatlar ancak ince bir kesim ile temsil edilmekte olduğu söylenmekte olup ofiyolitinin altında yer alan sıg denizel karbonat kayaları biçim değişimine uğramış ve kıvrıldığı söylenmektedir. Cilo ofiyoliti

(Koaali Karmaşığı) 2 ince saryaj diliminden oluştuğunu ancak her dilim kendi içinde görülür bir istifsel düzen sunmakla beraber stratigrafı kendi aralarında terslendiği belirtilmiştir. Çünkü mafik intrüziflerin yer aldığı dilim lav-çökel topluluğunu içeren dilinin üstündedir. st dilimde lko gabrodan başlayıp daha üste doğru dereceli olarak kuvars diyorite (plajiyogranit) geçen bir topluluk saptandığı çalışmacı tarafından söylenmektedir.

Demirkol (1988);alışmasında; Amanos dağlarının kuzeyinde Türkoğlu batısında yer aldığı söylenmekte olup bölgede Alt Paleozoyikten Miyosene kadar yaygın bir çökelme gelişmiştir. Paleozoyik yaşlı birimler dağ kuşağının gidişine uygun, büyük ve devamlı antiklinalin çekirdeğinde mostra verdiği söylenmektedir. Paleozoyik, Alt Paleozoyik yaşlı birimlerle temsil edildiği belirtilmektedir. Devoniyende Hasanbeyli Formasyonu kelmiştir. İnceleme alanı Mesozoyikte kalın platform karbonat çökelleriyle temsil edildiği söylenmekte olup, Alt Maestrihtiyenden sonra platform üzerine ofiyolitik melanj karakterli Koçali Karmaşığı yerleşmiş, bu da platform karbonatlarının içinde bindirmelerin oluşmasına neden olduğu söylenmektedir. Miyosen, Eosen sonunda yükselen bölgede yaygınca yeni bir transgresyonun başlangıç dönemi olduğu inceleme alanı Miyosen sonunda yükselerek bugünkü konumunu kazandığı söylenmektedir. Arap levhasının Anadolu levhasına çarpışması ile başlayan güneydoğudaki K-G kompresyonel rejim Ofiyolitik karmaşığın bölgeye yerleşmesini sağlandığı belirtilmektedir. Etkin Tektonizma platform birimleri içinde bindirmelere neden olduğu söylenmektedir. Mesozoyik istifin tabanında yaygın ve sık kaya klivajı gelişmiş ve bu tabanın ufalanır halde gelmesini sağlandığı söylenmektedir. Bölgede kıvrım eksenini, düşey faylar ve bindirme düzlemleri arasında uyumluluk bulunduğu söylenmekte olup bölgenin genç tektonik evrimi Güneydoğu Anadolu kompresyonal rejimi içerisinde fakat Doğu Anadolu ve l Deniz faylarının denetimiyle gelişmiş olduğu çalışmacı tarafından belirtilmektedir.

Aksoy (1988), ‘Van İli Doğu-Kuzeydoğu Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği’ başlıklı doktora tez çalışmasında, bölgenin jeotektonik evrimini oluşturan olaylar dizisinin st Triyas’da oluşan okyanusal alanların, st Kretase başlarından itibaren kapanmaya başlamasıyla ilişkili olduğunu vurgulamaktadır.

Perinçek (1990), Hakkari ili ve dolayının stratigrafisini incelenmesini yaptığđ çalışmasında; Bölgenin en yaşlı birimi Alt Kambriyen kırıntıları olduğu söylenmekte olup bunun zerine Orta Kambriyen yaşlı karbonat istifi (Koruk Formasyonu) geldiği belirtilmiştir. ste doğru karbonatlar yerini st Kambriyen-Ordvisiyen yaş konağında

yer alan kırıntılara bıraktığı söylenmektedir (Habur Grubu). Bir boşluğu takiben üst Devoniyen doğrudan Ordovisyen üzerine gelir Üst Devoniyen altta kumtaşı-kireçtaşı (Yığınlı Formasyonu) üstte kireçtaşı katkılı şeyl (Köprülü Formasyonu) ile temsil olduğu söylenmektedir. Köprülü Formasyonu Karbonifer yaşlı kireçtaşı (Bellek Formasyonu) ile örtülü olduğu söylenmektedir. Karbonifer sonrası görülen bölgesel boşluğu Genç Permiyen yaşlı ince bir kumtaşı ve takiben kalın kireçtaşı izler (Tanin Grubu) Paleozoyik-Mesozoyik sınırında belirgin bir kesiklik görülmediği Alt Triyas, Üstte ve altta killi kireçtaşı-marn aralanması ve bunları birbirinden ayıran kırmızı renkli karasal çamurtaşı olmak üzere üç Formasyondan oluşur bunlar bir grup (Çığlı Grubu) altında toplanmıştır karbonat çökelişi orta-Genç Triyas Erken Jura (Çanaklı Formasyonu) ve genç Jura-Erken Kretase (Lat dağı Formasyonu) yaş konağında sördüğü söylenmektedir. Bölgesel bir uyumsuzluğu takiben Mardin grubu (Apsiyen-Turoniyen) taban kırıntıları ile (Areban Formasyonu) başladığı söylenmektedir. Sığ deniz karbonatları ile (Derdere Formasyonu) devam ettiği söylenmektedir. Üzerine uyumsuz olarak şeyl-bol kavrıllı kireçtaşı (Orta Bağ Formasyonu) yada doğrudan killi kireçtaşı (Sayındere Formasyonu) geldiği söylenmektedir. Kampaniyen yaşlı bu birimler kesiksiz olarak marn-killi kireçtaşı (Bozova Formasyonu) yada marn-şeyl-kumtaşı (Germav Formasyonu; Maestrihtiyen-Paleosen) ile temsil edilen birimlere geçildiği söylenmekte olup. İnceleme alanının kuzey batı kesiminde sınırlı bir alanda Maestrihtiyen karasal birimle (Kıradağı Formasyonu) başlar, denizel şeyl-kumtaşı aralanmasıyla devam eder cilo dağları alanında kampaniyen esnasında bölgeye naplar şeklinde yerleşen Allokon birimler (Koçali Karmaşığı) yüzeyletiği söylenmekte olup, Radolarit-tüf-aglomera-bazalt-kireçtaşı aralanması ve bir ofiyolitik dilimle temsil edilen bu birim içinde Triyas yaşlı mermer bloklarında içerdiği söylenmektedir. Koçali Karmaşığı ve Germav Formasyonu Eosen-Oligosen yaş konağında çökelmiş bulunan karbonat istifinin (Midyat Grubu) taban kırıntıları tarafından örtülür. Erken Miyosen öncesinde bir süreksizlik söz konusudur. Alt Miyosen Kireçtaşı (Fırat Formasyonu) üzerine karasal üst Miyosen yaşlı kırıntılar (Şelmo Formasyonu) geldiği söylenmekte olup ikinci grup Allokonlar genç Miyosen sonrasında Şelmo Formasyonu üzerine itildiği söylenmektedir. Üç ana dilimin en alttakini orta Eosen yaşlı, kireçtaşı mercekli kırıntılı birim (HakkariKarmaşığı) oluşturduğu söylenmekte olup bu dilim üzerine kireçtaşı-şeyl-bazalt-aglomera-diyabaz ve benzeri ile temsil edilen üst Kretase yaşlı karmaşık (yüksek ova karmaşığı) gelmekte olup bölgenin üçüncü nap dilimini ise metamorfikler oluşturmakta olduğu söylenmektedir bölge Genç Kretase’de Miyosen

sonlarında farklı yönlerde etkin olarak sıkışma kuvvetleri etkisinde kalmıştır. Bu nedenle Kretase ve Tersiyer yapı eksenlerinin gidişleri farklılıklar gösterdiği söylenmekte olup, Hakkari alanında Tersiyer napları ile örtülü alanda napların altında Tersiyer ve Mesozoyik karbonatlarının hidrokarbon potansiyeli olduğu çalışmacı tarafından söylenmektedir.

Çolakoğlu (2009); Bu çalışmada, Gevaş ofiyoliti ile ilişkili gözlenen listvenitlerin jeolojik, mineralojik, jeokimyasal karakteristikleri ile değerli metal içerikleri incelenmiştir. Gevaş listvenitlerinin ana mineralojik bileşimini; dolomit/ankerit, kuvars, kalsedon ve az miktarda kalsit, manyezit, klorit, fuksit ve opak minerallerden manyetit, pirit, hematit ve kromit oluşturmaktadır. Cevherli listvenit zonunda tetraedrit, kalkopirit, galenit, pirit, millerit, sfalerit, arjantit, altın ve manyetit birincil opak minerallerdir. Kovellin, kalkosin, malakit, azurit, anglezit, seruzit, violoarit, bindheimit ve limonit ikincil olarak oluşmuşlardır. Serpantinitlerin alterasyonu ile oluşan listvenitler (n=23 örnek), ortalama serpantinitlere göre MgO, Fe₂O₃, Na₂O gibi ana oksitlerce fakirleşmişken, K₂O, CaO ve H₂O bakımından zenginleşmiştir. Listvenitlerin ortalama SiO₂ ve Al₂O₃ değerleri, serpantinitlerin ortalama değerlerine göre değişkenlik gösterir. MnO sadece cevherli listvenitlerde zenginleşmiştir. Lisfenitler SiO₂ içeriklerine göre iki alt gruba ayrılmıştır; (i): silis içeriği %35.52'den büyük olan silisleşmiş lisfenitler, Tip I, (ii): silis içeriği %35.52'den küçük veya eşit olan silika-karbonat lisfenitler (Tip II) olarak tanımlanmıştır. Tüm lisfenitlerin Cr, Ni ve Co içerikleri serpantinitlere göre daha düşükken hidrotermal çözeltilerden etkilenmiş lisfenitler Au, Ag, Cu, Zn, Sb, As, K, Rb, Ba, Sr, P, Ti, U ve Pb elementleri bakımından zenginleşmiştir. Jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal çalışmalara göre, sınırlı kırık ve çatlak içeren lisfenitlerde metal zenginleşmesi gözlenmezken, makaslamaya uğramış ve bindirme cephelerine yakın lisfenitlerde Au, Ag, Cu, Sb, Zn ve Pb metalleri bakımından zenginleşme saptanmıştır. Au ve Ag değerleri ile As, Ba, Cu ve Sb arasında pozitif bir ilişki gözlenirken, Pb, Zn ve Ni ile düşük korelasyon katsayısına sahip ilişkiler görülür. Alınan sınırlı sayıdaki örnekler Gevaş lisfenitlerinin Au değerinin serpantinleşmiş ultramafitlere göre 53 kat zenginleştiğini ortaya koymaktadır.

2. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

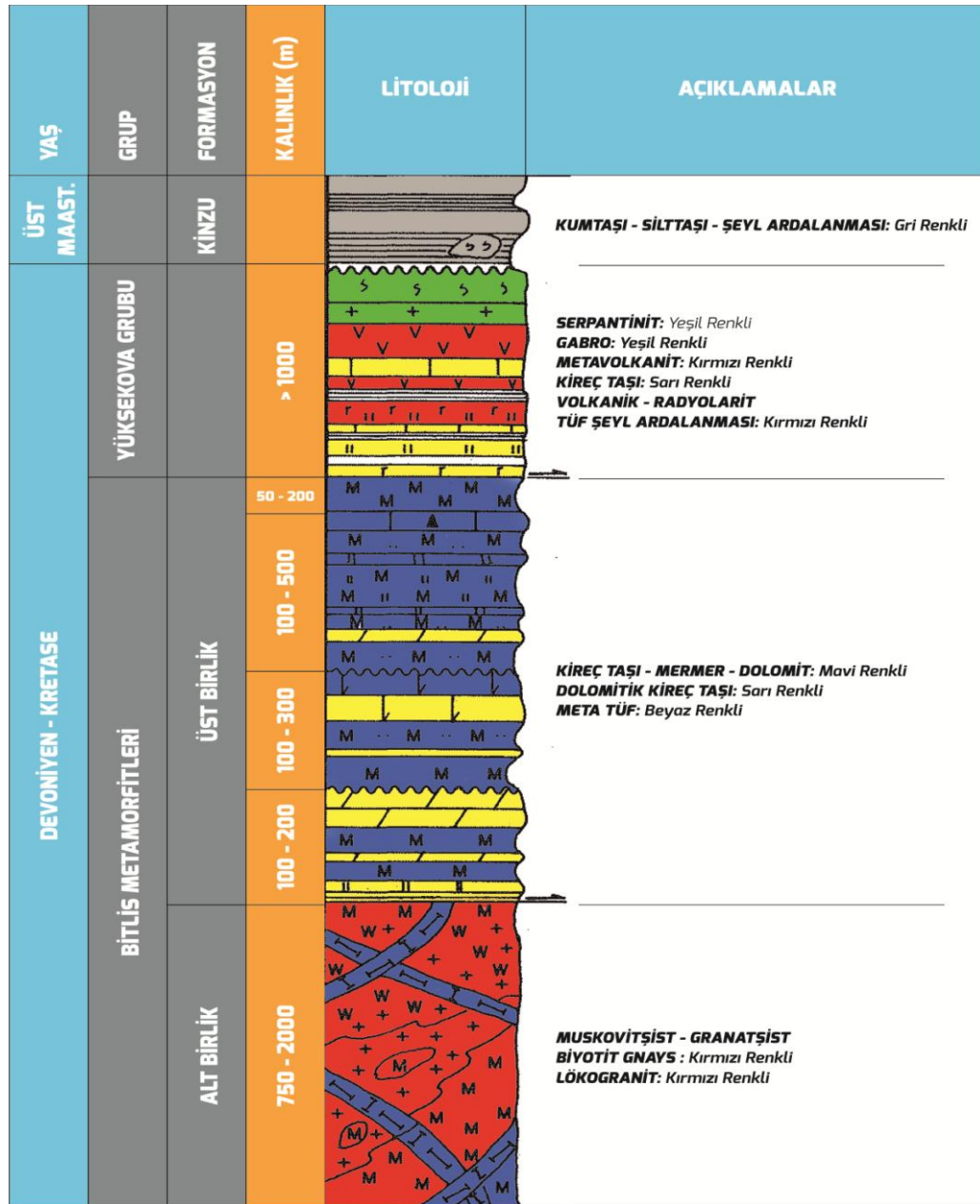
Doğu Anadolu Bölgesi Yukarı Murat ve Van bölgesinin genel jeolojisi ve stratigrafisi incelendiğinde bölgede temel kayalar Paleozoyik yaşlı kayalar ile temsil edilmekte olup, Van Gölü'nün güneyinde mostra verip Bitlis Metamorfikleri olarak adlandırılmaktadırlar. Bitlis Metamorfikleri alt birlik “Hizan Grubu” ve üst birlik “Mutki Grubu” olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Alt birlik albit, biyotit, granat, şist amfibolit, biyotit gnays ve gözlü gnays şeklindeki kaya topluluklarından, üst birlik ise şist, kuvarsit, mermer, kristalize kireçtaşı, metatüf ve kalkışitlerden oluşmaktadır (Duran ve Yılmaz, 1993). Bu birimler ilk kez Tolun (1954) tarafından “Bitlis Metamorfik Masifi” olarak adlandırılmıştır. İki bölümden oluşan Bitlis Metamorfikleri'nin alt birliği Hizan – Bölükgezi arasında, Mutki yöresi dolayında ve Huyut yöresi doğusunda yaygındır. Üst birlik kayaları özellikle Bölükgezi kuzeyi, Hasköy güneyi ve Güroymak güneyinde mostra vermiştir (Savcı ve Yöndem, 1979).

2.1.Bitlis Metamorfikleri

Torosların uzantısı olan Bitlis Metamorfikleri orojenik kuşağın orta tektonik dilimini oluşturmaktadır. Altındaki tektonik dilimde Guleman Grubu, Maden Karmaşığı ve Çüngüş Formasyonu, üstündeki tektonik dilimde ise; Yüksekova Karmaşığı ve bu birimin üstünde çökelmiş bulunan tersiyer yaşlı otokton istif bulunur (Perinçek, 1989).

Şengün (1984) yaptığı çalışmalara göre; Çatak vadisi boyunca amfibol şist ve mika şist birimleri yüzeyletiği tabanda, yeşil, boz renkli, yağsı ve parlak görünümlü, yapraklanmalı amfibol şistlerle başlar, üste doğru açık gri, yeşil, yapraklanmalı, arada lamina kalınlığında kuvars bantları bulunan ayrıca granat mineralleri içeren granatlı mikaşist seviyesine geçtiğini belirtir. Tavanda ise açık yeşil renkli, mika türü olarak muskovit ve biyotit egemen olan mikaşist seviyesi gözlemlendiği, ayrıca Çatak vadisi boyunca mermerler mostra verdiğini belirtmiştir. Sarımsı renkli olup gevşek dokuludur. Tüfümsü bir yapı sunarlar. Mikroskop altındaki incelemelerde kalsit, muskovit, kuvars taneleri izlenmektedir. Bahçesaray ilçesinde yeşil şist ve fillit birimleri mostra vermektedir. Tabanda granoblastik doku özelliğinde iyi gelişmiş, foliasyonlu kuvars ve az muskovit içeren grafitik şistlerle devam eder. En üstte ise krem, gri, boz renkli mika türü olarak muskovit egemen, şiztozitesi belirgin, granolepidoblastik dokulu mikaşistler görülür. Ayrıca bölgede kalkışitler önemli bir yer tutmaktadır. Bu birim, tabanda kalkışit-kuvarsit aralanması ile başlar. Kuvarsitler yer yer merceklenmiştir (Şekil 2.1).

Petrografik analizlerde kayacın genelde kalsit, kuvars, az miktarda muskovit, dolomit, albit, turmalin, hematit, zirkon, klorit minerallerinden oluştuğu gözlenmiştir. Birim üste doğru tamamıyla kalkışistlere geçer. Kalkışistlerde gastropod kavkılarına rastlanılmıştır. Bölgenin en yaygın kayaç türü kireçtaşlarıdır. Yörede en yaygın kaya türlerindenidir. Tabanda ince-orta tabakalı, gri, siyah renkli, killi, bol mercan ve fusulinli kireçtaşı ile başlayıp üste doğru kalın katmanlı masif kireçtaşı ile devam eder. En üstte ise çört bantlı ve konkresyonlu rekristalize kireçtaşı ile devam eder. Birim içerisinde bazen mermerleşmeye varan derecede metamorfik, bazen de çok fosilli, kıvrımlanmış kireçtaşı gözlenir.



Şekil 2.1. Bitlis Metamorfitlerinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Savcı ve Yöndem, 1979'den değiştirilmiştir).

2.2. Yüksekova Karmaşığı

Hakkari ilinin Yüksekova kesimlerinde mostra verdiğiinden Özkaya (1977) tarafından “Yüksekova grubu” olarak tanımlanmıştır. Perinçek (1978) ise, hazırlamış olduğu Güneydoğu Anadolu otokton ve allokton kaya birimleri jeoloji sembolleri haritasında “Yüksekova Karmaşığı” adını kullanmıştır. Allokton kökenli Yüksekova Karmaşığı; spilitik bazalt, kireçtaşı, daha az oranda granit, granodiyorit, tuf, şeyl, çamurtaşı, çakıltası ve filiş fasiyesindeki litolojilerle temsil edilmiştir (Perinçek, 1989 ve 1990). Açık kırmızı, krem renkli planktik fosilli kireçtaşları ise volkanitlerle aralanmalıdır. İstif içerisinde bloklar şeklinde dizilim gösteren bu yapılar, kireçtaşı ve radyolaritlerin tabakaları belirsizdir. Van Gölü doğusunda ve güney kıyılarında mostra veren karmaşık Çatak-Narlı arasında ve Özalp-Kazlıgöl civarında yüzeylemektedir. Bu kayaçlar, açık sarı renkli, lamine ve ince-orta tabakalı kireçtaşı ve şeyl ile başlayıp, orta tabakalı kireçtaşına geçmektedir. Üstte ise, yine lamine ve ince tabakalı, yeşil, kırmızı, bordo renkli seviyeler gelir. Birim, diyabaz ve türevlerini de içermektedir. Çatak ilçesi civarında mostra veren Jura yaşlı kayaçlar, altta gri renkli, orta kalın tabakalı, erime boşluklu, kornişler oluşturan özellikleri ile kolayca tanınır. Üste doğru koyu renkli fosilli kireçtaşına geçer. Van İli ve çevresinde yaygın litoloji türü olan ve çalışma alanı içerisinde bulunan Üst Kretase yaşlı kayaçlar, genel olarak "Yüksekova Karmaşığı" olarak adlandırılmıştır. Diabaz, gabro, bazaltik, yastık lavlar, serpantin, radyolarit, mikritik kireçtaşı seviyelerinden oluşan bir karmaşıktır (Yılmaz ve Duran, 1993). Van-Gevaş yöresinde yüzeyleyen birimler de Yüksekova Karmaşığı içinde değerlendirilmektedir.

Radyolaritler, kırmızı renkli, bol çatlaklı, çok kıvrımlı, çatlaklar kalsit ve silis dolgu olarak mostra vermektedir. Mikritik kireçtaşları, kırmızımsı renkli, volkanik kayaçlarla ara katkılı ve grift yapıda gözlenmektedir. İnce tabakalı, çatlaklı, kıvrımlı, az fosilli olarak yüzeylenir. Kristalize kireçtaşları tamamen mermerleşmiş olup, volkanitler arasında bloklar halinde bulunmaktadır. Bazalt ve spilitler, mikritlerle aralanmalı, siyah, koyu mavi renklidirler. Yastık yapı gösterirler. Yastık lavların kabuk kısımları hamur ve camsı malzemeden oluşur. Diyabazlar, metamorfizma izleri görülen diyabazlar ofitiktekstür ve fazla miktarda fenokristaller halinde serisitleşme ve kil mineralleşmesi gösteren oligoklaz ve andezin karakterinde plajiyoklaz, diyopsit ve klorit mineralleri saptanmıştır (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1989).

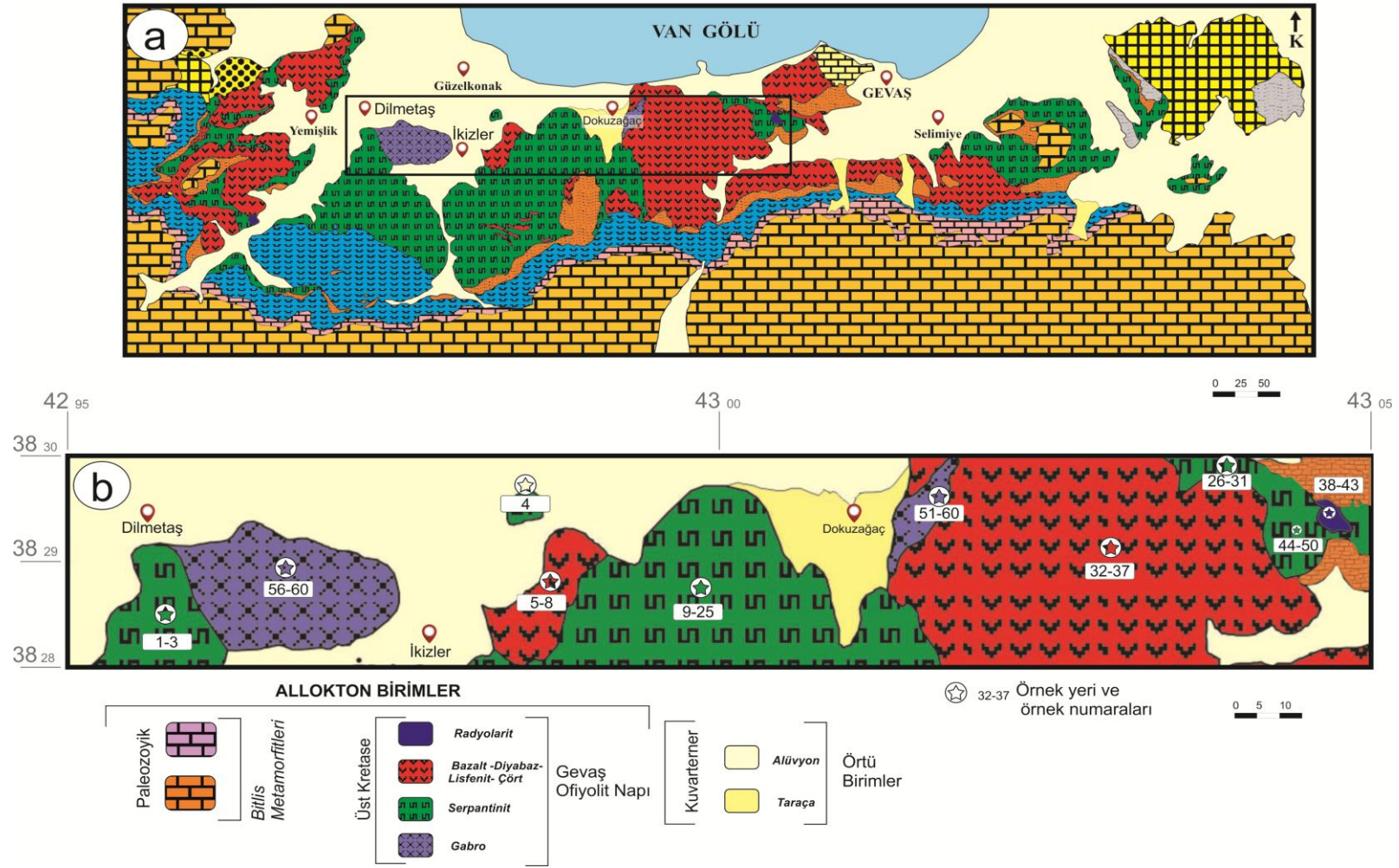
2.3. Gevaş Ofiyolit Napı

Bu ofiyolitik istif Van gölü güneyinde Gevaş ilçesinin batı kesimlerinde incelenmiş olup geniş bir yayılıma sahiptir. İnceleme alanı içerisinde Gevaş ofiyolitine ait serpantinitle, diyabazlar, radyolaritler, spilitik bazalt, çörtler ve örtü sedimanları konumunda pelajik çökeller incelenmiştir (Şekil 2.2). İnceleme alanı içerisinde Bitlis metamorfitlelerine ait temel kayaçlar, Bitlis masifinin dış zonunu oluşturan mermerler yer almaktadır. Savcı ve Yöndem (1979) tarafından, Bitlis Metamorfitleleri ‘alt birlik ve üst birlik olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Devoniyen-Kretase yaşlı birimin alt birliği muskovitşist, granatşist, gnays, ve siyah-yeşil renkli amfibolit türü kayaçlardan oluşmaktadır. Üst birlik; açık sarı renkli şist, kuvarsit, mermer, kristalize kireçtaşı, metatüf ve kalkşist türü kayaçlardan oluşmaktadır.

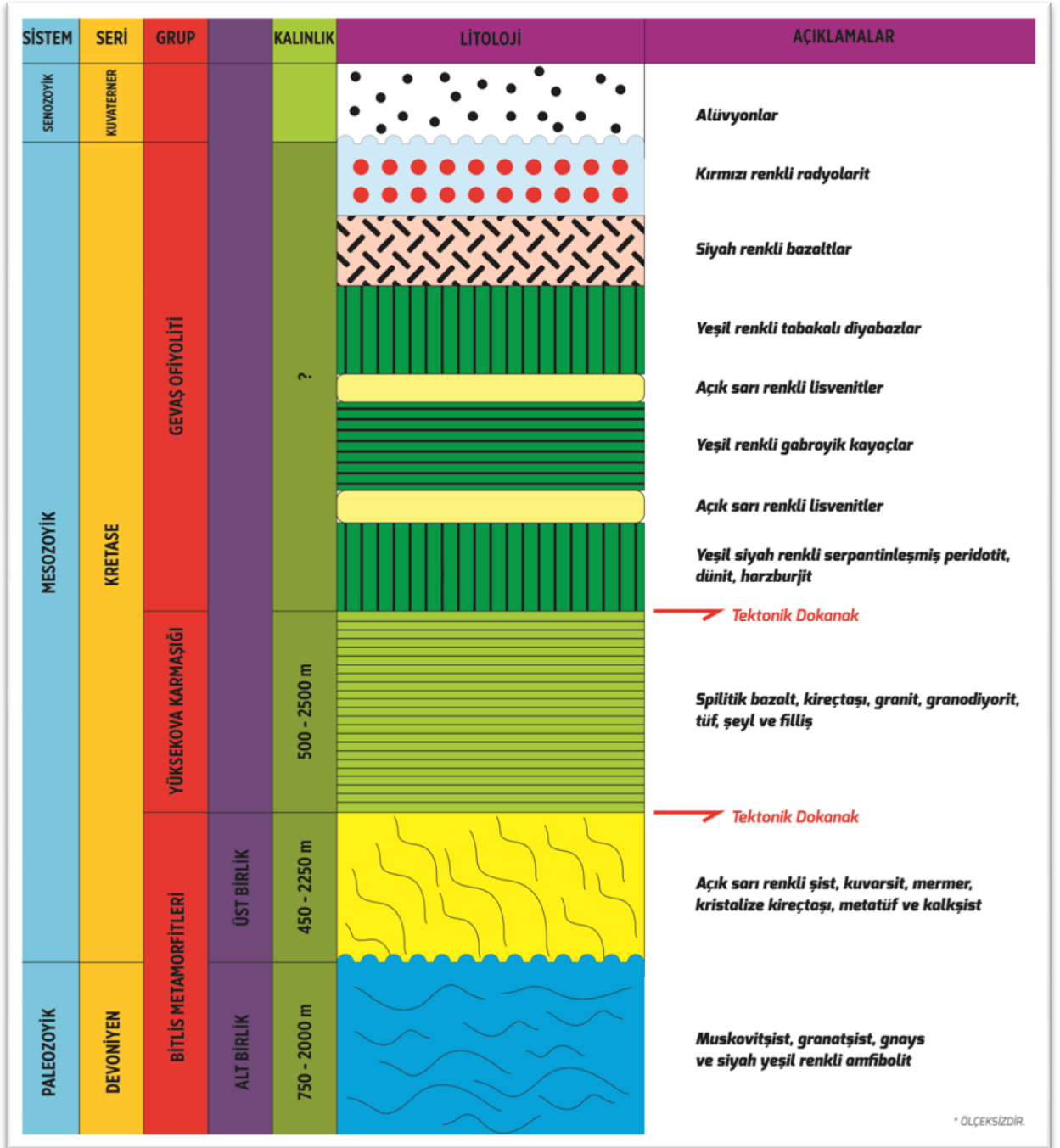
Bu birim üzerine tektonik dokanakla spilitik bazalt, kireçtaşı, granit, granodiyorit, tuf, şeyl ve filiş türü kayaçlarla ‘Yüksekova Karmaşığı’ gelmektedir (Perinçek, 1989 ve 1990). Daha sonra tektonik uyumsuzlukla Gevaş Ofiyolit Napı tarafından bu birimler üzerlenmektedir. Gevaş Ofiyolit Napı; serpantinleşmiş ultramafik tektonitler, yeşil renkli gabroyik kayaçlar, listvenitler, tabakalı diyabazlar, bazaltlar ve örtü konumundaki radyolarit türü kayaçlardan oluşmaktadır (Yılmaz ve diğ., 1981), (Şekil 2.3).

Ofiyolit topluluğu kayaçları üst manto malzemesi niteliğinde olan ultramafik kayaçlar serinin en altında belirgin yayılım göstermiştir. Bu ultramafik kayaçlar çoğunlukla serpantinleşmiştir. Ofiyolitik diziliminin ilksel halini tektonizma etkisinde kalmasına rağmen korumuştur. Ofiyolitinin yerleşme öncesi ve sonrasında tektonik hareketlerle yatay ve düşey yönde bozunmaya uğramıştır. Ancak bu deformasyonlar ofiyolitik istifin dizilimini ve konumunu çok fazla etkilememiştir (Yılmaz ve Dilek, 1979).

Bu çalışmada incelenen ofiyolitik kayaçların özellikleri anlatılmadan önce aşağıdaki bölümde bir ofiyolitik istif kavramı ve ofiyolitik dizilim de anlatılmaktadır. Daha sonraki bölümlerde inceleme alanında belirlenen kayaç türleri litolojilerine ayrılarak özellikleri aşağıda sunulmuştur:



Şekil 2.2 Çalışma alanının jeolojik haritası a) 1: 250.000 (Yılmaz ve diğ., 1981 değiştirilerek), b) 1:50.000 ölçekli jeoloji haritası (Yılmaz ve diğ., 1981 değiştirilerek hazırlanmıştır)



Şekil 2.3. Van-Gevaş yöresi inceleme alanının stratigrafik dikme kesiti (Van-Gevaş)

2.3.1. Ofiyolitik Melanj Kavramı

Araştırmacılar tarafından peridotit, gabro, bazalt ve derin deniz sedimanlarının (çört bantlı ince tabakalar halinde kireçtaşları ve kırmızı killeri) oluşturduğu kayaç topluluğu ofiyolit olarak isimlendirilmektedir. Bu grup, okyanusal kabuğun ve üst mantonun veya ada yayı karmaşığının bir parçası olarak düşünülmüştür (Coleman, 1977; Miyashiro, 1973). Serpantinitler ve gabrolar yüksek sıcaklıkta oluşan kayaçlardır.

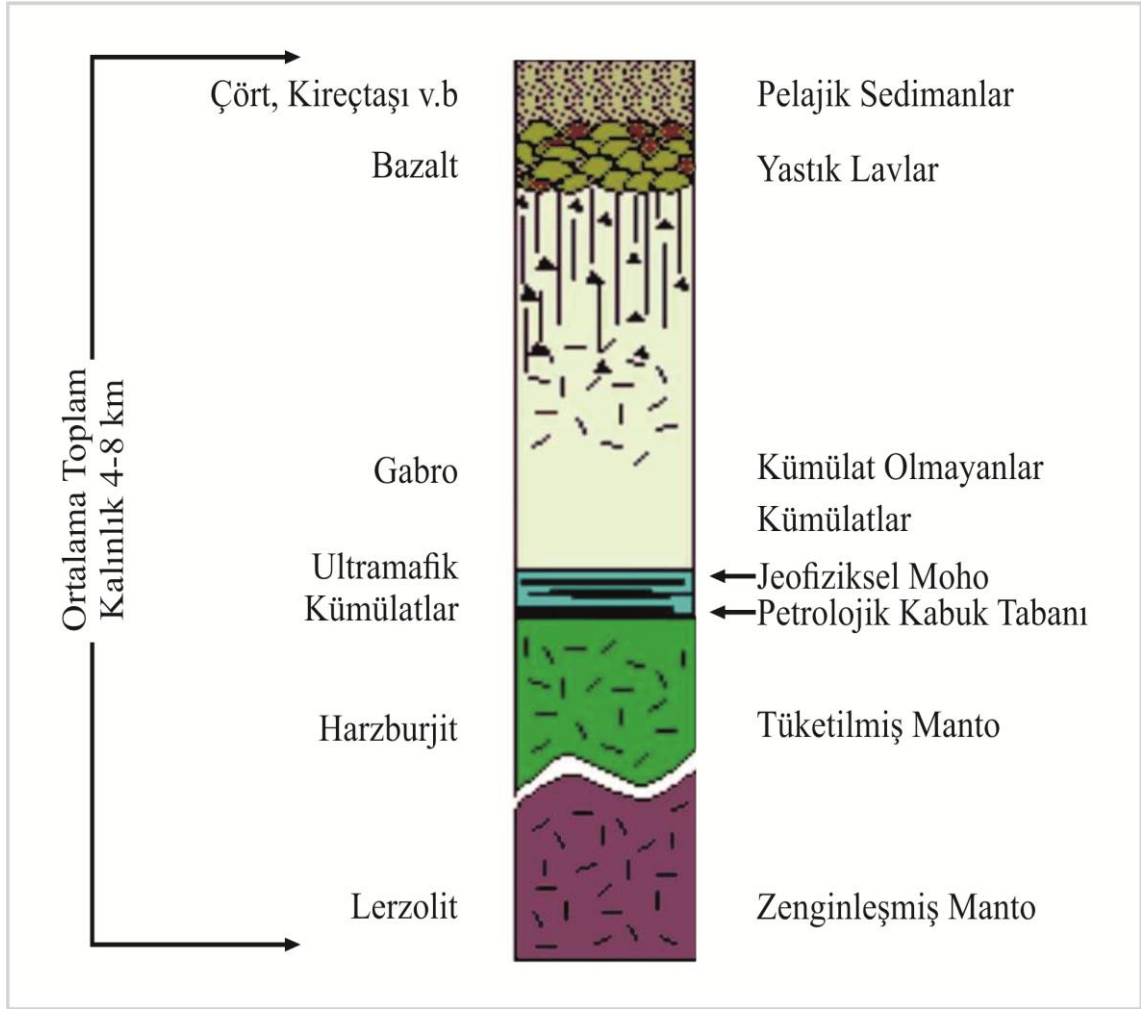
Ofiyolitlerin bulunduğu Alp orojen kuşağında peridotitlerle dokanak ilişkisine sahip çökel kayaların dokanakları boyunca kontakt metamorfizma izleri bulunmaması peridotitlerin soğuk intrüzyon yoluyla bugünkü yerlerine taşındıkları düşüncesini hakim kılmıştır (Wyllie, 1967).

Levha tektoniği modellemeleri peridotitler ve ilgili kaya gruplarının oluşum ve yerleşmesi konularına yeni yaklaşımlar getirmiştir. Buna göre, okyanusal litosfere ait bloklar (peridotit, gabro, diyabaz, yastık lavlar) kıta üzerine bindirilmişlerdir. 1972 Penrose konferansında ofiyolite yeni bir tanımlama getirilmiştir. Ultramafik ve mafik kayalardan oluşan bir kaya grubu ismidir.

Genel kural olarak bu birimlerin tümü her zaman bir arada bulunmayabilir. Bu durumda eksikli ofiyolitten, eğer belirgin ölçüde bir metamorfizma söz konusu ise başkalaşmış/metamorfik ofiyolitten söz edilebilir. Ofiyolit adı, özel bir kaya adı değildir, bir arada bulunan bazik/mafik-ultrabazik/ultramafik kayalar topluluğu için kullanılır. Kıtalar üzerinde izlenen ofiyolitlerde, ideal halde olması gereken bazı düzeyler bulunmayabilir. Bu tür ofiyolitlere “eksikli ofiyolitler” denir. Benzer şekilde, bazı ofiyolit dizilerinde, tektonizma ile bazı düzeyler bulunması gereken yerlerde değil, değişik seviyelerde yer alabilir. Bu tür ofiyolitler de “düzensiz ofiyolitler” olarak adlandırılır (Coleman, 1977; Miyashiro, 1975).

Çalışmaların ilerlemesiyle Alp orojen kuşağında bulunan peridotitlerde stratiform kompleksler gibi daha değişik ortamlarda bulunan peridotitlerin değişik mekanizmaların ürünü oldukları anlaşıldıktan sonra peridotitlerin oluşumu konusunu Wyllie (1967) şöyle özetlemiştir:

- Bazik sıvının farklılaşması ile ultramafik hamur oluşarak ya kümülat istifin teşekkülü veya hareket kabiliyeti kazanmış hamurun sokulumu.
- Manto içinde primer magmanın oluşumu ve bunun sonradan kabuğun içine sokulumu veya katı halde tektonik olarak yerleşimi; burada da peridotitlerin çevresinde kontakt metamorfizma emarelerinin olmayışı burada izah edilen mekanizmanın geçerliliğine soru işareti koymuştur (Wyllie, 1967). 1972’de toplanan PENROSE ofiyolit konferansına göre, eksiksiz bir ofiyolit alttan üste doğru şu birimlerden oluşmaktadır (Şekil 2.4);



Şekil 2.4. İdeal bir ofiyolit istifi (Coleman (1977)).

2.3.2. Serpantinitler

İnceleme alanı içerisinde en yaygın kaya birimidir. Ofiyolitik birimin tabanını oluşturan peridotik kayaçların hidrotermal ve yüzeysel koşullar altında geçirmiş oldukları alterasyon sonucu oluşmuşlardır. Bu kayaçlar Gevaş yöresi üst manto malzemesi olan peridotların bozunması sonucu oluşan serpantinitler inceleme alanı içerisinde Dilmetaş, İkizler ve Dokuzağaç köyleri içerisinde gözlemlenmiştir (Şekil 2.5 ve Şekil 2.6). Dilmetaş köyü başlangıç: K 38.03238/ D 42.40383 ve bitiş: K 38.03240 /42.40432 D koordinatları arasında örneklenmiştir. İnceleme alanı içerisinde geniş yayılıma sahip serpantinitler yeşil, koyu yeşil, siyah ve yüzeyleri sabunumsu his verip, tipik bozunmasıyla belirgindirler (Şekil 2.7).



Şekil 2.5. Serpantinleşmiş ultramafik kayaların genel görünümü (Gevaş - Dilmetaş Köyü)



Şekil 2.6. Serpantinleşmiş ultramafik kayaların genel görünümü (Gevaş - İkizler Köyü Doğusu)



Şekil 2.7. Yeşil renkli serpantinleşmiş ultramafik kayaçların genel görünümü (Gevaş - Dokuzağaç Köyü)

2.3.3. Diyabaz Dayklar

Gevaş'ın doğusunda bulunan ofiyolitik seriye ait diyabaz daykları pelajik sedimanların altında serpantinlerin üzerinde konumlanmıştır. Diyabazlar bu birimlerle faylıdır. Bu birim genel olarak düşük dereceli metamorfizma etkisi göstermektedir (Üner, 2003).

Bu kayaçlar iki farklı alanda yüzeylemekte olup Dilmetaş ve Dokuzağaç köyü civarında örneklenmiştir (Şekil 2.8). Dilmetaş Köyünde başlangıç: 38.28767K / 42.95678 D ve bitiş: 38.27416 K / 42.97741 D koordinatları, Dokuzağaç köyü başlangıç: 38.30424 K / 43.01697 D ve bitiş: 38.29652 K / 43.02896 D koordinatları arasında örneklenmiştir. Dokuzağaç köyünün kuzeybatısında genellikle yatay düzlemde yayılım gösterirler (Şekil 2.9). Dilmetaş köyünün doğusunda çok az yer kaplayan diyabaz dayklar genellikle dikeye yakın düzlemde mostra vermişlerdir (Şekil 2.10). Bu birimler; yüzeyleri açık gri, sarı ve kahverenkli gözlemlenmişlerdir. Aşırı bozunma geçirmemiş olup serpantinlerle ve örtü sedimanlarıyla tektonik sınırlıdırlar.



Şekil 2.8. Gevaş Ofiyolindeki kümülatif gabroların genel görünümü (Gevaş-Dilmetaş Köyü)



Şekil 2.9. Sarı-kahve renkli diyabaz dayk oluşumları (Gevaş-Dokuzağaç)



Şekil 2.10. Dikey tabakalı diyabaz dayklar (Gevaş – Dokuzağaç Köyü)

2.3.4. Radyolaritler

Radyolarit esas olarak zooplankton diye bilinen radyolaryaların silisli kabuklarından oluşan kompakt (sıkı) silisli bir sedimanter kayadır. Dokuzağaç köyünün doğusunda Berujdağı tepesinde mostra vermişlerdir. Bu birimlerde yapılan örnekleme çalışmaları başlangıç: 38.29895 K / 43.04562 D ve bitiş: 38.29341 K / 43.04893 D koordinatları arasından yapılmıştır. Bu alanda serpantinitle radyolaritler dokanak halde bulunurlar (Şekil 2.11). Radyolarya deniz canlısının belli oranda silisli kabuğundan oluşmuş radyolaritler; pembe ve bordo renkte olup, karbonat ara katkılı olarak gözlemlenmiştir. Radyolaritler oldukça dayanımlı ve silis katkılıdır. Renk tonunun farklı olmasıyla diğer birimlerden kolayca ayırt edilmiştir (Şekil 2.12). İnceleme alanı içerisinde serpantinitle faylı dokanağa sahiptirler (Şekil 2.13).



Şekil 2.11. Radyolarit-serpantinit dokanağı (Gevaş – Berujdağı Tepe)



Şekil 2.12. Radyolarit-serpantinit dokanağı ve serpantinler içindeki radyolarit blokları (Gevaş – Berujdağı)



Şekil 2.13. Gevaş Ofiyolit Napı kırmızı renkli radyolaritlerin yakın görünümü (Gevaş-Dilmetaş Köyü Doğusu)

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Yapılan çalışmada kullanılan materyal ile uygulanan yöntemler; arazi ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere başlıca iki aşamada gerçekleştirilmiştir:

Arazi çalışmaları; 1/25.000 ölçekli L49-b3 ve L50-a4 paftalarının kesiştiği kesimlerde yoğunlaştırılmış, noktasal ve genellikle ölçülü kesitler boyunca ofiyolitik birimden olmak üzere toplam 60 kayaç ve/veya mineral örneği alınmıştır.

Laboratuvar çalışmalarında, alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ve taramalı elektron mikroskop (SEM), X-ışınları difraktometresi (XRD) ve Plazma-Kütle Spektrometresi (ICP-MS) cihazlarına dayalı incelemeler yapılmıştır. Bunlar sırasıyla ince kesitlerden itibaren optik mikroskopi (OM), X-ışınları difraksiyonu (XRD) tümkayaç (TK), kil fraksiyonu (KF) ve jeokimyasal analizleri kapsamaktadır (Çizelge 3.1). Bunlardan mineralojik-petrografik incelemeler bütünüyle Batman Üniversitesi (BTU) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Laboratuvarları'nda yapılmıştır. Taramalı Elektron Mikroskop incelemeleri MTA-Ankara Mineraloji-Petrografi laboratuvarları'nda yapılmıştır. Kimyasal analizler ise ACME (Kanada) ve izotop analizleri Cornell Üniversitesi COIL Duraylı İzotop Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir.

Çizelge 3.1. Van-Gevaş yöresi Gevaş Ofiyolit Napı kayaç örneklerinde gerçekleştirilen laboratuvar yöntemlerinin dağılımı.

Birim	Örnek	İnce Kesit	XRD			SEM	Jeokimya	
			TK	KF	Politiği		Kil	İzotop
Gevaş Ofiyolit Napı	60	60	60	50	42	5	6	6

OM incelemeleri; Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanan lam preparatlar (ince kesit) üzerinde LEICA marka LEICA-DM750P model alttan aydınlatmalı trinoküler polarizan mikroskopunda yapılmıştır. Bu yöntem ile kayacı oluşturan bileşenler ve bunların dokusal özellikleri tanımlanarak kayaçların adlandırılmalarının yanı sıra; bozuşma ve bozunma ürünleri aydınlatılmaya çalışılmıştır. Toplam 60 adet kayaç ve/veya mineralin ince kesiti yapılmıştır.

XRD incelemeleri; OM ile incelenemeyecek kadar küçük (submikroskopik) tane boyuna sahip kayaçların tümkayaç (XRD-TK) mineralojik bileşimlerinin ve kil boyu bileşenlerinin (XRD-KF), ayrıca minerallerdeki polimorfik değişimlerin belirlenmesi

amacıyla kullanılan yöntem olmuştur. Örnekler önce 3-5cm'lik parçalar halinde çekiçe, daha sonra RETSCH marka BB-100 model mangan çeneli kırıcıda 5 mm'den küçük taneler halinde kırılmış ve yine RETSCH marka RM-200 model tungsten karbid çanaklı öğütücüde sertlikleri de dikkate alınarak yaklaşık 20-30 dk. öğütülmüştür. Bu şekilde elde edilen toz malzeme naylon torbalara konulup etiketlendikten sonra, çözümlemelere hazır konuma getirilmiştir. XRD çözümlemeleri Rigaku marka Miniflex II model X-ışınları difraktometresinde (Anot=Cu ($\text{CuK}_\alpha=1.541871\text{\AA}$), Filtre=Ni, Gerilim=35 kV, Akım=15 mA, Gonyometre hızı=2°/dak., Kağıt hızı=2cm/dak., Zaman sabiti=1 sn, Yarıklar=1°0.15 mm 1°0.30 mm, Kağıt aralığı=2 θ =5-35°) yapılmıştır (Çizelge 3.2).

XRD çözümlemeleri sonucunda örneklerin tümkayaç ve kil boyu bileşenleri (< 2 μm) tanımlanmış (J.C.P.D.S., 1990) ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında Çizelge 3.3 ve 3.4'deki mineral şiddet faktörleri kullanılmış olup, yansımalar mm cinsinden ölçülmüştür.

Çizelge 3.2. XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar.

Koşullar	Tüm kayaç	Kil fraksiyonu	Kil fraksiyonu $d_{(060)}$
Dalga boyu (λ)	$\text{CuK}_\alpha=1.541871\text{\AA}$		
Anot	Cu		
Filtre	Ni		
Gerilim	35 kV		
Akım	15 mA		
Yarıklar	DS=1°, SS=1°, RS=0.15 mm, RS _M =0.30 mm	DS=4°, SS=4°, RS=0.30 mm, RS _M =0.60 mm	
Gonyometre / Tarama hızı (SS)	5°/dak.	2°/dak.	0.5°/dak
Adım genişliği (SW)	0.04°	0.02°	0.01°
Kağıt hızı	45 mm/dak.	16 mm/dak.	28 mm/dak.
Zaman sabiti	1 sn.	4 sn.	4 sn.
Kağıt aralığı	2 θ = 5-35°	2 θ = 2- 30°	2 θ = 59-63°

Bu yöntemde tüm kayaç için dolomit, kil fraksiyonu için glikollü çekimlerden itibaren kaolinit referans olarak alınmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 2002). d -mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak alınmıştır. Kil minerallerinin tanımlanması (001) yüzeylerine ait bazal yansımaları dikkate alınarak yapılmıştır.

Fillosilikat/kil içeren kayalarda, bu minerallerin diğerlerinden ayrılması işlemleri BTU Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. XRD-KF çözümlmeleri için gerekli kil ayırma işlemi esas itibarıyla kimyasal çözme (kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme – dekantasyon / dinlendirme ve yıkama, süspansiyonlama - sedimantasyon - sifonlama - santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır (Şekil 3.1). Süspansiyonlama işleminin olmaması durumlarında calgon eklenerek, bu süreç hızlandırılmaya çalışılmıştır. Santrifüjleme işlemi ROTİNA marka 380 model 5000 devir/dk hıza ve 250 cc kapasiteli plastik kapaklı kodelere sahip santrifüjde yapılmıştır. Ayrılmış her kil çamurundan üzerine sıvama veya kabarıp çatlayanlarda süspansiyon halinde üç adet yönlendirilmiş lam preparat hazırlanmış ve bunlar oda sıcaklığında kurutulmuştur. Kil fraksiyonu difraktogramları normal-N (havada kurutulmuş), glikolleme-EG (60 °C de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama-F (490 °C de 4 saat kül fırında ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir. Çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı $2\theta=2-30^\circ$ (hata miktarı $\pm 0.04^\circ$) olarak ayarlanmıştır.

İnceleme sahasında gözlenen kayaç ve/veya mineral örneklerinden toplam 60adet XRD-TK ve 50 adet XRD-KF incelemesi yapılmıştır. XRD-KF difraktogramlarındaki asimetric piklerin grafiksel çözümlemesi WINFIT programı (Krumm, 1996) kullanılarak yapılmıştır. Normal (havada kurutulmuş) ve glikollü çekimlerden elde edilen XRD pik verileri (RAW dosyaları) ilgili programa uygun sayısal formata (ASCII) dönüştürüldükten sonra değişik 2θ aralıklarında ($2\theta=3-11^\circ$, $5-11^\circ$, $15-20^\circ$ ve $22-30^\circ$) pik çözümlemesi gerçekleştirilmiştir.

Çizelge 3.3. Referans dolomite göre ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002).

Mineral	(hkl)	d (Å)	$2\theta^\circ$	Faktör
Karbonat				
Dolomit	(104)	2.886	30.96	1.00
Kalsit	(104)	3.035	29.41	0.86
Aragonit	(111)	3.396	26.22	3.98
Manyezit	(104)	2.742	32.63	1.65
Silika				
Kuvars	(101)	3.34	26.64	0.89
Opal-CT	(101)	4.04	21.98	2.72
Feldispat				
Plajiyoklaz	(040)	3.20	27.86	3.23
Sanidin	(040)	3.20	27.86	3.32
Zeolit				
Analsim	(400)	3.42	26.03	2.44
Klinoptilolit	(004)	3.96	22.42	4.00
Mordenit	(202)	3.43	25.94	6.25
Şabazit	(401)	~9.40	9.40	1.43
Natrolit	(220)	~6.50	13.61	2.24

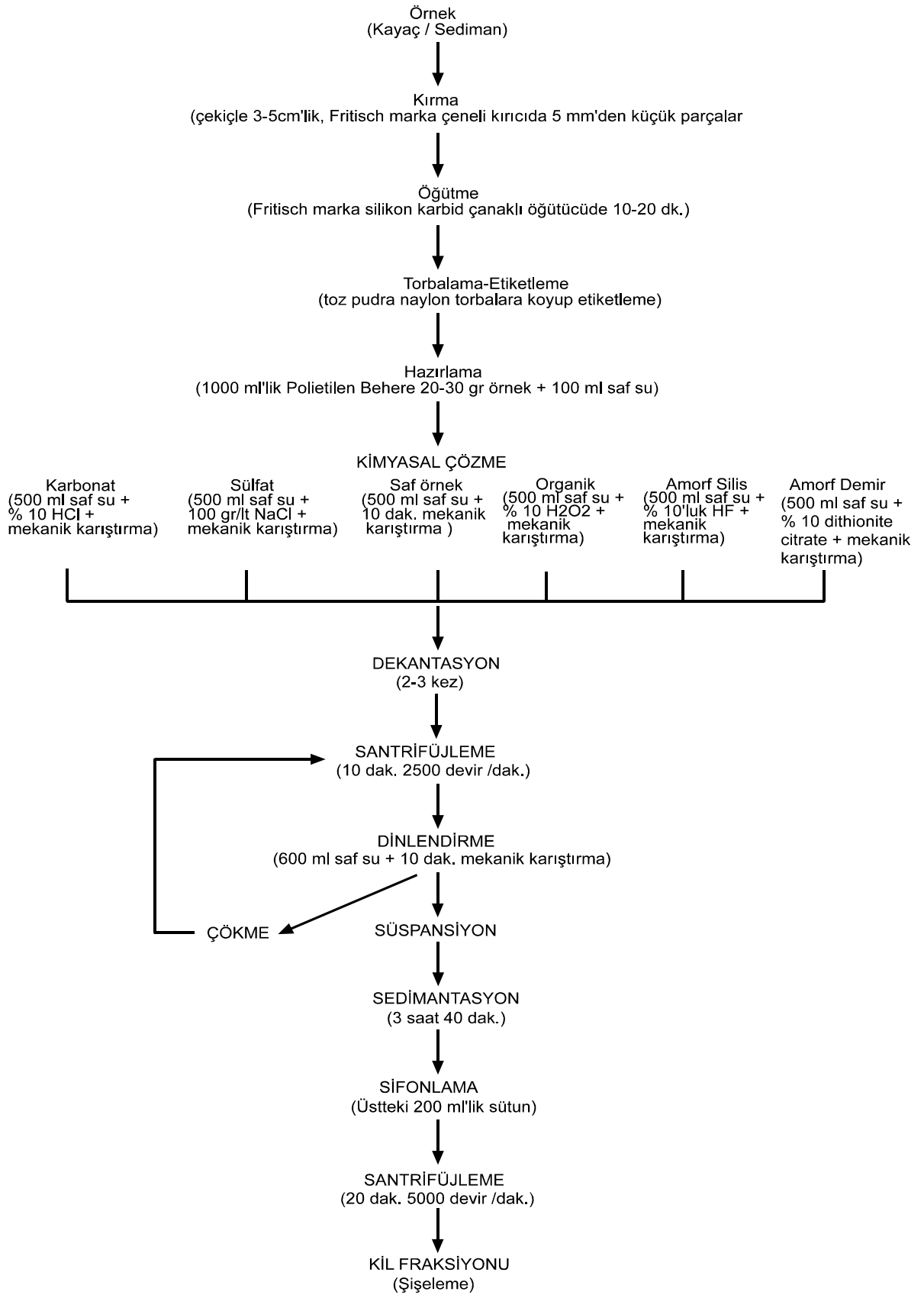
Amfibol				
Hornblend	(110)	8.51	10.39	3.18
Piroksen				
Piroksen	$\bar{2} 21$	2.94	30.38	3.67
Epidot	(100)	8.04	11.00	3.44
Feldispatovid				
Skapolit	(112)	3.46	25.73	2.67
Granat				
Uvarovit	(420)	2.68	33.43	4.58
Fillosilikatlar				
Biyotit	(001)	10.1	8.75	6.53
Stiplomelan	(001)	~12.3	7.18	7.60
Paragonit	(001)	9.60	9.20	13.69
Muskovit	(001)	10.0	8.82	4.32
Muskovit	(002)	5.03	17.62	8.12
Muskovit	(003)	3.35	26.58	1.95
Talk	(001)	9.3	9.50	5.72
Talk	(003)	3.12	28.58	4.46
Serpantin	(001)	7.3	12.10	9.13
Serpantin	(002)	3.65	24.36	10.40
Prehnit	(111)	3.48	25.58	3.48
Kil (Smektit)	(001)	~15	~6	18.98
Kil (İllit)	(001)	10.0	8.84	22.81
Kil (İllit)	(003)	3.35	26.58	13.18
Kil (Klorit)	(001)	14.3	6.16	9.40
Kil (Klorit)	(002)	7.16	12.36	4.20
Kil (Klorit)	(003)	4.72	18.79	5.63
Kil (Klorit)	(004)	3.52	25.26	4.45
Kil (Kaolinit)	(001)	7.20	12.28	7.69
Kil (Kaolinit)	(002)	3.57	24.92	7.63
Kil (Paligorskit)	(110)	10.50	8.42	5.47
Kil (Sepiyolit)	(110)	12.1	7.30	7.15
Sülfat-S				
Jips	(020)	7.56	11.70	1.15
Anhidrit	(002)	3.49	25.50	0.87
Barit	(210)	3.44	25.86	1.71
Sölestin	(210)	3.30	27.00	4.92
Alünit	(113)	2.98	29.96	1.50
Kükürt		3.86	23.00	2.51
Fe-oksit / hidroksit				
Hematit	(104)	2.69	33.28	3.06
Götit	(011)	4.18	21.24	4.65
Pirit	(200)	2.71	33.02	3.96

Çizelge 3.4. Referans Kaolinit-EG’ e göre ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002).

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Kaolinit	(002)	3.57	24.92	1.00
İllit	(001)	10.0	8.84	1.52
İllit	(002)	5.03	17.62	2.80
İllit	(003)	3.35	26.58	1.38
Smektit	(001)	~15	~6	1.57
Smektit	(002)	8.6	10.28	13.05
Smektit	(003)	5.7	15.52	9.39
Smektit	(005)	3.4	26.18	5.57
Klorit	(001)	14.3	6.16	3.41
Klorit	(002)	7.16	12.36	0.65
Klorit	(003)	4.72	18.79	2.01
Talk	(001)	9.3	9.50	1.89
Talk	(003)	3.12	28.58	1.44
Serpantin	(001)	7.3	12.10	0.69

Serpantin	(002)	3.65	24.36	3.68
Talk	(001)	9.3	9.50	1.02
Talk	(003)	3.12	28.58	1.07
C-S	(002)	15.5	5.70	7.57
C-S	(004)	7.8	11.34	6.25
C-S	(006)	5.2	17.04	16.18
I-S	(003)	8.2	10.78	6.41
I-S	(005)	5.4	16.40	10.85
I-S	(008)	3.38	26.34	3.21
I-V	(002)	12	7.37	1.17
I-V	(004)	6	14.76	3.90
I-V	(006)	4	22.22	1.13
Paligorskit	(110)	10.50	8.42	1.46
Sepiyolit	(110)	12.1	7.30	2.69

Saf veya safa yakın serpantin minerallerinin politipi belirlenmelerinde Whittaker ve Zussman (1956), tarafından önerilen ayırtman pikler kullanılmıştır. Politiplerin belirlenmesinde $2\theta=5-65^\circ$ kayıt aralığı ve $2^\circ/\text{dak.}$ gonyometre hızı kullanılmıştır. İnceleme sahasından alınan saf veya safa yakın 42 adet serpantin mineral örneğinden politipi incelemesi yapılmıştır.



Şekil 3.1. BTU Jeoloji Mühendisliği Araştırma Laboratuvar'ında uygulanan kil ayırma iş akış şeması.

Kimyasal çözümlerler (ICP, ICP-MS); OM ve XRD yapılan örneklerden elde edilen verilerin bir bütün halinde ayrıntılı olarak değerlendirilmesi sonucu serpantin politipleri (42 adet) olmak üzere toplam 6 adet örnekte ana, iz ve REE element analizi; 6 serpantin politipi minerallerinde ise oksijen-hidrojen izotop analizleri yaptırılabilmiştir.

Ana element çözümlerlerinde lityum metaborat/tetraborat füzyon ICP, iz/eser ve REE çözümlerlerinde ICP-MS kullanılmıştır. Bunlar; geçiş metalleri (Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Zn), granitoid elementleri (Bi, In, Sn, W, Mo), karışık davranışlı elementler (As, Sb), halojen (Be), değerli metal (Ag), kalıcılığı düşük elementler / LFSE (K, Rb, Cs, Ba, Sr, Tl, Ga), kalıcılığı yüksek elementler / HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, Th, U), nadir toprak elementleri / REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ile diğer elementi (Ge) kapsamaktadır.

ICP ve ICP-MS yöntemlerinde öncelikle numuneler lityum metaborat/tetraborat ile eritilmiştir. Elde edilen boncuk zayıf nitrik asit ile çözeltiye alınmıştır. Bu atak işlemi ile elementler çözeltiye aktarılmıştır. ICP-MS yönteminde iyonizasyon kaynağı olarak argon plazma ve dörtlü kütle spektrometre kullanılmaktadır. Analiz sırasında çözelti Ar gazından geçerek nebulize edilerek (bulutsu hale getirilerek) plazma ortamına gönderilir. Böylece bir plazmayı oluşturacak biçimde gaz ve elementler uyarılmış iyonize atomlara dönüştürülür. Plazmadaki pozitif iyonlar, dörtlü kütle spektrometresine odaklandırılır. Burada katyonlar ayırt edilerek sayılıp miktarları belirlenir.

Minerallerin O-H izotop verileri, Termal İyonlaşma Kütle Spektrometresi (TIMS) kullanılarak ölçülmüştür. İzotopik ölçümlerin kesinliği ve doğruluğu 0.2 ‰' dir. Oksijen bağıl olarak standart ortalama okyanus suyu'na (SMOW-Standard Mean Ocean Water) göre ifade edilmiş olup; burada SMOW'un $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sıfır olarak tanımlanır. Oksijen, bağıl olarak PDB'e göre de ifade edilir, buradaki ilişki aşağıdaki gibidir:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}=1.03091(\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})+30.91$$

Duraylı izotop jeokimyası için izotopik standartların tanımlanması O'Neil (1986) tarafından ayrıntıları ile sunulmuştur.

4. MİNERALOJİ – PETROGRAFİ

4.1. Optik Mikroskop İncelemeleri

İnceleme alanı içerisinde toplanan el örneklerinin tamamı Gevaş Ofiyoliti'ne ait olup, örnekler ince kesitler halinde optik mikroskop altında incelenmiştir. Yapılan incelemelerde; kayaç dokusu, mineralojik bileşim, minerallerin kristalografik özellikleri ve bozunma türlerinin belirlenmesi ile kayaç / mineral adlandırılmaları yapılmıştır (Çizelge 4.1). Ofiyolite ait magmatik kayaçların adlandırılmaları Streckeisen (1978) diyagramlarına göre, mineral adların kısaltılması ise Whitney ve Evans (2010)'a göre yapılmıştır.

Çizelge.4.1. Van – Gevaş Ofiyolitine ait kayaçların optik mikroskop incelemeleri

GEVAŞ OFİYOLİTİ				
Örnek No	Doku	Mineralojik Bileşim	Özellikler	Kayaç / Mineral
VGO – 1	Ağ / Elek Dokulu	Ol + Px + Srp	Srp: Ağ dokulu Ol: Bol çatlaklı, çatlaklar arası serpantinleşme Px: serpantine dönüşmüş ağ dokulu Damar halinde birbirine paralel-yer yer kesen lifsi krizotil Çatlaklar silis dolgulu	Serpantinit
VGO – 2	Ağ / Elek Dokulu	Srp + Ol + Px	Srp: Ağ dokulu Ol: Bol çatlaklı, çatlaklar arası serpantinleşme Px: Tamamıyla serpantinleşmiş çatlaklar silis– kalsit dolgulu	Serpantinit
VGO – 3	Holokristalin doku, Ağ doku	Srp + Ol + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Tamamıyla serpantinleşmiş Çatlaklarda iğne ve levhamsı şeklinde uzanmış krizotil? minerali Özşekilsiz kromitler	Serpantinit
VGO – 4	Holokristalin doku, Ağ doku	Srp + Ol + Px	Srp: Hamur içine dağılmış, ağ dokulu Ol: Bol çatlaklı, serizitleşmiş ve serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Çatlaklar silis– kalsit dolgulu	Serpantinit
VGO – 5	Tanesel / İnterklastik doku	Qz + Cal	Qz: kümeler halinde, özşekilsiz, dalgalı sönme Cal: çift yönlü, çatlaklarda ve gözeneklerde Kloritleşme yaygındır.	Ofikalsit
VGO – 6	Tanesel doku	Qz + Cal	Qz: Kümeler halinde, özşekilsiz dalgalı sönme Cal: çift yönlü dilinim ve çatlaklarda ve gözeneklerde Kloritleşme yaygındır.	Karbonatlı Çört

VGO – 7	Tanesel doku	Qz + Cal + Om	Qz: kümeler halinde, özşekilsiz, dalgalı sönme Cal: çift yönlü dilinim, çatlaklarda ve gözeneklerde Om: Opak mineraller	Ofikalsit
VGO – 8	Tanesel doku	Qz + Cal	Qz: Kümeler halinde, özşekilsiz dalgalı sönme Cal: çift yönlü dilinim, çatlaklarda ve gözeneklerde	Karbonatlı Çört
VGO – 9	Glomeroporfirik doku, Ağ doku	Ol + Srp +Px	Ol: Bol çatlaklı, çatlaklar içerisinde serpantinleşme Srp: Hamur içine dağılmış yeşilimsi oluşumlar Px: Canlı girişim renkli serpantinleşmiş	Serpantinit
VGO – 10	Holokristalin doku / Ağ doku / Elek doku	Ol + Srp + Px	Ol: Bol çatlaklı, optik engebe yüksek, tamamıyla serpantinleşmiş Srp: Hamur içine ve çatlaklarda gelişmiş oluşumlar Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş	Serpantinit
VGO - 11	Glomeroporfirik doku, Ağ doku / Elek doku	Ol + Srp + Px	Ol: Bol çatlaklı, optik engebe yüksek, tamamıyla serpantinleşmiş Srp: Hamur içine ve çatlaklarda gelişmiş oluşumlar, elek dokusu Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş	Serpantinit
VGO - 12	Glomeroporfirik doku, Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Çatlaklarda İğne ve levhamsı şeklinde uzanmış krizotil minerali	Serpantinit
VGO – 13	Glomeroporfirik doku, Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Çatlaklar silis– kalsit dolgulu	Serpantinit
VGO – 14	Ağ dokulu	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Çatlaklar kalsit dolgulu	Serpantinit
VGO – 15	Ağ dokulu	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş	Serpantinit
VGO – 16	Ağ dokulu	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Çatlaklar silis– kalsit dolgulu Kloritleşme yaygındır.	Serpantinit
VGO – 17	Ağ dokulu / Elek doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Çatlaklar silis– kalsit dolgulu	Serpantinit

VGO – 18	Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş	Serpantinit
VGO – 19	Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Om: Opak mineraller Çatlaklar kalsit dolgulu	Serpantinit
VGO – 20	Holokristain doku, Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Om: Opak mineraller Çatlaklar kalsit dolgulu	Serpantinit
VGO – 21	Holokristain doku, Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Om: öz şekilsiz opak mineraller Çatlaklar kalsit dolgulu	Serpantinit
VGO – 22	Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Çatlaklarda İğne ve levhamsı şeklinde uzanmış krizotil minerali	Serpantinit
VGO - 23	Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Çatlaklarda İğne ve levhamsı şeklinde uzanmış krizotil minerali	Serpantinit
VGO – 24	Holokristain doku, Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Om: öz şekilsiz opak mineraller	Serpantinit
VGO – 25	Holokristain doku, Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Om: öz şekilsiz opak mineraller	Serpantinit
VGO – 26	Holokristain doku, Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Om: yarı öz şekilli opak mineraller	Serpantinit
VGO – 27	Holokristalin doku / Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Om: öz şekilli opak mineraller	Serpantinit

VGO – 28	Holokristalin doku / Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Om: öz şekilsiz opak mineraller	Serpantinit
VGO – 29	Holokristalin doku / Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş	Serpantinit
VGO – 30	Holokristalin doku / Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Om: öz şekilsiz opak mineraller	Serpantinit
VGO – 31	Holokristalin doku / Elek/Ağ doku	Ol + Srp + Px+Chr	Srp: Ağ Dokulu, hamur içine dağılmış Ol: Bol çatlaklı, serpantinleşmiş Px: Canlı girişim renkli tamamıyla serpantinleşmiş Om: öz şekilsiz opak mineraller Chr: optik izotrop, kırılmış	Serpantinit
VGO – 32	Ofitik Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde	Gabro
VGO – 33	Ofitik Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde, Kloritleşme ve talklaşma yaygındır	Gabro
VGO – 34	Ofitik Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Silis - kalsit ara katkılı, Kloritleşme ve talklaşma yaygındır.	Gabro
VGO – 35	Holokristalin / Hipidoyomorf doku	Pl + Px + Hbl + Bt	Pl: Polisentetik ikizlenme Px: Ojit, parlak canlı girişim renklerde Hbl: Yeşil renkli, öz şekilsiz aşırı bozunmuş amfibol Bt: öz şekilsiz, kırmızı renkli, levhamsı Silis ara katkılı	Hornblendit
VGO – 36	Holokristalin / Hipidoyomorf doku	Pl + Px + Hbl	Pl: Polisentetik ikizlenme Px: Ojit, parlak canlı girişim renklerde Hbl: Yeşil renkli, öz şekilsiz aşırı bozunmuş amfibol Kloritleşme ve talklaşma yaygındır.	Piroksenit
VGO – 37	Holokristalin / Hipidoyomorf doku	Pl + Px + Hbl	Pl: Polisentetik ikizlenme Px: Ojit, parlak canlı girişim renklerde Hbl: Yeşil renkli, öz şekilsiz aşırı bozunmuş amfibol Kloritleşme ve talklaşma yaygın	Hornblendit
VGO – 38	Grift doku / Tanesel doku	Qz + Cal	Qz: Kümeler halinde, özşekilsiz dalgalı sönme Cal: İkincil oluşumlar çatlaklarda	Karbonatlı Radyolarit
VGO – 39	Grift doku / Tanesel doku	Qz + Cal	Qz: Kümeler halinde, özşekilsiz dalgalı sönme Cal: İkincil oluşumlar çatlaklarda	Radyolarit
VGO – 40	Tanesel Doku	Qz + Cal	Qz: Kümeler halinde, özşekilsiz dalgalı sönme Cal: İkincil oluşumlar çatlaklarda	Radyolarit

VGO – 41	Tanesel doku	Qz + Cal	Qz: kümeler halinde, özşekilsiz, dalgalı sönme Cal: Çift yönlü dilinim ve çatlaklarda ve gözeneklerde	Ofikalsit
VGO – 42	Tanesel Doku	Qz + Cal	Qz: Kümeler halinde, özşekilsiz dalgalı sönme Cal: İkincil oluşumlar çatlaklarda	Radyolarit
VGO – 43	Tanesel Doku	Qz + Cal	Qz: Kümeler halinde, özşekilsiz dalgalı sönme Cal: İkincil oluşumlar çatlaklarda kloritleşme yaygındır.	Radyolarit
VGO – 44	Glomeroporfirik doku	Pl + Px + Hbl	Pl: Polisentetik ikizlenme Px: Ojit, parlak canlı girişim renklerde Hbl: Yeşil renkli, öz şekilsiz aşırı bozunmuş amfibol kloritleşme ve talklaşma, silis – kalsit dolgulu çatlaklar	Piroksenit
VGO – 45	Glomeroporfirik doku	Pl + Px + Hbl	Pl: Polisentetik ikizlenme Px: Ojit, parlak canlı girişim renklerde Hbl: Yeşil renkli, öz şekilsiz aşırı bozunmuş amfibol Kloritleşme ve talklaşma, silis – kalsit ara katkılı	Piroksenit
VGO – 46	Ofitik / İntersertal Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde, kloritleşme yaygındır.	Gabro
VGO – 47	Tanesel doku	Qz + Cal	Qz: kümeler halinde, özşekilsiz, dalgalı sönme Cal: Çift yönlü dilinim ve çatlaklarda ve gözeneklerde, Kloritleşme yaygındır.	Ofikalsit
VGO – 48	Yarı özşekilli tanesal doku	Hbl + Qz	Hbl : yeşil renkli yarı özşekilli Qz : Sokulum şeklinde boşluklu yapı Kloritleşme yaygındır.	Hornblendit
VGO – 49	Glomeroporfirik doku	Ol + Px + Srp	Ol: sarımsı renkte üzeri parlak renkle kaplanmış serizit oluşumları Px : özşekilsiz, uralitleşmiş Srp : Hamur içine dağılmış levhamsı ve iğnemi yapıda	Serpantinit
VGO – 50	Tanesel Doku	Qz + Cal	Qz: Kümeler halinde, özşekilsiz dalgalı sönme Cal: İkincil oluşumlar çatlaklarda	Radyolarit
VGO – 51	Ofitik / İntersertal Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Silis ara katkılı	Gabro
VGO – 52	Ofitik / İntersertal Doku	Pl + Px + Hbl	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Hbl : yeşil renkli yarı özşekilli Silis ara katkılı	Gabro
VGO – 53	Ofitik / İntersertal Doku	Pl + Px + Hbl	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Hbl : yeşil renkli yarı özşekilli Silis ara katkılı	Gabro
VGO – 54	Ofitik / İntersertal Doku	Pl + Px + Hbl	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Hbl : yeşil renkli yarı özşekilli Silis ara katkılı Kloritleşme ve talklaşma yaygındır.	Gabro

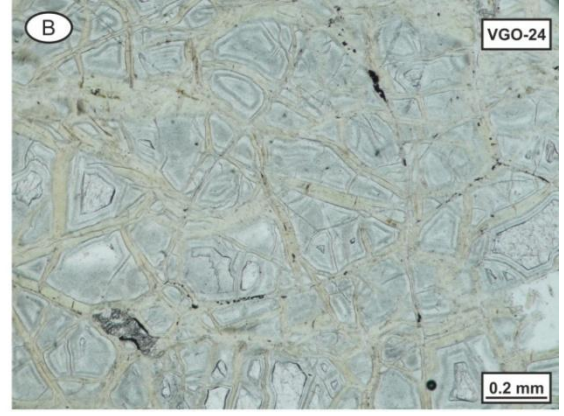
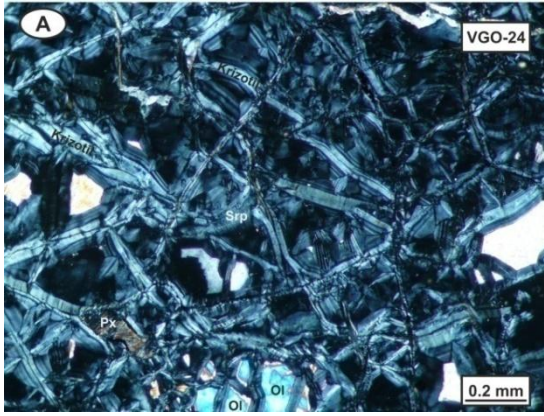
VGO – 55	Ofitik / İntersertal Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Silis ara katkılı Kloritleşme yaygındır.	Gabro
VGO – 56	Ofitik / İntersertal Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Silis ara katkılı Kloritleşme yaygındır.	Gabro
VGO – 57	Ofitik / İntersertal Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Silis ara katkılı Kloritleşme yaygındır.	Gabro
VGO – 58	Holokristalin / Ofitik Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Silis ara katkılı Kloritleşme ve talklaşma yaygındır.	Gabro
VGO – 59	Ofitik / İntersertal Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Silis ara katkılı Kloritleşme yaygındır.	Gabro
VGO – 60	Ofitik / İntersertal Doku	Pl + Px	Pl: Polisentetik ikizlenme, kloritleşme, aşırı killeşme Px: Ojit, parlak canlı renklerde Silis ara katkılı Kloritleşme yaygındır.	Gabro

(Ol: Olivin, Px: Piroksen, Srp: Serpantin, Bt: Biyotit, Qz: Kuvars, Cal: Kalsit, Hbl: Hornblend, Plg:Plajiyoklaz, Om: Opak mineral)

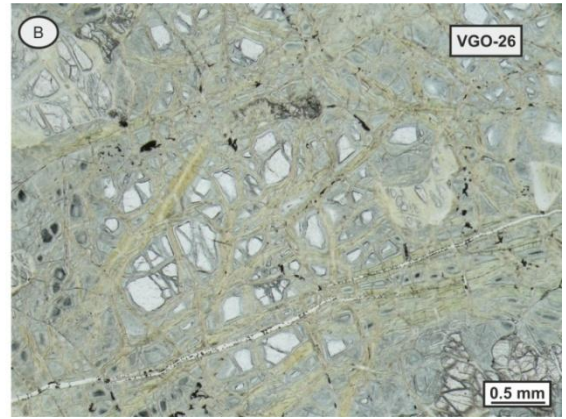
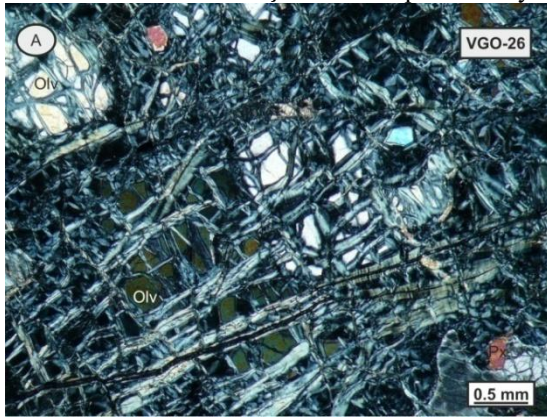
Gevaş Ofiyolit Napı içerisinde gözlenen peridotitlerin tümü serpantinleşme göstermektedir. Özellikle İkizler köyünün doğusuna doğru serpantinleşme oldukça fazladır. Serpantinit olarak adlandırılan kayaçlarda köken kayaca ait kalıntı olivin mineralleri gözlenmektedir (Şekil 4.1). Yaygın olarak bozunmuş olivin mineralleri optik engebeleri oldukça yüksek, tek nikolde renksiz olup, canlı girişim renkleri ile ayırt edilmektedir. Serpantinitler olivinlerin bozunmasıyla yaygın olarak ağ ve elek dokusu kazanmıştır (Şekil 4.2). Yaygın olarak bozunmaya uğrayan olivinler oluşan serpantin mineralleri mikroskop altında yeşil renkli olup, yeşilimsi ve kahve girişim renkleri göstermektedir.

Bazı kayaçlarda serpantinleşme olivinlerin çatlak ve kırık yüzeylerinden itibaren gelişerek olivinleri tamamen bozuşmaya uğratmıştır. Dolayısıyla kalıntı olivin mineralleri gözlenmemektedir. Serpantinleşme nedeniyle ilksel özellikleri kaybolmuş kayaç içerisinde bütünüyle ağsı ve elek dokusu gelişmiştir.

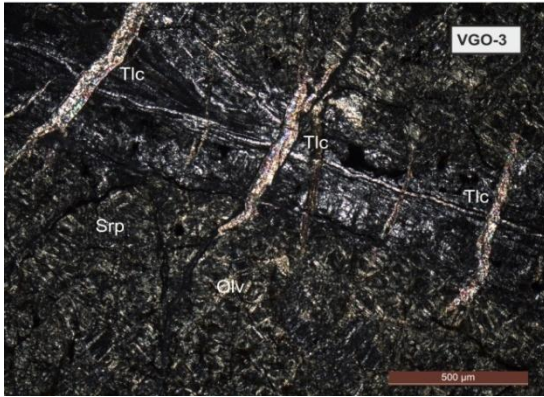
Kırık ve çatlaklarda serpantinleşmeyle beraber ikincil kalsit oluşumları da gözlenmiştir. İnceleme alanı içerisinde çatlaklı ve kırıklı peridotların optik mikroskop incelemelerinde, kırık ve çatlaklarda iğnemsî ve levhamsı talk mineralleri gözlenmiştir (Şekil 4.3).



Şekil 4.1.Serpantinitle kayacında kalıntı olivin mineralleri



Şekil 4.2.Serpantinitle kayacında kalıntı olivin mineralleri ve serpantinleşme sonucu gelişen ağ/elek dokusu

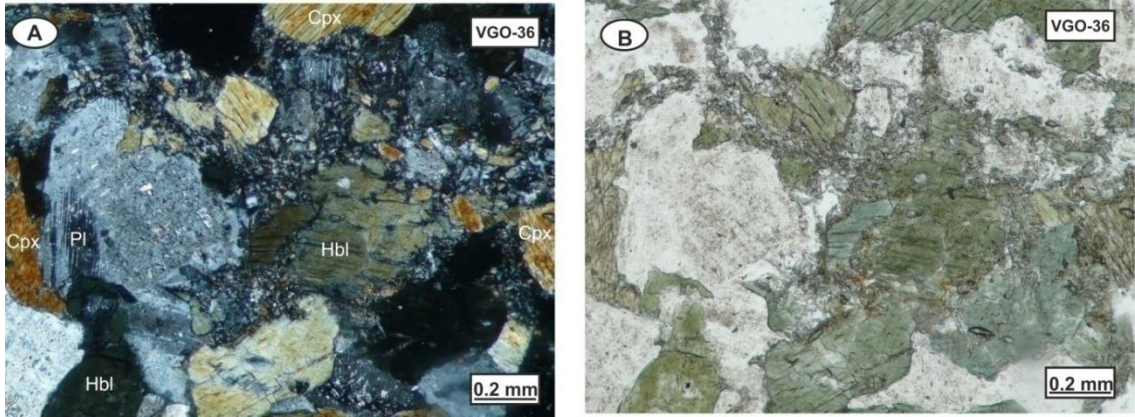


Şekil 4.3. Peridotitlerde kırık ve çatlaklarda gelişen talk minerali

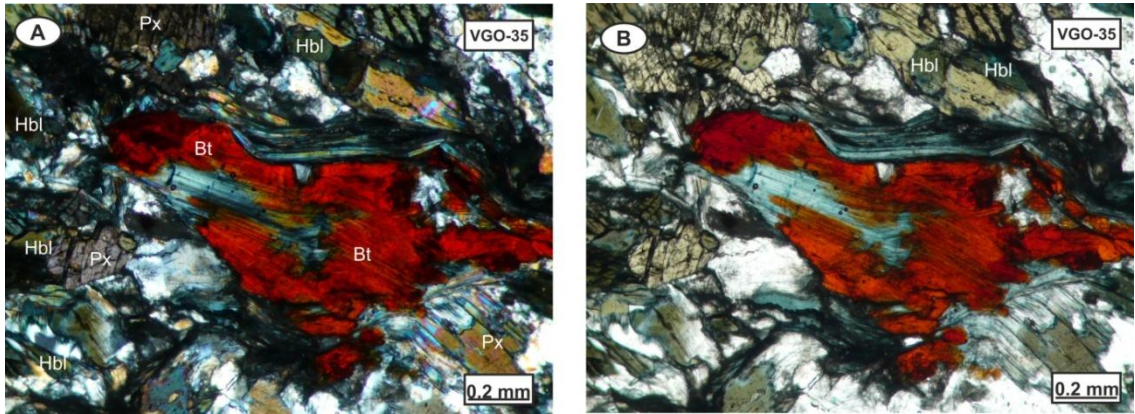
Holokristalin/hipidiyomorf taneler dokulu piroksenitler; klinopiroksen, plajiyoklaz ve amfibol mineralleri içermektedir. Klinopiroksenler (ojit), levhamsı olup çift yönlü dilinim göstermekle birlikte eğik sönmeye sahiptir. Bu mineraller kenarlarından itibaren uralitleşme sonucu iğnemsiz tremolit/aktinolit mineralleri gözlenmektedir. Piroksenlerin girişim rengi Fe-oksit içerikleriyle farklılık göstermektedir. Çoğunlukla sarı-kahve renkli yer yer mavi girişim renginde

gözlenmiştir. Plajiyoklazlar çubuksu olup polisentetik ikizlenme göstermektedir. Bu minerallerde killeşme çoğunlukla serizitleşme yaygındır. Amfibol grubu minerallerden ise yeşil renkli hornblend mineralleri saptanmıştır. Yeşil renkli hornblend mineralleri çubuksu şekilli olup, yeşil renkli olarak gözlenmektedir (Şekil 4.4). Bu minerallerde de tek yönlü bazen de çift yönlü dilinimler gözlenmiştir.

Tanesel / holokristalin dokulu hornblendit olarak tanımlanan örneklerde bol miktarda hornblend minerallerine piroksen, biyotit ve plajiyoklaz mineralleri eşlik etmektedir. Hornblend yeşil renkli olup çubuksu ve çift yönlü dilinimler gözlenmektedir. Piroksen mineralleri çubuksu olup kenarlarından itibaren lifsi/iğne şekilli amfibol minerallerine dönüşerek uralitleşme göstermektedir. Biyotit minerali iri levhamsı, yarı özşekilli, kahve- kırmızı renkli olup optik engebesi çok yüksektir. Biyotit kenarlarından itibaren opasitleşme bozunma göstermiştir (Şekil 4.5). Çubuksu plajiyoklazlar polisentetik ikizlenmeli olup, killeşme yaygındır.



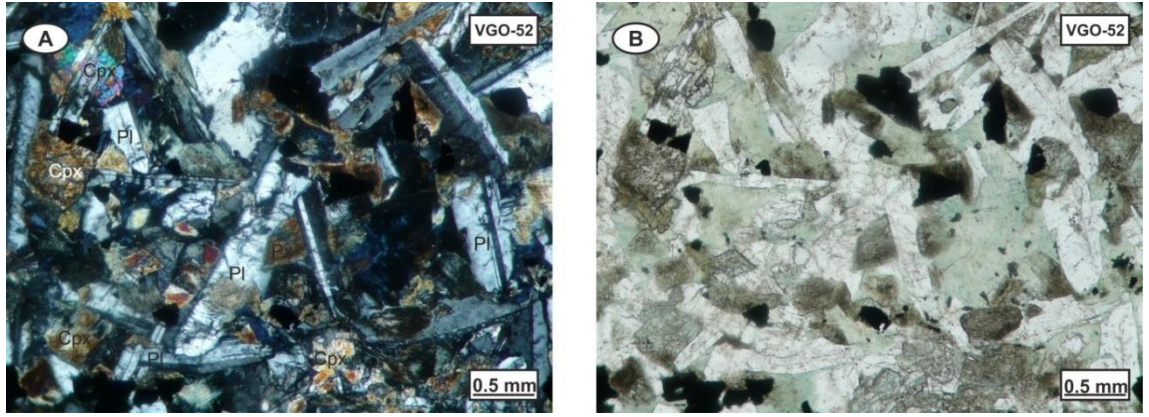
Şekil 4.4. Piroksenitlerde polisentetik ikizlenmeli plajiyoklaz ve yeşil renkli hornblend mineralleri



Şekil 4.5. Hornblendit türü kayalarda hornblend ve biyotit oluşumları

Özellikle Dilmetaş Köyü'nde yapılan örnekleme ve optik mikroskop çalışmalarında bu alandan alınan örneklerin diyabaz oldukları tespit edilmiştir. Genellikle ilksel yapısını koruyan yarı derinlik kayaçları bozunmaya uğramayanlar dolerit olarak tanımlanmaktadır. Ancak inceleme alanı içerisinde altere olmuş ve ikincil oluşumların etkisiyle kayaç yeşilimsi renk alıp diyabaza dönüşmüştür.

İntersertal dokulu diyabazlar; büyük oranda plajiyoklaz ve piroksen mikrolitleri içermektedir. Plajiyoklaz mikrolitleri çubuksu olup polisentetik ikizlenme gösterirler. Plajiyoklazlarda serizit türü killeşme yaygındır. Piroksenler sönme açısı 41° – 47° arasında değişen eğik sönmeye bağlı olarak klinopiroksen olarak tanımlanmıştır. Piroksenlerin kenarlarından, çatlak ve kırıklarından itibaren bastitleşmeye uğradıkları belirlenmiştir (Şekil 4.6). Piroksenlerde kloritleşme yaygın olup yeşil renkli olarak gözlenmektedir. Bu kayaçlarda ayrıca bol miktarda opak mineral belirlenmiştir.



Şekil 4.6. Diyabazlarda piroksen ve plajiyoklaz mikrolitleri

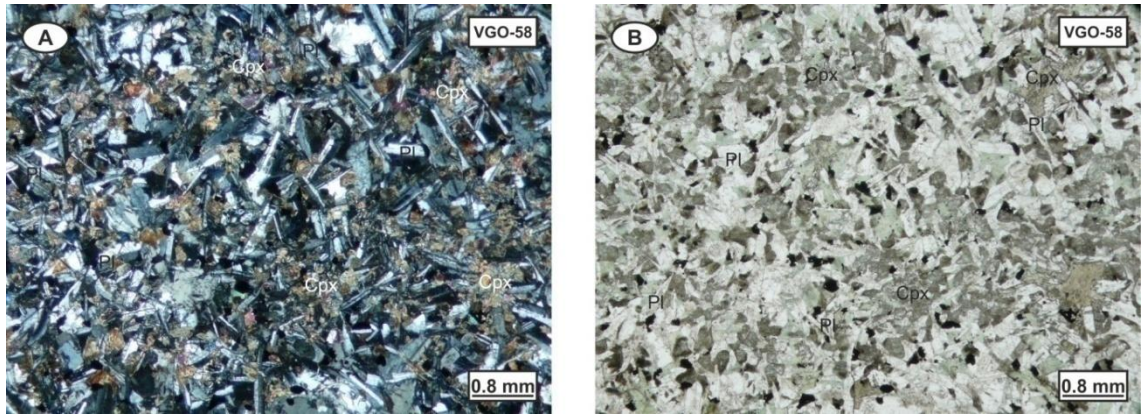
İnceleme alanında diğer kayaç türü olan gabrolarda yapılan petrografik çalışmalarla bu örneklerin büyük oranda plajiyoklaz ve klinopiroksen mineralleri içerdiği belirlenmiştir. Kontur diyagramları üzerinde yapılan modal analiz sonuçlarına göre; kayaç isimlendirmeleri Streckeisen (1978)'a göre Gabro–Norit alanına düşmektedir. Örneklerin bol miktarda klinopiroksen içermeleri nedeniyle gabro olarak isimlendirilmiştir.

Ofitik/intersertal dokulu ve daha küçük taneli gabrolarda bol miktarda plajiyoklaz ve klinopiroksen mineralleri bulunmaktadır. Plajiyoklazlar yer yer ışınsal kümelenmiş ofitik dokuya sahiptir. Polisentetik ikizlenmeli bu mineraller yaygın olarak killeşme göztermektedir. Piroksenler zayıf düzlemleri boyunca ufalanmış, kenarlardan

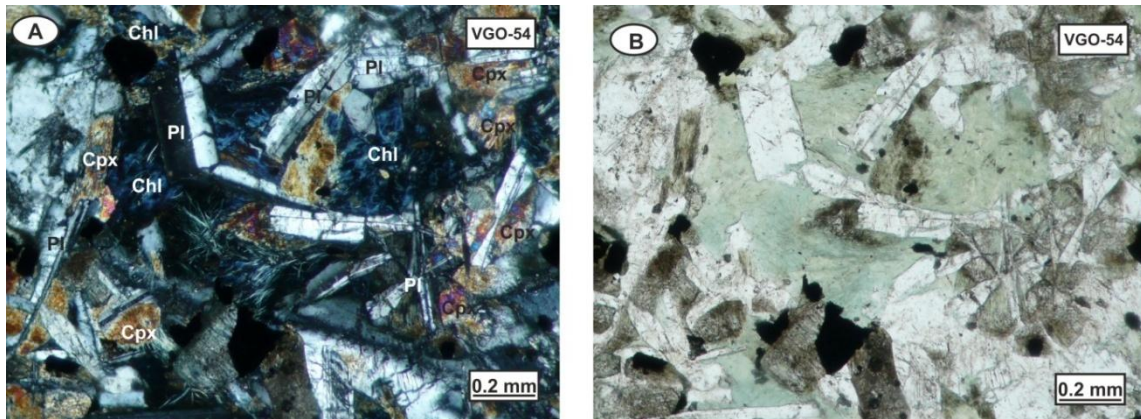
itibaren uralitleşme ve bastitleşme türü bozunmalar yaygındır (Şekil 4.7). Bu kayaçlarda opak mineraller de bulunmuştur.

Örneklerde dokusal olarak özşekilli plajiyoklaz çubukları piroksenlerden oluşmuş hamur içerisinde dağılmış durumda olup ofitik doku göstermektedir. Plajiyoklazlar ince–uzun, prizmatik yarı özşekilli biçimdedirler. Kayacın büyük çoğunluğunu oluşturan plajiyoklazlar ışınsal olarak kümelenmiş olup polisentetik ikizlenme gösterirler. Plajiyoklazların çoğunun paralel veya paralele yakın sönme göstermeleri albitleşmiş olduklarını göstermektedir. Bu kayaçlarda mavi girişim renkli klorit oluşumları da yaygın olarak gözlenmiştir (Şekil 4.8).

Tanesel/intraklastik dokulu ofikalsitik kayaçlar; bol miktarda kalsit buna eşlik eden kuvars ve az oranda serpantin mineralleri içerirler. Kalsitler genellikle öz şekilli (rombohedral) olup çift yönde dilinimli ve renksizdirler. Kuvars mineralleri dalgalı sönme göstermekle birlikte renksizdir. Serpantinleşme kayaç içerisinde çok az olup, ilksel mineralin kalıntıları gözlenmemiştir (Şekil 4.9). Opak mineral oluşumları da serpantinleşmeye eşlik etmektedir.

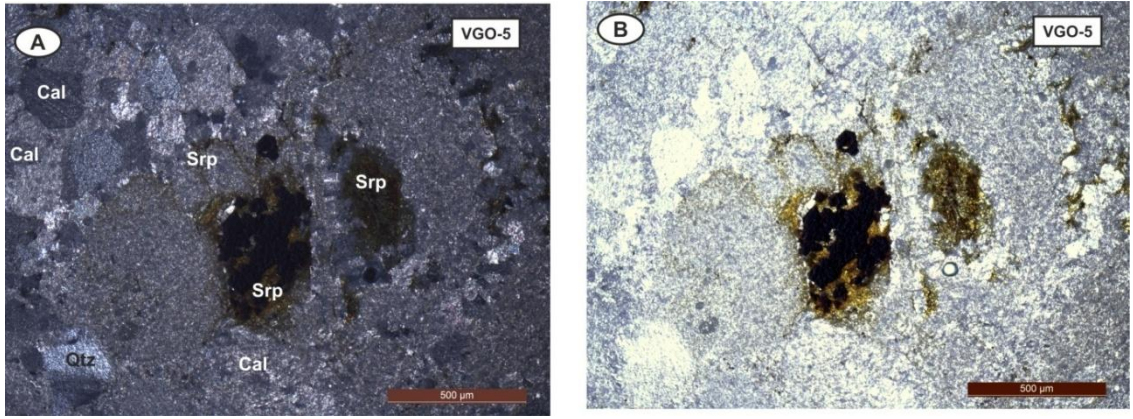


Şekil 4.7. Gabrolarda intersertal ve ofitik dokulu plajiyoklaz ve klinopiroksen mineralleri

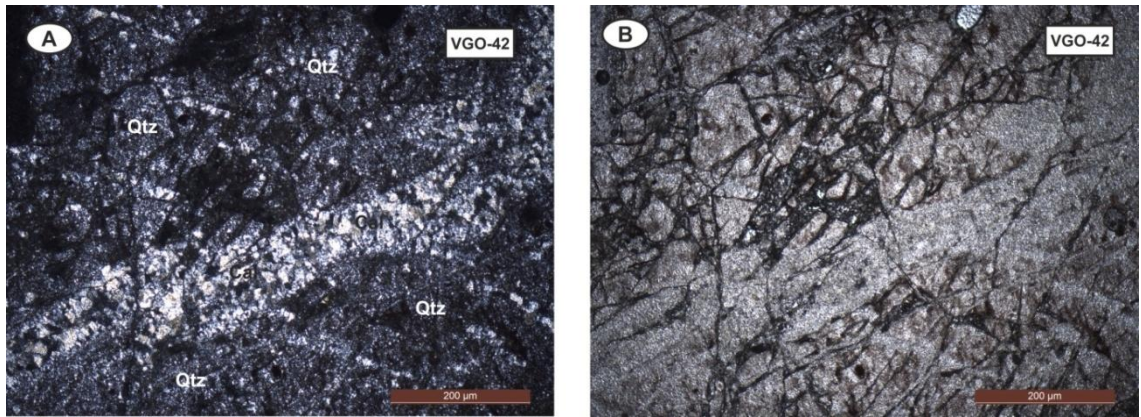


Şekil 4.8. Gabrolarda kloritleşmiş piroksen mineralleri ve mavi girişim renkli kloritler

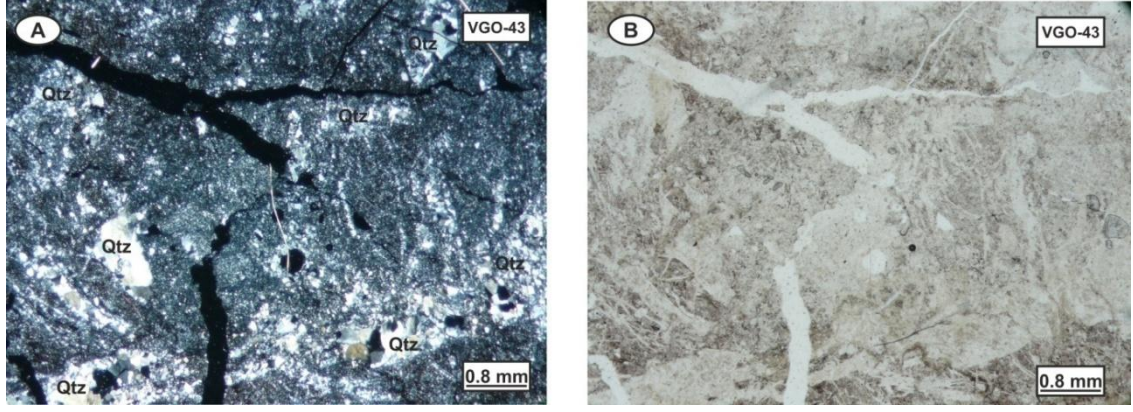
Ofiyolit serinin üst seviyelerini temsil eden derin deniz sedimanları olarak bulunan radyolarye deniz canlısının kavkılarının bütünüyle silisleşmesi sonucu oluşan radyolarit olarak tanımlanan kayaçlar inceleme alanının doğu kesimlerinde yer almaktadır. Tanesel/grift doku gösteren radyolaritlerde; büyük oranda kuvars, çatlak ve kırıklarda mikritik ve mikrosparitik ikincil kalsit oluşumları gözlenmiştir (Şekil 4.10). Bu kayaçlarda yapılan optik mikroskop incelemelerinde tanesal dokulu kayaç içerisinde ince taneli monokristalin kuvarslar belirlenmiştir. Ayrıca radyolaritlerde milonitik doku gelişmiş olup, bu kayaç içerisinde az oranda feldispat mineralleri ve kırık ve çatlaklarda kalsit oluşumları da gözlenmiştir (Şekil 4.11).



Şekil 4.9. Ofikalsitlerde gözlenen kalsit mineralleri ve serpantin oluşumları



Şekil 4.10. Radyolaritlerde ince taneli kuvars mineralleri

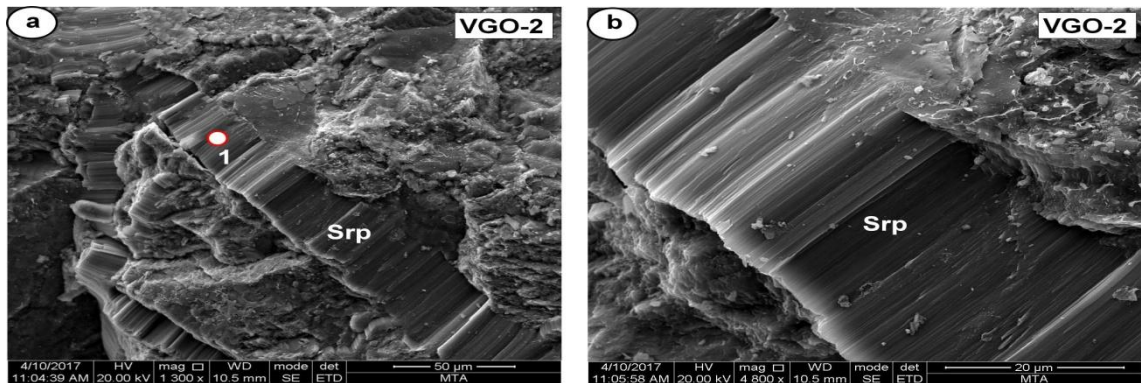


Şekil 4.11. Radyolaritlerde gelişen milonitik doku

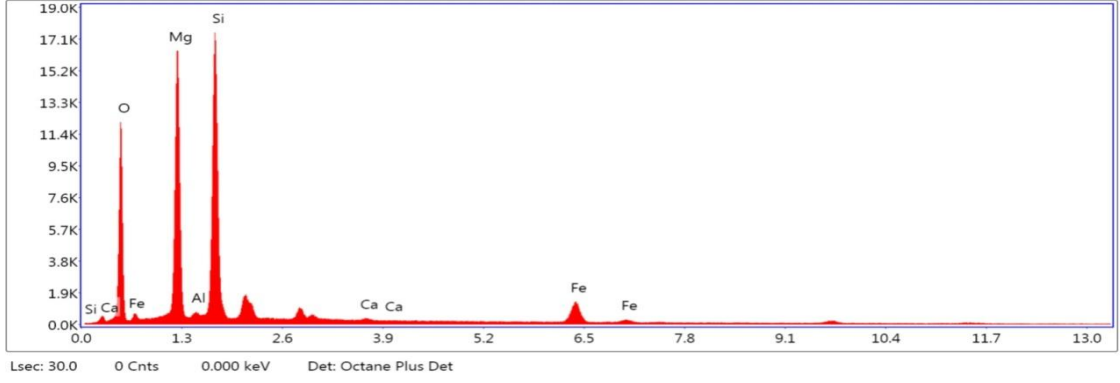
4.2.Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri (SEM)

Gevaş Ofiyolit Napı'na ait serpantinit olarak tanımlanan kayaç örneğinde (VGO-2) yapılan incelemede tanımlanan serpantin mineralleri tipik ince lifler biçiminde gözlenmektedir (Şekil 4.12a). Serpantin lifleri 20 μm uzunluğunda ince demetler biçiminde bulunmaktadır (Şekil 4.12b). Serpantin mineraline ait EDS alınan 1 nolu noktada kimyasal sonuç diyagramı (Şekil 4.13) ve hesaplanmış oksit değerleri ise Çizelge 4.2' de sunulmuştur.

Gevaş Ofiyolit Napı bazı serpantin mineralleri ise lifsi serpantin demetleri biçiminde dizilim göstermektedir (Şekil 4.14a). Serpantin liflerinin yakın görünümü incelendiğinde serpantinlerin asbest türü yapısal özellik sunduğu gözlenmektedir (Şekil 4.14b). İnce levhamsı serpantin kırık yüzeyleri Şekil 4.15a serpantin liflerinin oluşturduğu kalın demetlerin yakın görünümü Şekil 4.15b de verilmiştir.



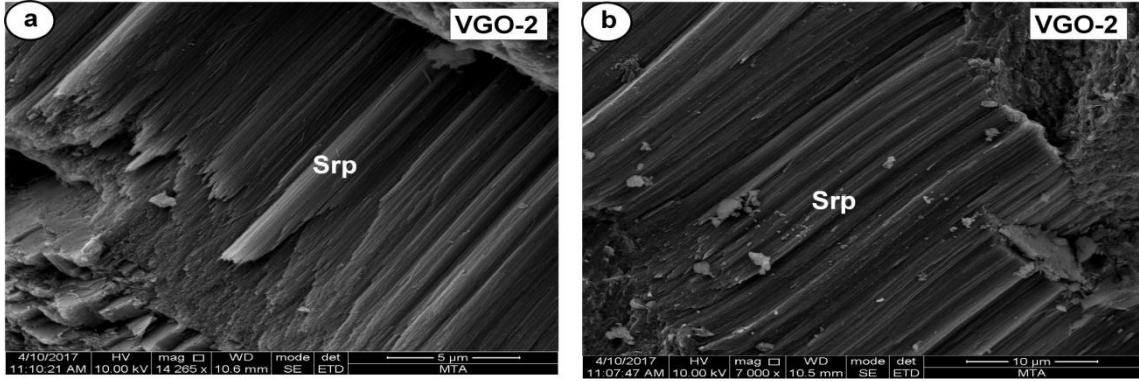
Şekil 4.12. Gevaş Ofiyolit Napı serpantinit kayacının SEM mikrofotografı, a) ince levhamsı serpantin oluşumları, b) serpantin liflerinin yakın görünümü (Srp=serpantin, 1=EDS Spot noktası)



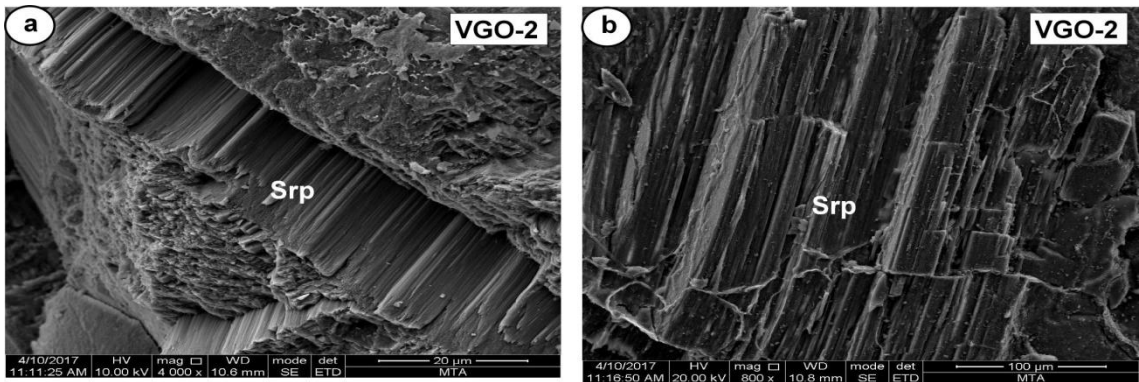
Şekil 4.13. Gevaş Ofiyolit Napı serpantin oluşumuna ait EDS kimyası sonuç diyagramı

Çizelge 4.2. Gevaş Ofiyolit Napı serpantin mineraline ait EDS analiz sonuçları ve hesaplanmış oksit değerleri

Element	Hesaplanan Oksit (%)	Ağırlık (%)	Atomik (%)	Oksit (%)
Mg	38.00	25.22	22.92	
Al	1.00	1.10	0.90	
Si	47.45	28.17	22.17	
Ca	0.31	0.40	0.22	
Fe	4.89	8.65	3.42	



Şekil 4.14. Gevaş Ofiyolit Napı serpantinit kayacının SEM mikrofotografaları, a) lifsiserpantin demetleri, b) serpantin liflerinin yakın görünümü (Srp=serpantin)



Şekil 4.15. Gevaş Ofiyolit Napı serpantinit kayacının SEM mikrofotografaları, a) lifsi serpantin kırık yüzeyleri, b) serpantin liflerinin oluşturduğu kalın demetlerinin yakın görünümü (Srp=serpantin)

5. X-IŞINI DİFRAKSİYONU (XRD) İNCELEMELERİ

Van-Gevaş yöresinde Gevaş Ofiyolit Napı'nı oluşturan magmatik(gabro, diyabaz), ultramafik (piroksenit, horblendit, serpantinit), karbonat (ofikalsit) ve silisli (radyolarit) olmak üzere toplam 60 adet örnek üzerinde yapılan XRD-TK ve KF çözümlmeleri Çizelge 5.1'de sunulmaktadır. Birimi oluşturan kayalarda belirlenen minerallerin bazı istatistiksel değerlendirme sonuçları Çizelge 5.2'de verilmiştir.

Birimi temsil eden kayalarda fillosilikat, kuvars, feldispat, piroksen (ojit), kalsit mineralleri hemen hemen tüm örneklerde bulunurken; dolomit, amfibol, hematit ve götit daha düşük bulunuş frekansına sahip minerallerdir. Birimi oluşturan minerallerin genel ortalama değerlerine göre; bollukları fillosilikat, kuvars, feldispat, piroksen, kalsit, dolomit, amfibol, hematit, götit, manyezit ve kromit biçiminde sıralanmaktadır. Fillosilikat, kuvars ve feldispat mineralleri yüksek ortalamaya sahip mineraller olmakla birlikte, piroksen, amfibol, kalsit, dolomit ve hematit mineralleri düşük ortalamaya sahip minerallerdir. Götit, manyezit ve kromit mineralleri ise birimdeki kayalarda ender olarak rastlanan diğer bileşenler olarak belirlenmiştir.

Birimdeki kayalarda saptanan fillosilikat minerallerine ait istatistiksel değerlendirme sonuçları Çizelge 5.3'de verilmiştir. Genel ortalama değerlerine göre; fillosilikat mineral bollukları serpantin, klorit, illit, talk, karışık tabakalı C-V ve vermikülit biçiminde sıralanmaktadır. Serpantin klorit ve illit mineralleri en yüksek frekansa sahip olup, bunları sırasıyla talk, karışık tabakalı C-S, C-V ve vermikülit mineralleri izlemektedir. Karışık tabakalı C-V ve vermikülit ise düşük frekansa sahip mineralleri temsil etmektedir.

Çizelge 5.1. Van-Gevaş yöresi Gevaş Ofiyolit Napı kayalarının tümkayaç ve fillosilikat bileşimi (%)

Örnek No	Tüm kayaç										Kil fraksiyon						Kayaç adı
	Cal	Dol	Qz	Fsp	Ps	Amp	Prx	Gt	Hm	Mgs	Srp	I	C	T	V	C-V	
VGO-1			5		95						100						Serpantinit
-2	2		2	7	79		10				90				10		Serpantinit
-3	5				90		5				100						Serpantinit
-4	8		8		79		5				100						Serpantinit
-5	45		22		33							4	44				52 Ofikireçtaşı
-6	2		90		8							23	77				Radyolarit?
-7	46		39		15												Ofikireçtaşı
-8	28		61	11													Radyolarit?
-9					95		5				100						Serpantinit
-10	3		4		82		11				100						Serpantinit
-11					100						100						Serpantinit
-12					100						100						Serpantinit
-13	2		2		96						100						Serpantinit

-14	2				98						100					Serpantinit
-15					100						100					Serpantinit
-16	3		4		93						62	14	24			Serpantinit
-17					100						100					Serpantinit
-18					100						100					Serpantinit
-19	2				98						100					Serpantinit
-20	2				98						100					Serpantinit
-21		6			94						100					Serpantinit
-22					100						100					Serpantinit
-23					96			4			98	2				Serpantinit
-24		5			95					5	100					Serpantinit
-25					91			9			95	5				Serpantinit
-26	2	10		8	80					10	100					Serpantinit
-27					100						100					Serpantinit
-28				7	86		3	4			100					Serpantinit
-29					95		5				100					Serpantinit
-30					95			5			100					Serpantinit
-31					90			Chr 10			100					Serpantinit
-32		11		46	20	8	15		11							Gabro*
-33		7		56	19	8	10		7				90	10		Gabro*
-34	10		2	38	24	8	10	8				24	55	21		Gabro*
-35		10	2	40	17	31			10							Piroksenit/ Horblendit*
-36		18	2	31	18	21	10		18			31		69		Piroksenit/ Horblendit *
-37	2	16		31	23	18	10		16			24	60	16		Piroksenit/ Horblendit *
-38	34		49	17												Karbonatlı radyolarit
-39	14		48	15	23											Radyolarit
-40	15	3	53	21	8				3							Radyolarit
-41	61		39													Ofikalsit
-42	2		98													Radyolarit*
-43			100									58	42			Radyolarit*
-44		8	3	23	18		48		8			34	66			Piroksenit*
-45		9		24	25		42		9			59	41			Piroksenit*
-46	36	9		29	21		5		9			40	60			Diyabaz
-47	26	9	12	19	34				9			36	64			Ofikalsit
-48	2		84	14								31	69			Radyolarit
-49					100						100					Serpantinit
-50			90	10												Radyolarit
-51			9	38	31		22						100			Gabro*
-52			8	38	26		28						100			Gabro*
-53		6	7	37	19	4	19	8			6		100			Gabro*
-54			14	39	26	5	16					16	75	9		Gabro*
-55			6	38	25	5	18	8				24	76			Gabro*
-56		7	5	42	26	4	16				7	10	90			Gabro*
-57		7	8	41	26	6	12				7	9	91			Gabro*
-58		7	10	34	33		16				7	11	82	7		Gabro*
-59		5	5	45	28	3	15				5	4	96			Gabro*
-60		10	4	43	20	9	14				10	10	90			Gabro*

*İnce kesiti yapılan örnekler, Qz=Kuvars, Fsp=Feldispat, Prx=Piroksen, Amp=Amfibol, Cal=Kalsit, Dol=Dolomit, Ps=Fillosilikat, Gt=Götit, Hm=Hematit, Mgs=manyazit, Chr=Kromit, I=illit, Srp=Serpantinit, C=Klorit, V=Vermikülit, C-V=Klorit-vermikülit, T=Talk

Çizelge 5.2.Gevaş Ofiyolit Napı’nda kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Aritmetik Ortalama	Genel Ortalama*
Kalsit	40	2	61	15	6
Dolomit	32	3	18	9	3
Kuars	55	2	100	27	15
Feldispat	48	7	56	29	13
Fillosilikat	88	8	100	60	51
Amfibol	22	3	31	10	2
Piroksen	42	3	48	15	6
Hematit	13	4	10	7	1
Götit	13	4	9	5	1
Manyezit	10	5	10	4	1
Kromit	13	10	10	5	1
Toplam					100

*Genel Ortalama = Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama /100

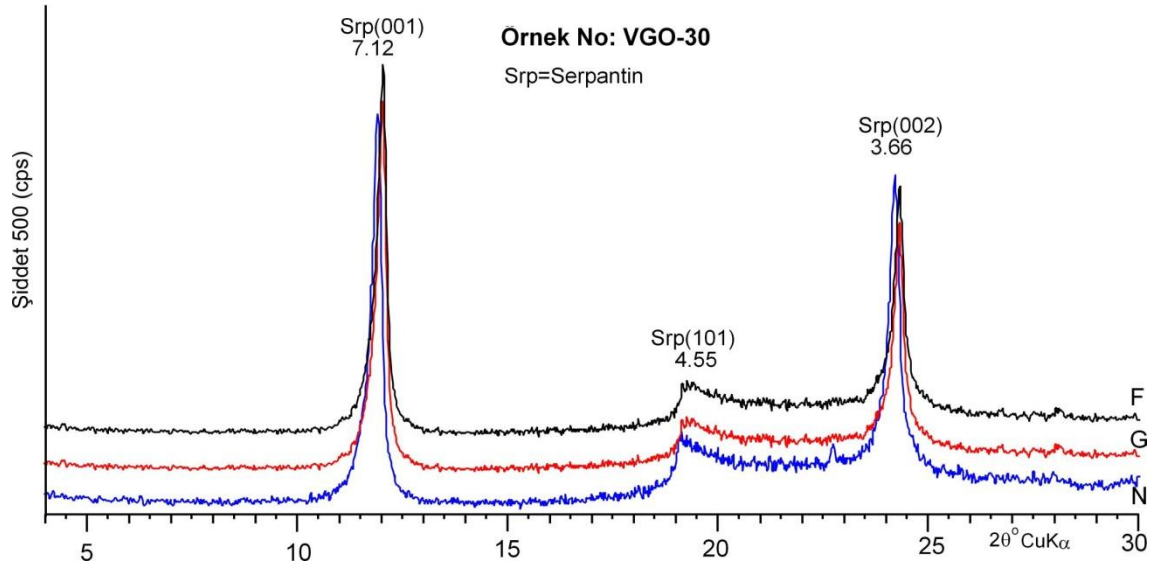
Çizelge 5.3. Gevaş Ofiyolit Napı’nda kayaç oluşturan kil minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Aritmetik Ortalama	Genel Ortalama*
Serpantin	56	62	100	98	55
İllit	42	2	59	22	9
Klorit	56	24	100	57	32
Talk	12	7	69	22	3
Vermikülit	2	10	10	10	0
C-V	2	52	52	52	1
Toplam					100

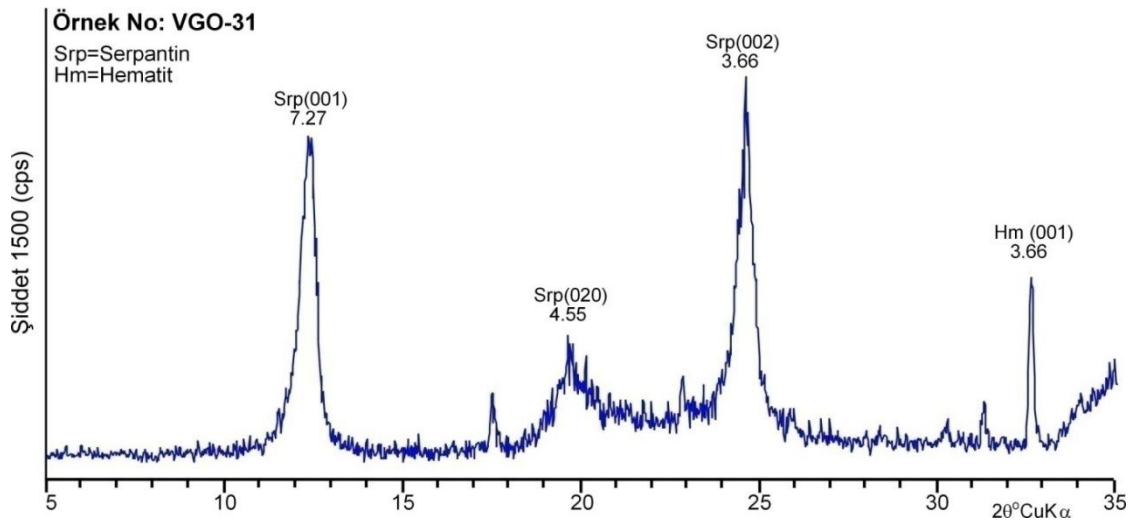
*Genel Ortalama = Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama /100

Birimin yaygın litolojisini oluşturan ultramafik (piroksenit, horblendit) ve mafik (diyabaz, gabro) kayaçlarda magmatik (feldispat, ojit, amfibol, kromit), metasomatik (fillosilikatlar) ve kimyasal (kalsit, dolomit, kuvars, hematit, götit, manyezit) mineraller gözlenmektedir. En yaygın gözlenen fillosilikat+ feldispat + piroksen + parajenezine bazı kayaç seviyelerinde amfibol, kuvars, kalsit, dolomit, hematit, manyezit, kromit ve götit mineralleri de eşlik etmektedir. Fillosilikat mineralojisini ise serpantin, klorit, illit, talk,vermikülit ve karışık tabakalı C-V oluşturmaktadır.

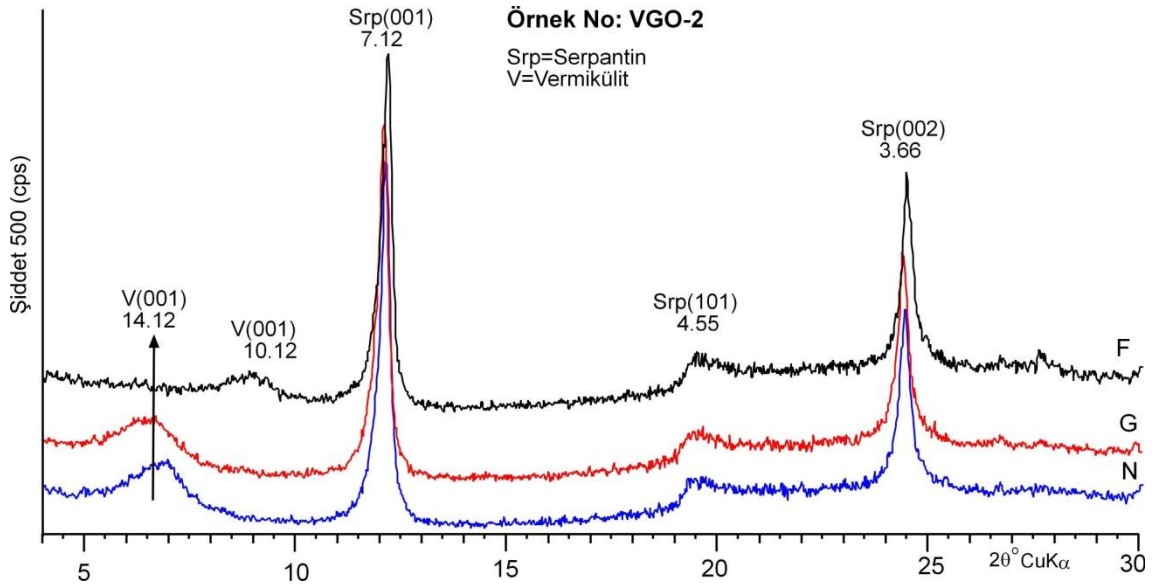
Serpantinit olarak tanımlanan birçok kayaç bütünüyle serpantin ile temsil etmektedir (Şekil 5.1). Serpantin mineralleri (001), (002) ve (101) yüzey/düzlemlerine ait sırasıyla 7.27, 4.55 ve 3.66 Å pikleri ile kolaylıkla ayırt edilmektedir (Şekil 5.2). Bazı seviyelerde bu minerallere vermikülit, illit + klorit veya illit minerali eşlik etmektedir. Vermikülit mineralleri (001) düzlemine ait yansıma değeri normal ve glükollü çekimde 14.12 Å da ortaya çıkarken, fırınlı çekime ait (001) düzlemi yansıması değeri 10.12 Å da gözlenmektedir (Şekil 5.3).



Şekil 5.1. Gevaş Ofiyolit Napı serpantinlerinde serpantin mineralleri



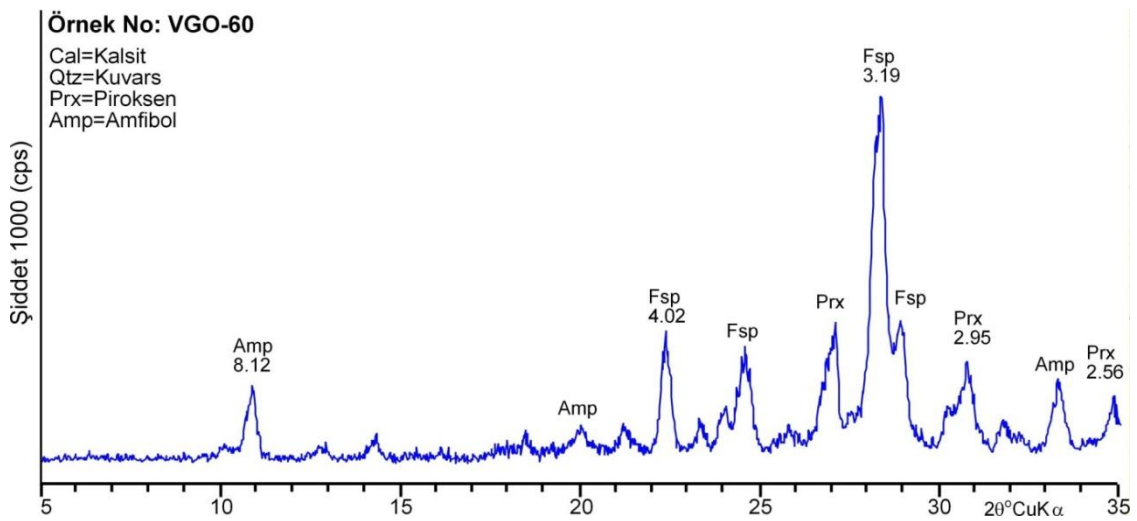
Şekil 5.2. Gevaş Ofiyolit Napı serpantinlerinde serpantin ve eşlikçi mineraller



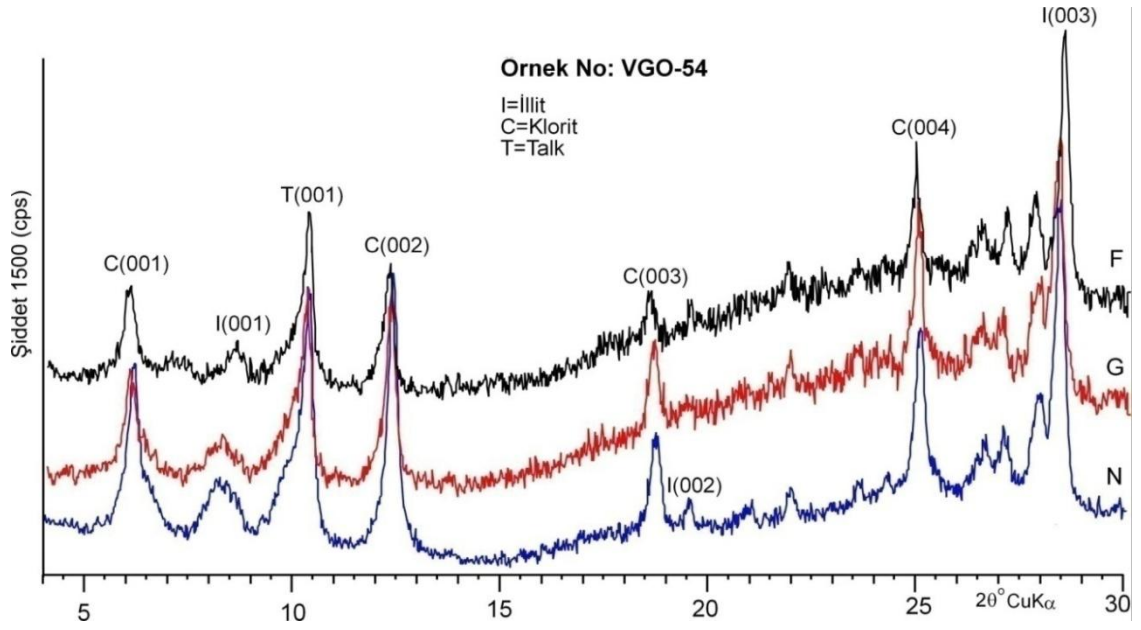
Şekil 5.3. Gevaş Ofiyolit Napı serpantinlerinde serpantin ve vermikülit birlikteliği

Gabro olarak tanımlanan örneklerde feldispat+fillosilikat+piroksen+amfibol parajenezi gözlenmektedir. Amfibol mineralleri 8.12 Å da gözlenen pik yardımıyla ayırt edilmiştir (Şekil 5.4). Bu kayaçlarda fillosilikat parajenezini klorit+talk veya klorit+illit birliktelikleri oluşturmaktadır (Şekil 5.5). Talk mineralleri (001) yüzeyine ait piki ile tanımlanmıştır.

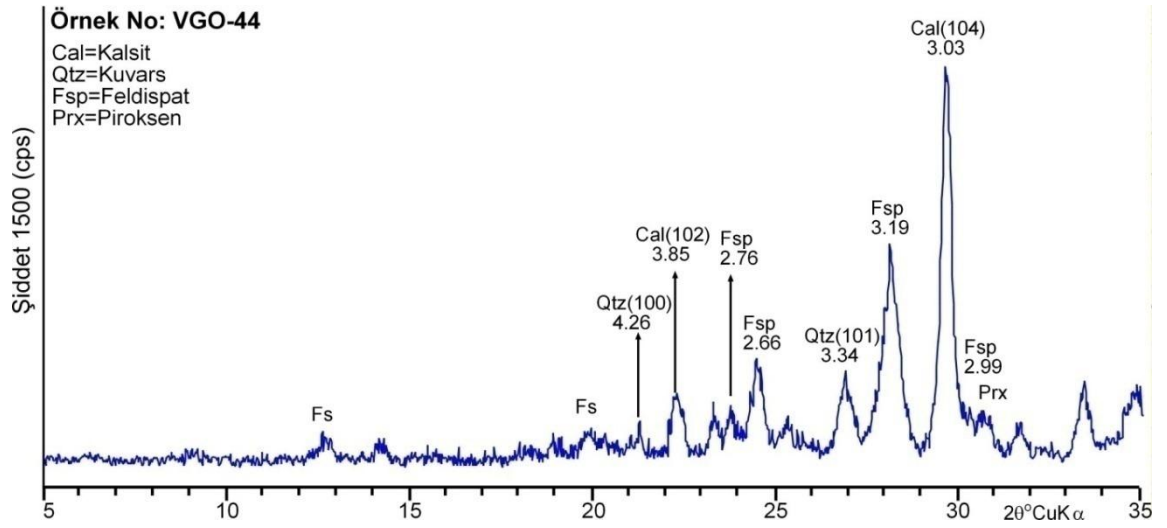
Piroksenit/horblendit olarak tanımlanan kayaçlarda feldispat+amfibol/piroksen mineralleri yaygın parajenezi temsil etmektedir (Şekil 5.6). Bu kayaçlarda fillosilikat parajenezi illit+klorit birliktelikleri temsil etmektedir (Şekil 5.7).



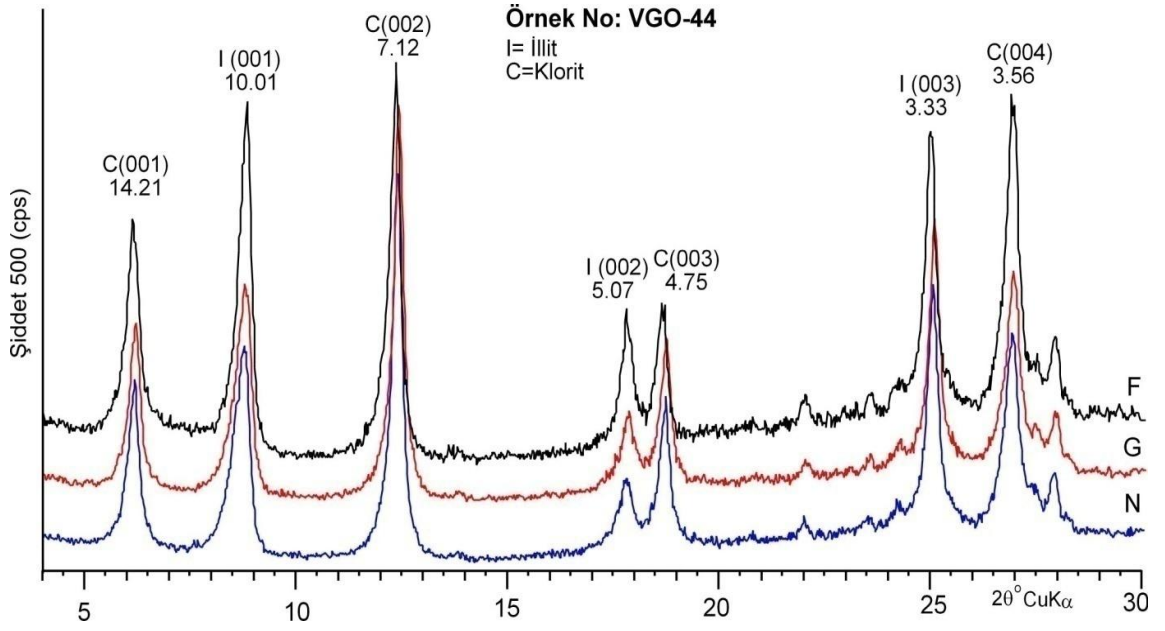
Şekil 5.4. Gevaş Ofiyolit Napı gabrolarında amfibol ve eşlikçi mineraller



Şekil 5.5. Gevaş Ofiyolit Napı gabrolarında talk ve eşlikçi fillosilikat mineralleri

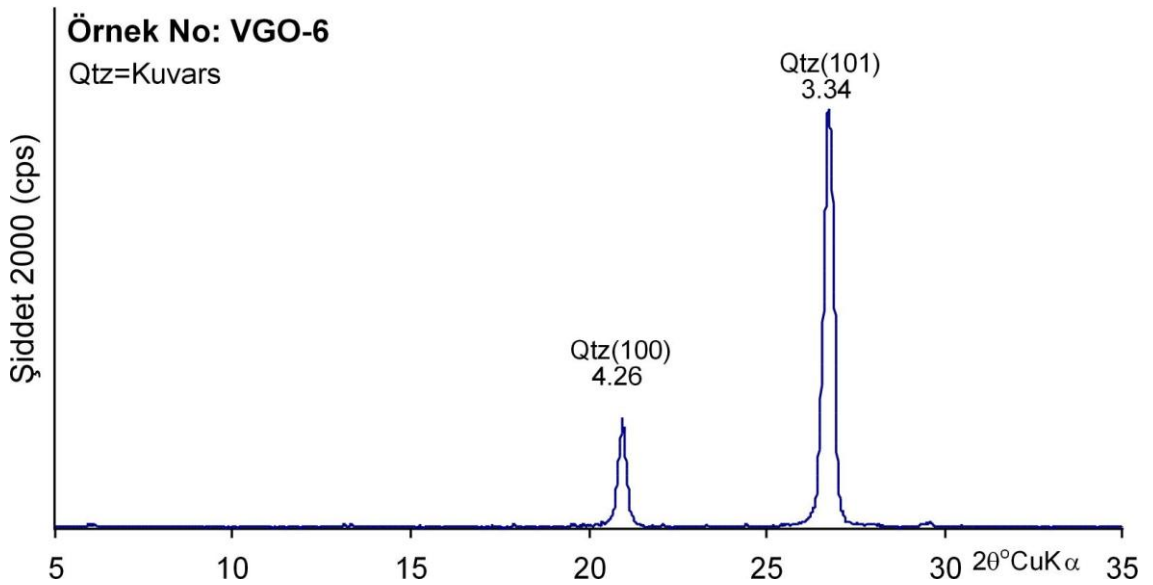


Şekil 5.6. Gevaş Ofiyolit Napı piroksenitlerinde piroksen ve eşlikçi mineraller

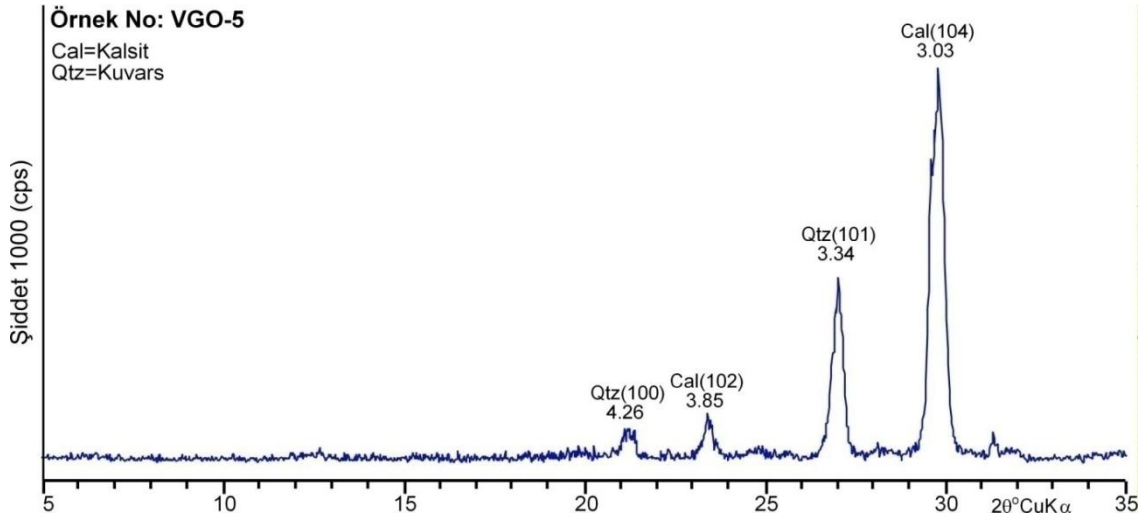


Şekil 5.7. Gevaş Ofiyolit Napı piroksenitlerinde illit ve klorit birlikteliği

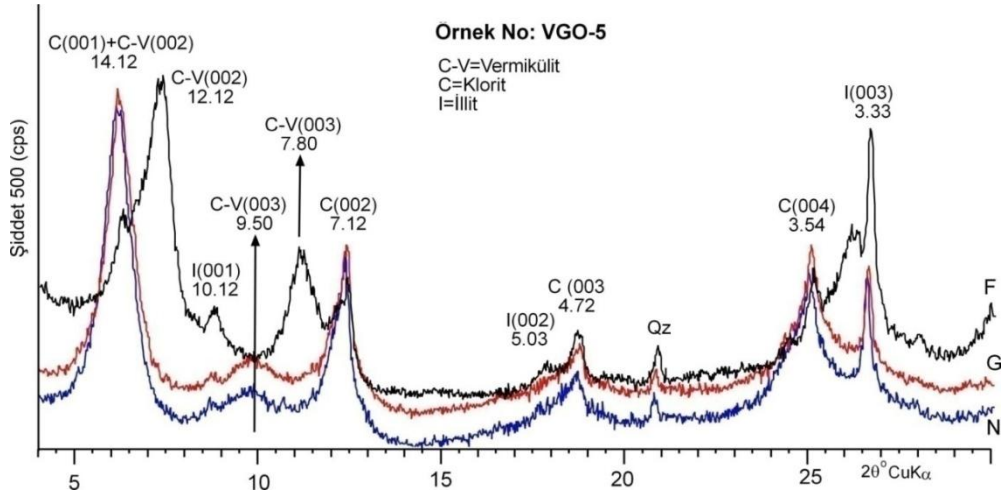
Radyolarit türü kayalarda kuvars mineralleri ile temsil edilmekle birlikte, bu kayalarda az miktarda kalsit de gözlenmiştir (Şekil 5.8). Ofikalsit olarak tanımlanan örneklerde ise parajenezi kalsit+kuvars+fillosilikat parajenezi oluşturmaktadır (Şekil 5.9). Bu kayalarda C-V+illit+klorit birliktelikleri fillosilikat parajenezini temsil etmektedir (Şekil 5.10). C-V minerallerine ait (002) yüzeyine ait pikler klorit mineralinin (001) yüzeyine ait normal ve glikollü çekimi ile 14.12 Å da çakışırken, C-V mineralinin (002) yüzeyine ait fırınlı piki 12.12 Å da olması ile ayırt edilmiştir.



Şekil 5.8. Gevaş Ofiyolit Napı radyolaritlerinde kuvars ve kalsit mineralleri.

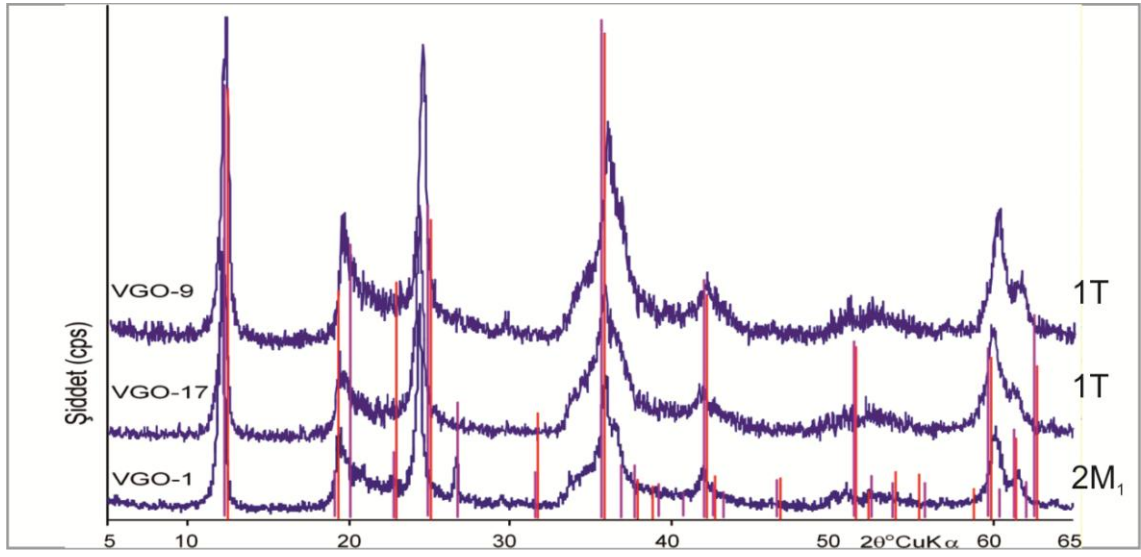


Şekil 5.9. Gevaş Ofiyolit Napı ofikalsitlerinde kalsit ve eşlikçi mineraller



Şekil 5.10. Gevaş Ofiyolit Napı ofikalsitlerinde C-V ve eşlikçi fillosilikat mineralleri

Makroskopik-mikroskopik gözlemlerde, şekil ve biçimleri dikkate alınarak birbirinden farklılık gösteren üç farklı serpantin (levhamsı, çubuksu ve iğnemsî-lifsi) mineral gurubundan saf ya da safı yakın 42 adet örnek belirlenmiş ve bu örneklerde politipi incelemeleri yapılmıştır. Levhamsı serpantin minerallerinden oluşan örneklerde 1T, çubuksu serpantin minerallerinden oluşan (pikrolit=yalancı asbest) 2M₁ politipine sahip oldukları belirlenmiştir (Whittaker ve Zussman, 1956; Bailey, 1988). Serpantin minerallerinden bazıları (VGO-9 ve VGO-17 nolu örnekler) levhamsı serpantin mineralleri olan 1T politipine sahip lizarditler ile temsil edilirken, bazı örnekler ise VGO-1 nolu örnekte olduğu gibi sert çubuksu serpantin minerallerini oluşturan 2M₁ politipine sahip klinokrizotil mineralleri ile temsil edildiği belirlenmiştir (Şekil 5.11).



Şekil 5.11. Saf yada safa yakın serpantin minerallerinden itibaren yapılan politipi difraktogramları, Lizardit (1T) ve Klinokrizotil (2M₁) bileşimi

6. JEOKİMYA

6.1. Ana ve İz Element Jeokimyası

Serpantin minerallerinin kimyasal bileşimleri $Mg_3[SiO_5](OH)_4$ (SiO_2 % 43.37, MgO % 43.64, H_2O % 12.99) olup, morfolojik ve politipik olarak üç gruba ayrılmaktadır. İnceleme alanı serpantin minerallerine ait ana element oksit sonuçları ve hesaplanan yapısal formülleri aşağıda sunulmuştur (Çizelge 6.1). Van-Gevaş yöresi Üst Kretase yaşlı Gevaş Ofiyolit Napı serpantin minerallerinin iz ve nadir toprak element (REE) içerikleri Çizelge 6.2 de gösterilmiştir.

Çizelge 6.1. Van-Gevaş yöresi Üst Kretase yaşlı Gevaş Ofiyolit Napı serpantin minerallerinin ana element kimyasal bileşimi ve yapısal formülleri

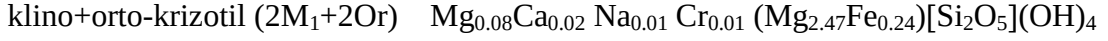
Oksit %	VGO- 3	VGO- 15	VGO-20	VGO- 22	VGO- 27	VGO-31
SiO_2	41,38	40,77	40,11	40,86	40,73	41,01
TiO_2	0,06	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Al_2O_3	1,84	0,45	0,31	0,35	0,19	0,42
ΣFe_2O_3	6,62	6,04	7,25	6,58	6,55	6,11
MnO	0,08	0,09	0,06	0,08	0,09	0,08
Cr_2O_3	0,277	0,240	0,183	0,261	0,174	0,250
MgO	34,03	35,31	34,30	35,08	35,80	35,69
CaO	0,11	0,18	0,45	0,17	0,44	0,29
Na_2O	0,37	0,10	0,02	0,02	0,03	0,02
K_2O	0,11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
P_2O_5	0,11	0,21	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
LOI	14,30	16,00	16,50	15,80	15,70	15,30
Toplam	99,29	99,41	99,21	99,23	99,73	99,20
Tetrahedral						
Si	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
TC	-	-	-	-	-	-
Oktahedral						
Al	0.11	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02
Fe	0.24	0,22	0,27	0,24	0,24	0,22
Cr	0.01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	2.45	2,59	2,52	2,56	2,58	2,59
TOC	2.79	2,85	2,82	2,75	2,84	2,74
OC	0.02	0,04	0,06	0,07	0,06	0,07
Yapraklararası						
Ca	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	0,04	0,01	-	-	-	-
ILC	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
TLC	0,02	0,04	0,06	0,07	0,06	0,07

* ΣFe_2O_3 : Toplam demir, LOI: Ateşte kayıp, TC: Tetrahedral yük, TOK: Toplam oktahedral katyon, OC: Oktahedral katyon, ILC:Yapraklar arası yük, TLC: Toplam tabaka yükü.

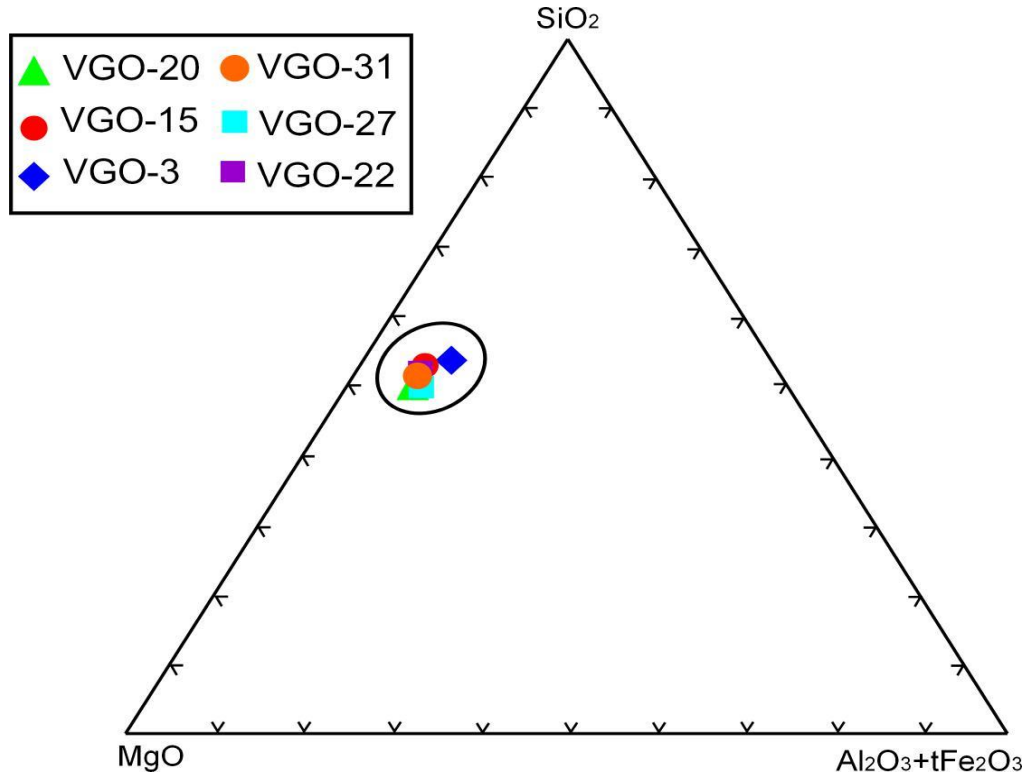
Çizelge 6.2. Van-Gevaş yöresi Üst Kretase yaşlı Gevaş Ofiyolit Napı serpantin minerallerinin iz ve REE element içerikleri (ppm)

Mineral	Serpantin					
İz element (ppm)	VGO-3	VGO-15	VGO-20	VGO-22	VGO-27	VGO-31
Cr	1895	1642	1252	1786	1191	1711
Ni	1873	1110	1720	1606	1966	1890
Co	44.2	28.6	88.5	85.3	94.7	89.9
Sc	9	7	7	7	5	6
V	44	30	28	22	13	23
Cu	19.4	5.8	8.7	5.7	3.1	2.5
Pb	0.5	0.2	5.3	1.5	1.3	8.0
Zn	50	27	30	30	26	31
Bi	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1
W	1.8	<0.5	1.0	0.6	3.6	10.8
Mo	0.3	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	4.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ag	1.2	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Rb	3.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
Cs	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ba	24	<1	10	2	22	1
Sr	13.6	<0.5	1.2	0.7	1.8	0.7
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ga	1.3	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Nb	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.3
Hf	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Zr	6.9	1.9	1.2	1.7	0.6	0.5
Y	0.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
U	0.4	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
La	0.8	<0.1	0.3	0.1	0.2	0.2
Ce	1.1	<0.1	0.1	0.4	<0.1	<0.1
Pr	0.11	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Nd	0.4	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
Sm	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Eu	0.03	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Gd	0.09	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Tb	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Dy	0.13	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Ho	0.03	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Er	0.11	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03
Tm	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Yb	0.14	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Lu	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.1	<0.1
Au	<0.5	0.7	0.9	<0.5	0.6	<0.5
Hg	0.06	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cd	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
TOT/C	0.10	0.09	0.22	0.13	0.17	0.20
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

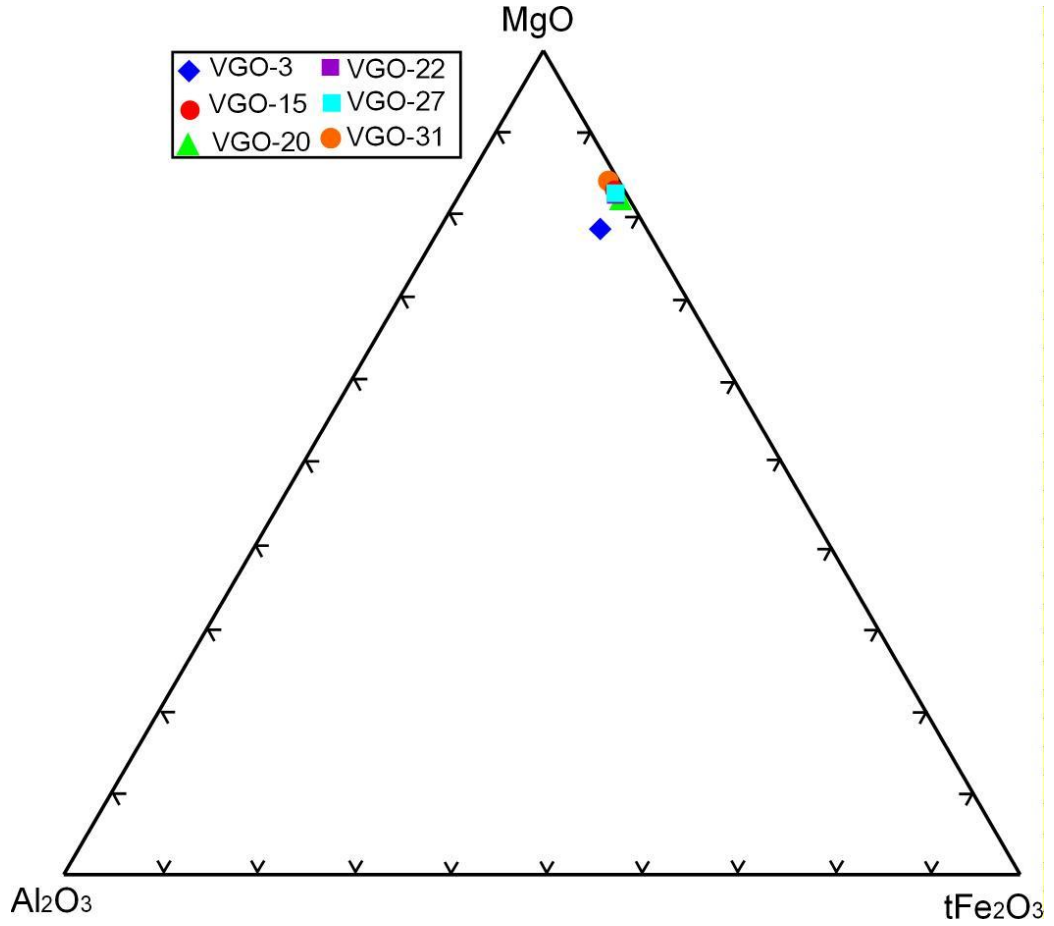
Serpantinlerde tetraedrik Si-Al yer değiştirmesi bulunmamakla birlikte, buna karşın oktahedral yapıda Mg-Fe yerdeğiştirmesi bulunmakta olup (2.55-0.24), Al ve Cr elementi de kimyasal bileşime (0.04 ve 0.01) katılmaktadır. Ortalama element derişimleri dikkate alındığında klino-orto-krizotil olarak tanımlanan serpantin minerallerine ait ortalama kimyasal bileşimi aşağıda sunulmaktadır:



Gevaş Ofiyolit Napı serpantin mineralleri $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{+tFeO}_3$ içeriklerine göre üçgen diyagramındaki dağılımları şekil 6.1 de gösterilmiştir. Diyagrama göre serpantin örnekleri MgO-SiO_2 çizgisine yakın paralel dizilmiş olup, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{+tFeO}_3$ çizgisine uzak olarak konumlanmıştır. Dolayısıyla serpantin minerallerinin Mg içeriği yüksek olduğu belirtilebilir. Serpantin minerallerinin MgO , Al_2O_3 ve tFeO_3 bileşimine göre üçgen diyagramındaki dağılımları şekil 6.2 de verilmiştir. Üçgen diyagramda serpantin mineralleri kimyasal olarak Mg köşesine yakın olarak konumlanmaktadır.

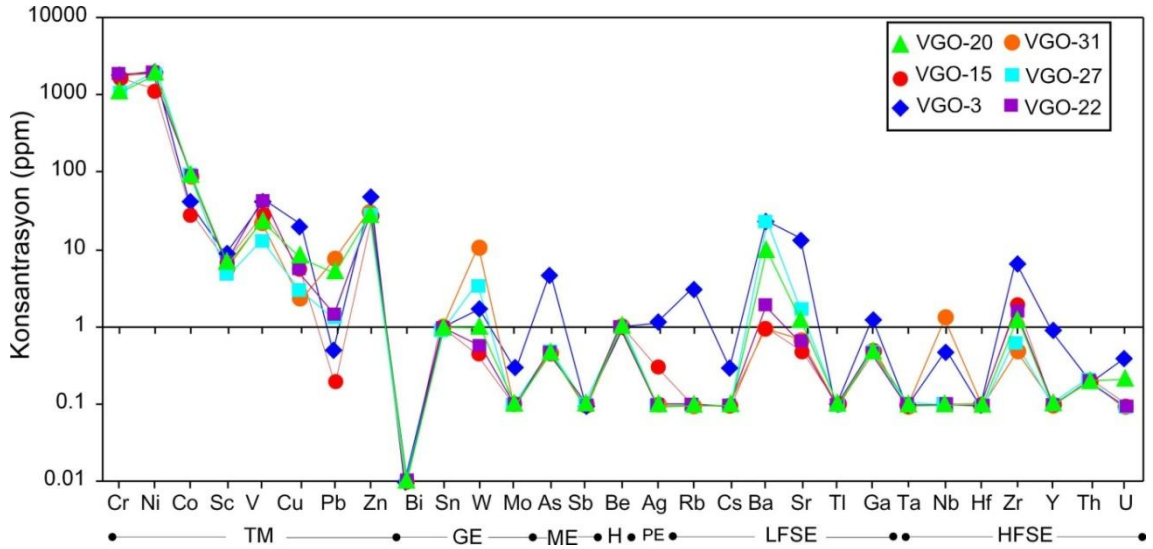


şekil 6.1. Serpantin minerallerinin $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{+tFeO}_3$ üçgen diyagramındaki dağılımları.



Şekil 6.2.Serpantin minerallerinin MgO-Al₂O₃+tFeO₃ üçgen diyagramındaki dağılımları

Serpantin minerallerin eser element içeriklerine göre bolluklarının dağılımı Şekil 6.3 de gösterilmiştir. Bu değerlere göre serpantin örneklerinin toplam eser element bollukları 2859-3997 ppm arasında değişmektedir. Serpantin minerallerinde en bol bulunan elementler Cr ve Ni elementleri olup en düşük değerleri Bi elementi (0.01 ppm) göstermektedir. Ni bolluğu 1110-1966 ppm, Cr bollukları ise 1191-1895 pm arasında değişmektedir. Zn, W, As, Ba, Be, Ga, Nb ve Zr elementleri pozitif anomali sunarken, Sc, Bi, Tl ve Hf elementleri negatif anomali sunmaktadır. Diyagram üzerinde örnekler en fazla geçiş metalleri (TM) bakımından zenginleşmiş gözükmektedir. Serpantin mineralleri Granitoyid elementleri (GE), Karışık davranışlı elementler (ME), halojen (H), değerli elementler (PE), kalıcılığı düşük elementler (LFSE) ve alıcılığı yüksek elementler (HFSE) bazı elementler hariç düşük derişimlere sahiptir.



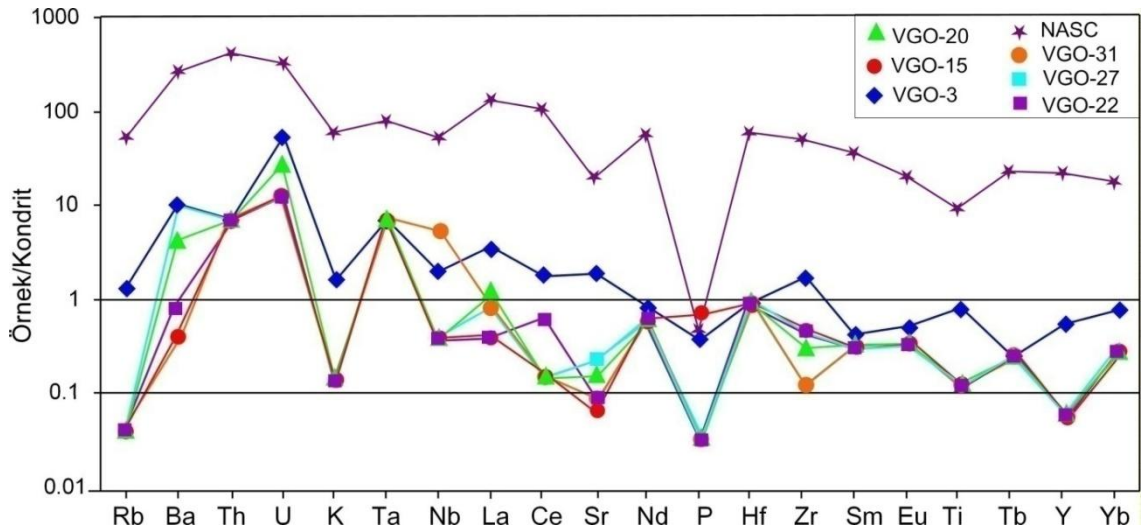
Şekil 6.3. Serpantin minerallerin eser element içeriklerine göre bollukların dağılımı (TM=Geçiş Metalleri, GE=Granitoid elementleri, ME=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PE=Değerli elementler, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler)

Serpantin minerallerinin iz element miktarlarının kondrite (Sun ve Mcdonough, 1989) göre normalize edilmiş dağılımları Şekil 6.4’de verilmiştir. Serpantin mineralleri kısmen kendi içerisinde farklılık göstermektedir. Ortalama içeriklerine göre, kondrit-normalize değerleri ve karşılaştırma için NASC (Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler Gromet vd.,1984)’de eklenmek suretiyle değişimlerin oranı daha kolay anlaşılabilir (Şekil 6.6). Serpantin mineral desenleri VGO-3 örneği hariç birbirine benzer olup, belirgin biçimde birbirinden ve NASC’den belirgin biçimde ayrılmaktadır. Bir örnek P hariç, diğer elementler kratonik şeyleri temsil eden NASC’ten daha düşük derişimlere sahiptir. Kondrite normalize eser element bollukları toplam 32-94 ppm arasında değişmektedir. VGO-3 nolu örnek kondrite normalize toplam eser element miktarı kısmen diğer örneklere göre daha fazla gözükmektedir (94 ppm). Kondrite göre özellikle Rb, K, Sr ve Y (8 kat) elementlerinde belirgin fakirleşme, Ba ve U (93 kat) elementlerinde zenginleşme göstermektedir. VGO-3 nolu örnek hariç tüm minerallerde K, Sr, P,Zr, Ti ve Y için negatif; U, Ta ve Nd için kuvvetli pozitif anomali bulunmaktadır. Ayrıca VGO-3 nolu örnek için Zr, Sr, La ve Ti pozitif anomali sergilemektedir.

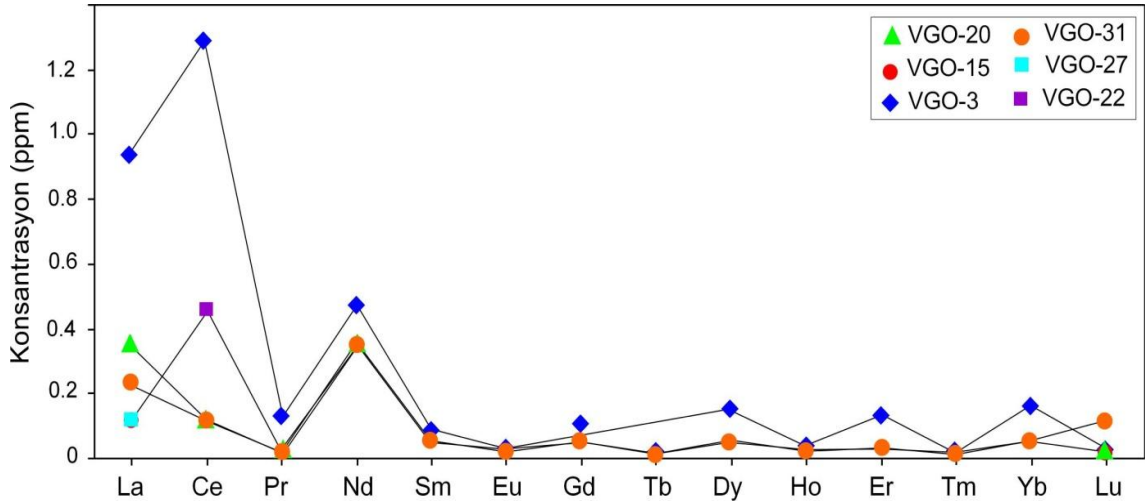
Serpantin minerallerinin nadir toprak element (REE) içeriklerine göre bolluklarının dağılımı Şekil 6.5 de verilmiştir. Serpantin minerallerinin toplam REE bollukları 1.01-3.06 ppm arasında değişmektedir. Toplam REE derişimi en fazla VGO-3 nolu örnekte gerçekleşmiştir. Ce, Nd, Gd, Dy, Er ve Yb elementleri pozitif anomali, Eu ve Tb elementleri zayıf negatif anomali sunmaktadır. Ce elementi VGO-3 nolu örnek

için 1.1 ppm bolluk sunmaktadır. Diğer elementlerin değişimleri 0.01-0.11 ppm arasında düşük değişimler göstermektedir.

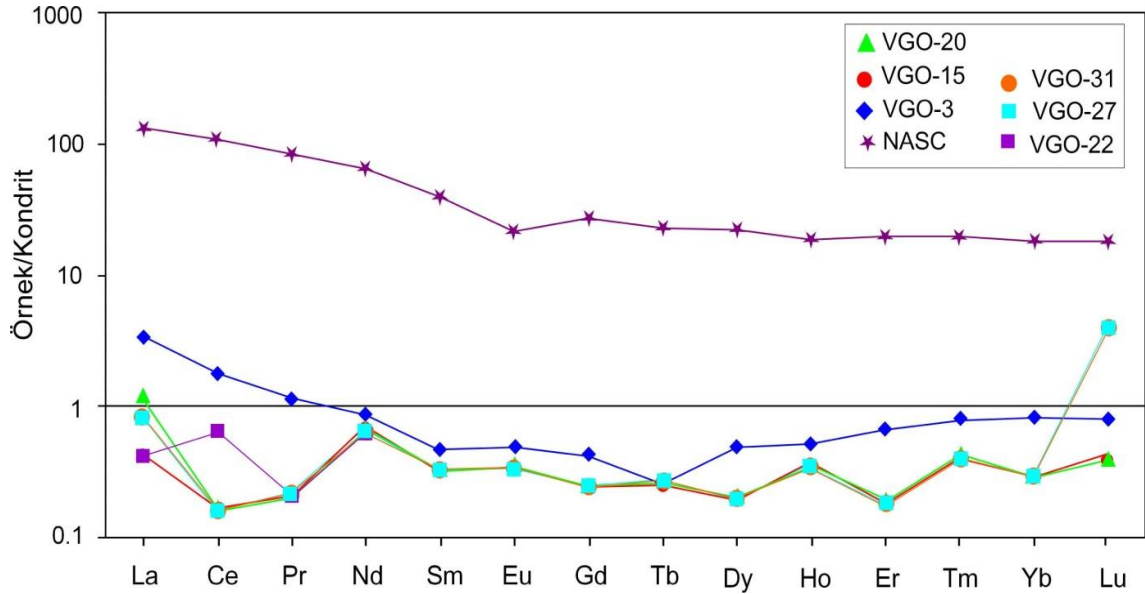
Serpantin minerallerinin REE içerikleri kondrite (Sun ve Mcdonough, 1989) göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 6.6). Serpantin REE içerikleri VGO-3 hariç birbirine benzer olup, NASC değerleri (Ho ve Tm için Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler için Gromet vd., 1984) eklenerek karşılaştırma için yeniden değerlendirilme yapılmıştır. Serpantinlerin toplam REE içerikleri 5-13 ppm arasında değişim göstermektedir. VGO-3 nolu örnekte kondrite normalize REE desenleri belirgin bir ayrımlaşma sunmamakla birlikte, Tb elementi için zayıf negatif anomali göstermektedir. Kalan diğer serpantin mineral bileşimleri değerlendirildiğinde NASC'ne göre belirgin fakirleşme sunmaktadır. Ce, Dy, Er ve Yb elementleri negatif, Nd, Ho ve Tm elementleri pozitif anomali göstermektedir. Eu ise çok zayıf pozitif anomali sunmaktadır.



Şekil 6.4. Serpantin minerallerin kondrit-normalize eser element desenleri (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989)



Şekil 6.5. Serpantin minerallerinin nadir toprak element içeriklerine göre bolluklarının dağılımı



Şekil 6.6. Serpantin minerallerinin kondrit-normalize REE desenleri (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989)

6.2. İzotop Jeokimyası

İzotop jeokimyası jeotermometre ve sıvı-kayaç etkileşimini saptamak amacıyla iki alanda uygulanmaktadır. Birincisi, oluşum sıcaklıkları ile ilişkili iki faz arasındaki ayırmışmayı, ikincisi ise sıvı veya kayaç protolitlerinin kaynağının belirlenmesinde kullanılmaktadır.

İnceleme alanından altı adet örnekte yapılan oksijen-döteryum duraylı izotop değerleri Çizelge 6.3 de verilmiştir. Örneklerdeki sıvı faza ait oksijen izotop değerlerinin belirlenmesinde serpantin mineralleri için Zheng (1993) eşitlikleri kullanılmıştır.

Serpantin minerallerinde $\delta^{18}\text{O}$ ‰ (SMOW) değerleri -1.40 ile -10.08 ve δD ‰

(SMOW) değerleri ise -109.26 ile -111.78 arasında değişmekte olup, δD ‰ değerlerinde önemli bir farklılık bulunmamaktadır. Serpantin minerallerinin $\delta^{18}O$ değerleri, manto (‰ 5.7: Kyser, 1986) ve MORB'a (5.2-6.4‰: Eiler ve diğ., 2000) ve kıtasal kökenli magmatiklere (granitlerde > ‰ 10: Taylor, 1968) göre oldukça düşüktür. Diğer bir ifadeyle; magmatik kayaların $\delta^{18}O$ değerleri artan silisyumla veya kıtasal kabuk etkileşimiyle birlikte artmaktadır.

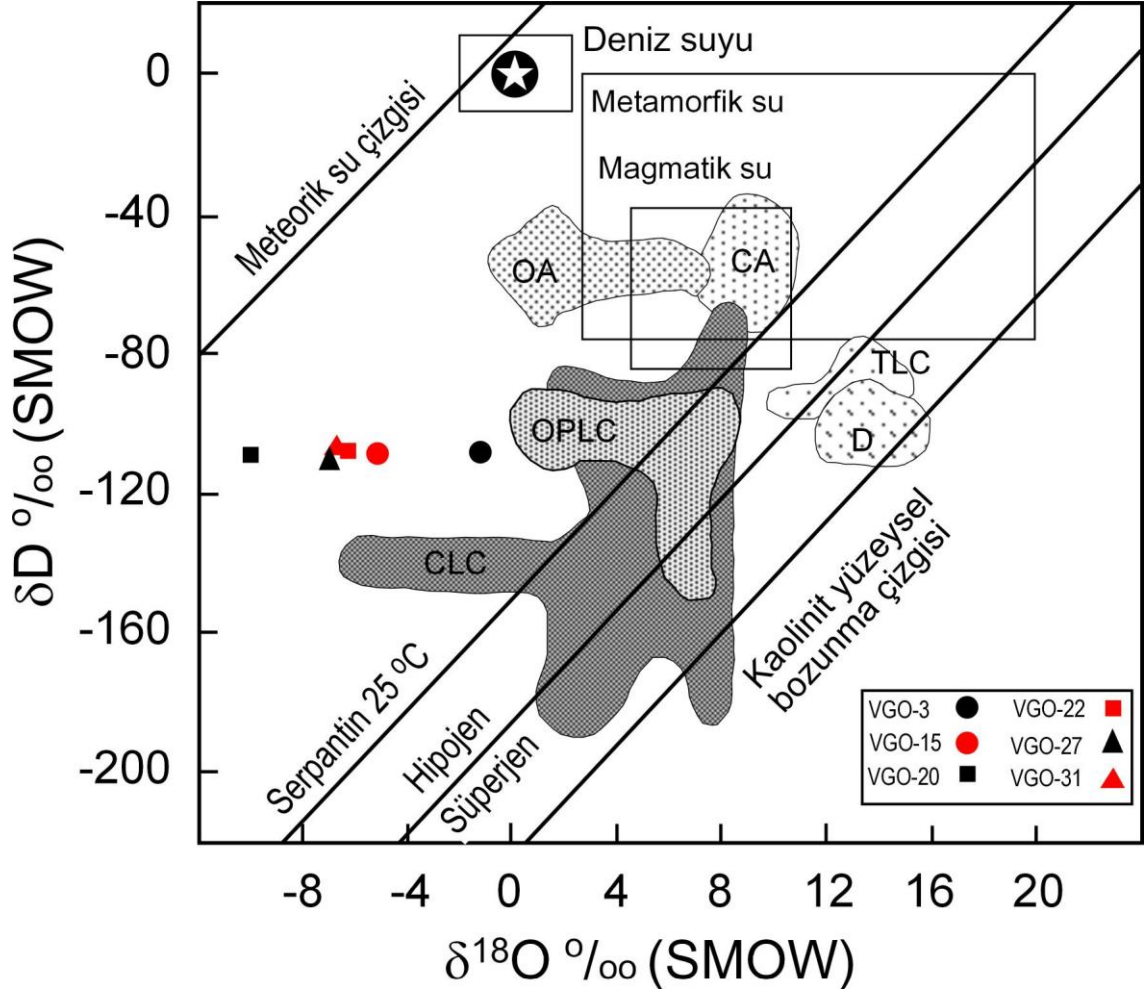
Çizelge 6.3. Serpantin minerallerinin duraylı izotop ($\delta^{18}O$ ve δD) bileşimleri.

Örnek No	Ana Kayaç	Mineral	% H ₂ O	δD (SMOW)	$\delta^{18}O$ (SMOW)
VGO-3	Asbestik serpantinit	Krizotil	15.50	-109.84	-1.40
VGO-15	Asbestik serpantinit	Krizotil	19.06	-109.99	-5.24
VGO-20	Asbestik serpantinit	Krizotil	16.70	-110.17	-10.08
VGP-22	Asbestik serpantinit	Krizotil	18.63	-109,26	-6.57
VGO-27	Asbestik serpantinit	Krizotil	12.09	-111.78	-6.93
VGO-31	Asbestik serpantinit	Krizotil	14.62	-109.64	-6.40

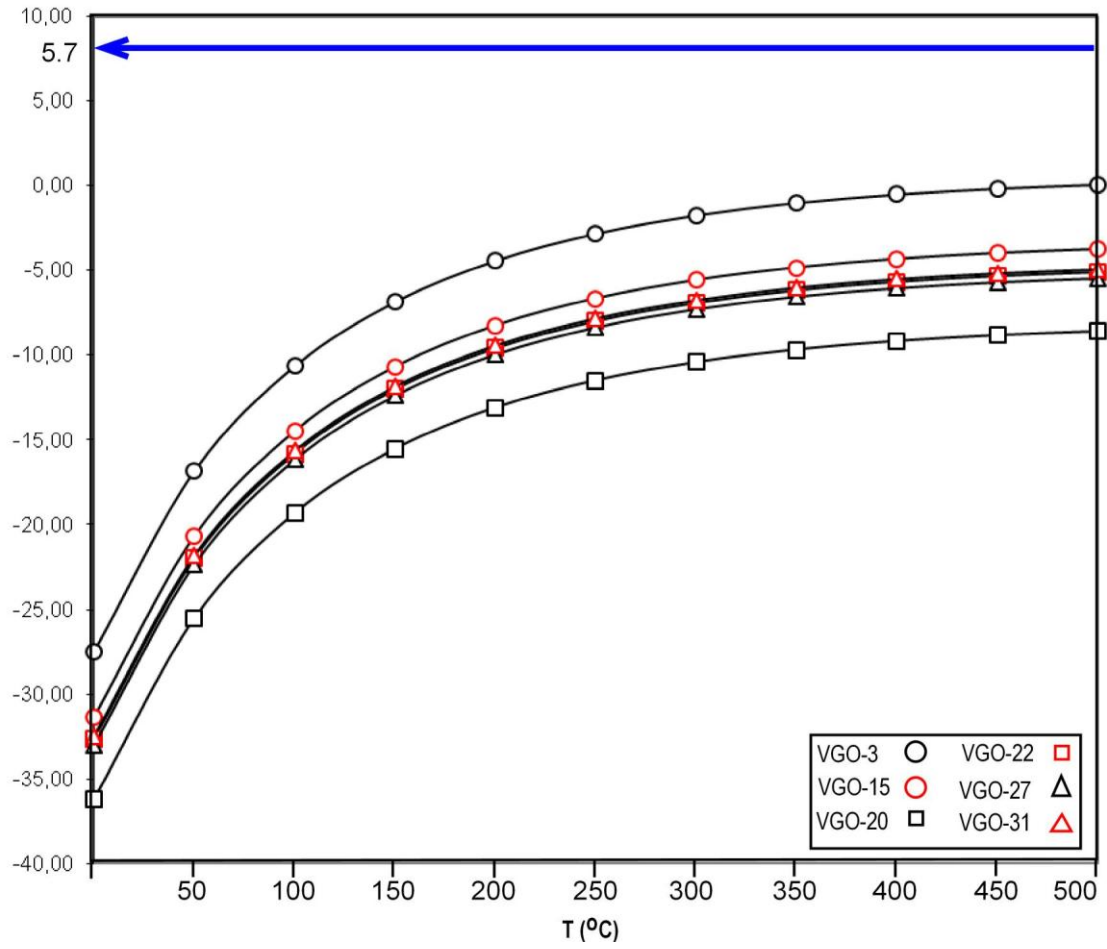
Serpantin minerallerinin $\delta^{18}O$ ve δD değerleri ile birlikte, birçok araştırmacı (Craig, 1961; Sheppard vd., 1969; Sheppard, 1986; Sheppard ve Gilg, 1996; Wenner ve Taylor, 1974) tarafından önerilen deniz suyu noktası, meteorik su, süperjen-hipojen, kaolinit alterasyon çizgini içerecek biçimde Şekil 6.7 da topluca verilmiştir. Serpantin minerallerinde olasılıkla morfolojik ve politip olarak birbirinden ayrılan örneklerin yine kendi aralarında gruplanarak ayrıldıkları ancak negatif $\delta^{18}O$ (SMOW) değerleri (-1.40 ve -10.08) nedeniyle daha önceki çalışmalarda belirlenmiş alanlar dışında gözlenmektedir. Serpantin minerallerinde artan $\delta^{18}O$, buna karşın yaklaşık sabit kalan δD değerleri belirlenen alanlar dışında olsa da asbestleşme yönelimini kısmen de olsa vermektedir.

Serpantin minerallerinin oluşum sıcaklıklarının belirlenmesi için kullanılan izotopsal ayrımlaşma başlangıç değeri olarak manto bileşimi değeri olan ‰ $\delta^{18}O=5.7$ varsayılarak Kyser, 1986), Zheng (1993) tarafından önerilen serpantin-su ve brusit-su

(Zheng, 1998) oksijen izotop ayrışması verilerinden itibaren eğriler oluşturulmuştur (Şekil 6.8). İkili diyagramda serpantin örnekleri için manto değeri olan ‰ $\delta^{18}\text{O}=5.7$ sınır çizgisi iz düşürüldüğünde örneklerin sıcaklık eğrileri üzerine nokta ilişkisi bulunmadığı için herhangi bir oluşum sıcaklık öngörüsünde bulunulamamıştır.



Şekil 6.7. Serpantin minerallerinin O ve H izotop bileşimlerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD diyagramındaki konumları (Kaolinit çizgisi: Sheppard ve Gilg, 1996; süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard vd., 1969; Meteorik su çizgisi: Craig, 1961; Magmatik ve metamorfik su alanları: Sheppard, 1986; OA: Okyanusal antigorit, CA: Kıtasal antigorit, CLC: Kıtasal lizardit-krizotil, OPLC: Ofiyolitik lizardit-krizotil, TLC: Troodos lizardit-krizotil ve D: Deveylit/serpantin-montmorillonit karışımı: Wenner ve Taylor, 1973, 1974 ve Margaritz ve Taylor, 1974; Serpantin 25 °C çizgisi: Kyser vd., 1999).



Şekil 6.8. Manto bileşimi $\delta^{18}\text{O}=5.7$ varsayılarak (Kyser, 1986), serpantin (Zheng, 1993) ve brusitteki (Zheng, 1998) suyun hesaplanmış $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişki.

7. OLUŞUM

Klasik ofiyolitik diziliminde alttan üste doğru, serpantinleşmiş ultramafikler; milonitik fabriğe sahip ve magmatik dokulu gabroyidler; mafik levha-dayk kompleksi, yastık yapıları lavlar içeren mafik volkanikler ve bunları üzerleyen sedimanter örtü (radyolarit ve pelajik sedimanlar) kayalar yer almaktadır (Coleman, 1977).

Mafik-ultramafik kayaların, ofiyolitlerin kıtalar üzerine yerleşmesinden önce mi yoksa sonra mı serpantinleştiği hala tartışmalı olmakla birlikte, serpantinit ile ilişkili mineralizasyonlar basit olarak üç gruba ayrılmaktadır (Mittwede, 1996): (1) magmatik veya pirojenetik (pre-serpantinizasyon), (2) sinjenetik (doğrudan serpantinizasyon süreci ile ilgili), (3) epijenetik (metamorfizma, bozuşma ve bozunmayı kapsayan post-serpantinizasyon). Ultramafik kayaların serpantinleşme-öncesi cevher (başlıca Fe, Cr, Ni ve/veya Pt-mineralleri), serpantinleşme-eşzamanlı ofisilikat (serpantin, talk, flogopit, pektolit, ksonotlit); serpantinleşme-sonrası kil (sepiyolit), ofikarbonat (kalsit, aragonit, dolomit, manyezit, hidromanyezit), ofioksit (brusit, kuvars, opal-CT,) olmak üzere farklı metalik ve endüstriyel hammadde ve/veya mineral parajenezleri oluşabilmektedir (Örneğin; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006, Yalçın ve diğ., 2004, 2006).

İnceleme bölgesinde Üst Kretase yaşlı Gevaş Ofiyolitli Karışığı'nda serpantinleşme, lisfenitleşme ve magmatik kayaların kontaklarında gelişen kontak pnömatolitik veya kontak hidrotermal alterasyon ve/veya kontak metasomatizma (pirosomatizma) ile ilişkili olmak üzere farklı zamanlarda gelişmiş, üç tür mineralizasyon bulunmaktadır. Bunlar; yataklanma şekilleri, yapısal özellikleri, mineralojik bileşimleri, yan kaya ilişkileri ve oluşum süreçleri bakımından birbirinden farklıdır. Ancak mineralizasyonların iç içe geçmesi ve plütonik kütlenin sokulum yaptığı yan kayaların çeşitliliği (serpantinit, volkanit, karbonat, silisiklastik); bunları birbirinden ayırt etmeyi zorlaştırmaktadır. Bu nedenle bir kayada her iki döneme ait neoformasyon mineralleri birliktelik oluşturabilmekte; ayırtman minerallerin dışındakilerin hangi alterasyonun ürünü olduğunu saptamak olanaksız olabilmektedir.

Yukarıdaki açmazlar göz önüne alınarak, gelişen neomineralizasyonların oluşumları aşağıda ayrıntıları ile tartışılarak sunulmuştur.

7.1. Serpantinleşme İle İlişkili Mineralizasyonlar

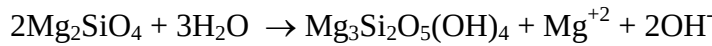
7.1.1. Serpantinleşme-öncesi mineraller

Manto kökenli ultramafik kayalarda ana (piroksen, amfibol, flogopit) ve tali (manyetit, kromit, spinel, Ni ve/veya Pt-mineralleri) miktarda kalıntı fazlar bulunmaktadır.

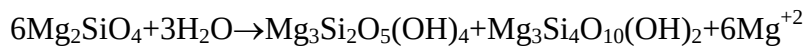
7.1.2. Serpantinleşme ile eş zamanlı (sinjenetik) mineraller

MgO-SiO₂-H₂O sistemine ait denge diyagramına göre (Evans ve Guggenheim, 1988); olivinden türeyen krizotil ve lizardit 260 °C'den daha düşük, antigorit daha yüksek (260-500 °C), bu sıcaklığın üzerinde ise talk oluşmaktadır. Termodinamik parametreler (toplam basınç, su basıncı, oksijen fugasitesi, oksitlerin aktivitesi v.b.) bu sıcaklık değerini arttırmak veya azaltmakla birlikte, bu çalışmada bulunan sıcaklık değerleri (klinokrizotil-2M1 67-97 °C, klino-+ortokrizotil-2M1+2Or 150°C ve lizardit-1T 218-273 °C) ile uyumludur. Diğer bir ifadeyle; ultramafik-mafik kayalarda açık ve koyu renkli minerallerden itibaren gelişen ve serpantinleşmeye eşlik eden diğer minerallerin de aynı evrede geliştikleri düşünülmektedir (Örneğin; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006).

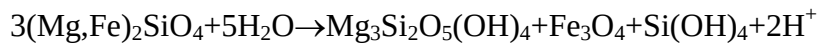
Sinjenetik minerallerin oluşumuna giden alterasyon sürecindeki ilk aşama suyun etkisiyle olivinin serpantinleşmesidir. Forsteritin hidrasyonu ile serpantin minerallerinin (lizardit, antigorit, krizotil) oluşması, brusit ve/veya talkın gelişmesi; ayrıca olivinin yer yer fayalitik bileşimde olması nedeniyle manyetit minerallerine rastlanılması, olasılıkla aşağıdaki tepkimelerin basınç-sıcaklık koşulları bakımından dengeye ulaştığı şeklinde yorumlanabilir. Bu minerallerin oluşumunda çözünme-yeniden kristallenme (dissolution-recrystallization) biçimindeki neoformasyon ve/veya katı-durumlu geçiş (solid-state transition) biçimindeki transformasyon mekanizmaları geçerli olmaktadır(Örneğin; Yalçın ve Bozkaya, 2006):



forsterit serpantin



forsterit serpantin talk

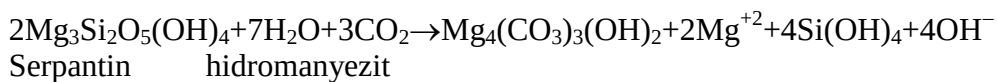
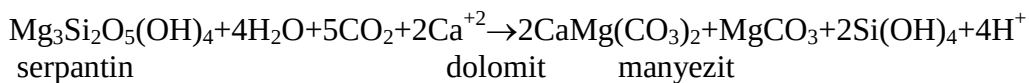
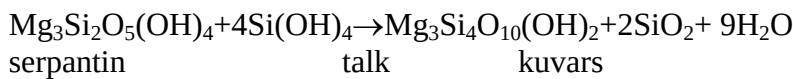


fayalit serpantin manyetit

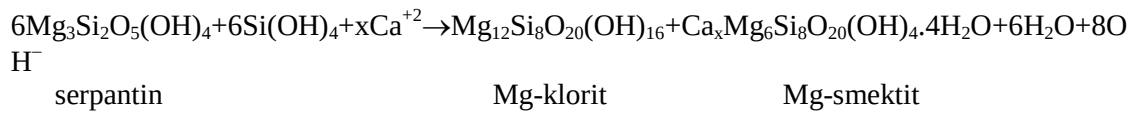
7.1.3. Serpantinleşme-sonrası (epijenetik) mineraller

Peridotitlerde karbonat minerallerinin bulunuşu CO₂ metasomatizmasını veya karbonatlaşmayı işaret etmekte ve CO₂ eklenmesi 200-300 °C sıcaklıklarda oksit (hematit, brüst), Mg- ve Ca-Al-silikatlar oluşturmaktadır (Schandl ve Wicks, 1993). Karbonat mineralleri peridotitten ziyade serpantinitin yerini almakta ve düşük-sıcaklık karbonatlaşması ile meydana gelen mineral toplulukları talk + karbonat veya kuvars + karbonat biçiminde olup, serpantin kalıntıları da içerebilmektedir (Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992). İnceleme alanında ofiyolitik dizilimde serpantinleşmiş ultramafiklere eşlik eden bozunma/bozuşma ürünleri (ofikarbonat, ofisilikat) oluşum ortamları ve mekanizmaları ile mineralojik özellikleri bakımından bazı farklılıklar göstermekte olup, bu çalışmada ayrıntıları ile sunulmaktadır (Örneğin; Singer ve Galan, 1984)

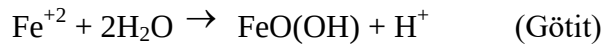
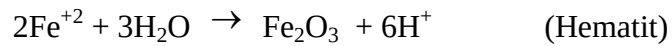
Epijenetik minerallerin oluşumuna giden alterasyon sürecindeki ilk aşama melanj oluşumu sırasında veya sonrasında gelişen bindirme veya makaslama gibi zayıf düzlemleri kullanan karbondioksitli veya karbonik asitli yeraltı suyu ve/veya meteorik sular ile serpantin ayrışmasıdır. Bir sonraki aşama ise Mg/(Mg+Ca) (manezit 1.00, dolomit 0.50, kalsit/aragonit 0.00), H₂O/CO₂ (kalsit/aragonit 4.00, dolomit 0.83, manezit 0.67) ve MgO/SiO₂ (serpantin 1.50, talk 0.75, sepiyolit 0.67 ve kuvars 0.00) oranına bağlı olarak değişik karbonat ve/veya sepiyolit birlikteliklerinin oluşmasıdır. Diğer bir ifade ile, oluşacak silikat minerallerinin türü [Mg/H] ve [SiO₂] aktiviteleri (Coleman ve Jove, 1992; Birsoy, 2002), dolayısıyla pH ile ilişkili gözükmemektedir. Dolomit oluşumunda kil minerallerinin (Kahle, 1965; Ataman, 1966; Yalçın ve diğ., 1989; Bozkaya ve Yalçın, 1993) ve smektit oluşumunda ise Mg'un rolü (Harder, 1972) literatürde tartışılmıştır. Aşağıdaki tepkimelerden, serpantinden türeyen ilk minerallerin karbonatlar olduğu, açığa çıkan silisik asitin ise talk ve kuvars yerine sepiyolit oluşumunda kullanıldığıdır (Yalçın ve Bozkaya, 2006):



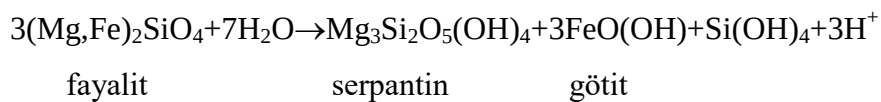
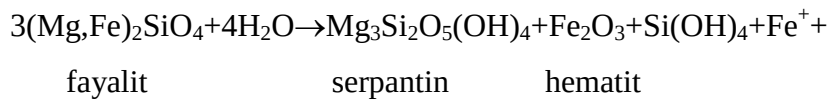
Diğer taraftan, ofikarbonatlarda birlik oluşturan klorit ve smektitin serpantinden itibaren oluşması mümkün gözükmemektedir:



Fe-oksit/hidroksit/sülfürler (hematit, götit, pirit) ortaç-asidik ve indirgen koşullarda oluşmuş epijenetik minerallerdir. Denge diyagramlarına göre (Garrels ve Christ, 1965; Brookins, 1988); bu minerallerden hangisinin oluşacağı mikrogözeneklerdeki pH ve Eh koşullarına, suyun ve iyonların (H^+ , O^{2-} , OH^- , S^{2-}) aktivitesine bağlı gözükmemektedir:



Fe'in kaynağı olan fayalitin olup; önce serpantinleşme ve sonra sentez biçiminde farklı aşamalara karşılık Fe-oksit minerallerinin oluşması aşağıdaki biçimde formülize edilmiştir:



8. SONUÇLAR

Üst Kretase Gevaş Ofiyolit Napı bölgede stratigrafik konum olarak Bitlis Metamorfite ait birimlerin üstünde tektonik dokanakla ve Yüksekova Karmaşığı içerisinde yer almaktadır. Gevaş Ofiyoliti; ultramafik serpantinleşmiş tektonitler (harzburjit, dünit, piroksenit, hornblendit), ultramafik-mafik olarak sil ve dayk şeklinde diyabazlar ve gabro oluşumları, ve en üstte sedimanter olarak radyolaritlerden oluşmaktadır. Gevaş ofiyolitine ait bu birimler düzenli olarak yerleşmesine karşın tam bir ofiyolitik seri gelişimi gerçekleştirmemiştir. Özellikle ofiyolitik serinin üst birimlerinde olması gereken yastık lavlar bu ofiyolit birimi içerisinde bulunmamaktadır. Gevaş ofiyolitinin oluşum yaşı Üst Kretase, yerleşim yaşı ise Paleosen – Eosen olarak belirlenmiştir (Yılmaz, 1979). Ayrıca Gevaş Ofiyoliti, Bitlis metamorfitleriyle dokanak halde gelişmiştir. Ofiyolit topluluğu, tektonik bir geçiş zonundan başlayarak mermerler tarafından örtülür. Bölgedeki bu tektonik birimleri diskordan olarak Eosen çökelleri örtmüştür. Eosen çökeliminden sonra tektonik birimlerin asıl konumları büyük ölçüde bozulmuş ve alttaki birimler itilerek genç Eosen çökellerinin üzerlerine ilerlemiştir. Bu itilmeler geçiş zonunun birincil konumunu da bozmuştur. Yapı öğelerinin analizi, bu birimlerin itilmelerinden önceki asıl konumları ile sıralanımlarının ortaya konulmasını olanaklı kılmıştır (Yılmaz ve diğ., 1981).

Gevaş Ofiyolit Napı içerisinde gözlenen peridotitlerin tümü serpantinleşme eğilimi göstermektedir. Serpantinit olarak adlandırılan kayalarda köken kayaca ait kalıntı olivin mineralleri gözlenmektedir. Yaygın olarak bozunmuş olivin mineralleri optik engebeleri oldukça yüksek, tek nikolde renksiz olup, canlı girişim renkleri ile ayırt edilmektedir. Serpantinleşme nedeniyle ilksel özellikleri kaybolmuş mineral içerisinde ağsı ve elek dokusu gelişmiştir. Ultramafik tektonitler hidrotermal eriyiklerin etkisiyle çatlak ve kırıklardan iğnemsı ve levhamsı hidrotalsit mineraller oluşumları gözlenmiştir. Holokristalin/hipidiyomorf tanesal dokulu piroksenitler; klinopiroksen, plajiyoklaz ve amfibol içerir. Tanesel/holokristalin dokulu hornblendit; piroksen, hornblend, biyotit ve plajiyoklaz içerir. İntersertal dokulu diyabazlar; büyük oranda plajiyoklaz ve piroksen içerirler. Diyabazlarda bulunan piroksenlerin kenarlarından, çatlak ve kırıklarından itibaren bastitleşmeye uğradıkları belirlenmiştir. Plajiyoklazlar serizitleşme türü bozunmaya maruz kalmıştır. Ofitik/İntersertal dokulu ince taneli gabrolar; büyük oranda plajiyoklaz ve klinopiroksen içerirler. Plajiyoklazlar yer yer ışınsal kümelenmiş, polisentetik ikizlenmeli, killeşmeyle bozunmuşlardır. Ayrıca gabrolarda mavi girişim

renkli klorit oluşumları gözlenmiştir. Tanesel/intraklastik dokulu ofikalsitik kayalar; kalsit, kuvars ve az oranda serpantin içerirler. Kalsitler, genellikle öz şekilli, çift yönde dilinim verip, renksizdirler. Kuvars, dalgalı sönme gösterip, beyaz renklidir. Serpantinler; levhamsı, kayalar içerisinde çok az olup, ilksel mineralin çatlak ve kırıklarında gelişmişlerdir. Tanesel/Grift doku gösteren radyolaritler; büyük oranda kuvars, çatlak ve kırıklarda mikritik ve mikrosparitik ikincil kalsit sokulumları gözlenmiştir. Ayrıca radyolaritlerde milonitik doku gelişmiş olup, bu kayalar içerisinde az oranda feldispat mineralleri, kırık ve çatlaklarda kalsit oluşumları gözlenmiştir.

İnceleme alanında yapılan SEM çalışmalarında Gevaş Ofiyolit Napına ait serpantinit olarak tanımlanan kayalar örneklerinde; serpantin mineralleri tipik ince lifler biçiminde gözlenmektedir. Serpantin lifleri 20 µm uzunluğunda ince levhalar biçiminde bulunmaktadır. Gevaş Ofiyolit Napı serpantin mineralleri ince levhamsı serpantin bukletleri biçiminde dizilim göstermiş olup, serpantin liflerinin yakın görünümü incelendiğinde serpantinlerin krizotil asbest türü yapısal özelliği bulunduğu belirlenmiştir.

Gevaş Ofiyoliti birimlerinin yaygın litolojisini oluşturan ultramafik (diyabaz, piroksenit, horblendit, gabro) kayalarda magmatik (feldispat, ojit, amfibol, kromit), metasomatik (fillosilikatlar) ve kimyasal (kalsit, dolomit, kuvars, hematit, götit, manyezit) mineraller gözlenmektedir. En yaygın gözlenen fillosilikat+ feldispat + piroksen + parajenezine bazı kayalar seviyelerinde amfibol, kuvars, kalsit, dolomit, hematit, manyezit, kromit ve götit mineralleri de eşlik etmektedir. Fillosilikat mineralojisini ise serpantin, klorit, illit, talk, vermikülit ve karışık tabakalılar (C-V) oluşturmaktadır.

Serpantinit olarak tanımlanan birçok kayalar bütünüyle serpantin parajenezini temsil etmektedir. Serpantin mineralleri (001), (002) ve (101) yüzey/düzlemlerine ait sırasıyla 7.27, 4.55 ve 3.66 Å pikleri ile kolaylıkla ayırt edilmektedir. Bazı seviyelerde bu minerallere vermikülit, I+C veya illit minerali eşlik etmektedir. Vermikülit mineralleri (001) düzlemine ait yansıma değeri normal ve glikollü çekimde 14.12 Å' da ortaya çıkarken, fırınlı çekime ait (001) düzlemi yansıması değeri 10.12 Å' da gözlenmektedir.

Gabro olarak tanımlanan örneklerde feldispat+fillosilikat+piroksen+amfibol parajenezi gözlenmektedir. Amfibol mineralleri 8.12 Å da gözlenen pik yardımıyla ayırt edilmiştir. Bu kayalarda fillosilikat parajenezini klorit+talk veya klorit+illit birliktelikleri oluşturmaktadır. Talk mineralleri (001) yüzeyine ait piki ile tanımlanmıştır. Piroksenit/horblendit olarak tanımlanan kayalarda

feldispat+amfibol/piroksen mineralleri yaygın parajenezi temsil etmektedir. Bu kayaçlarda fillosilikat parajenezi illit+klorit birliktelikleri temsil etmektedir. Radyolarit türü kayaçlarda kuvars mineralleri ile temsil edilmekle birlikte, bu kayaçlarda az miktarda kalsit de gözlenmiştir. Ofikalsit olarak tanımlanan örneklerde ise parajenezi kalsit+kuvars+fillosilikat parajenezi oluşturmaktadır. Bu kayaçlarda C-V+illit+klorit birliktelikleri fillosilikat parajenezini temsil etmektedir. C-V minerallerine ait (002) yüzeyine ait pikler klorit mineralinin (001) yüzeyine ait normal ve glikollü çekimi ile 14.12 Å da çakışırken, C-V mineralinin (002) yüzeyine ait fırınlı piki 12.12 Å da olması ile ayırt edilmiştir.

Makroskopik-mikroskopik gözlemlerde, şekil ve biçimleri dikkate alınarak birbirinden farklılık gösteren üç farklı serpantin (levhamsı, çubuksu ve iğnemsil-lifsi) mineral gurubundan saf ya da safa yakın 42 adet örnek belirlenmiş ve bu örneklerde politipi incelemeleri yapılmıştır. Levhamsı serpantin minerallerinden oluşan örneklerde 1T, çubuksu serpantin minerallerinden oluşan (pikrolit=yalancı asbest) 2M₁ politipine sahip oldukları belirlenmiştir (Whittaker ve Zussman, 1956; Bailey, 1988). Serpantin minerallerinden bazıları (VGO-9 ve VGO-17 nolu örnekler) levhamsı serpantin mineralleri olan 1T politipine sahip lizarditler ile temsil edilirken, bazı örnekler ise VGO-1 nolu örnekte olduğu gibi sert çubuksu serpantin minerallerini oluşturan 2M₁ politipine sahip klinokrizotil mineralleri ile temsil edildiği belirlenmiştir.

Gevaş Ofiyolit Napı serpantin mineralleri SiO₂-MgO-Al₂O₃+tFeO₃ içeriklerine göre üçgen diyagramındaki dağılımları incelenmiş olup, serpantin örnekleri MgO-SiO₂ çizgisine yakın paralel dizilmişlerdir. Dolayısıyla serpantin minerallerinin Mg içeriği yüksek olduğu belirtilebilir. Serpantin minerallerin eser element içeriklerine göre bolluklarının dağılımı; toplam eser element bollukları 2859-3997 ppm arasında değişmektedir. Serpantin minerallerinde en bol bulunan elementler Cr ve Ni elementleri olup en düşük değerleri Bi elementi (0.01 ppm) göstermektedir. Ni bolluğu 1110-1966 ppm, Cr bollukları ise 1191-1895 pm arasında değişmektedir. Serpantin minerallerinin nadir toprak element (REE) içeriklerine göre bolluklarının dağılımı 1.01-3.06 ppm arasında değişmektedir. Toplam REE derişimi en fazla VGO-3 nolu örnekte gerçekleşmiştir. Ce, Nd, Gd, Dy, Er ve Yb elementleri pozitif anomali, Eu ve Tb elementleri zayıf negatif anomali sunmaktadır. Ce elementi VGO-3 nolu örnek için 1.1 ppm bolluk sunmaktadır. Diğer elementlerin değişimleri 0.01-0.11 ppm arasında düşük değişimler göstermektedir. Serpantin minerallerinin REE içerikleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek element bollukları

karşılaştırılmıştır. Serpantin REE içerikleri VGO-3 hariç birbirine benzer olup, NASC değerleri (Ho ve Tm için Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler için Gromet vd., 1984) eklenerek karşılaştırma için yeniden değerlendirilme yapılmıştır. Kondrite normalize toplam REE içerikleri 5-13 ppm arasında değişim göstermektedir. VGO-3 nolu örnekte kondrite normalize REE desenleri belirgin bir ayırılma sunmamakla birlikte, Tb elementi için zayıf negatif anomali göstermektedir. Kalan diğer serpantin mineral bileşimleri değerlendirildiğinde NASC'ne göre belirgin fakirleşme sunmaktadır. Ce, Dy, Er ve Yb elementleri negatif, Nd, Ho ve Tm elementleri pozitif anomali göstermektedir. Eu ise çok zayıf pozitif anomali sunmaktadır.

İnceleme alanından 6 adet örnekte yapılan oksijen-döteryum duraylı izotop değerleri, örneklerdeki sıvı faza ait oksijen izotop değerlerinin belirlenmesinde serpantin mineralleri için Zheng (1993) eşitlikleri kullanılmıştır. Serpantin minerallerinde $\delta^{18}\text{O}$ ‰ (SMOW) değerleri -1.40 ile -10.08 ve δD ‰ (SMOW) değerleri ise -109.26 ile -111.78 arasında değişmekte olup, δD ‰ değerlerinde önemli bir farklılık bulunmamaktadır. Serpantin minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, manto (‰ 5.7: Kyser, 1986) ve MORB'a (5.2-6.4‰: Eiler ve diğ., 2000) ve kıtasal kökenli magmatiklere (granitlerde > ‰ 10: Taylor, 1968) göre oldukça düşüktür. Diğer bir ifadeyle; magmatik kayaların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri artan silisyumla veya kıtasal kabuk etkileşimiyle birlikte artmaktadır. Serpantin minerallerinde artan $\delta^{18}\text{O}$, buna karşın yaklaşık sabit kalan δD değerleri belirlenen alanlar dışında olsa da asbestleşme yönelimini kısmen de olsa vermektedir. İkili diyagramda serpantin örnekleri için manto değeri olan ‰ $\delta^{18}\text{O}=5.7$ sınır çizgisi iz düşürüldüğünde örneklerin sıcaklık eğrileri üzerine nokta ilişkisi bulunmadığı için herhangi bir oluşum sıcaklık öngörüsünde bulunulamamıştır.

9. KAYNAKLAR

- Abu-Jaber, N.S., Kimberley, M.M., 1992. Origin of ultramafic-hosted vein magnesitedeposits. *Ore Geology Review*, 7, 155-191.
- Aksoy, E., 1988. Van İli Doğu-Kuzeydoğu Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği *F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü*, Elazığ.(Doktora Tezi, basılmamış).
- April, R. H., 1980. Regularly interstratified chlorite/vermiculite in contact metamorphosed red beds, *Newark Group, Connecticut Valley. Clays and Clay Minerals*, 28, 1-11.
- Başbüyük, Z., Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2009. Sivas bölgesi ofiyolitleri ile ilişkili asbest yataklarının mineralojisi. 14. *Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon*, 1-3 Ekim, Bildiriler Kitabı, s. 11-26.
- Bettison, L.A., and Schiffman, P., 1988. Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal ophiolite, *California, American Mineralogist*, 73, 62-76.
- Birsoy, R., 2002. Formation of sepiolite-palygorskite and related minerals from solution. *Clays and Clay Minerals*, 50, 736-745
- Blatter, C.L., Roberson, H.E., and Thompson, G.R., 1973. Regularly interstratified chlorite-dioctahedral smectite in dike-intruded shales, Montana. *Clays and Clay Minerals*, 21, 207-212.
- Boles, J.R., and Coombs, D.S., 1977. Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, *New Zealand. Amer. J. Sci.* 277, 982-1012.
- Boray, A., 1975, Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 18/1, 81-84
- Bozdoğan, N., Bayçelebi, O, ve Alişan, C., 1988, Güneydoğu Anadolu X. ve XI. Bölgeler kuzeyindeki Ordovisiyen sonrası Paleozoyik istifin stratigrafisi: *TPAO Araştırma Merkezi*, Rapor no. 1280, 126 s.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2000. Very low-grade metamorphism of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic sedimentary rocks related to burial and thrusting in the Central Taurus Belt, Konya, Turkey. *International Geology Review*, 42, 353-367.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2004a. New mineralogic data and implications for the tectono-metamorphic evolution of the Alanya Nappes, Central Tauride Belt, Turkey. *International Geology Review*, 46, 347-365.

- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2004b. Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Palaeozoic to early Mesozoic rocks of the Eastern Taurides, Turkey. *Clay Minerals*, 39, 481-500.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2005. Diagenesis and very low-grade metamorphism of the Antalya Unit: mineralogical evidence of Triassic rifting, Alanya-Gazipaşa, Central Taurus Belt, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 109-119.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Başıbüyük, Z., Bozkaya, G., 2007a. Metamorphic-hosted pyrophyllite and dickite occurrences from the hydrous Al-silicate deposits of the Malatya-Pütürge region, Central Eastern Anatolia, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 55, 423-442.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Başıbüyük, Z., Özfirat, O., Yılmaz, H., 2007b. Origin and evolution of the southeast Anatolian metamorphic complex (Turkey). *Geologica Carpathica*, 58, 197-210.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Göncüoğlu, M.C., 2002. Mineralogic and organic responses to stratigraphic irregularities: an example from the Lower Paleozoic very low-grade metamorphic units of the Eastern Taurus Autochthon, Turkey. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 82, 355-373.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Kozlu, H., 2009a. Amanoslar bölgesi Paleozoyik kayaçlarının mineralojisi. *H.Ü.Yerbilimleri*, 30, 11-44.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Kozlu, H., 2009b. Hazro (Diyarbakır) bölgesi Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı sedimanter istifin mineralojisi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 21, 53-81.
- Brigatti, M.F., and Poppi, L., 1984. Crystal chemistry of corrensite: a review, *Clays and Clay Minerals*, 32, 391-399.
- Brindley, G.W., 1980. Quantitative x-ray mineral analysis of clays. In: Crystal structures of Clay Minerals and their X-ray Identification (G.W. Brindley, G. Brown (eds.), *Mineralogical Society*, London, 411-438.
- Brookins, D.G., 1988. Eh-pH Diagrams for Geochemistry. *Springer-Verlag, New York*, 176 p
- Chang, H.K., Mackenzie, F.T., and Schoonmaker, J., 1986. Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins. *Clays and Clay Minerals*, 34, 407-423.

- Coleman, R.G., 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere. *Springer-Verlag, Berlin*, 229
- Coleman, R.G., Jove, C., 1992. Geological origin of serpentinites. In The vegetation of Ultramafic (Serpentine) Soils. First International Conference on Serpentine Ecology, Proceedings, A.J.M. Baker, J. Proctor and R.D. Reeves, eds., *Intercept Ltd., Andover, United Kingdom*, 1-17.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702-1703.
- Çolakoğlu, 2009. Geology and Geochemical Characteristics of Gevaş Listwaenites (Van-Turkey), *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi*, 30 (1), syf. 59-81.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-forming Minerals, *Longman, Hong Kong*, 696 p.
- Demirkol, 1988. Türkoğlu (Kahramanmaraş) Batısında Yer Alan Amanos Dağlarının Stratigrafisi, Yapısal Özellikleri ve Jeotektonik Evrimi, *MTA Dergisi*, 108, 18-37.
- Dewey, J.F., Bird, J.M., 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76, 3179-3206.
- Dilek, Y., 1978, Gevaş-Van İli Dolayının Jeolojisi, Jeoloji Yüksek Mühendisliği Diploma Çalışması, *İ.Ü., Fen Fakültesi Tatbiki Jeoloji Kürsüsü*, İstanbul.
- Donna, L.W, Berdnard, W.E., 2010. Abbreviations for Names of Rock-forming Minerals, *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187 p.
- Evans, B.W., Guggenheim, S., 1988. Talc, pyrophyllite, and related minerals. In Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas), S.W. Bailey, ed., *Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy*, 19, 225-294.
- Evarts, R.C., and Schiffman, P., 1983. Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto Ophiolite, *California, Amer. J. Sci.*, 283, 289-341.
- Garrels, R.M., Christ, C.L., 1965. Solutions, Minerals and Equilibria. *Harper & Row, New York*, 435 p.
- Gass, I. G., 1979. Evolutionary model for the Pan-African crystalline basement. - *Proc. E. M. A. N. Symp. I: 11-20*, Pergamon, Oxford
- Hall, R. 1978. Ophiolite emplacement and evolution of the Taurus suture zone, Southeastern Turkey, *Geological Society of American Bulletin*, 87, 1078-1088 p.

- Harder, H. 1972. The role of magnesium in the formation of smectite minerals. *Chemical Geology*, 10, 31-39.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., 1968. Wildeman, T.R., Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Origin and Distribution of the Elements, *L.H. Ahrens (ed.). Pergamon Press*, 889-912.
- Hoffman, J., Hower, J., 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In Aspects of Diagenesis, ed. Scholle, *P.A. and Schluger, P.R. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.* 26, 55-79.
- Inoue, A., 1985. Chemistry of corrensite: a trend in composition of trioctahedral chlorite/smectite during diagenesis. *Journal of College of Arts and Sciences*, Achiba University, B-18, 69-82.
- Inoue, A., 1987. Conversion of smectite to chlorite by hydrothermal and diagenetic alterations, Hokuroku Kuroko mineralization area, Northeast Japan. Proc. of Int. Clay Conf., Denver. Eds. L.G. Schultz, H.van Olphen, F.A.Mumpton. *The Clay Minerals Society*, Bloomington, Indiana, 158-164.
- Inoue, A. and Utada, M., 1991. Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, Northern Honshu, Japan. *Amer. Miner.*, 76, 628-640.
- Inoue, A., Utada, M., Nagata, H. and Watanabe, T., 1984. Conversion of trioctahedral smectite to interstratified chlorite smectite in Pliocene acidic pyroclastic sediments of the Ohyu District, Akita Prefecture, Japan. *Clay Science*, 6, 103-111.
- J.C.P.D.S., 1990. Powder Diffraction File. Alphabetical Indexes Inorganic Phases, *Swarthmore, U.S.A.*, 871 pp.
- Kahle, C.F., Possible Roles of Clay Minerals in the Formation of Dolomite, 1965., *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 35, No. 2 p. 448-453
- Karlsson, H.R., and Clayton, R.N., 1991. Aluminophenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary. *American Mineralogist*, 76, 189-199.
- Keith, T. E. C., and Staples, L.W., 1985. Zeolites in Eocene basaltic pillow lavas of the Siletz River Volcanics, Central Coast Range, Oregon: *Clays & Clay Minerals* 33, 135-144.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye Jeolojisi Genel Bir Bakış; *İ.T.Ü. Kütüphanesi Sayı: 1259* İstanbul

- Kıraner, F., 1959, Van Gölü Doğu Bölgesinin Jeolojik Etüdü, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, VII (1).
- Koçyiğit, A. ve Erol, O., 2001, Tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, central Anatolia, Turkey, *Geodinamica Acta*, 14, 133–145
- Kisch, H.J., 1981. Coal rank and illite crystallinity associated with the zeolite facies of Southland and the pumpellyite-bearing facies of Otago, southern New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.* 24, 349-360.
- Kisch, H.J., 1980. Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73, 753-777.
- Kübler, B., Martini, J., Vuagnat, M., 1974. Very low grade metamorphism in the Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 461-469.
- Kyser, T.K., 1986. Stable isotope variations in the mantle, In: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes (Eds: J.W. Valley, H.P.Jr. Taylor, J.R.O'Neil), Reviews in Mineralogy, Chelsea, *Mineralogical Society of America*, 141-164 p.
- Lambert, S.J., Epstein, S., 1992. Stable-isotope studies of rocks and secondary minerals in a vapor-dominated hydrothermal system at The Geysers, Sonoma County, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 199-226.
- Lippmann, F., Rothfuss, H., 1980. Tonminerale in Taveyannaz-Sandsteinen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 60, 1-29.
- Mittwede, S.K., 1996. Serpentine-related mineralization. In Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History, D.S. O'Hanley, ed., *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 34, 142, 144-148.
- Miyashiro, A., 1973. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 218-224.
- O'Neil, J. R., 1986. Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation, in Stable Isotopes in High Temperature Geologic Processes, Reviews in Mineralogy Volume 16, J. W. Valley, et al., eds., *Mineralogical Society of America*, Washington, pp. 1-40,
- Özkaya, İ., 1978a, Ergani-Maden yöresi stratigrafisi: *TJK Bulletin*, cilt. 21, sayı 2, s. 129-139.

- Peabody, C.E., Einaudi, M.T., 1992. Origin of petroleum and mercury in the Culver-Baer cinnabar deposit, Mayacmas district, *California. Economic Geology*, 87,1078-1103.
- Pearce, J.A. ve Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Miner. Petrol*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A., Gale, G.H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 7, 14-24.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In Andesites, (Ed. R.S.Thorpe)*, 525-548.
- Pearce, T.H., 1993. Alcalcine phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary?- Discussion, *American Mineralogist*, 78, 225-229.
- Pehlivanoğlu, H., Tüfekçi, Ş., 1982. Doğu Anadolu (Van – Bitlis civarı) Yapılan Cu-Pb-Zn Prospeksiyon Raporu, *MTA 3626 – 1813, Ankara*.
- Perinçek, D., 1980, IX. Bölge Hakkari, Yüksekova, Çukurca, Beytüşşebap, Uludere, Pervari dolayının jeolojisi: *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1481, 80 s Ankara*.
- Perinçek, D., 1980, Bitlis Metamorfitlelerinde volkanitli Triyas: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, cilt. 23, sayı.2, s. 201-211, possibilities of South Eastern Turkey and a comparison with neighboring areas: *MTA Yayınları, Seri A, no. 4, s. 19-34*.
- Robert, C., and Goffé, B., 1993. Zeolitization of basalts in subaqueous freshwater settings: Field observations and experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 3597-3612.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1984. The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan continental margin, The geology Evolution of the Eastern Mediterranean, *J.E. Dixon, A.H.F. Robertson (eds), Geol. Soc. Special Publ.*, 17, 251-272.
- Savcı, H., Yöndem, F., Hizan-Bitlis-Mutki-Meydan dolaylı jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması, 1979, *TPAO Arama Grubu, Rapor No: 1356 Ankara, 33 s*.
- Schiffman, P., Day, H.W., 1999, Petrological methods for the study of very low-grade metabasites. *Blackwell Science, Oxford*, 108-142.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., and Taylor, H.P. Jr., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Econ. Geol.* 64, 755-777.

- Sheppard, S.M.F., and Gilg, H.A., 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Mineral* 31, 1-24.
- Sheppard, M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters (In; Valley et all. (Edts.); Stable isotopes in high temperature geological processes, *Reviews in mineralogy*, 16,165 -183.
- Singer, A., Galan, E., 1984. Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses. Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, 37, 352 p.
- Stadler, P.J., 1979. Organic and Inorganic metamorphism in the Tevayannaz Sandstone of the Swiss Alps and equivalent sandstones in France and Italy, *J. Sediment, Petrol.*, 49 (2): 463-482.
- Streckeisen, A., 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen*, 31, 1-14.
- Sun, S.S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for Mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. ve Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins, Special Publication*, v. 42. *Geological Society of London*, 313-345.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1986, Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri, *MTA Dergisi*, Sayı: 107
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., 1979. The north Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.
- Şengün, M., 1984, Tatvan güneyinin (Bitlis masifi) jeolojik/ petrografik incelenmesi: *Doktora tezi*, 157s. (yayımlanmamış).
- Taylor Jr., H. P. (1974) The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Econ. Geol.* 69, 843-883.
- Taylor Jr., H. P. (1979) Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits: in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed. H. L. Barnes ed., *John Wiley & Sons, New York*, 236-272.
- Ternek, Z., 1953, Van Gölü Güneydoğu Bölgesinin Jeolojisi, *TJK Bült.*, IV (2).

- Tolun, N., 1954, Güneydoğu Anadolu'nun Stratigrafisi ve Tektoniği, *MTA Dergisi*, No: 2147.
- Üner, T., 2003, Van Gölü Doğusu Ultrabazik Kayaçlar İçinde Gelişen Alterasyonlar ve Kökenleri, *Yüzyüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi*, 139503.
- Vergo, N., April, R.H., 1982. Interstratified clay minerals in contact aureoles, West Rock, Connecticut, *Clays and Clay Minerals*, 30, 237-240.
- Wenner, D.B., Taylor, H.P.Jr., 1974. D/H and O18/O16 studies of serpentinization of ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 1255-1286.
- Wyllie, P.J., 1967, Alpine mafic and ultramafic rocks — the ophiolite suite: A contribution to the discussion of the paper “the origin of ultramafic and ultrabasic rocks, *Tectonophysics, Issues 5-6*, 489-494 p.
- Yalçın, H., 1997. Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili İç Kuzey Anadolu zeolit oluşumları, *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A Yerbilimleri*, 14, 43-56.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: Denizsuyu-kayaç etkileşimine bir örnek. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 19, 1, 81-98.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2003. Sivas Batısındaki (Yıldızeli-Akdağmadeni) hidrotermal kaolin ve I-S oluşumlarının mineralojisi ve jeokimyası. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 46, 1-23.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Tetiker, S., 2005. Kangal kömür yatağının kil mineralojisi ve jeokimyası. 12. *Ulusal Kil Sempozyumu, Yüzyüncü Yıl Üniversitesi, Van*, 5-9 Eylül, Bildiriler Kitabı, 16-31.
- Yalçın, H., Gümüşer, G., 2000. Mineralogic and geochemical characteristics of Late Cretaceous bentonite deposits at the north of Kelkit valley, Northern Turkey. *Clay Minerals*, 35, 807-825.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2006. Mineralogy and geochemistry of Paleocene ultramafic- and sedimentary-hosted talc deposits in the southern part of the Sivas Basin, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 54/3, 333-350.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Başbüyük, Z., 2004. Mg-mineral occurrences in the Central Anatolian Neogene Intra-cratonic basins related to neotectonic regime:

- An example from Kangal basin, Sivas, Turkey. *5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (5th ISEMG), Thessaloniki, Greece*, 14-20 April, 2004, 1473-1476 p.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Karayel, A., 2006. Mg-mineral occurrences in the serpentinite- and volcanic-fed lacustrine basins in the İmranlı-Suşehri region, northeastern Turkey. *Fourth Mediterranean Clay Meeting, Ankara, Turkey*, 05-10 September 2006, Abstracts, p. 137-138.
- Yalçın, N., 1979. "Doğu Anadolu Yarılmının Türkoğlu-Karaağaç (K.Maraş) Arasındaki Kesimin Özellikleri ve Bölgedeki Yerleşim Alanları", Türkiye Jeoloji Kurultayı, *Altın Sempozyumu Bild.*, s.49-57, Ankara
- Yılmaz, A. ve Özer, S., 1984. Kuzey Anadolu Bindirme Kuşağının Akdağmaeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümünün temel jeoloji incelemesi ve Tersiyer havzasının yapısal evrimi; *Ketin Sempozyumu, Türk Jeol. Kur. Yayını Ankara*, 163-174.
- Yılmaz, A., 1985. Structural evolution and geology of the region between the Kelkit river and Munzur mountains (in Turkish): *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, v.28. p. 79-92.
- Yılmaz, A., 1994. An Example of post-collisional trough: Sivas Basin: Turkey, *İN X Petrol. Cong. Ankara, Petrol. Geol. Bull.* P. 21-33.
- Yılmaz, A., 1998. Sivas havzasının jeodinamik evrimi, Türkiye. *Ofiyolit-Granitoid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu*, 10-13 Eylül 1998, Sivas, 66-82.
- Yılmaz, A., Sümengen, M., Terlemez, İ. ve Bilgiç, T., 1989. Sivas ile Şarkışla arasındaki bölgenin jeolojisi: *MTA Rap., Der. No: 9090*.
- Yılmaz, A., Uysal, Ş., Bedi, Y., Yusufoglu, H., Havzoğlu, T., Ağan, A., Göç, D., ve Aydın N., 1995. Akdağ Masifi ve Dolayının Jeolojisi. *M.T.A. Dergisi* 117, 125-138.
- Yılmaz Y., Şaroğlu F. ve Güner Y., 1987, Initiation of the Neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134: 177-199
- Yılmaz, P. O. ve Sungurlu, O., 1991. Turkish sedimentary basins: tectonic Framework and Hydrocarbon potential. *Ozan Sungurlu Symposium Proceedings, Ankara*, 29-46.
- Zheng, Y.F., 1993, Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57. 1079-1091

Zheng, Y.F., 1998, Oxygen isotope fractionation between hydroxide minerals and water. *Physics and Chemistry of minerals*. 25. 213-221.

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : HASAN TAŞ
Uyruğu : T.C
Doğum Yeri ve Tarihi : BATMAN – 1988
Telefon : 05374131616
Faks : -
e-mail : hasantas.88@gmail.com

EĞİTİM

Derece	Adı, İlçe, İl	Bitirme Yılı
Lise	: BATMAN LİSESİ	2006
Üniversite	: 100.YIL ÜNİVERSİTESİ	2011
Yüksek Lisans	:	
Doktora	:	

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2015-2017	Viking International Company	Engineer