

39257

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TOPUK-GÖYNÜKBELEN(ORHANELİ-BURSA) YÖRESİ NİKEL OLUŞUMLARININ
KÖKENSEL İNCELENMESİ

39257

DOKTORA TEZİ

Jeoloji Yük.Müh. Yüksel ÖRGÜN

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 25 ARALIK 1992

Tezin Savunulduğu Tarih : 5 MART 1993

Tez Danışmanı : Prof.Dr. Atilla AYKOL

Diğer Jüri Üyeleri : Prof.Dr. Aral OKAY
Prof.Dr. Osman YILMAZ

MART 1993

ÖNSÖZ

Bu çalışma, İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Programına Doktora Tezi olarak hazırlanmış ve sunulmuştur. İ.T.Ü. Araştırma Fonu tarafından desteklenen tezin amacı, Göynükbelen Granitoid sokulumuna bağlı olarak, ultramafik kayaların tektonik arızlarının kontrolünde meydana gelen nikel oluşumlarını ve nikel oluşumlarından sorumlu çevre kayaları, mineralojik, petrolojik ve jeokimyasal açıdan tanımlamaktır.

Öneri ve yapıcı eleştirileriyle çalışmalarımı yönlendiren danışmanım Sayın Prof.Dr. Atilla AYKOL'a; çalışmamın her safhasında özellikle laboratuvar çalışmalarımda üstün kimya bilgisi ve öğreticiliğiyle yol gösteren Sayın Prof.Dr.Yılmaz BÜRKÜT'e ve kıymetli deneyimleriyle çalışmama ışık tutan değerli hocam Sayın Prof.Dr.Galip SAĞIROĞLU'na şükranlarımı sunarım.

Arazi ve laboratuvar çalışmalarım sırasında yakın desteğini gördüğüm değerli arkadaşım Y.Doç.Dr.Ali Haydar GÜLTEKİN'e, analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde gerekli bilgisayar programlarını sağlayan sevgili arkadaşım Dr.Fuat YAVUZ'a ve diğer anabilim dalı elemanlarına; cevher mikroskopu çalışmalarına üstün bilgi ve deneyimleriyle yardımcı olan Sayın Dr.Ahmet ÇAĞATAY'a; mikroprob analizlerinin yapılması konusunda Şişe Cam Araştırma Merkezi'nin olanaklarından yararlanmamı sağlayan Sayın Dr.Eşref AYDIN'a ve bizzat analizleri yapan Jeoloji Yük.Müh.Akif ÜZCAN'a ve çalışmalarımın değişik aşamalarında yardım ve desteğini gördüğüm Sayın Dr.Vecihi GÜRKAN'a ve sevgili arkadaşım Yük.Müh.Cengiz KIRMANLI'ya çok teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında konaklama olanaklarından yararlandığım M.L.İ. Orhaneli Müdürlüğü yönetici ve çalışanlarına, kılavuzum Sayın Bayram ÇERKEŞ'e, ve Orhaneli'de kaldığım süreler içinde maddi ve manevi desteklerini benden esirgemeyen Sayın Maden Mühendisi M.Ali KARAGÖZ ve eşi Sayın Melek KARAGÖZ'e teşekkürü borç bilirim. Ve yaşamını çocuklarına adanmış sevgili anneme, göstermiş olduğu engin sevgi, sabır ve hoşgörüsü nedeniyle minnet ve şükranlarımı sunarım.

ARALIK,1992

Yüksel ÖRGÜN

İ Ç İ N D E K İ L E R

ÖZET.....	VI
SUMMARY.....	VII
BÖLÜM 1. GİRİŞ VE AMAÇ.....	1
1.1. Nikel'in Yerkabuğundaki Dağılımı, Tarih- çesi, Kullanım Alanları, Maden Yatakları ve Türkiye'deki Durumu.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	6
1.3. Çalışma Alanının Coğrafik Durumu.....	6
1.4. Çalışma Yöntemleri.....	8
1.4.1. Arazi Çalışmaları.....	8
1.4.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	10
1.4.2.1. Optik Çalışmalar.....	10
1.4.2.2. Kimyasal Analizler.....	11
1.5. Önceki Çalışmalar.....	13
BÖLÜM 2. LİTOSTRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ.....	18
2.1. Metamorfik Birimler.....	18
2.1.1. Paleozoyik-Mezozoyik Yaşlı Metamorfikler.	20
2.1.2. Paleozoyik Yaşlı Çatalca Mermeri.....	24
2.2. Ultramafik ve Mafik Birimler.....	24
2.2.1. Dünitler.....	25
2.2.2. Harzburjitler.....	30
2.2.3. Piroksenli Gabro.....	33
2.2.4. Piroksenit Damarları.....	34
2.2.5. Serpantinit.....	36
2.2.6. Listvenit.....	38
2.3. Göynükbelen Granitoyid Sokulumu.....	42
2.3.1. Diyorit-Gabro Damarları.....	49
2.3.2. Kuvars Diyorit.....	52
2.3.3. Kuvars Monzodiyorit.....	53

2.3.4. Tonalit.....	54
2.3.5. Granodiyorit.....	58
2.4. Tortul Birim.....	60
BÖLÜM 3. JEOKİMYASAL İNCELEMELER.....	62
3.1. Giriş.....	62
3.2. Göynükbelen Granitoyid Sokulumunun Ana Element Jeokimyası.....	62
3.2.1. Göynükbelen Granitoyidlerinin Ayırımı..	70
3.2.2. Göynükbelen Granitoyidlerinin Niçqli Parametreleri ve Uygulamaları.....	74
3.3. Göynükbelen Granitoyidlerinin İz Element Analizleri ve İz Elementleri Yardımıyla Tektonik Konumlarına Göre Sınıflaması....	81
3.4. Çalışma Alanında Yer Alan Ultramafik Kayaçların Kimyasal Analizleri ve Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi.....	87
3.4.1. Çalışma Alanındaki Ultramafik Kayaçların Ana Element Jeokimyası.....	87
3.4.2. Çalışma Alanındaki Ultramafik Kayaçların İz Element Jeokimyası.....	95
BÖLÜM 4. ÇALIŞMA ALANINDAKİ NİKEL OLUŞUMLARI.....	98
4.1. Giriş.....	98
4.2. Jeolojik Konum.....	98
4.3. Çalışma Alanında Yer Alan Kırmızı Toprak Zonlarda Gelişen Nikel Zenginleşmesi.....	100
4.3.1. Lateritik Demir-Nikel-Kobalt Yataklarının Oluşumu.....	100
4.3.2. Çalışma Alanındaki Kırmızı Toprak Zonların Oluşumu ve Nikel İçerikleri.....	103
4.4. Çalışma Alanında Yer Alan Hidrotermal Kökenli Nikel Oluşumları.....	108
4.4.1. Hidrotermal Nikel Yataklarının Oluşumu.	108
4.4.2. Çalışma Alanındaki Hidrotermal Kökenli Nikel Mineralizasyonlarının Oluşum ve Arazideki Konumları.....	110
4.4.2.1. Hidrotermal Nikel Sülfür Oluşumları..	111
4.4.2.2. Hidrotermal Kökenli Nikelli Talk, Nikelli Kloritleşmiş Talk ve Nikelli Kloritler.....	125

BÖLÜM 5. ÇALIŞMA ALANINA AİT İZ ELEMENTLERİN İSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRİLMESİ.....	132
BÖLÜM 6. CEVHER MİNERALOGİSİ VE MİNERAL KİMYASI.....	140
6.1. Giriş.....	140
6.2. Oksit ve Sülfürler.....	140
6.2.1. Kromit.....	142
6.2.2. Manyetit.....	143
6.2.3. Pirotin.....	148
6.2.4. Pirit.....	152
6.2.5. Kalkopirit.....	154
6.2.6. Nikel Sülfür Mineralleri.....	157
6.2.6.1. Pentlandit ve Viyolarit.....	157
6.2.6.2. Hezlavudit ve Millerit.....	163
6.2.6.3. Makinavit.....	165
6.2.6.4. Avaruit.....	167
6.2.7. Asbolan.....	169
6.2.8. Limonit ve Götüt.....	171
6.3. Nikelli Talk, Nikelli Kloritleşmiş Talk ve Nikelli Kloritler.....	173
6.3.1. Nikelli Talk, Nikelli Kloritleşmiş Talk ve Nikelli Kloritlerin Kimyasal Analizleri.....	176
6.3.2. Nikelli Talk, Nikelli Kloritleşmiş Talk ve Nikelli Kloritlerin Elektron Mikroprob Analizleri.....	182
SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	192
KAYNAKLAR.....	204
EK. ÇALIŞMA ALANININ 1/25.000 ÖLÇEKLİ JEOLJİK HARİTASI.....	217
ÖZGEÇMİŞ.....	218

ÖZET

Topuk-Göynükbelen(Orhaneli-Bursa) yöresi nikel oluşumları ve bu oluşumlardan sorumlu Göynükbelen granitoid sokulumu ile ultramafik kayalar mineralojik ve jeokimyasal açıdan ele alınarak incelenmiştir. Sahadaki nikel oluşumları, Paleojen yaşlı sokulmdan kaynaklanan hidrotermal çözeltilere bağlı olarak, Üst Kretase-Paleosen yaşlı ultramafik kayalardaki kırık ve çatlakların kontrolünde meydana gelmiştir.

Kalk-alkali granitik bir magmanın ürünü olan Göynükbelen granitoid sokulumu, göreceli olarak sodik karakterlidir. QAP üçgen diyagramında diyorit-gabro, kuvars diyorit, kuvars monzodiyorit, tonalit ve granodiyorit alt birimlerini içeren sokulum, I-tipi granitoidlerin mineralojik ve kimyasal özelliklerini sergilemektedir. Tektonik diskriminasyon diyagramında volkanik yay granitoidlerinin alanında yer alan sokulum, primitif ada yayları ve kıtasal yaylardan, normal kıtasal yaylara kadar geniş bir yay olgunluğu göstermektedir. Dunit, harzburjit, piroksenit damarları, piroksenli gabro, serpantin ve listvenit oluşumlarını içeren ultramafik-mafik birimin , baskın kayaç tipleri, değişen oranlarda serpantinleşmiş dunit ve harzburjitlerdir. $MgO-Al_2O_3$ ve $MgO-CaO$ diyagramlarında az tüketilmiş pirolit alanında yer alan ultramafik-mafik kayalar, AFM üçgen diyagramında mafik-ultramafik kümülat ve ultramafik tektonik sınırları içinde yayılım göstermişlerdir.

Çalışma alanında yukarıda tanımlanan koşullara bağlı olarak meydana gelmiş üç farklı tip nikel oluşumu tespit edilmiştir. Bunlar: 1- Serpantinleşmiş ultramafik kayaların yerli yerinde (in situ) ayrışmasıyla meydana gelmiş, kırmızı toprak zonlardaki nikel zenginleşmeleri. Arazide düzensiz bir dağılım gösteren ve ortalama 3m. düşey kalınlığa sahip olan bu zonlarda, en düşük 100 ppm., en yüksek 9000ppm. Ni değerleri elde edilmiştir.

2- Göynükbelen granitoid sokulumundan kaynaklanan hidrotermal çözeltilerin içlerinden geçtikleri ultramafik kayalardan remobilizasyonla kazandıkları nikel'i yine ultramafik kayalardaki kırık ve çatlaklar içine pentlandit, hezlavudit, millerit, makinavit, avaruit ve viyolarit şeklinde çökmesiyle oluşan nikel sülfür oluşumları. Bu tür oluşumlar arazide beş zonda tanımlanmıştır. Yüksek nikel değerleri, sahanın güneyinde Meryemkaldırımı Sırtı ile Yapköy Dere'den alınan örneklerde saptanmıştır.

3- Nikel sülfür oluşumlarından sorumlu hidrotermal çözeltilerin taşıdığı Nikel'in (Ni^{2+}), ortada var olan talk ve kloritlerin kristal yapısındaki magnezyum (Mg^{2+}) ve kısmen demir'in (Fe^{2+}) yerini almasıyla (substitution) oluşan nikelli talk, nikelli kloritleşmiş talk ve nikelli kloritler. Arazinin güneyinde yaygın olarak bulunan ve yeşil renkli pulcuklar şeklinde izlenen bu tür oluşumlar genelde nikel sülfür oluşumlarıyla birlikte bulunmaktadır. Laboratuvar araştırmaları sonucu, bu tür nikel oluşumlarının, talk ve kloritlerin fiziksel ve kimyasal özellikleri arasında özelliklere sahip bir ara ürün olduğu sonucuna varılmıştır.

GENETICAL INVESTIGATION OF NICKEL OCCURRENCES IN THE VICINITY OF TOPUK-GÖYNÜKBELEN, ORHANELİ-BURSA

SUMMARY

This study deals with the Topuk-Göynükbelen (Orhaneli-Bursa) nickel mineralizations of NW-Anatolia. Together with these occurrences, mineralogical and geochemical investigations of the ultramafic rocks and Göynükbelen granitoid intrusion, responsible for nickel formations, were carried out.

The research area is covered by different rock-units of various ages, which are, beginning from the oldest rock-type.

1- Metamorphic unit which is made of metamorphic rocks of the Paleozoic - Mesozoic age and the Paleozoic Çatalca Tepe marbles. This unit was metamorphosed under High Pressure/Low Temperature (HP/LT) conditions. Metamorphic rocks of the Paleozoic-Mesozoic age consist of essentially, quartz-muscovite schist, chlorite-epidote-glaucophane schist, calc schist, graphite-mica schist and metabasite and in lesser amount limestone and serpentinite blocks.

2- Mafic-ultramafic unit of the Upper Cretaceous-Paleocene age. This unit embraces rocks like dunite, harzburgite, serpentinite, pyroxene-gabbro and listvaenites. Some granitoid dykes or enclaves have also been determined within this unit.

3- Göynükbelen granitoid intrusion of Paleogene age. This intrusion seems to intrude through metamorphic basement rocks of the Paleozoic-Mesozoic and ultramafic and mafic rocks of the Upper Cretaceous-Paleocene age. Mafic-Ultramafic blocks of different

dimensions were observed in the intrusive unit which essentially comprises diorite- gabbro, quartz diorite, quartz monzodiorite, tonalite and granodiorite.

4- The Neogene Sedimentary unit resting on ultramafic rocks. This unit is made of boulders of ultramafic and granitoid rock, basal conglomerate, coarse sand and marl. Within this unit thin coal seams and tuffaceous bed alternations have also been determined.

Topuk-Göynükbelen nickel occurrences were formed by the hydrothermal solutions resulted from Göynükbelen granitoid under the structural control of the fractures observed in the ultramafic rocks. Mineralizations mainly take place at the contact zones between the intrusion and ultramafic rocks.

Modal analyses of the samples from Göynükbelen granitoid were prepared and the results obtained were carried to LE BAS and STRECKEISEN (1991) triangular diagram which proved that the values for each sample were extending within the area of the diagram for diorite-gabbro, quartz diorite, quartz monzodiorite, tonalite and granodiorite. Here the dominant rock type come out to be tonalite and quartz diorite. A similar result was reached by the application of assay results to De La ROCHE (1980) R₁-R₂ diagram.

The microscopical study of the samples from diorite-gabbro dykes exhibited a subophitic texture. 95 % of these rocks were made of plagioclase (An₄₅₋₅₀) + hornblende. These minerals were escorted by biotite, quartz, alkali feldspar, with accessory minerals (zircon, sphene, apatite) together and some opaque minerals like magnetite, pyrite, calcopyrite. Other rocks of the intrusion appear to have the following mineral association; Plagioclase (An₂₀₋₄₇), quartz + biotite + hornblende + alkali feldspar + accessory minerals like zircon, sphene and apatite together with opaque minerals such as magnetite, ilmeno-magnetite, pyrite, chalcopyrite and rutile. The ratio showing, how much mineral participate within the rock is strictly controlled by the rock type. In general almost all the samples from the intrusion are intensely altered; Plagioclase crystals seem to be epidotized, sericitized and kaolinitized; biotites, chloritized and epidotized; hornblendes, biotitized, chloritized and epidotized while alkali feldspars are observed being sericitized and kaolinitized.

Samples from Göynükbelen intrusion have been analysed for major elements and the results were recalculated using C.I.P.W. norms. Accordingly quartz, albite, orthoclase and orthoclase, albite, anorthite parameters were shown on triangular diagrams. The results of this work, come out that the governing plagioclase type of the rock was andesine and that the amount of oligoclase and Labradorite taking part in the intrusive rocks were considerably less than andesine.

Geochemical major element results also proved that Göynükbelen granitoid intrusion, was derived from a calc-alkali magma. The typical I-type granitoid features, in field setting and petrography are reflected in the major element geochemistry, for example in the alkali-lime relationship which is best displayed in the alkali-lime diagram. The alkali-lime index is 65, thus falling in the calcic subdivision of PEACOCK'S (1931) classification. Calc-alkaline affinities displayed in the AFM diagram. K_2O vs. Na_2O plots based on the criteria of CHAPPELL and WHITE (1974) lie predominantly in the I-type field. In chondrite normalized spider diagram the spectrum of trace elements show similar trends for granitoids that were developed in island arcs. The LIL (Large ion lithophile) elements (Sr, Ba, Rb, K, Th) and LREE (La) were enriched while the high field strength elements (Zr, Nb, Y, Ti) depleted with fractionation. These increases and decreases together with rapid fall from K to Nb and rise from Nb to La is most characteristic and in accordance with the trace element distribution of island arc calc alkali magma. With all these chemical characteristics, Göynükbelen granitoids fall into the same compositional fan like I-type and island arc granitoids (VAG). The VAG character of the Göynükbelen Granitoid is clearly defined on the Rb- SiO_2 and Rb-(Y+Nb) discrimination diagrams. In order to determine the arc maturity of the intrusion Rb/Zr-Nb and Rb/Zr-Y diagrams were prepared and on wide range arc maturity between primitive island arcs, continental arcs and normal continental arcs were exhibited.

The Paleozoic - Mesozoic metamorphic basement is tectonically overlain by the Upper Cretaceous-Paleocene mafic-ultramafic unit. Dunites and harzburgites cover the widest area within the unit and they both have suffered various amounts of serpentinization however the sieve texture under the microscope is conspicuous for both dunites and harzburgites. In the olivine crystals which is main rock forming mineral for ultramafic

rocks, deformation lamellae were determined parallel to (100) planes. These deformation lamellae are being interpreted as the result of the deformation mechanism within the mantle at 1000°C and under 5-10 kb. pressure conditions.

MgO, Al₂O₃ and CaO values of ultramafic rocks were applied to Al₂O₃ - MgO and CaO -MgO diagrams and the result obtained reflected the fact into that approximately 90 % of the rocks fall into the depleted pirolite area. In AFM diagram however almost all the mafic and ultramafic rocks took place within the boundraies of mafic-ultramafic cumulate and ultramafic tectonite. Average 1740 ppm Ni was determined in non-altered ultramafic rock samples. Correlation- Coefficients were calculated between NiO, MgO, FeO and Cr₂O₃, and the highest (r) value came from NiO-MgO correlation (r=0.75). This is a solid evidence about the dependance of the distribution of Ni-values to Mg.

The Ni-mineralizations originated both to from Göynükbelen granitoid and ultramafic rocks have been studied under two headings:

- 1- Ni-enrichments developed in red coloured earth zones.
- 2- Ni-formations of hydrothermal origin.

Red coloured earth zones were formed by the serpentinization, milonitization, fracturing and alteration of ultramafic rocks in situ and under surfical conditions. With progressing alteration compounds like SiO₂, MgO and CaO seem to have left the environment and Fe together with Ni seem to have enriched in a residual manner. Red earth zones are stricktly restricted to the northern, northwestern and Southwestern parts of the area under research, where ultramafic rocks are severaly milonitized and fractured. In these places the width of red earth zones which can only be followed with interruptions and which pinches out at places, changes from few hundred meters to few kilometers. The thicknes of red earth zones which also contain list-waenite blocks and in which several trenches were opened has an average thickness of 3m. Samples from this red earth zones have been collected both in lateral and vertical directions. These sample were then

analyzed for Ni which showed an irregular distribution. The lowest Ni value obtained is about 100 ppm while the highest value does not exceed 9000 ppm. However the average Ni content is 2000 ppm. With all these properties those red earth zones hardly resembles the lateritic Fe-Ni deposits and they are also not economical either.

Hydrothermal Ni-mineralizations have formed in the central part of the area where the rocks suffered several faulting. Five important Ni-containing zones were determined in the field and two different types of Ni mineralizations were pinpointed:

1- Hydrothermal Ni-sulfide formations

2- Hydrothermal nickeliferous talc, nickeliferous chloritized talc and nickeliferous chlorites. The products of hydrothermal solutions from Göynükbelen granitoid comprise minerals such as chalcopyrite, cubanite and sphalerite as exsolution starlets indicate a temperature of 250°C - 300°C (RAMDOHR, 1969) and presence of mackinawite 100°C - 150°C, both of which clearly show the temperature of solutions sourced from Göynükbelen granitoid. These solutions must have formed nickel mineralizations following the steps outlined below:

- 1- Injection of high temperature solutions into ultramafic rocks.
- 2- Dissolving and remobilizing Ni in ultramafic rocks by hydrothermal solutions.
- 3- Transportation of Ni to suitable sites.
- 4- Reprecipitation of Ni in the cracks or fractures within ultramafic rocks or substitution of suitable elements (Mg^{+2} and Fe^{+2}) by Ni.

Ni-sulphide minerals which have formed in accordance with above processes are pentlandite, heazlewoodite, millerite, mackinawite and by replacement of pentlandite violarite. Awaruite, which is a nickel-iron and asbolane which consist of Ni and Co escorting the sulfide minerals in small amounts. Almost all the Ni-oxide and sulphide minerals are observed taking place in fractures of serpentinite and serpentinized olivine and pyroxene minerals. Chromite, magnetite, pyrrhotite, pyrite,

chalcopyrite, cubanite, sphalerite and molibdenite have been observed in association with oxide and sulphide minerals containing Ni. These, oxide and Sulphide minerals altered to second minerals such as goethite, malachite, azurite, maghemite, Fe-Cr-Spinel, tenorite, cuprite, covellite, calcozine, bornite, digenite-neodigenite and delafossite.

The second type of nickel mineralizations were formed by substitution of Ni^{+2} carried by hydrothermal solutions essentially Mg^{+2} and partially Fe^{+2} in the crystal structures of talc and chlorites. These type of nickel formations are associated with nickel sulfides and other hydrothermal minerals in the serpentinized dunitites and observed as green coloured flakes. Optical properties of these flakes resemble to those of talc and chlorites; x-ray diffractograms overlapp with the refraction peaks of clinoclore and penninite. The electron microprobe analysis of the flakes produced NiO contents between 0.64 % to 42.90 %. The correlation coefficients between NiO, MgO and Fe_2O_3 as $r_{Ni,Mg} = -0.93$, $r_{Ni,Fe} = -0.57$, emphasise the fact that Ni was increasing in the flakes against the Mg and Fe contents. The evaluation of electron microprobe results together with the backscattered electron image (BEI) proved a non-homogenous structurally controlled distribution of Ni.

As far as reserves are concerned, for the time being hydrothermal nickel formations found in the area under research, seem not to be economical, yet by some additional field work and application of some progressive exploration methods like drilling and trenching, the sound distribution of ore minerals and true reserve can easily be determined.

BÖLÜM 1. GİRİŞ VE AMAÇ

1.1. Nikelin Yerkabuğundaki Dağılımı, Tarihçesi, Kullanım Alanları, Maden Yatakları ve Türkiye'deki Durumu

Nikel, yerkabuğundaki 75 ppm.lik ortalama miktarı ile elementler arasında bolluk yönünden 23. sırayı almaktadır (KRAUSKOPF,1967). Ultramatik kayalarda ortalama 1450 ppm, bazaltlarda 130 ppm, andezitlerde 18 ppm, granitlerde 10 ppm, Pasifik mangan nodüllerinde 3120 ppm, Şeyillerde 70 ppm ve deniz suyunda 0,0005 ppm oranında nikel bulunmaktadır (MAYNARD, 1983).

Milattan 200 yıl öncesinden beri nikel ve nikel alaşımlarının madeni paralarda kullanıldığı ortaya çıkartılmıştır (Mineral Facts and Problems,1965). 18. yüz yıla kadar ayrı bir metal olduğu bilinmeyen nikel, ilk kez 1751 yılında İsveçli bilgin Axel CRONSTEDT tarafından bakır-nikel cevherlerinden ayrı bir metal olarak elde edilmiştir. İlk metalurjik tesis 1824 yılında Avustralyalı GERSDORFF tarafından kurulmuştur (CANER, 1970). Üstün nitelikli mekanik ve fiziksel özellikleri, soğuk ve sıcak halde kolaylıkla şekillendirilebilmesi ve hemen her türlü ortamda aşınmaya karşı gösterdiği yüksek direnç nikel'i modern teknolojinin önemi hergeçen gün artan hammaddelerinden biri haline getirmiştir. Nikel, aşınmaya karşı direncinden dolayı kimya endüstrisinde; süper alaşımları yüksek ısıda basınç ve korezyona dayanıklı olduğundan uçak ve gemi endüstrisinde; toksik olmadığından dolayıda gıda techizatı sanayinde ve eczacılık malzemeleri yapımında; sıvı ve katı yağlarda hidrojenasyonu sağlamak üzere batarya ve yakıt hücrelerinde ve emaye ile

demir arasında bağlayıcı olarak seramik malzemeleri yapımında yaygın şekilde kullanılmaktadır (Mineral Facts and Problems, 1985).

Oluşumları açısından başlıca üç tür nikel yatağı vardır:

1- Likit mağmatojen nikel sülfür yatakları: Mafik ve ultramafik kayalara bağlı olarak oluşan bu tür yataklar, genellikle eşoluşumlu (sinjenetik), bazı durumlarda yerleşim şekline göre de geçoluşumlu (epijenetik) özellikler göstermektedirler. Bu tür yatakların ana mineraleri pirotin, pentlandit ve kalkopirittir; bunlara daha az oranda manyetit, ilmenit, titanomanyetit, pirit ve eser miktarda platin grubu elementler eşlik etmektedir. (STANTON,1972; NALDRETT ve CABRI 1976; MACGOLDRIK ve KEAYS,1981; KEAYS ve Diğerleri, 1981;MACDONALD,1988; WILSON,1990; MARCHETTO,1990; RIPLEY,1990; KINLOCH ve PEYERL,1990; DUKE,1990). GODLEVSKI ve GRINENKO(1963), LIEBENBERG(1970),NALDRETT ve GASPARIN(1971),NALDRETT(1973), SMIRNOV(1976),GARSON(1976),MAINWARING ve NALDRETT (1977), NALDRETT(1979), MARTSON ve KAY(1980),MARTSON ve diğ. (1981), SMIRNOV ve Diğerleri (1983),GERVILLA ve LEBLANCE (1990), DUKE(1990), BARNES ve BARNES(1990) ve bu konuda çalışmış daha pekçok araştırmacı, bu tür yatakların yüksek sıcaklıklarda, silikat mağma içinde çözünmüş katı halde bulunan metal sülfürlerin, mağmanın soğuması ile 1500^oC-900^oC sıcaklıklar arasında silikat ve sülfür içeren mağmanın, iki karışmaz sıvı olarak ayrışması ve katılaşması sonucu oluştuğu görüşünde birleşmişlerdir. Karışmaz iki sıvının oluşması deneysel çalışmalarla da doğrulanmıştır (CRAIG ve KULLERUD,1969). Bu şekilde ayrılan sülfürler 600^oC ye kadar homojen bir mono-sülfür katı çözeltilisi halindedir. Bu sıcaklıktan itibaren mono-sülfürden, kükürt kısmi basıncına göre pirotin, pentlandit ve kalkopirit gibi mineraller ayrılmaya başlar

(NALDRETT ve Diğerleri 1967; CRAIG ve KULLERUD, 1969; CRAIG, 1973; RAJMANI ve NALDRETT, 1978; NALDRETT, 1979a ; FLEET, 1979). Daha sonra hidrotermal evrede, bu tür yataklardaki cevherlerde ve yankayaçlarda bazı ornatma (replacement) ve mineral değişimlerinin meydana geldiği saptanmıştır. (GENKIN, 1971, WILMSHURST, 1974; NICKEL ve Diğerleri, 1977; BUTT ve NICKEL, 1981; OOSTINDIER ve Diğerleri, 1990). NALDRETT (1979 a), Yeşiltaş kuşaklarının özel durumunu göz önünde bulundurarak 1973'de verdiği sınıflamayı (NALDRETT , 1973) genişleterek, bu türdeki nikel yataklarını 11 ana gruba ayırmıştır. Bu türde bilinen ve nikel içerikleri \geq % 0.8 olan nikel sülfür kaynaklarının, yaklaşık 2020 yılına kadar dünya nikel üretimini karşılayacağı ifade edilmiştir (ROSS ve TRAVIS 1981).

2- Hidrotermal nikel sülfür yatakları: Kırık kontrollü olarak, granitoid sokulumlarla ultrabazik, bazik ve bazik metasedimanter kayaçların dokanaklarında veya dokanağa yakın kesimlerde meydana gelen, geçoluşumlu yataklardır. Konumları fay, kırık, çatlak gibi jeolojik yapılar tarafından denetlenen bu tür yataklarda, cevherleşme, granitoid sokulumlardan kaynaklanan hidrotermal çözeltilerin, birlikte getirdikleri elementler ile, yine bu çözeltilerin içinden geçtikleri kayaçlardan sökülüp aldıkları elementleri uygun ortamlarda çökeltmesiyle oluşmaktadır. Cevher kütleleri, kalınlıkları birkaç milimetreden bir kaç metreye kadar değişen, damar ve damarcıklar şeklinde olan bu tür yatakların, mineral parajenezi oldukça karışıktır. Pirotin, pentlandit, kalkopirit, pirit, millerit, heazlavudit, gersdorfit, nikelin skutterudit, rammelsberjit, saflorit, lineit grubu mineraller , barovit, makinavit ve asbolan bu tür yataklarda görülen en yaygın minerallerdir. (CORNWALL, 1966; HUDSON ve TRAVIS, 1981; SMIRNOW ve Diğerleri, 1983). Bu tür yatakların boyutları küçük olup ekonomik açıdan fazla

önemli değildir; bu nedenle literatürde bu tür yataklara ait pek fazla bilgi yoktur.

3- Tortul (Lateritik) nikel yatakları: Nikel, silikatların yapısındaki Fe ve Mg'u kolayca ornattığı için yerkabuğunda yaygın olarak bulunur. Bu nedenle tortul nikel birikimleri, yalnızca element halde nikel içeren ultrabazik kayalarla bir arada bulunmaktadır. Lateritik nikel yatakları tropikal ve yarı tropikal iklim koşullarında, aşınma sürecinin penetlenleşme evresinde kayaların genelde yerli yerinde kimyasal olarak şiddetli ayrışması sonucunda meydana gelir. Bu ayrışma olayının sonucunda bir sıra nikel-magnezyum hidro silikatlar oluşur. Bu cevherler ya düzensiz damar ve ince tabakalar halinde serpantinitle içinde yer alırlar ve bir ağ sistemi oluştururlar; ya serpentinitle breşlerinin bağlayıcı maddesi olarak; ya da serpentinitle üzerinde bulunan "kırmızı topraklar" içinde emprenye halde bulunurlar. Kırmızı toprak, serpentinitle ayrışmasından oluşmuş bir artık ürün olup, limonit, silis ve magnezyum-hidro silikatlarından ibaret bir bileşime sahiptir (ELIAS ve diğ. 1981; GÜMÜŞ, 1989). Bu tür yatakların rezervleri çok büyük, tenörleri ise düşüktür. Bazen ikincil ürün olarak kobalt ve mangan mineralleri de içeren lateritik nikel yataklarında, en yaygın bulunan mineraller götit, limonit, serpantin grubu mineraller (garniyerit, antigorit, nepoit v.b), talk, asbolan ve smektit dir (ELIAS ve diğ. 1981; MAYNARD, 1983).

Bu üç tür nikel kaynağına, % 0.1-% 1.5 nikel içerikleriyle derin deniz mangan nodülleride eklenebilir. Nikel içerikleri yer yer % 3.5'a kadar çıkan mangan nodülleri, geleceğin önemli nikel hammadde kaynağı olarak gösterilmektedir (The United Nations Ocean Economics and Technology Office, 1973; RONA, 1984, 1986).

Ülkemizde henüz işletilen bir nikel yatağı yoktur ve ihtiyacımız olan nikel ürünleri dışalım yoluyla karşılanmaktadır. 1985 yılında 981 ton nikel alımı yapılmıştır ve gelecek yıllarda nikel dışalımının 1500-2000 tona çıkabileceği sanılmaktadır (İNAN,1988).

Yurdumuzun önemli bir kısmı ultramafik kayalarla kaplıdır ve ASLANER(1979)'in belirttiği gibi, bu kayaların yer yer genç granitoid sokulumlar tarafından kesildiği dikkate alınırsa, ülkemiz lateritik nikel yatakları ve bir ölçüde hidrotermal nikel sülfür yatakları yönünden umutlu görülmelidir. Hali hazırda belirlenmiş ancak üretim yapılmayan başlacı nikel sahaları aşağıda verilmiştir.

- 1- Manisa- Çaldağ Lateritik nikel yatağı (YILDIZ,1977; ÇAĞATAY ve Diğerleri,1983).
- 2- Sivas- Güneşköy hidrotermal nikel sülfür yatağı(CAN, 1969 ; METAG,1972).
- 3- Bitlis-Pancarlı nikel-bakır sülfür yatağı (ÇAĞATAY, 1982 ve 1987).
- 4- Sivas-Dumluca Ni,Co,Bi mineralizasyonu (BOZKURT,1974).
- 5- Bursa-Orhaneli Yapköy Dere nikel sülfür yatağı(SAYIN ve YILDIZ,1974; SAYIN,1975; İNAN,1988; ERSEÇEN,1989).
- 6- Eskişehir-Mihalıççık-Yunus Emre Lateritik nikel yatağı (İNAN,1988).
- 7- Bolu-Mudurnu-Akcaalan nikel sülfür yatağı (İNAN,1988).

Bilinen bu yeddi yataktan sadece Manisa-Çaldağ lateritik nikel yatağının (39.400.000 ton rezerve sahip) ekonomik bir öneme sahip olduğu belirtilmiştir (İNAN, 1988).

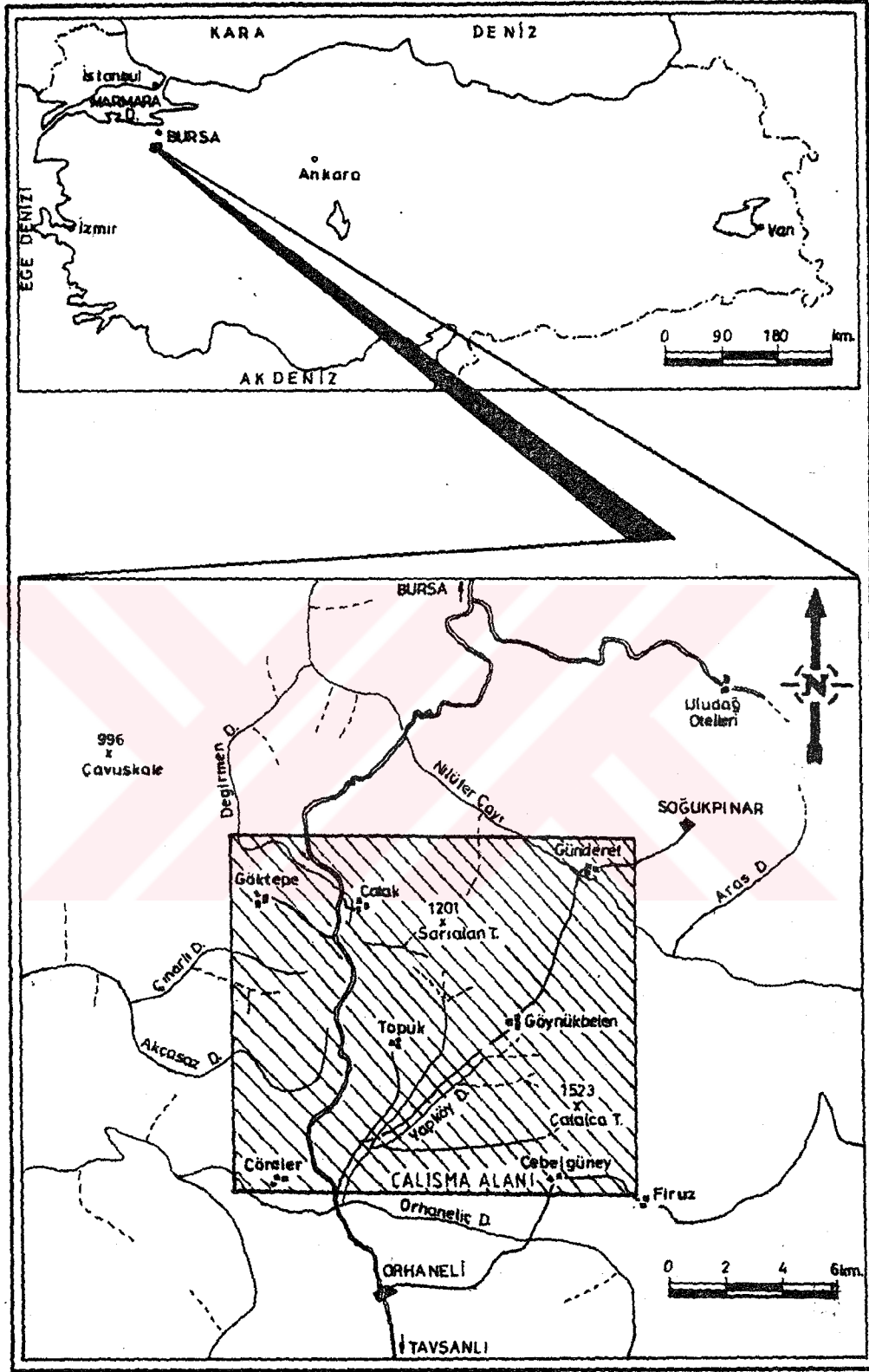
1.2. Çalışmanın Amacı

M.T.A. Genel Müdürlüğünün 1974 ve 1975 yıllarında, Bursa-Orhaneli yöresinde yaptığı nikel-krom prospeksiyonu çalışmaları sonucunda, yörenin nikel açısından dikkat çekici olduğu ve Yapköy Dere ve civarında % 3.5 gibi yüksek değerlerde nikel içeren hidrotermal kökenli cevher zonlarının mevcut olduğunu belirtilmiştir (SAYIN ve YILDIZ 1974; SAYIN,1975). Bu araştırmada, M.T.A.'nın ortaya atmış olduğu bu bulguların ışığı altında, hidrotermal gözeltiilerin kaynağını oluşturan Göynükbelen granitoyid sokulumunun, ultramafik kayalarla olan dokanakları ve dokanaklara yakın kesimleri araştırma alanı olarak seçilmiş; olası diğer cevherli zonların tespitine ve nikel oluşumundan birinci derecede sorumlu olan ultramafik kayaları, granitoyid sokulumuna ait kayaları ve cevherli zonları, mineralojik, jeokimyasal ve cevher mineralojisi açısından inceleyerek, sahadaki cevherleşmenin kökeni aydınlatılmaya çalışılmıştır.

1.3. Çalışma Alanının Coğrafik Durumu

Çalışma alanı, Bursa İline bağlı Orhaneli ilçesinin kuzeyinde yer aları (Şekil 1.1). Çalışma alanı yaklaşık 160 km² olup, güneyi, 1/25.000 ölçekli Kütahya İ21-b2 ve Kütahya İ22-a1; kuzeyi, Bursa H21-C2 ve Bursa H22-24 paftalarında yer almaktadır. Çalışma alanı içinde kalan yerleşim alanları, oldukça bakımlı stabilize yollarla yaklaşık 8000 nüfuslu Orhaneli ilçesine bağlanır.

Çalışma sahasındaki en geniş alanı kaplayan Göynükbelen granitoyid sokulumu, bugünkü yerini alırken, bölgenin topoğrafyasını oldukça etkilemiş ve bölgenin yerel olarak yükselmesini sağlamıştır. Topoğrafya oldukça yumuşak olup ani yükselmeler yoktur. Bölgede yükseklik güneybatıdan kuzeydoğuya doğru artmaktadır.



ŞEKİL: 1.1. Çalışma Sahasının Yer Bulduru Haritası

Çalışma sahasındaki önemli topografik yükseltiler Çatalca T.(1523m), Kocayaren T.(1326 m), Kocakara T. (1255 m), Sarıalan T.(1201 m), Dümen T. (1163 m) ve Sızgıla T.(1138 m) dir. Değirmen Dere ve bu derenin iki kolu Yapköy ve Hamam Dereler, Akçasaz Dere, Karakova Dere, Çalçek Dere, Büyük Dere, Fındıkgeçiği Dere çalışma sahasında yer alan başlıca akarsulardır ve her mevsim su taşırlar. Sahada genel drenaj sistemi kuzey-güney doğrultusuna paralel uzanmakta ve mevcut akarsular güney'e doğru akmaktadır. Bölgede yazlar kurak, kışlar soğuk ve yağışlıdır. Sahada mafik, ultramafik kayaların bulunduğu yerler oldukça gelişmiş çam ormanları ile kaplıyken, arenalaşmış granitoid masif bölgede geniş tarım alanlarının oluşmasını sağlamıştır. (Şekil 1.2). Çalışma alanı içinde küçük-büyük 9 yerleşim yeri bulunur ve yöre insanının başlıca geçim kaynağı tarım ve ormancılıktır. Ayrıca Türkiye Kömür işletmeleri kurumuna bağlı kömür ocaklarında ve özel sektör tarafından işletilmekte olan kömür ve krom ocaklarında çalışma olanakları da mevcuttur.

1.4. Çalışma Yöntemleri

1.4.1. Arazi Çalışmaları

1989 yaz dönemi başlayan ve toplam üç yaz dönemini kapsayan arazi çalışmaları:(1) Araştırma konusunu oluşturan nikel cevherleşmesinden sorumlu Göynükbelen granitoid sokulumunun, ultramafik kayalarla olan dokanağını belirlemeyi amaçlayan 1/25.000 ölçekli jeoloji haritanın yapılmasıyla başlanmış; (2) Daha sonra örnek alımına geçilmiştir. Örnekler, cevherleşme açısından önemli olan dünit-granitoid dokanağından ve dünit, harzburjit ve serpantin birimlerinin faylı, kırıklı, çatlaklı ve ayrılmış zonlarından mümkün merteye sık aralıklarda toplanmıştır; (3) Cevherleşme açısından umutlu olan



ŞEKİL: 1.2. Çalışma Sahasından Genel Bir Görünüm. Bakış Yönü Göynükbelen Beldesi
Güneyinden Orhaneli İlçesine Doğru.

zonlarda ise, hem yeni yarmalar açtırılarak, hemde daha önce M.T.A.'nin açtırmış olduğu yarmalar kazdırılıp, temizletilerek sistematik örnek alımı yapılmıştır. Toplam 600 kayaç ve toprak örneği 10 adet/km² örnekleme sıklığı ile toplanırken, cevherleşme açısından umutlu olan zonlardan daha sık aralıklarda örnek alınmıştır. Çalışma alanındaki cevherleşmeyi tanımlayacak örneklerle birlikte sahadaki metamorfik, mafik, ultramafik ve granitoyid birimlerini temsil eden 100 adet sağlam-ayrışmamış-kayaç örneği derlenmiştir.

1.4.2. Laboratuvar Çalışmaları

1.4.2.1. Optik Çalışmalar

Çalışma sahasından derlenmiş olan 300 adet ayrışmış ve 100 adet sağlam kayaç örneğinin ince kesiti yaptırılarak, kayaçların mineralojik bileşimleri, dokusal özellikleri ve olası ayrışma olayları tanımlanmaya çalışılmıştır. Mikroskopik inceleme sonucu 57 adet sağlam kayaç örneği (29 adet ultramafik, 28 adedi de granitoyid sokuluma ait olmak üzere) ana ve iz element kimyasal analizi için seçilmiştir. Granitoyid sokuluma ait 38, harzburjitlere ait 10, piroksenli-gabro birimine ait 5 ve piroksenit damarına ait 5 adet kayaç örneğine ait ince kesitlerde ise mekanik nokta sayıcı ile modal analiz yapılmıştır. Gerek gözle ayırt edilebilecek düzeyde cevher minerali içeren, gerekse de kimyasal analizlerde yüksek nikel değerleri gösteren 100 adet kayaç örneğinin parlatma kesitleri yaptırılarak, cevher minerallerinin tanımı, boyutu ve parajenezi belirlenmiştir. İçlerinde nikelli talk ve nikelli klorit oluşumları bulunan 22 adet örnek, kırılıp 30 mesh elekten geçirilerek içlerindeki bu oluşumlar binoküler mikroskopta ayıklanıp, saflaştırılarak kimyasal analiz için hazır hale getirilmiştir.

1.4.2.2. Kimyasal Analizler

Kimyasal analiz için ayrılan örnekler iki gruba ayrılmıştır. Birinci grupta yer alan 455 adet cevherli kayaç ve toprak örneğinde sadece iz element; ikinci grupta yer alan 57 adet sağlam kayaç ve 22 adet nikelli talk ve nikelli klorit örneğinde ise ana ve iz element analizi yapılmıştır.

Analiz için kayaç örnekleri önce demir havanda 3-4mm. boyutuna indirilmiş, daha sonra laboratuvar tipi diskli değirmende yaklaşık 100 mesh'in altına öğütülmüştür. Toprak örnekler ise direkt diskli değirmende öğütülmüştür. Binoküler mikroskopta ayıklanmış 22 adet temiz nikelli talk, nikelli klorit örneğinin her birinden 10 gr. alınarak ağıt havanda 100 mesh'in altına öğütülmüştür. Öğütülen örnekler, etüvde 105°C sıcaklıkta yaklaşık iki saat bekletildikten sonra, çözünleştirme işlemine hazır duruma getirilmiştir. Çözünleştirme işleminde 0,1 gr. numune, teflon kap içinde 200°C sıcaklıkta 10ml HClO₄ + 5 ml NH₃+2-3 damla H₂SO₄ + yaklaşık 20 ml HF'le muamele edilmiştir. Hazırlanan çözeltilerden gerekli miktarlar alınıp, uygun yöntemler kullanılarak istenen element yada elementler açısından analiz edilmiştir. Analiz teknikleri ile ilgili gerekli bilgiler CHARLOT ve BÉZIER (1957); WELCHER(1963); SNELL ve ETTRE(1974) ve BÜRKÜT (1986)'ten alınmıştır. Laboratuvar olanaklarımızla tespiti zor olan bazı iz ve nadir toprak elementlerinin tayini için 8 adet granitoid ve 4 adet ultrabazik sağlam kayaç örneği, Kanada'da ACME Analitik Laboratuvarları Limited Şirketi'ne analiz ettirilmiştir. Tablo 1.1'de kimyasal analizlerde izlenen yöntemler ve kullanılan aletler topluca gösterilmiştir. Çalışma sahasında granitoid-dünit kantağına yakın kesimlerde meydana gelmiş nikelli talk, nikelli klorit ve sülfür cevher minerallerinin mikroprob analizleri, Şişe Cam Araştırma

TABLO: 1.1. Kimyasal Analizlerde Kullanılan Alet ve Yöntemler

KULLANILAN ALET	SPEKTRO-FOTOMETRE	ALEV FOTOMETRE	ATOMİK ABSORBSİYON	ICP SPEKTROMETRESİ
KULLANILAN YÖNTEM	SPEKTRO-FOTOMETRİK	ALEV FOTOMETRİK	ATOMİK ABSORBSİYON	ICP
ELEMENT	Silisyum (Si) Demir(Fe ⁺²) Alüminyum(Al) Demir(Fe Toplam) Titanyum (Ti) Fosfor (P) Vanadyum (V)	Sodyum (Na) Potasyum(K) Kalsiyum(Ca) Baryum (Ba) Rubidyum (Rb)	Magnezyum(Mg) Nikel (Ni) Kobalt(Co) Krom (Cr) Bakır (Cu) Çinko (Zn) Mangan (Mn) Stronsiyum(Sr)	Platin (Pt) Paladiyum (Pd) Rodiyum (Rh) Altın (Au) Gümüş (Ag) Arsenit (As) Antimuan (Sb) Tungsten(W) Kadmiyum (Cd) Bizmut (Bi) Lantanyum (La) Zirkonyum (Zr) Niobiyum (Nb) Yttriyum (Y) Toriyum (Th) Berilyum (Be)

Merkezinde JEOL 733 (SEM) Süperprob ile yapılmıştır. Hassas bir şekilde parlatılan ve sonra 45 dakika karbon ile kaplanan örneklerde analizler, Enerji Dispersiv Spektrometre (EDS) ile 25.0 kv ve 47.6 derece çalışma şartlarında gerçekleştirilmiştir. Ayrıca çalışma sahasında, Meryemkaldırımı sırtından alınmış iki adet Limonit örneği, Çekmece Nükleer Araştırma Merkezinde TR-2 Reaktöründe 5 Mw da nötron aktivasyon yöntemi ile analiz ettirilmiştir. Analizler, 3 saat ışınlama, 4 hafta soğuma ve 20.000-50.000 saniye sayım süresi koşullarında yapılmıştır. Bu çalışmaların yanısıra, mikroskopik incelemelerdeki tanımlamalarında tereddüte düşülen mineralerin X-ışınları difraksiyon analizleri, İ.T.Ü. Kimya-Metalurji Fakültesi ve TÜBİTAK laboratuvarlarında yapılmıştır.

1.5. Önceki Çalışmalar

Orhaneli ultramafik masifi, ultramafik kayalara bağlı olarak meydana gelen kromit, talk, asbest, manyezit ve daha az oranda nikel cevherleşmeleri açısından zengin; jeolojik açıdan da ilgi çekici olması nedeniyle, 1940'lı yıllardan itibaren günümüze değin pek çok araştırmacı tarafından cevherleşme ve genel jeoloji açısından incelenmiştir. Ancak, tespit edebildiğimiz kadarıyla bölgede nikel cevherleşmesine yönelik MTA'nın çalışmaları haricinde çalışma yapılmamıştır.

BÜRKÜT(1966), Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların karşılaştırmalı jenetik etüdünü yaptığı çalışmasında, Uludağ'ın güneyinde yer alan plütonlar başlığı altında topladığı Gürgen yayla (Oylat), Boğazova-Göynükbelen-Tepedağ ve Orhaneli plütonlarının, metamorfik kristalin şistleri ve ultrabazik kayaları keserek, onları termik kontak metamorfizmaya uğrattıklarını belirtmiştir.

Her üç plütonun mağma tipinin granodiyoritik olduğunu, ancak (k) parametresinin küçük olması nedeniyle (0.31-0.15-0.24) kuvars diyoritik mağmaya geçiş gösterdiğini, QPK, Tröger ve Niggli parametreleri ile diyoritik mağmaya doğru bir yönelimin mevcut olduğunu ve ortalama mineralojik bileşim bakımından Boğazova-Göynükbelen-Tepedağ plütonunun diğer iki plütona nazaran daha bazik karaktere sahip olduğunu ifade etmiştir. Yazar, radyo izotopları (K^{40}/Ar^{40}) yardımıyla kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların mutlak yaş tayinlerini yapmış ve mutlak minimum yaşların 23.6 ± 0.9 m.y. (Uludağ granodiyorit plütonu) ile 87.3 ± 3 m.y. (Çavuşbaşı kuvars diyoritik plütonu) arasında olduğunu hesaplamıştır.

ÖZKOÇAK (1969), Orhaneli ve kuzeyini kapsayan çalışmasında, metamorfikleri alt ve üst metamorfik seri olarak ayırmıştır. Bunların üzerinde uyumsuz olarak Üst Jura- Alt Kretase yaşlı kalkerlerin ve Üst Kretase yaşlı ultrabazik masifin yer aldığını göstermiştir. Ultrabazik masifin, esas olarak dünit ve piroksenli peridotitlerden oluştuğunu ve bunlara az miktarda piroksenli gabro-doleritlerin eklendiğini ifade ederek, sahadaki doleritleri köken olarak ultrabaziklere bağlamıştır. Post Hersiniyen (Tersiyer) yaşını uygun gördüğü Göynükbelen granodiyorit masifinin, ultrabazik ve metamorfik kayalarla kestiğini ve ultrabazik kayalarla olan kontaklarında yer yer saçılmış tipte sülfür mineralleri içeren zonların bulunduğunu belirtmiştir.

GÖK ve ÇELİK (1970), Bölgede asbest aramalarına yönelik hazırladıkları raporda (MTA Rapor no:2089), Orhaneli-Purasalık Sirtından aldıkları örneklerin kimyasal analizlerinde % 0.1 nikel, Orhaneli-Yapköy dere içinden aldıkları örneklerde ise % 3.41 nikel değerleri elde ettiklerini belirtmişlerdir.

LISENBEE (1971-1972), Orhaneli ve kuzeyini kapsayan çalışmasında, metamorfik birimleri kendi içinde ayırtlayarak, bunların Paleozoyik veya olasılıkla Mesozoyik yaşında olabileceğini belirtmiştir. Bunların üzerinde uyumsuz olarak sırasıyla grovak serisinin, Orta-Üst Jura yaşlı transgresiv konglomera ile Üst Jura-Alt Kretase yaşlı denizel şelf oluşumlu kireçtaşlarının bulunduğunu göstermiştir. Orhaneli ultramafik-gabro kütlesinin, Üst Kretase yaşlı yerel kumtaşı ve kireçtaşı, diyabaz ve tuf arakatkıları ile şist ve mermer içeren birim üzerine, bir bindirme levhası şeklinde yerleştiğini ifade etmiştir. Üst Kretase yaşlı ultramafik masifte dünit, harzburjit, piroksenit, gabro, diyabaz daykları, serpantin ve granodiyorit birimlerini haritalamıştır. Erken Tersiyer zamanında, metamorfik temel ve ultramafik masifin doğubatı yönelimi granodiyorit masifi tarafından kesildiğini; bu sokulumun bir kaç aşamada yerleştiğini ve yerleşmesi sırasında çevre kayaları kıvrımlatıp, metamorfizmaya uğrattığını belirtmiştir.

ATAMAN(1972), Topuk-Göynükbelen granitoyidi ile kimyasal ve mineralojik açıdan büyük benzerlik gösteren Orhaneli granodiyoriti üzerinde yaptığı radyometrik (Rb^{87}/Sr^{86}) yaş tayini çalışmalarında, biyotit + tüm kayacın yaş ortalaması olarak 49.8 ± 1.3 m.y hesaplamış ve bunun da Alt Eosen- Orta Eosen geçiş devresine karşılık geldiğini ifade etmiştir.

SAYIN ve YILDIZ(1974), Orhaneli civarını da kapsayan nikel ve krom'a yönelik praspeksiyon çalışmalarında, peridotitler üzerinde gelişmiş kıvılcıklı zonlarda bir çok yarma açmışlar ve buralardan aldıkları toprak örneklerinde % 1 oranında nikel değeri tespit etmişlerdir. Çalışmaları sırasında Yapköy dereleden aldıkları örneklerde ise % 3.81 nikel değeri tespit etmişlerdir. (MTA RAPOR NO. 5765).

SAYIN (1975), Orhaneli ve Tavşanlı civarında nikel ve krom'a yönelik prospeksiyon çalışmaları sırasında, 1974 yılında tespit edilen zonlarda yarmalar açtırarak örnekler almış, analizler sonucunda da % 0.004 ila % 3.76 arasında değişen, ortalama % 1 civarında nikel değerleri tespit etmiştir. Hazırladıkları raporda, nikel açısından en önemli zonun Yapköy dere, burdaki çevherleşmenin de hidrotermal kökenli olduğunu ifade ederek, Yapköy derede % 0.0015-% 0.38 arasında değişen oranlarda kobalt tespit ettiklerini belirtmişlerdir (MTA RAPOR NO: 6617).

OKAY (1985), kuzeybatı Anadolu'da Karakaya Kompleksi Tavşanlı Zonu ve Afyon Zonu olmak üzere üç büyük metamorfik kuşak ayırt etmiştir. Orhaneli ve kuzeyindeki birimleri de içine alan Tavşanlı Zonunu oluşturan kayaları Ovacık Birliği ve Orhaneli Birliği olmak üzere ikiye ayırmıştır. Orhaneli Birliği'nin düzenli bir stratigrafi ve belirgin bir mavi şist bölgesel metamorfizması gösterdiğini ifade ederek, birliğin çökelme yaşının muhtemelen Paleozoyik ve Mesozoyik'in büyük bir kısmını kapsadığını, YB/DS metamorfizmasının da Turoniyen-Alt Senoniyen zaman aralığında geliştiğini savunmuştur. Tetis Okyanusu'nun kalıntıları olarak nitelediği büyük ofiyolit kütlelerinin, bölgede çok geniş alanlar kapladığını ve bunların büyük bir kısmının (>% 90) harzburjit ve dünit tipi peridotitlerden oluştuğunu; yer yer küçük birimler halinde gabro (% 5<) kütlelerinin birliğe katıldığını ve yanıl devamlılığı olmayan seyrek mikrogabro dayklarının peridotitleri kestiğini ifade etmiştir.

EMRE (1986), Orhaneli güneyini ve kuzeyini kapsayan çalışmasında, metamorfik birimleri genelde Paleozoyik içinde mütala ederek, bunları Sırlı metamorfiti, Çatalca mermeri, Belenoluk metagraniti, Göktepe metamorfiti ve kristalize kireçtaşı olarak alttan üste soğru sıralamıştır.

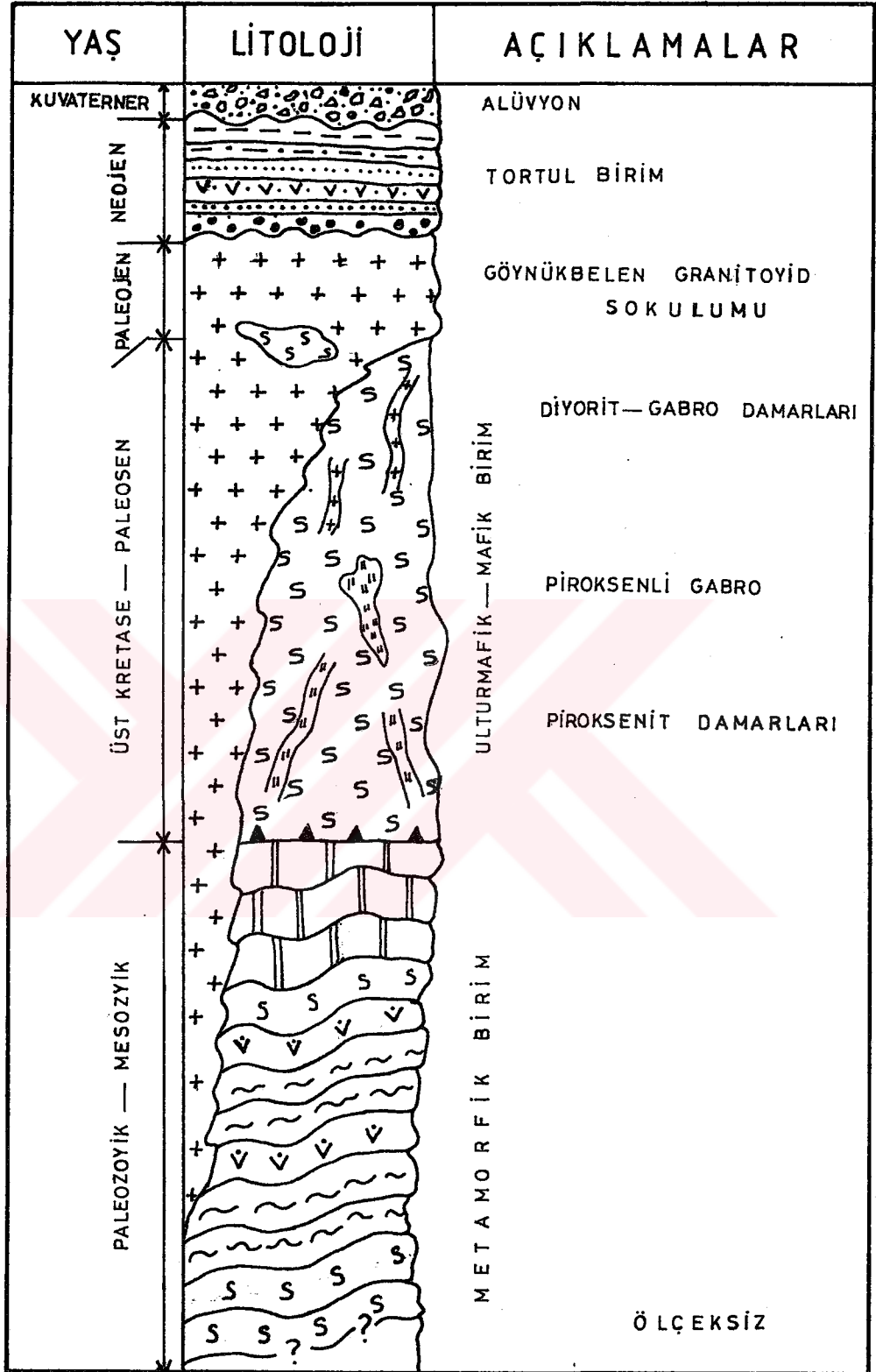
ÖZKOÇAK (1969) tarafından Orhaneli Ultrabaziği, LISENBEE (1971-72) tarafından Orhaneli Ultramafiti olarak adlandırılan kendisinin ise Orhaneli Ofiyoliti diye isimlendirdiği birliğin, büyük bir kısmının kümülat harzburjit, tektonit harzburjit, tektonit dünit, Serpantinit, daha az kısmında piroksenit gabro ve mikrogabro damarlarından ibaret olduğunu ifade etmiştir. Orhaneli Ofiyolitinin Üst Kretase- Paleosen aralığında bindirme ile metamorfik birimleri üzerlediğini belirtmiştir. Çevresel ve Yersel stratigrafik ilişkileri dikate alarak Göynükbelen granodiyorit'ine Eosen-Oligosen yaşını uygun görmüştür.

BÖLÜM 2. LİTOSTRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ

Çalışma alanının büyük bir kısmı, İzmir-Erzincan kenet çizgisinin güneyinde yer alan ve yüksek basınç (YB)/ düşük sıcaklık (DS) metamorfizması geçirmiş, kalın bir volkanotortul istif ve bu istifin üzerinde tektonik olarak bulunan ofiyolitlerden oluşan Tavşanlı Zonu içinde kalır. Alanın, kuzeyde kalan dar bir kısmı ise, Pontitlerde geniş yayılım alanı olan ve başlıca bazik volkanit, kireçtaşı, grovak, şeyl, az miktarda çört ve ufak serpantin kütlelerinden ibaret olan ve Triyas zamanında metamorfizma ve deformasyona uğramış olan Karakaya Kompleksi'nin içinde yer alır. Çalışma alanında geçten yaşlıya doğru, Kuaterner yaşlı Alüvyon, Neojen yaşlı tortul birim, Paleojen yaşlı granitoid sokulum, Üst Kretase-Paleosen yaşlı ultramafik-mafik birimler ve Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfik birimler yer almaktadır. Çalışma alanının genelleştirilmiş Litostratigrafik kesiti Şekil 2.1'de verilmiştir.

2.1. Metamorfik Birimler

Çalışma alanının güneyinde ve kuzeyinde izlenen ve arazinin temel kayalarını oluşturan metamorfik birimler, Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfikler ve Paleozoyik yaşlı Çatalca Tepe mermeri olmak üzere iki ayrı harita birimi olarak ayırtlanmıştır.



ŞEKİL: 2.1. Çalışma Alanının Genelleştirilmiş Dikme Kesiti.

2.1.1. Paleozoyik - Mesozoyik Yaşlı Metamorfikler (PzMzm)

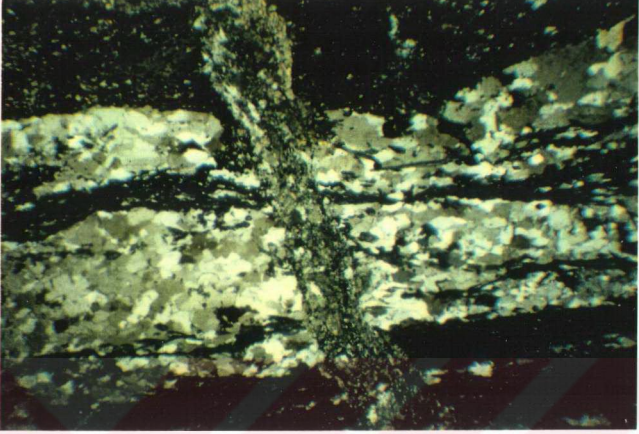
Çalışma alanının güneyinde ve kuzeyinde sınırlı alanlarda izlenmektedir. Güneyde az miktarda çalışma alanı içine giren metamorfikler, OKAY(1985) tarafından Orhaneli Birliği olarak isimlendirilmiş olan birlik içinde yer alır. Aynı yazar, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik birimleri incelemiş olan araştırmacıların elde ettikleri sonuçlardan hareketle, kuvvetli bir bölgesel metamorfizma geçirmiş olan Orhaneli Birliğinin çökelme yaşının, muhtemelen Paleozoyik ve Mesozoyik'in büyük bir kısmını kapsadığını ve YB/DS metamorfizmasının da Türoniyen - Alt Senoniyen zaman aralığında meydana geldiğini ifade etmiştir.

Ultramafik birimler tarafından üzerlenmiş, Göynükbe- len granitoid sokulumu tarafından kesilmiş birim, çoğunlukla, kuvars-muskovit şistler ve grafitik mika şistler, daha az oranda da metabazit, kireçtaşı ve serpanitinit parçalarından ibarettir. Birim, arazide gri, grimsi yeşil, açık sarımsı yeşil, açık mavimsi yeşil renk tonlarında kıymıklı, iğ şeklinde, yer yerde masif yapıda izlenmektedir.

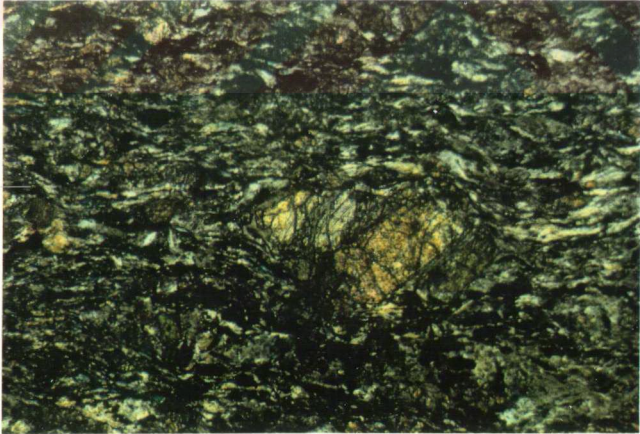
Birime ait olan ve kuvars ve kloritlerin gözle ayırt edilebildiği örneklerin mikroskopik incelemelerinde, metamorfik doku ile birlikte bir kaç kesitte kalıntı mağmatik doku izlenmiştir. En sık gözlenen mineraller kuvars+klorit+serisit beraberliğidir. Bu beraberliğe daha az oranda biyotit, plajiyoklaz, aktinolit ve epidot eşlik etmektedir. Ayrıca albitleşme ve ikincil kalsit oluşumlarına da rastlanmıştır. Birimin etkisinde kaldığı tektonik basınç nedeniyle, kuvars tanelerinde dalgalı sönmeler yaygınca gözlenmiştir. Kloritler ise, genelde lifsel yapıda ve hafif yeşilimsi pleokroizma göstermektedir.

Çalışma alanının kuzeyinde izlenen ve Karakaya Kompleksi sınırları içinde kalan metamorfik birim, başlıca meta grovak, metabazit, kalk şist, klorit-Epidot-Glokofan şistler, kuvarsofeldispatik şistler ile küçük kireçtaşı blokları, şeyl ve ufak serpanitint kütlelerini içermektedir. Metamorfitler sahada açık sarımsı-yeşilimsi-siyahımsı renklerde izlenmektedir. Birim masif yapıda olmakla beraber metamorfizmanın şiddetli olduğu özellikle, ultramafik birimlerle dokanak halinde oldukları yerlerde, bantlı yapıda, yaprağımsı, kıymıklı, iğ şeklinde, parçalı bir yapı sergilemektedir.

Kuvars, serisit ve daha az oranda epidot'un gözle ayırt edilebildiği örneklerin mikroskopik incelemesinde en çok kuvars, serisit, epidot, klorit, plajiyoklaz (albit), daha az oranda ikincil damarlar ve boşluk dolgu su halinde kalsit, çok az biyotit, muskovit, glokofan, manyetit ve pirit saptanmıştır. Örneklerde bantlı yapı ve iyi bir yapraklanma izlenmektedir. Buna yer yer porfiro-blastik veya porfiro-milonitik yapı eşlik etmektedir. Şekil 2.2'de üstten alta doğru, kloritli epidotlu bant + kuvarslı bant, arada ince glokofanlı bant + glokofan bantlaşması ve bunları kesen ikincil kalsit damarı görülmektedir. Şekil 2.3'de ise epidot porfiro blastları etrafında gelişmiş kloritli serisitli mikro-kıvrımlı doku izlenmektedir. Kesitlerde en yaygın izlenen kuvars, şiddetli dalgalı yanıp sönmeler göstermekte ve genelde köşeli bazen hafifce yuvarlık iri taneler halinde gözlenmektedir. Yer yer bu iri kuvarsların etrafında ve çatlaklarında, çok ince taneli, birbiriyle dantel şeklinde dokanak oluşturan ikincil kuvars oluşumlarında görülmüştür. Değişik boyutlarda izlenen epidot porfiroblastları yüksek rüliyeleleriyle belirgindirler ve genellikle kloritlerle beraber gözlenmektedir (Şekil 2.3). Kloritler lameller halinde boşluklarda gelişmiştir; genelde yeşillin tonlarında polarize olmakla beraber, kimi taneler çift nikelde



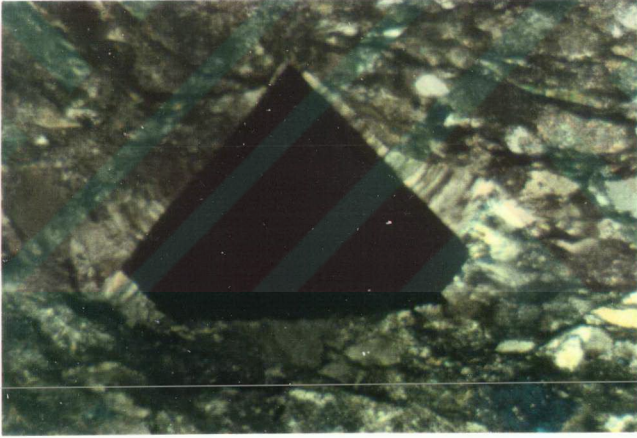
ŞEKİL: 2.2. Klorit-Kuvars-Glokofanlı Şist'te Gelişmiş Bantlı Yapı ve Bu Yapıyı Kesen İkincil Kalsit Damarı (+Nx8).



ŞEKİL: 2.3. Epidot Porfiroblastları Etrafında Gelişmiş Mikrokıvrımlı Doku (+Nx8).

kahverenginin tonlarında polarize olmaktadırlar. Bu olgu klinoklar grubunun özelliğidir. Çok az izlenen glokofan, metamorfizma ortamındaki basıncın biraz yüksek olduğunu kanıtlayıcı niteliktedir. Opak mineraller yapraklanmaya paralel dizilmişlerdir. Şekil 2.4'te öz şekilli bir pirit tanesi etrafında kuvars ve klorit' ten ibaret basınç gölgesi oluşumu görülmektedir.

Çalışma sahasının kuzeyinde ve güneyinde izlenen mineraller glokofan hariç Yeşil Şist Fasiyesinin tipik mineralleridir (TURNER,1968, MIYASHIRO,1973).



ŞEKİL: 2.4. Öz Şekille Pirit Tanesi Etrafında Kuvars ve Kloritten Oluşan Basınç Gölgesi (+ Nikolx10).

2.1.2. Paleozoyik Yaşlı Çatalca Mermeri (Pzçm)

Mermer çalışma alanının güneydoğusunda, sahanın en yüksek noktası olan Çatalca Tepe ve civarında izlenmektedir. ÜZKÖKAK (1969), birimin içinde bulunduğu Sefalopod artıkları ve mermeri çevreleyen birimlerde yaptığı karşılaştırmalar sonucu, bu birime Permiyen yaşını vermiştir. Kirli beyaz-gri renklerde izlenmekte olan birim, aşırı kırıklı yapısı ile dikkat çekmektedir. Kendinden daha yaşlı metamorfik birimler üzerinde yer alan ve onları örten bu kayalardan alınan üç örnekte yapılan mikroskopik incelemede, deformasyon lamelleri gösteren kalsit, baskın mineral olarak saptanmıştır. Az miktarda kuvars, klorit ve albit kalsit'e eşlik etmektedir. Birimin Çatalca Tepenin kuzeyinde Göynükbe- len granitoyidi ile olan dokanaklarında, çok iyi gelişmiş gröna, epidot, kuvars, klorit gibi Skarn zonu mine- ralleri görülmüştür.

2.2. Ultramafik ve Mafik Birimler

Orhaneli ilçesinin kuzeybatısında yaklaşık 15 km ile en geniş boyuta ulaşan masif, Pontitler'i Anatolitler'den ayıran Tetis Okyanusu'nun Kuzeybatı Anadolu'daki kalıntı kütlelerinden biridir. Üst Kretase-Paleosen zamanında bir bindirme levhası olarak Paleozoyik-Meso- zoyik yaşlı metamorfikler üzerine yerleşmiştir (LISENBEE,1971 ve 1972). Dünit ve harzburjit masif içinde en geniş alanı kaplamaktadır. Daha az oranda serpantin, piroksenli gabro, piroksenit damarları ve Listvenit blokları masif içinde yer almaktadır. Özellikle çalışma alanının güneyinde, Meryemkaldırımı Sırtı ve civarında granitoyid sokulumuna yakın kesimlerde, boyutları birkaç 10cm. ile birkaç 10 metre arasında de- ğişen ve köken olarak yine aynı sokulumu bağlanan sayı- ları sınırlı diyorit-gabro damarları da izlenmektedir.

Paleojen yaşlı Göynükbelen granitoyid sokulumu tarafından kesilerek, tektonik bakımdan arızalandırılmış ve yer yer kontakt meformorfizmaya uğratılmış birim içinde, dünit, harzburjit, serpontinit, piroksenli gabro ve diyorit-gabro damarları ayrı kayaç birimleri olarak haritalanmıştır.

2.2.1. Dünit (dn)

Çalışmamızın konusunu oluşturan nikel cevherleşmesi açısından kaynak kaya özelliği taşıyan dünitler, ultramafik kayaçlar içinde en geniş alanı işgal ederler. Arazide sarımsı kahverengi, kıvılcımsı kahverengi renk tonlarında izlenmekte olup, taze yüzeyleri yeşilimsi siyah-koyu yeşil renklerde dir. Birim homojen bir kütle görünümünde olmakla beraber, tortul tabakalanmalara benzer mağmatik farklılaşma ürünü bantlaşmalar içermektedir. Bu tür bantlaşmaların, okyanus ortası sırtta, kabuk içi kristalleşme sırasında, ultrabazik mağmanın Olivin ve piroksence zengin kısmı ile kromitce zengin kısmının ardışıklı olarak gravite farklılaşması sonucu çökelmesiyle meydana geldiği ifade edilmiştir (HESS,1960; IRVINE,1977). Birim, Topuk Köyü'nün kuzey, güney ve batısında, Göynükbelen granitoyid sokulumu tarafından kesilmiş olup, özellikle kantağa yakın kesimlerde aşırı şekilde ezilmiş-parçalanmış ve genişlikleri birkaç santimetreden, birkaç yüz metre boyutuna değişen bantlar halinde serpantinleşmiş; yer yer serpantinleşmeyle birlikte damar ve damarcıklar şeklinde manyezit oluşumları da meydana gelmiştir. Şekil 2.5'de Topuk Köyü kuzeyinde ileriderecede serpantinleşmiş dünit içinde gelişen manyezit damarı görülmektedir.



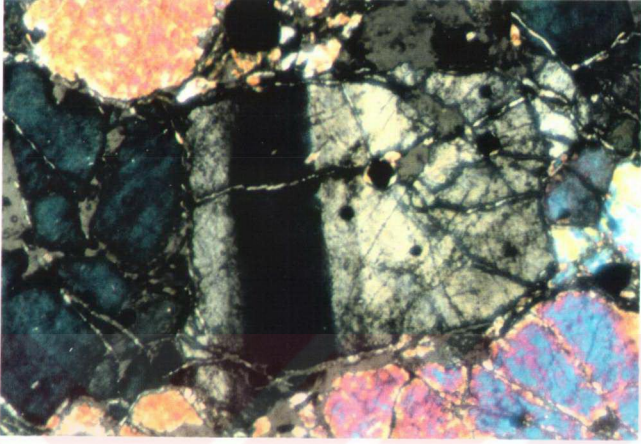
ŞEKİL: 2.5. Topuk Köy'ü Kuzeyinde İleriderecede Serpantinleşmiş Dünit İçinde Gelişen Manyezit Damarı.

Dünitler, kontaklardan uzak yerlerde oldukça serttir ve bünyesinde çok az oranda bulunan piroksen tanelerinin ayrışmaya karşı daha dirençli olmalarından ötürü, köşeli kırılma yüzeyleri ile pürüzlü bir görünüm sergilemektedir. Granitoyid kontaklarına yakın yerlerde ise, ayrışıp-ufalanmış olivin taneleri mostraya kumtaşı görünümü vermiştir. Dünit, rengi, aşırı kırıklı-ezikli yapısı, yaygın serpantinleşme ve yer yer gelişmiş kırmızı toprak oluşumları ile harzburjitlerden ayırt edilebilmiştir. Çalışma alanının güneyinde Yapköy Dere, Haman Dere ve Meryemkaldırımı sırtı civarında dünit içinde açılan yeni yol yarmalarında, sınırlı sayıda piroksenit ve diyorit-gabro damarları net bir şekilde izlenmiştir.

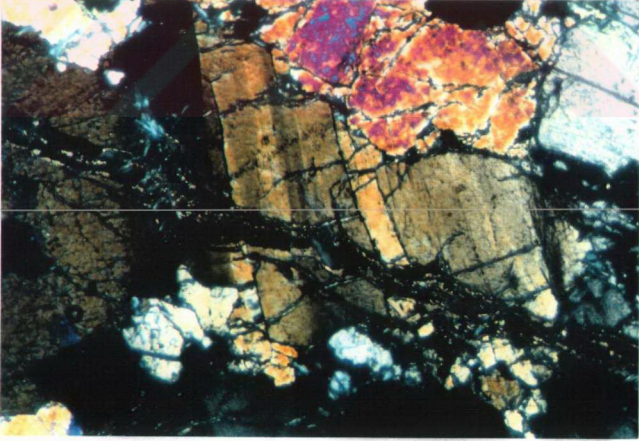
Mineralolojik bileşiminin yaklaşık % 90'ı olivinden ibaret olan dünitlerin mikroskop incelemesinde olivinin yanı sıra % 4-5 kromit ve krom-spinel, % 2-3 ortorombik piroksen ve % 1'den % 90'a değişen oranlarda serpantin tanımlanmıştır.

Olivin, genelde yarı öz, öz şekilli birincil taneler halinde bulunur. Tane çapı 0,5 mm. den 3 mm.ye değişmektedir; maksimum 5 mm. ölçülmüştür. Deformasyon nedeniyle aşırı şekilde kırılıp-parçalanıp tanelenmiş olivin kristalleri, kırık, çatlak ve kenarlarından itibaren değişik oranlarda serpantinleşmişler ve serpantin ağları arasında adalar oluşturmuşlardır. Olivin kristallerinde, (100) düzlemlerine paralel gelişmiş deformasyon lamelleri yaygın olarak gözlenmiştir (Şekil 2.6). Bu tür deformasyon lamelleri, manto içinde 1000°C ve 5-10 kb basınç koşullarında katılma sonrası oluşan deformasyon olaylarının bir sonucu olarak yorumlanmıştır (RALEIGH,1967; NICOLAS ve Diğ.1973). BOWEN ve TUTTLE (1949), Mg_2SiO_4 bileşimli olivin'in 1800°C-1760°C arasında kristalleştiğini göstermişlerdir; bu sonuçta yukarıdaki görüşü doğrulamaktadır. Birimin, daha sonra etkisinde kaldığı tektonik olaylar olivin kristallerinin kırılarak yer yer kiremit gibi üst üste dizilmelerine neden olmuştur (Şekil 2.7). Gerek sergilediği optik özelliklerden, gerekse de X-ışınları difraktiogram çizgilerinden olivin'in forsterit cinsi olduğu saptanmıştır.

Dünit birimi içinde az da olsa piroksen'e rastlanmıştır. Tane boyları olivinden daha büyüktür ve 5-6mm. ye kadar çıkmaktadır. Tek nikolde renksiz veya ucuk sarı renklidirler. 2V açıları $70^\circ \pm 5^\circ$ dolayında, optik işaretleri ise (+) dir (SAĞIROĞLU ve ÇOĞULU,1972). Bu verilerden hareketle piroksenin ortorombik piroksenlerden enstatit türü olduğu sonucuna varılmıştır.



ŞEKİL: 2.6. Dünitteki Olivin Kristalinde Gelişen Deformasyon Lameli (+N×8).

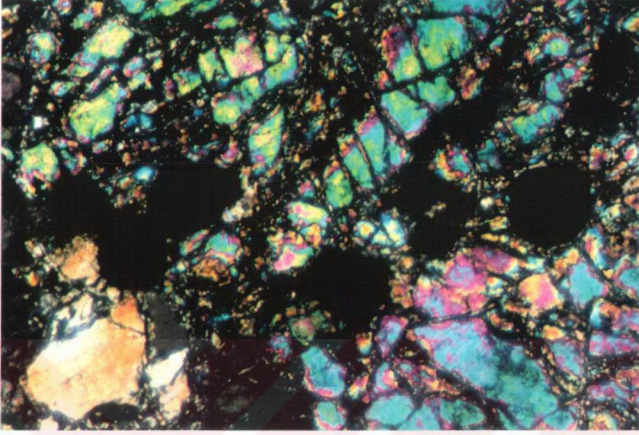


ŞEKİL: 2.7. Tektonizmaya Maruz Kalmış Dünitte, Bir Olivin Kristalinde Meydana Gelen Tektonik Kırıklanma (+N×8).

Dünit'e ait birkaç ince kesitte piroksen kristallerinin eğik sönmelerinden dolayı monoklinik piroksen cinsi olduğu saptanmıştır. Piroksenlerde yer yer bastitleşme ve özellikle kırık ve çatlaklarında serpantinleşme izlenmiştir.

Serpantin mineralleri, dünit içinde oldukça yaygındır ve kayacı bir ağ gibi sararak mükemmel elek dokusu meydana getirmişlerdir. Kayaç içindeki oranları % 1'den % 85-90'a çıkmaktadır. Sahanın kuzeyinde Fatma Tepe den alınmış bir örneğin X-ışınları analizi sonucu antigorit olduğu saptanmıştır. Lizardit ve krisotil en yaygın bulunan serpantin mineralleridir. Dünitlerde, serpantinleşmenin yanı sıra talklaşma ve manyezitleşme de sıkça izlenmiştir. Birim içinde şu an işletilmeyen birçok asbest, talk ve manyezit ocağı mevcuttur.

Kromit, dünit'in en yaygın aksesuar mineralidir ve yuvarlak kenarlı küçük kromit kristalleri, değişen oranlarda bütün dünit örneklerinde gözlenmiştir. (Şekil 2.8). Yerel olarak birkaç cm çaplı kristallerden oluşmuş yamadan, 5-6 m kalınlık gösteren damarlara kadar değişen yapıda kromit oluşumlarına sahada çok sık rastlanmaktadır. Kromit damarlarında kalınlık ve tenörü değişken olmakla beraber, yanıl devamlılık açıkça gözlenmektedir. Çalışma sahası içinde işletilmiş veya işletilmekte olan kromit ocaklarının % 80'i dünit birimi içinde yer almaktadır. Mikroskopik incelemelerde kromit kristallerinde tektonizma nedeniyle kırılıp parçalanmanın yaygın olduğu gözlenmiştir. Yarı öz şekilli ve kızılımsı siyah, yer yer yeşilimsi siyah renkli krom spinel kristalleri kromit'e eşlik etmektedir. Ayrıca granitoyid sokuluma yakın kesimlerde kromitlerin, hidrotermal koşullarda yaygın bir şekilde Fe-Cr spinel ve manyetit'e dönüştükleri izlenmiştir.



ŞEKİL: 2.8. Dünitler İçinde, Kristallerin Birincil Oluşum Konumunu da Belirleyen Kromit Kristalleri (+N×8).

2.2.2. Harzburgit (hz)

Çalışma alanının batısı, yaklaşık tamamen harzburgitlerle kaplıdır ve sahada Göynükbelen granitoid sokulumundan sonra en geniş alanı bu birim kaplamaktadır. Dünitler içinde izlenen piroksenit ve diyorit-gabro damarlarına, harzburgitler içinde rastlanmamıştır. Birim taze kırılmış yüzeylerde koyu yeşile yakın renklerde görülmesine karşın, ayrılmış kesimlerinde renk, sarımsı-kahverengimsi yeşil olmaktadır. Dünitler kadar yoğun olmamakla beraber, harzburgitlerde de kırılma-parçalanma izlenmektedir. Serpantinleşme olayı ve kromit bantlaşmaları da dünitlere göre daha azdır.

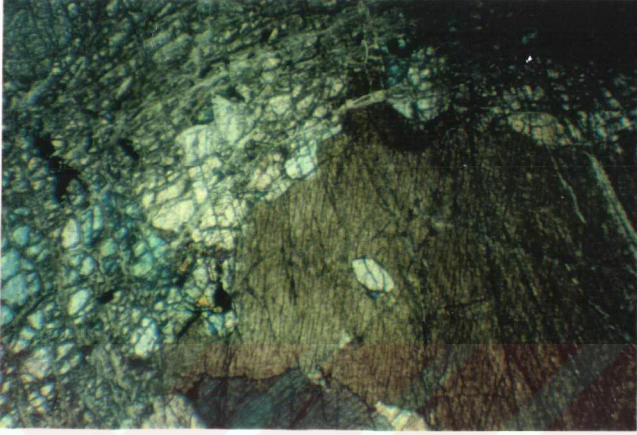
Kahverengimsi yeşil renkli taze piroksen kristallerinin dilinim yüzeylerinin ışıktaki parıltıması, serpantinleşmenin daha az görülmesi ve daha az ayrışma olması,

harzburjitin dünitinden ayrılmasında yararlanan en önemli ölçütler olmuştur. Birim, kontaklarda piroksen oranındaki hafif bir artışla dereceli olarak dünit'e geçiş göstermektedir.

Harzburjitelere ait 10 adet ince kesit örneğinde yapılan modal analiz sonucu, kayaçların % 75 olivin, % 17 ortorombik piroksen, % 1 monoklinik piroksen, % 2 kromit ve krom spinel ve % 5 ikincil minerallerden (serpantin mineralleri, talk, manyezit, klorit ve kalsit gibi) ibaret bir mineralojik bileşime sahip olduğu saptanmıştır.

Kırılıp-parçalanarak tanelenmiş forsterit türü olivin kristallerinde, serpantinleşme yaygındır (Şekil 2.9) Deformasyon ve tektonik kırıklanma olayları bu kristallerde de gözlenmiştir.

Ortorombik piroksen çoğunlukla enstatit türü olup kristallerinin boyutları 2mm-4mm arasında değişmektedir; maksimum 6 mm ölçülmüştür. Kırık, Çatlak ve kenarlarından itibaren kısmen bastit ve serpantine dönüşmüşlerdir. Enstatit'e çok az oranda (%1-2) hipersten eşlik etmektedir. Daha iyi gelişmiş dilinimleri, hafif yeşilimsi kahverenkli pleokroizması ve negatif optik işareti ile hipersten enstatit'ten ayırtlanmıştır. Gri-açık gri renkli kaba ve düzensiz dilinimli, yüksek rüliefli ve eğik sönümlü bağımsız monoklinik piroksen kristalleri kesitlerde çok az izlenmiştir. Bunlar genelde enstatit içinde inklüzyon şeklinde gözlenmiştir; kayaç içindeki oranları % 1'i pek aşmamaktadır. Şekil 2.9'da harzburjite ayırmaya dirençli iri bir ortorombik piroksen kristali ve içinde ve çevresinde parçalanarak serpantinleşmiş olivinlerden bir görünüm sergilenmiştir.



ŞEKİL: 2.9. Harzburgitte, Ayrışmaya Dirençli İri Bir Ortorombik Piroksen ve Etrafında Parçalanarak Serpantinleşmiş Olivin ve Ufalanmış Kromit Kristalleri (+N×8).

Yarı öz-öz şekilli, yer yer kırılıp parçalanmış kromit kristalleri kayaç içine dağılmıştır. Serpantinleşmenin şiddetli olduğu kesimlerde, adeta toz halinde serpantin damarları içinde dağılarak bulut dokusu oluşturmuşlardır. Tek nikolde kıvılcık rengiyle kendini belli eden yarı-öz şekilli krom spinel kristalleri kayaçlarda kromit'e göre daha az yer almaktadır.

Harzburgit'te izlenen ikincil ürünler Lizardit, krizotil, nadiren antigorit, bastit, talk, manyezit, klorit ve kalsittir. Bu ayrışım ürünleri, sağlam olivin ve piroksen tanelerini ağ gibi sararak elek dokusu oluşturmuşlardır.

2.2.3. Piroksenli Gabro (Prx-Gb)

Çalışma alanının kuzeybatısında, Çatak(Osmaniye) köyü civarında küçük bir alanda izlenen birim, Göynük-belen granitoyid sokulumunun apofizi tarafından kesilmiştir. Ayrışmanın, şiddetli olduğu birim, oldukça sık bitki örtüsüyle kaplıdır; bu da arazide birimin takibini oldukça güçleştirmektedir. Birim içinde birkaç piroksenit damarı da yer almaktadır.

Birime ait beş adet ince kesitte yapılan modal analiz sonucu, % 55 plajiyoklaz, % 40 piroksen, % 5 opak ve ikincil mineral ve tali oranda kalıntı olivin kristallerinden ibaret bir mineralojik bileşim tespit edilmiştir.

Plajiyoklazlar, polisentetik ikizli olup, sönme açılılarına göre anortit içerikleri An_{50-60} arasına düşmekte ve labrodor'a karşılık gelmektedir. Plajiyoklazlarda ayrışma olayı yaygındır ve ayrışma sonucu epidot, klorit, serisit ve kalsit'e dönüşümlerdir.

Piroksenler çoğunlukla diopsit türü olup, buna ensatit ve hipersten eşlik etmektedir. Piroksenlerde tane boyu oldukça değişken olup 0,3 mm.'den 5-6 mm.ye kadar değişmektedir. Yer yer uralitleşerek amfibol'e dönüşmüşlerdir. Ayrıca piroksen kristalleri arasında spinel taneciklerine de rastlanmıştır. Şekil 2.10'da piroksenli gablo damarlarının mineralojik bileşiminden bir görünüm sergilenmiştir.



ŞEKİL: 2.10. Piroksenli Gabro Biriminin Mineralojik Bileşiminden Bir Görünüm. Ayrışmış Polisentetik İkiizli Plajiyoklaz Kristallerinin Aralarında ve Etrafında Değişik Tane Boyutuna Sahip Piroksen Kristalleri (+N×B).

2.2.4. Piroksenit Damarları

Çalışma alanında, dünit birimi içinde sıkça gözlenen piroksenit damarlarının kalınlıkları çoğunlukla birkaç 10 santimetre olup, nadiren metre boyutuna ulaşmaktadır. Nikel cevherleşmesi açısından dokusal özelliklerinden dolayı önemli olan piroksenit damarları, özellikle sahanın güneyinde Yapköy Dereye paralel Orhaneli-Göynükbelen yol yarmasında ve Meryemkaldırımı sırtında izlenmiştir. Açık-koyu yeşil renklerde gözlenen birimde, iri piroksen kristalleri ayırtlanabilmektedir.

Piroksenit damarlarından alınmış beş adet örnekte yapılan modal analiz sonucu, %50 ortorombik piroksen,

% 35 monoklinik piroksen, % 13 olivin ve % 2 opak mineralden ibaret bir mineralojik bileşim saptanmıştır (Şekil 2.11).

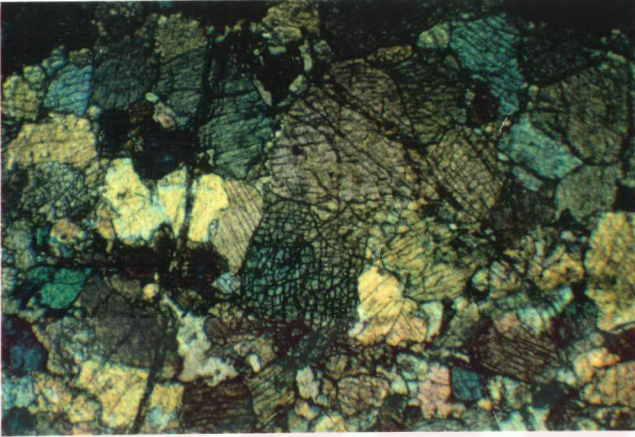
Ortorombik piroksenler çoğunlukla enstatit türünde olup buna % 5-10 oranında hipersten eşlik etmektedir. ortorompik piroksenlerde kristal boyu 1 mm. ile 4 mm. arasında değişmektedir. Kristaller yarı öz şekilli ve belirgin dilinimli bir yapıya sahiptir.

Monoklinik piroksenler diopsit türünde olup kristal boyu dağılımı çok değişkendir. Kristallerin düzensiz kırıklı bir yapısı ve çift yönde dilinimleri vardır. 25° - 30° 'ye varan sönme açıları veren diopsit kristallerinde ortorombik piroksen kapanımları gözlenmiştir.

Piroksenler tarafından çevrelenmiş ufak olivin kristalleri özellikle çatlaklarından itibaren serpantinleşmiştir. Sergiledikleri optik özellikler forsterit'e karşılık gelmektedir.

Özellikle ayrışmış piroksenit damarlarında, kromit, krom-spinel ve manyetit yaygınca gözlenen opak minerallerdir.

Piroksenit damarlarında gözlenen en yaygın ayrışım ürünü kloritdir. Özellikle Meryemkaldırımı sırtında gözlenen bu tür klorit oluşumlarında yüksek nikel değerleri tespit edilmiştir.



ŞEKİL: 2.11. Piroksenit Damarlarındaki Ortorombik Piroksen, Monoklinik Piroksen ve Bunların Çevrelediği Ufak Olivin Kristalleri (+N×8).

2.2.5. Serpantinit (Sp)

Serpantinleşme, esas olarak ultramafik kayaların birincil mağmatik mineralleri ile su arasındaki bir hidratasyon tepkimesidir. Serpantinleşme olayının meydana gelmesinde, oto-hidroлиз, Post-mağmatik hidrotermal çözeltiler, deniz suyu, yüzeyde ve sığ derinliklerde dolaşan meteorik suların ve ayrıca ultramafik kayaların bugünkü yerlerini alırken etkilendikleri bölgesel ve dinamotermal metamorfizmanın etkili olduğu saha ve laboratuvar çalışmalarıyla ortaya konmuştur. (BOWEN ve TUTTLE,1949; TURNER ve VERHOOGEN,1960; COLEMAN,1977). Bir çok bölgede serpantinitlerdeki D/H (Döteryum/Hidrojen) ve O^{18}/O^{16} kararlı izotop araştırmaları sonucu saplanan δD değerleri ile, güncel meteorik sularda

kaydedilen değerlerin birbirine çok yakın olduğu saptanmış; bundan hareketlede lizardit ve krizotil serpantinlerin yer kabuğundaki sular tarafından oluşturulmuş olabileceği sonucu çıkartılmıştır (COLEMAN,1977).

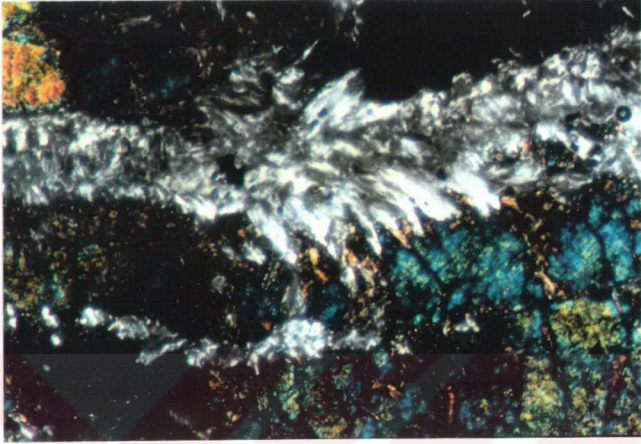
Çalışma sahasında yer alan ultramafik kayalar % 1 den % 100'e varan oranlarda serpantinleşmişlerdir (şekil 2.12). Bu kayaların serpantinleşmesinde, bölgeyi etkileyen tektonik olayların, granitoid sokulumun hidrotermal ozeltilerinin ve yüzeyde ve sığ derinliklerde dolaşan meteorik suların etkili olduğu şüphesizdir. Sahada yer alan ultramafik kayaların, serpantinleşme derecesinde homojenlik olmadığı için, diğer birimlerle olan sınırları çok düzensizdir. Arazide, orta sert, düzensiz kesilmiş kayma yüzeyleri, griden sarımtırak açık yeşile, siyahımsı maviye değişen rengi ile tanınan birim, kontaklarda oldukça sık makaslanmış, ince uzun merceksi bir yapı kazanmıştır. Makaslama zonlarında birimin rengi açılır ve griden, sarımtırak açık yeşil ile soluk mora dönüşür. Kırıklanmanın sık olduğu kesimlerde kayaların serpantinleşme derecelerinde belirgin bir artış olduğu gözlenmiştir. Topuk Köy' civarında Göynükbelen granitoid sokulumu bir ayrışma halesiyle çevrilidir. Yaygın antigorit oluşumunun gözlendiği bu halenin genişliği bir kaç metreden bir kaç yüz metreye değişir (şekil 2.5 ve 2.18). Hidrotermal ozeltilere kanal teşkil eden makaslama zonlarında kk krizotil-asbest yatakları ve cep tipi talk oluşumları meydana gelmiştir. Benzer ayrışım, kuşakları Değirmen T.Fatma T. ve Glk T. civarında da izlenmiştir. Serpantinitlerin ileri derecede makaslanmış olduğu kesimlerde talklaşma, silisleşme, karbonatlaşma ve kloritleşme gibi ikincil olaylarda meydana gelmiştir.

Bu birime ait örnekler üzerinde yapılan mikroskopik incelemelerde, baskın mineral olarak lizardit ve krisotil, daha az oranda da antigorit tespit edilmiştir. Serpantin grubu minerallerin mikroskopik tanımında ayırtman özelliklerin çok sınırlı olması nedeniyle, ancak kristal şekillerinden yararlanılmıştır. Mikroskopik çalışmalar, X-ışınları analizleriyle de desteklenmiştir. Serpantinitin olduğu birincil kayacın bünyesindeki piroksenlerin dönüşüm ürünü olan iri boyutlu (2-3mm), soluk renkli bastit kristalleri lizardit ve krisotil'e eşlik etmektedir. Ayrıca kayaların serpantinleşme derecelerine bağlı olarak, değişik oran ve boyutlarda kalıntı olivin kristalleri, serpantin grubu minerallerle birlikte izlenmiştir.

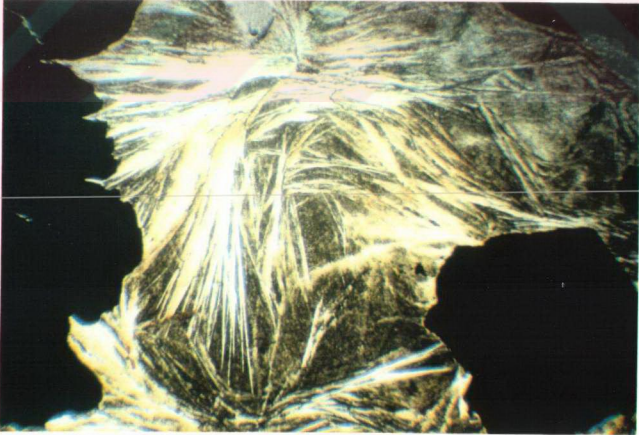
Opak mineral olarak kromit ve manyetit, serpantinitlerde yaygın olarak izlenmiştir. Özellikle serpantinleşmenin yaygın olduğu kesimlerde, değişik boyutlu kromit kristalleri serpantin mineralleriyle çevrelenmiş ve onların içinde dağılmıştır (Şekil 2.12 ve 2.13).

2.2.6. Listvenit

Listvenit, Rus Jeoloğların çoğunlukla Urallardaki altın sahaları ile eski SSCB'deki ayrılmış bölgelerde yer alan, yoğun şekilde karbonatlaşmış, silisleşmiş, serisitleşmiş, piritleşmiş bazik ve ultrabazik kayaları tanımlamak için kullandıkları bir terimdir (BOYLE, 1979). KASHKAI(1964) ve GONCHARENKO(1970), listvenitlerin zonallaşmasını ve kimyasını ayrıntılı bir şekilde tartışmışlardır. Listvenitleşmenin ana karakteristiği, serpantinitin talk ve/veya karbonata dönüşmesidir. Listvenit'in kimyasal bileşimi değişkendir ve zonal faktörler ve ana kayacın bileşimi tarafından kontrol edilir. Genelde bir K, Ca, Al, CO_2 ve H_2O getirimi ve SiO_2 götürümü vardır (BOYLE, 1979).



ŞEKİL: 2.12. Serpantinleşmiş Dünitte Gelişen Krysotil Damarları ve Damarlar İçinde Dağılmış Ufak Kromit Kristalleri (+N×8).



ŞEKİL: 2.13. Serpantinit Damarında, Krysotil-Kromit İlişkisi. Kromit Kristallerinin Kenarları Aşınmış ve Çatlakları Krysotil İle Dolmuş (+N×8).

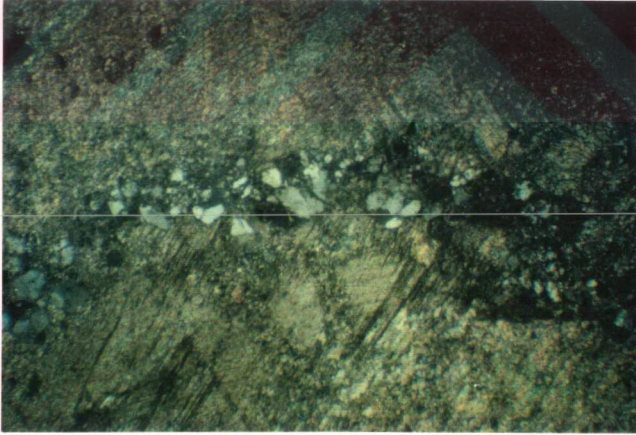
Çalışma sahasının özellikle kuzey ve kuzey batısında, Göynükbelen granitoyid sokulumunun kontaklarına yakın kesimlerde haritalanamayacak boyutta küçük ve dağınık listvenit oluşumları izlenmiştir. Kırık hatları boyunca gelen hidrotermal çözeltilerin bir ürünü olan bu oluşumlar, grimsi beyaz, et pembesi, sarımsı kahve renginde, son derece sert bloklar ve limonit şeklinde demirli kısımları olan kayalardır. Boşluklarında öz şekilli kuvars ve kalsit kristalleri gelişmiştir. Yer yer ileri derecede silisifiye olmuş listvenit bloklarında, oldukça sık malakit boyamaları izlenmiştir. Böyle bir listvenit bloku çalışma alanının kuzeyinde Karandere Mezrasında sokulumun dokanağında yer almaktadır (Şekil 2.14).



ŞEKİL:2.14. Sahanın Kuzeyinde, Karandere Mezrasında Granitoyid Kontakının Hemen Yakınında Yer Alan, Malakitle Boyanmış Lisvenit Blokundan Bir Görünüm.

Çalışma alanına ait listvenit örneklerinde yapılan mikroskopik incelemede, kayaç yapıcı mineral olarak dolomit, kalsit, manyezit gibi karbonat mineralleri ve kuvars; daha az oranda kalıntı serpantin mineralleri, çok küçük kalıntı olivin kristalleri, klorit, oksit ve sülfür mineralleri saptanmıştır.

İkinci mertebenin canlı renklerinde polarize olan karbonat mineralleri, genelde boşluk dolgusu şeklinde meydana gelmiştir ve yer yer ince ikincil karbonat damarları tarafından kesilmişlerdir. Kuvars değişik boyutlu kristaller halinde ve genelde damar dolgusu şeklinde gözlenmiştir (Şekil 2.15). Kloritler ise kuvars damarları içinde tespit edilmiştir ve tek nikelde gösterdikleri yeşil pleokroizmayla ayırtlanmışlardır. Bu minerallere, tali oranda 5-10 mikron boyutlu opak mineraller eşlik etmektedir.



ŞEKİL: 2.15. Listvenitte Gelişmiş Kuvars Damarı ve Damarın Etrafında Karbonat Mineralleri ve Opak Taneler (+N×8).

2.3. Göynükbelen Granitoyid Sokulumu (Pggd)

Çalışma sahasında en geniş alanı kaplayan Göynükbelen granitoyid sokulumu, Paleojende metamorfik temeli ve ultramafik-mafik kayaç birimlerini keserek bugünkü yerini almıştır. Erozyonla açığa çıkmış olan sokulumların en büyüğü Topuk, Göynükbelen ve Seferiışıklar köylerinin de içinde kaldığı bölgede izlenmiştir. Daha küçük sokulumlar sahanın kuzeydoğusunda Günderet köyü, kuzeybatısında Osmaniye (Çatak) köyü ve Topuk Köyü'nün kuzeybatısında yüzelemiştir. Sahanın güneyinde, dünit biriminin sokulama yakın kesimlerinde izlenen, kalınlıkları birkaç on santimetreden birkaç 10 metreye değişen diyorit-gabro damarları da daha önce belirtilmiş olduğu gibi köken olarak Göynükbelen granitoyid sokulumuna bağlanmıştır. Ayrıca sokulumun kendisinde, yine kendi mağmasının geç ürünleri olan apilit ve pegmatit damarları tarafından sıkca kesilmiştir. Sokulumda anklav ve eksfoliasyon olaylarında yaygındır (Şekil 2.16 ve 2.17).

Yüzeyde ileri derecede ayrışarak arena haline gelen ve yörede yumuşak eğimli geniş tarım sahaları oluşturan açıkgrimsi beyaz renkli birimin, ultramafik ve metamorfik kayaçlarla olan ve birkaç metreden birkaç on metreye değişen dokanakları çoğunlukla girifttir. Klorit, epidot, gröna gibi tipik kontakt metamorfizma mineralinin olduğu bu kontaklarda, ultramafik kayaçların ileri derecede kırılıp-parçalandığı ve serpantinleşme derecelerinin arttığı gözlenmiştir. Kontaklarda artan serpantinleşmeyle birlikte çeşitli manyezit ve talk oluşumlarında meydana gelmiştir (Şekil 2.18).



ŞEKİL: 2.16. Granitoyid Sokulumu Kesen Aplit Damarları. Fotoğraf Orhaneli-Göynükbelen Yolu Yol Yarmasında Çekilmiştir.



ŞEKİL: 2.17. Granitoyid Sokulumda Gelişmiş Eksfoliasyon ve Anklav Oluşumu. Fotoğraf Orhaneli-Göynükbelen Yolu Yol Yarmasında Çekilmiştir.



ŞEKİL: 2.18. Topuk Köyü Güneybatısında, Topuk-Orhaneli Yol Varmasında Ultramafik- Granitoyid Kontakından Bir Görünüm.

Kalınlıkları birkaç santimetreden birkaç metreye değişen granitoyid damarları, sık sık ultramafik birimler içinde izlenirken, granitoyid sokulumun için de de değişik boyutlarda ultramatik kayaç parçaları görmek mümkündür. Bunların en büyüğü Sızgıla Tepe ve civarında yer alır. Yaklaşık 3.5 km²'lik bir alana sahip olan bu harzburjit kütlesinin, özellikle Değirmenalanı Tepe de, sokulumla olan kontakında bakır, nikel ve mangan oluşumları tespit edilmiştir.

Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfik ve Üst Kre-tase yaşlı ultramafik birimleri kesen ve Neojen yaşlı karasal çökellerle örtülü olan Göynükbelen granitoyid sokulumunun, üst Kretase'den daha genç olduğu konusunda, bölgede çalışmış tüm araştırmacılar görüş birliği içindedir. Mineralojik ve kimyasal açıdan Göynükbelen sokulumuna benzeyen ve coğrafi mevki olarak da çalışma alanına çok yakın olan Orhaneli grandiyorit sokulumu üzerinde yapılan radyometrik yaş tayinlerinde, VACHETT ve diğerleri (1969), tüm kayaç yaşı olarak 61 ± 1 m.y. ATAMAN(1972) ise, biyotit yaşı olarak 50 m.y., biyotit+ tüm kayaç yaşı olarak 48.5 m.y. ila 50 m.y. tespit etmiş ve bunun Alt Eosen-Orta Eosen geçiş devresine karşılık geldiğini belirtmiştir. EMRE(1986), çevresel ve yersel stratigrafik ilişkileri dikkate alarak Göynükbelen granitoyid sokulumu için Eosen-Oligosen yaşını uygun görmüştür. Arazi çalışmalarımız sırasında yaptığımız gözlem ve incelemelerde, sokulumun ilişkide olduğu kayaçlarla olan korumu dikkate alındığında, sokulumun Paleojen süresince bugünkü konumunu almış olması gerektiği sonucuna varılmıştır.

Göynükbelen granitoyid sokulumuna ait 38 örnek üzerinde yapılan modal analiz sonuçlarının (Tablo 2.1) LE BAS ve STRECKEISEN (1991) tarafından yeniden düzenlenen QAP üçgen diyagramına uygulanması sonucu,

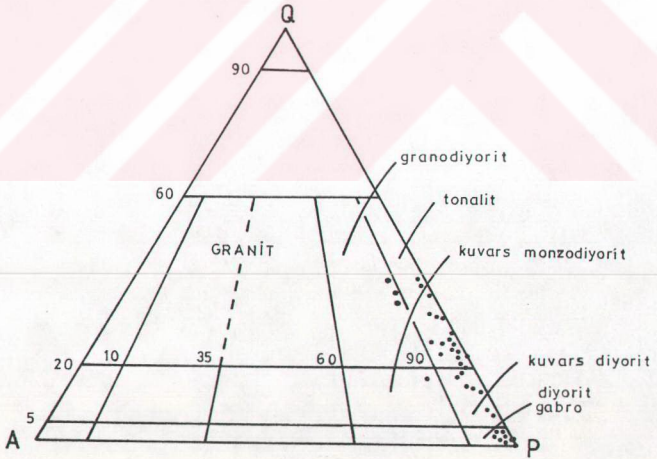
TABLO: 2.1. Gynkbeilen Granitoyid Sokulumuna Ait Kayaçların Modal Analiz Sonuçları

	GERNLRT		T O N A L I T																	
	Gr3	Gr29	Gr2	Gr4	Gr5	Gr6	Gr8	Gr10	Gr11	Gr12	Gr14	Gr17	Gr21	Gr22	Gr23	Gr24	Gr26	Gr28	Gr30	Gr31
Q	35.13	29.97	28.61	24.04	25.90	19.28	17.66	27.23	20.50	21.92	24.70	17.55	34.73	36.29	19.57	21.20	15.94	26.86	18.70	21.65
P	50.68	47.95	49.17	54.60	59.15	54.20	68.72	49.93	66.90	62.72	66.60	64.00	52.30	57.72	66.70	67.78	65.30	58.00	65.09	63.47
A	8.90	7.31	8.10	0.50	0.60	4.43	0.48	0.86	1.63	1.45	0.23	2.05	1.75	1.54	1.84	1.46	1.70	2.50	4.50	3.33
B	2.32	9.19	9.96	12.20	9.15	14.56	6.57	11.42	4.75	7.60	3.86	5.21	8.51	2.60	3.78	5.01	10.55	8.51	7.99	7.81
H	2.50	4.93	3.56	6.63	4.57	7.08	5.70	9.45	4.90	4.15	4.40	10.28	2.43	1.58	6.53	3.90	4.98	3.94	3.50	2.99
Tali M	0.43	0.18	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03	0.53	0.04	0.70	0.23	0.05	0.00	0.04	0.25	0.17	0.28	0.00	0.00	0.06
Çek M	0.00	0.46	0.60	2.01	0.65	0.45	0.81	0.60	1.26	1.45	0.05	0.85	0.27	0.23	1.34	0.50	1.24	0.67	0.22	0.69
TOPL.	100.06	99.99	100.00	100.02	100.05	100.00	99.97	100.02	99.98	99.99	100.07	99.99	99.99	100.00	100.00	100.02	99.99	99.98	100.00	100.00
Q	37.09	35.16	33.31	30.38	30.24	24.75	20.33	34.93	23.02	25.46	26.98	20.90	39.12	37.98	22.21	23.44	19.22	30.75	21.22	24.48
A	9.40	8.58	9.43	0.63	0.70	5.69	0.55	1.15	1.83	1.68	0.75	2.45	1.97	1.61	2.09	1.61	2.05	2.86	5.09	3.76
P	53.51	56.26	57.25	68.99	69.06	69.57	79.11	64.05	75.14	72.85	72.76	76.55	58.90	60.41	75.70	74.94	78.73	66.39	73.72	71.76

TABL0: 2.1.Göynükkelten Granitoyid Sokulumuna Ait Kayaçların Modal Analiz Sonuçları
(Devamı)

	KUVARS										DİYORİT – GABRO									
	KUVARS DİYORİT					DİYORİT					DİYORİT					GABRO				
	Gr1	Gr2	Gr15	Gr18	Gr20	Gr25	Gr27	Gr34	Gr9	Gr33	Gr35	Gr36	Gr37	Gr38	Gr39	Gr40	Gr41			
Q	13.23	11.31	13.60	15.55	14.60	4.43	6.08	10.14	1.10	1.30	1.38	0.45	0.89	0.58	0.50	0.65	0.31			
P	52.84	64.68	82.00	65.90	68.83	55.55	64.30	66.64	47.64	45.09	46.89	42.43	49.63	53.75	41.93	48.53	54.09			
A	8.57	2.92	2.36	1.15	3.70	0.37	0.99	0.67	0.65	0.93	1.31	0.28	0.47	0.00	1.22	0.15	0.05			
B	8.57	13.06	10.10	0.36	7.02	3.45	10.00	5.38	3.13	0.75	6.98	1.24	2.19	2.17	1.43	0.60	1.10			
H	17.90	9.10	10.76	0.84	8.03	8.31	28.21	20.64	46.00	49.40	40.99	48.06	43.95	41.76	53.14	48.10	41.97			
Tali M.	0.58	0.70	0.22	0.40	0.20	0.81	1.06	0.74	0.91	1.55	1.74	7.09	2.55	0.87	1.43	1.30	1.80			
Opak M.	0.18	2.23	0.10	0.44	2.16	0.33	0.37	1.86	0.56	0.96	0.70	0.45	0.31	0.87	0.34	0.72	0.70			
TOPLAM	100.09	100.01	100.09	100.00	100.01	100.03	99.99	99.99	99.99	99.98	99.99	100.00	99.99	100.00	99.99	100.05	100.02			
Q	15.71	17.66	14.35	13.88	18.82	16.83	7.34	8.52	2.23	2.74	2.76	1.04	1.74	1.06	1.14	1.32	0.57			
A	11.76	2.64	3.75	2.41	4.24	0.61	1.39	0.86	1.31	1.96	2.64	0.64	0.92	0.00	2.97	0.30	0.09			
P	72.52	79.70	81.90	83.70	79.78	78.93	92.05	86.04	96.45	95.29	94.57	98.35	97.33	99.00	96.05	98.37	99.34			

sokulumun diyorit-gabro'dan granodiyorit'e doğru mine-ralojik bir farklılaşma gösterdiği saptanmıştır (Şekil 2.19). Diyağramda sokulumdaki baskın kayaç ti-
pinin tonalit olduğu görülmüştür. Sokulumun kenarlarına yakın kısımlardan alınan örnekler ile sahanın kuzey-doğu ve kuzeybatısındaki daha küçük sokulumlardan alınan örneklerin ağırlıklı olarak kuvars diyorit ve kuvars diyorit-tonalit geçiş bölgesine; Topuk Köyü kuzeyinden alınmış örneklerden biri de kuvars monzodiyorit alanına düşmüştür. Sokulumun kenar kısımlarından uzakta, merkeze doğru alınan örnekler ise diyağramın tonalit ve grano-diyorit alanlarında dağılmıştır. Sokulumun yüzeyde iler-ri derecede ayrışıp, arenaya dönüşmesi, bu birimleri, en azından yaklaşık sınırlarla birbirinden ayırmayı olanaksızlaştırmış ve sistematik örnek alımını zorlaş-tırmıştır.



ŞEKİL: 2.19. Göynükbelen Granitoid Sokulumuna Bağ-
lı Kayaçların Modal Analiz Sonuçları-
nın LE BAS ve STRECKEISEN'in(1991)
Yeniden Düzenlendiği QAP Diyağramında-
ki Konumu.

Diyorit-gabro damarları hariç, Göynükbelen sokulumuna ait diğer kayaçlar, çokluk sırasına göre plajiyoklaz + kuvars + biyotit + hornblend + alkali feldispat + tali mineral (apatit, sfen, zirkon) + opak minerallerden ibaret bir mineralojik bileşim sergilemiştir. Yapılan modal analizde, sokulumuna ait kayaçların mineralojik bileşimleri aynı kalmakla beraber, minerallerin birbirine göre oranlarının değişimler göstermesi, sokulumun heterojen bir yapıya sahip olduğu sonucunu ortaya koymuştur. Sokulumda görülen yerel mineral oranı değişimleri, magmanın başlangıç kimyası ve diferansiyasyonun bir sonucu olarak açıklanabilir. Ayrıca sokulumun bugünkü yerini alırken, ultramafik çevre kayaçlarla olan element alış-verişide sokulumun mineralojik bileşimi üzerinde etkili olmuş olabilir. Bu sonuçtan hareketle, sahanın güneyinde, dünitler içinde, sokulumla oldukça yakın (yaklaşık 1 km.) faylı kesimlerde izlenen ve ağırlıkça plajiyoklaz ve hornblend'ten ibaret (> % 95) bir mineralojik bileşim sergileyen ve granitoid magmasının daha bazik kısmının ürünleri olan diyorit-gabro damarlarının mineralojik bileşimleri üzerinde, Göynükbelen granitoid magmasının, metamorfik ve ultramafik kayaçlarla olan element alışverişinin de etkisi olduğu şüphesizdir. Çünkü sokulumun kenar zonlarında yer yer kuvars oranı % 3-4'e kadar düşerken, 1 cm. boyunda iri, öz şekilli hornblend ve 5-6 mm. boyunda biyotit ve bazik plajiyoklaz kristallerinin varlığı saptanmıştır.

2.3.1. Diyorit - Gabro Damarları

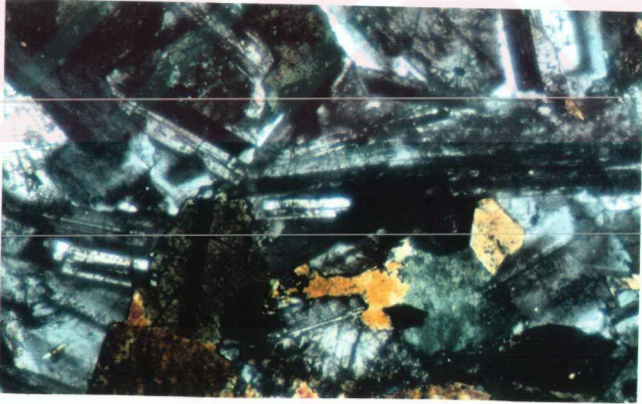
Arazinin güneyinde, Meryemkaldırımı Sırtı ve Yapköy Dereye paralel geçen Orhaneli-Göynükbelen yolunda dünitler içinde, genişlikleri bir kaç 10 cm. den bir kaç 10 m.ye değişen damarlar halinde izlenmiştir. Yüzye küçük parçalar, kafalar ve iri bloklar şeklinde izlenen diyorit-gabro damarlarından en büyüğü, aynı

zamanda çalışma alanının en yüksek nikel değerlerinin de elde edildiği Meryemkaldırımı Sirtında yeralmaktadır (Şekil 2.20). Düzensiz kırıklarla biçilmiş diyorit-gabro damarları taze yüzeylerde lacivertimsi siyah renkte izlenirken, yüzeyde feldispatlarının ayrışması nedeniyle açık kahverengi benekli bir görünüm sergilemektedir.

Birime ait örneklerin mikroskopik etüdünde tüm kristalli subofitik doku tanımlanmıştır. Dikdörtgen biçimli, öz-yarı öz plajiyoklaz kristalleri birbirlerine dokunarak, aralarında poligonal boşluklar oluşturmakta ve bu boşluklar öz-yarı öz şekilli, yer yer ayrıışmış hornblend kristalleri tarafından doldurulmaktadır (Şekil 2.21). Mineralojik bileşimlerinin yaklaşık % 95'i plajiyoklaz + hornblend'ten ibarettir. Zonlu yapının yaygın olduğu, ince, uzun, öz-yarı öz şekilli plajiyoklaz kristalleri An_{45-50} yer yer $An > 50$ içeriği ile andezin-Labrador geçişine ve Labrador'a karşılık gelmektedirler. Kristallerde serisit, kaolen ve epidot yaygın, ikincil albitleşme eser miktarda izlenen ayrışım ürünleridir. Hornblend, boyutları 1 mm.-0.3 mm arasında değişen, öz-yarı öz yeryerde öz şekilsiz kristaller halinde izlenmiştir. Yeşil, sarımsı yeşil ve kahverengi tonlarında pleokroizma gösteren hornblend, kristalleri çoğunlukla ayrışarak biyotit, klorit ve epidot'a dönüşmüştür. Biyotit, yarı öz, öz şekilsiz kristaller halinde izlenir; çoğunlukla klorit'e dönüşmüştür. Ayrıca az miktarda ve öz şekilsiz kristaller halinde kuvars ve alkali feldispat, plajiyoklaz, hornblend ve biyotit'e eşlik etmektedir. Manyetit ve pirit in yaygın opak mineraller olarak izlendiği kesitlerde, sfen, apatit ve eser miktarda zirkon tali mineral olarak tanımlanmıştır.



ŞEKİL: 2.20. Çalışma Sahasının Güneyinde, Meryem kaldırımını Sirtında Dünitler İçinde Yüzeylemiş Diyorit-Gabro Blokları.



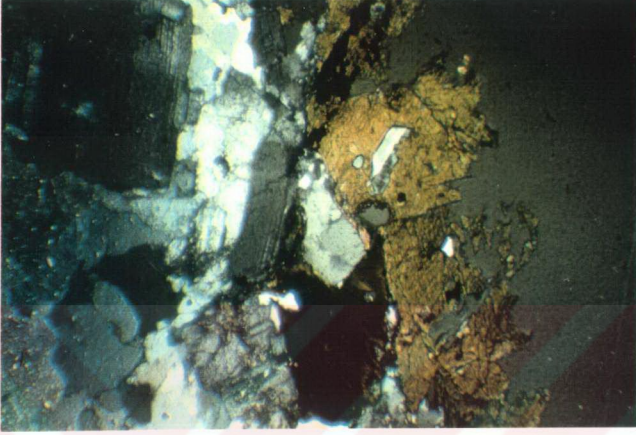
ŞEKİL: 2.21. Diyorit-Gabro Damarında, Poligonal Boşluklar Oluşturacak Şekilde Bir-birine Dokunan Diktörtgen Biçimli Plajiyoklazlar ve Boşlukları Dolduran Yer Yer Ayrılmış Hornblend Kristalleri (+ Nx8).

2.3.2. Kuvars Diyorit

Çalışma alanında bulunan sokulumların kenarlarına yakın kısımlardan alınan örnekler, mikroskop incelemelerinde kuvars diyorit olarak tanımlanmıştır. Renkleri biraz daha koyu gri olan kayaçların, makro ölçekteki kristal boyutları tonalit ve granodiyorit'e göre daha küçüktür. Örneklerin alındığı yerlerde sokulum ileri derecede ayrışarak arena görünümü kazanmıştır.

Tüm krisatllı doku gösterir, birkaç örnekte porfirik doku da izlenmiştir. Mineralojik bileşiminin % 65-70'ini plajiyoklazlar oluşturur. İkizli ve zonlu yapı gösteren plajiyoklaz kristalleri An_{39-47} içerikleri ile andezine karşılık gelir. Kristallerde serisitlenme ve kaolenleşme yaygındır. Üzşekilsiz kuvars, daha az oranda ve yer yer kloritleşmiş biyotit; klorit, biyotit ve epidot'a dönüşmüş hornblend; eser miktarda ojit ve opak mineraller plajiyoklazlar'a eşlik eder. Hurnblend kristalleri; biyotit ve plajiyoklaz kristalleri tarafından çevrelenmiş ve onlar tarafından yenmiş durumda izlenir. Ancak çalışma alanının güneydoğusunda dokanağa yakın alınan bir örnekte, kenarları biyotit ve plajiyoklaz tarafından yenmiş bir hornblend kristali içinde yarı öz şekilli plajiyoklaz kristali izlenmiştir (Şekil 2.22). Kanatimizce parajenezde hornblend plajiyoklaztan biraz önce oluşmuş, sonra bir kısım hornblend plajiyoklaz ile birlikte kristalleşmiş ve sinparajenik (eş-parajenik) oluşum meydana getirmişlerdir.

İncelenen kesitlerde tali mineral olarak klorit, epidot, sfen, apatit ve birkaç tane zirkon kristali saptanmıştır. Opak mineraller ise yine az miktarda olmak üzere, manyetit, pirit, kalkopirit, ilmenit ve rutildir.



ŞEKİL: 2.22. Tüm Kristalli Kuvars Dioritlerde İzlenen, Etrafı Ayrıışmış Plajiyoklaz ve Biotitle Çevrili Hornblend Kristali İçinde Yarı Öz Şekilli Plajiyoklaz Kristali, Apatit ve Opak Mineraller (+N_x8).

2.3.3. Kuvars Monzodiyorit

Çalışma alanının kuzeybatısında Topuk Köyü civarından alınan bir örneğin modal analiz sonucu, LE BAS ve STRECKEISEN'in (1991) QAP diyağramında (Şekil 2.19) kuvars Monzodiyorit alanına düşmüştür. Tüm kristalli ve faneritik dokuludur. Kristalleri yarı öz, öz şekilsiz biçimlidir. Mineralojik bileşimlerinin % 52'sini plajiyoklazlar oluşturur. Plajiyoklaz kristalleri An₃₃₋₄₅ içeriği ile andenize karşılık gelir ve kristallerde serisitlenme ve kaolenleşme yaygındır. Hornblend, yarı öz, öz şekilsiz kristaller şeklinde gözlenir; çoğunlukla ayrışarak biyotit ve klorit'e dönüşmüştür. Kenarlarından itibaren kloritleşen biyotit yarı öz şekilli

kristaller halinde izlenir. Yer yer öz şekilsiz plajiloklaz kristalleri içeren alkali feldispatlar mineralojik bileşimin % 8.87'sini teşkil eder. Serisit ve kaolen'e dönüşümün yaygın olduğu alkali feldispatlar, öz şekilsiz kristaller halinde izlenmiştir. En son kristalleşen minerallerden biri olan kuvars, öz şekilsiz kristaller halinde diğer minerallerin aralarını doldurmuştur. Kristallerinde dalgalı yanıp sönmeler yaygındır. Plajiyoklazlardaki zonlu yapı ile birlikte kuvarslardaki dalgalı yanıp sönmeler, ortamda hüküm süren tektonizmanın kanıtı olarak değerlendirilmiştir.

Tali mineral olarak apatit ve sfen; opak mineral olarakta manyetit, ilmenit ve pirit yukarıda tanımlanmış olan kayaç yapıcı mineraller eşlik etmektedir.

2.3.4. Tonalit

Sokulumun iç kesimlerinden alınmış örneklerin modal analiz sonuçları, QAP diyagramında (Şekil 2.19) tonalit bölgesine düşmüştür. Gri, açık gri renklidirler. Çoğunlukla arenalaşmışlardır. Kuvars, feldispat, biyotit ve hornblend kristalleri gözle çok kolay ayırt edilebilmektedir. Sokulumda ağırlıklı kayaç tipi olan tonalitlerin dokanağa kısmen yakın kesimlerinden alınmış örneklerinde boyutları 5 mm. yi aşan biyotit ve hornblend kristalleri saptanmıştır.

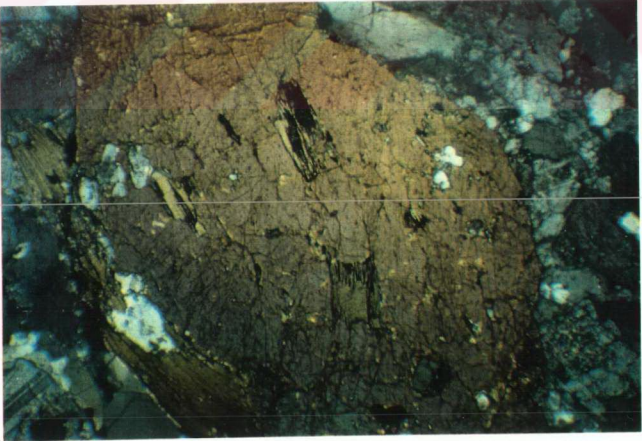
Mikroskopik incelemelere göre tüm kristalli faneritik dokuludur. Kristalleri yarı öz, öz şekillidir. Sokulumun kenarlarına yakın kesimlerden alınan örneklerde porfirik doku izlenmiştir. Modal analizlerinde % 49.93 ile % 67.78 arasında değişen oranlarda plajiyoklaz saptanmıştır. Yarıöz, öz şekilli plajiyoklaz kristalleri An_{30-45} içeriği ile andezine karşılık gelmektedir. Kenarları çok sık alkali feldispatlar

tarafından yenmiş olan plajiyoklaz kristallerinin boyutları 3.00-0.5 mm. arasında değişmekte olup, maksimum 4mm. ölçülmüştür. Zonlu yapının çok sık izlendiği kristallerde, bol polisentetik albit, periklin; daha az oranda kalsbat ve bu ikizlerin ikili birliktelikleri saptanmıştır. Bu zonlu yapılar ve bazı kristallerde gözlenen dislokasyon olayları, magmanın kristallendiği ortamın tektonik bakımdan ne kadar hareketli olduğunu birer kanıtıdır (Şekil 2.23). Plajiyoklaz kristallerini içinde, hornblend, biyotit, zirkon, apatit, sfen ve opak mineral inklüzyonları sıkça gözlenmesine karşılık, bir çok kesitte hornblend içinde plajiyoklaz kristalleri izlenmiştir (Şekil 2.24). Yukarıda da açıklandığı gibi, parajenezde hornblend, plajiyoklazdan biraz önce oluşmuş, sonra bir kısım hornblend plajiyoklaz ile birlikte kristallenip, eşparajenik olarak meydana gelmiştir. Ayrışma sonucu, plajiyoklazlar kaolen, serisit ve epidot'a dönüşmüştür.

Biyotit, genel olarak yarı öz şekilli, yer yerde öz şekilsiz kristaller halinde izlenir. Kenarları feldispatlar tarafından yenmiş kristallerin boyutları 3 mm-0.5mm. arasında değişmektedir. Sokulumun kenar bölgelerine yakın kısımlardan alınan örneklerde kristal boyutları 5 mm. ye kadar çıkmaktadır; bu tür kristallerde dalgalı sönümler yaygındır. Yine bu örneklerde düzgün lamelli, düzgün kenarlı, parlak renklerde daha ufak boyutlu ikincil biyotit oluşumlarına rastlanmıştır. Hornblend, yarı öz, öz şekilsiz kristaller şeklinde gözlenir. Biyotit ve feldispatlar içindeki inklüzyonları ise öz şekilidir. Sokulumun kontaklarına yakın kesimlerden alınan örneklerde miktarı artmakta, kristal boyutları 1 cm'ye kadar çıkmaktadır. Çoğunlukla ayrışarak biyotit, klorit ve yer yerde epidot'a dönüşmüş hornblend kristalleri içinde az miktarda plajiyoklaz, apatit, sfen, zirkon ve opak mineraller izlenmiştir.



ŞEKİL: 2.23. Sokulumun Kenar Bölgesine Yakın Kesimden Alınmış Bir Tonalit Örneğinde, Plajiyoklaz kristallerinde izlenen zonlu yapılar ve dislokasyon olayları (+N \times 8).

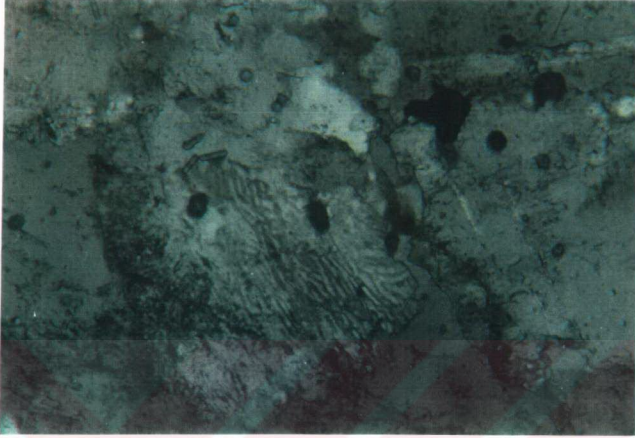


ŞEKİL: 2.24. Kenarları Biyotit ve Feldispat Tarafından Yenmiş Yarı Öz Şekilli Hornblend Kristali İçinde İkincil Biyotit, Plajiyoklaz, Apatit, Zirkon ve Opak Mineraller (+N \times 4).

Alkali feldispat'a az miktarda, öz şekilsiz kristaller halinde rastlanır. Son magmatik ürün olarak, diğer kristalleri aşındırıp, kenarlarından itibaren onları yemiştir. Karlsbat ikizinin nadir, perlitleşmenin ise daha sık gözleendiği alkali feldispatlar içinde hornblend, biyotit ve plajiyoklar kristalleri izlenmiştir. Yer yer ayrışarak kaolen ve serisit'e dönüşmüşlerdir.

Kuvars, öz şekilsiz yuvarlak kristaller şeklinde izlenir. Tonalit bileşimli kayalarda sıkca gözlenen silisleşmeden ötürü, tamamen şekilsiz küçük kristaller halinde ikincil kuvars oluşumları da meydana gelmiştir. Yer yer hornblend, biyotit ve plajiyoklaz kristalleri içeren kuvars kristallerinde dalgalı yanıp sönmeye yaygındır. İlk oluşan kuvars kristallerinin kenarları alkali feldispatlar tarafından sıkca yenmiştir ve ikisi arasında çeşitli reaksiyon şekilleri meydana gelmiştir (Şekil 2.25).

Tali mineral olarak sfen, apatit ve nadiren zirkon, opak mineral olarak da manyetit, pirit, ilmenit, ilmenomanyetit, rutil ve eser miktarda kalkopirit yukarıda tanıtilen kayaç yapıcı minerallere eşlik etmektedir.



ŞEKİL: 2.25. Tonalitlerde, Yeralan Kuvars ve Alkali Feldispatlar Arasında Meydana Gelen Reaksiyon Şekli (+Nx8).

2.3.5. Granodiyorit

Sokulumun merkezi kısımlarından alınan örneklerin, mikroskopik incelemeleri sonucu granodiyorit bileşiminde olduğu saptanmıştır. Açık gri renklidirler. Öz, yarı öz şekilli hornblend, biyotit, plajiyoklaz ve öz şekilsiz kuvars kristalleri gözle ayırt edilebilmektedir. Tüm kristalli ve faneritik dokuludur.

Yarı öz, yer yer öz şekilsiz plajiyoklaz kristalleri An_{20-40} içeriği ile oligoklaz ve andenize karşılık gelir; An_{20-30} içerikli kristaller çoğunluktadır. Özellikle iç kesimlerinden itibaren serisit ve kaolen'e dönüşmüşlerdir. Zonlu ve ikizli yapının çok sık izlendiği, kenarları yer yer alkali feldispatlar tarafından yenmiş plajiyoklaz kristalleri içinde hornblend biyotit, apatit sfen, zirkon ve opak mineral inklüzyonları yaygındır.

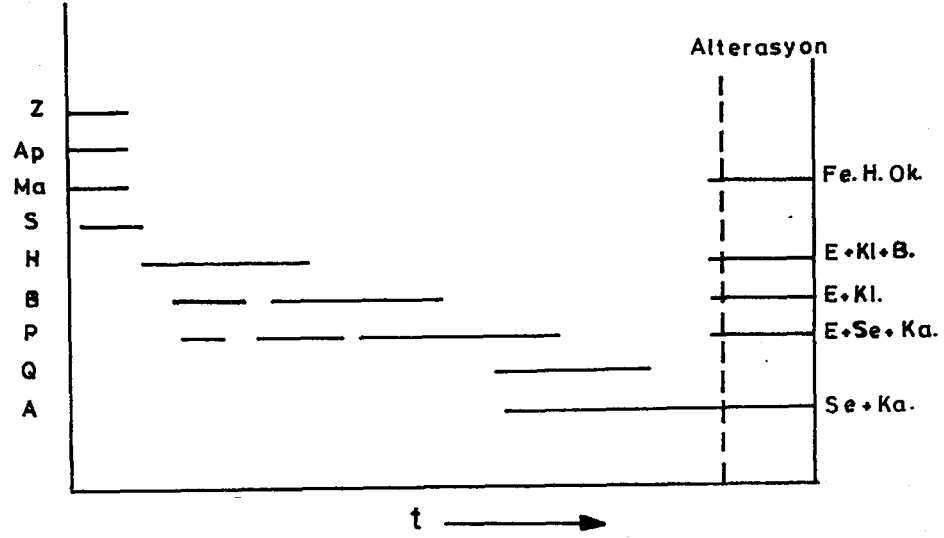
Hornblendler genelde yarı öz kristaller şeklinde olup, yer yer biyotit, klorit ve daha az oranda epidot'a dönüşmüşlerdir. İçlerinde apatit, zirkon ve sfen gibi tali mineral inklüzyonları yaygındır. Ayrıca özellikle dilinim düzlemleri boyunca opak mineral yığılımları meydana gelmiştir.

Biyotitler genelde yarı öz, yer yer öz şekilsiz kristaller şeklinde olup, klorit ve epidot'a dönüşümler izlenir. İncelenen kesitlerden bir kaçında öz şekil'e yakın, parlak sarı ve yeşil renkler de ikincil biyotit oluşumları da izlenmiştir. İçlerinde hornblend, tali mineral ve opak mineral inklüzyonları izlenir. Opak mineraller genelde dilinim düzlemleri boyunca yerleşmiştir.

Kuvars ve alkali feldispatlar öz şekilsiz kristaller halinde diğer minerallerin aralarında yer alırlar ve genelde onların kenarlarını yemiş-aşındırmışlardır. Kuvarslarda dalgalı yanıp sönme yaygındır. Yer yer pertitleşmenin izlendiği alkali feldispatlar ile kuvars kristalleri arasında şekil 2.25'te gösterilmiş olan reaksiyon şekline benzer şekiller meydana gelmiştir.

Apatit, sfen ve zirkon tali mineral; manyetit, pirit ilmenit, ilmenomanyetit ise opak mineral olarak kayacın bünyesinde yer alır.

Göynükbelen granitoid sokulumunda yer alan kayaç birimlerinin mineralojik incelemeleri sonucu elde edilen veriler, genelleştirilerek sokulumun kristal parajenezi yapılmış ve Şekil 2.26'da sunulmuştur.



ŞEKİL: 2.26 Göynükbelen Granitoyid Sokulumunun Kristal Parajenezi.

Z: Zirkon; Ap: Apatit; Ma: Manyetit; S: Sfen;
H: Hornblend; B: Biyotit; P: Plajiyoklaz;
Q: Kuvars; A: Alkali Feldispat; E: Epidot
KL: Klorit; Se: Serisit; Ka: Kaolen

2.4. Tortul Birim (N)

Çalışma alanının güneybatısında, çok dar bir alanda gözlenen birim, ince bir dil şeklinde ultramafik kayaların üzerinde yer alır. Büyük bir kısmı çalışma alanımız dışında kalan bu birim, tektonik açıdan fazla rahatsız edilmemiş ve birincil konumunu korumuştur. Birim içinde, mafik-ultramafik ve granitoyid kayaç parçaları, ultramafik kayaların ayrışım ürünü olan listvenit bloklu taban konglomerası yer alır. Bunların üzerine, metamorfik taban kayalarından türemiş, yer yer tuf ara tabakalı kaba kum ve marn gelmektedir.

Tümü alüvyon ile kaplı birimin içinde kömür arakatıkları da gözlenmiştir. ÖZKOÇAK(1969) ve LISENBEE(1971-1972), bu birimin Miyosen-Pliyosen; EMRE(1986) ise Neojen yaşlı olabileceğini belirtmişlerdir. Sahada yaptığımız gözlem ve incelemeler sonucunda birimin Neojen yaşlı olabileceği kanaatine varılmıştır.



BÖLÜM 3. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

3.1. Giriş

Bu bölümde, çalışma konumuzun esasını teşkil eden nikel cevherleşmesinden birinci derecede sorumlu Göynük-belen granitoyid sokulumu ile sokulumun kestiği ultramafik kayaların jeokimyasal incelemesi yapılmıştır.

Mikroskopik incelemeler sonucu seçilen ayrışmanın en az olduğu 28 adet granitoyid, 29 adet ultramafik kayaç örneği, birinci bölümde tanıtılan analiz yöntemleri uygulanarak , ana ve iz elementleri açısından analiz edilmiştir. Elde edilen sonuçlar çeşitli grafiklere uygulanarak, kayaların jeokimyasal özellikleri irdelenmeye çalışılmıştır. Ayrıca granitoyid sokulumuna ait ana element kimyasal analiz sonuçlarından C.I.P.W normları, katyon hesapları ve Niçqli parametreleri hesaplanmış; bunlardan elde edilen sonuçlar diyagramlara uygulanarak, sokulumun petrolojik niteliği, iz element değerlerinden yararlanarak da tektonik konumu açıklanmaya çalışılmıştır.

3.2. Göynükbelen Granitoyid Sokulumunun Ana Element Jeokimyası

Mikroskopik incelemeler sonucu, jeokimyasal tanımlamalarda kullanılmak üzere seçilen 28 adet kayaç örneğine ait ana element kimyasal analiz sonuçları ile C.I.P.W normları Tablo 3.1'de birlikte verilmiştir.

TABLO: 3.1. Göynükbelen Granitoidlerinin Ana Element Kimyasal Analiz Sonuçları
ve C.I.P.W. Normları

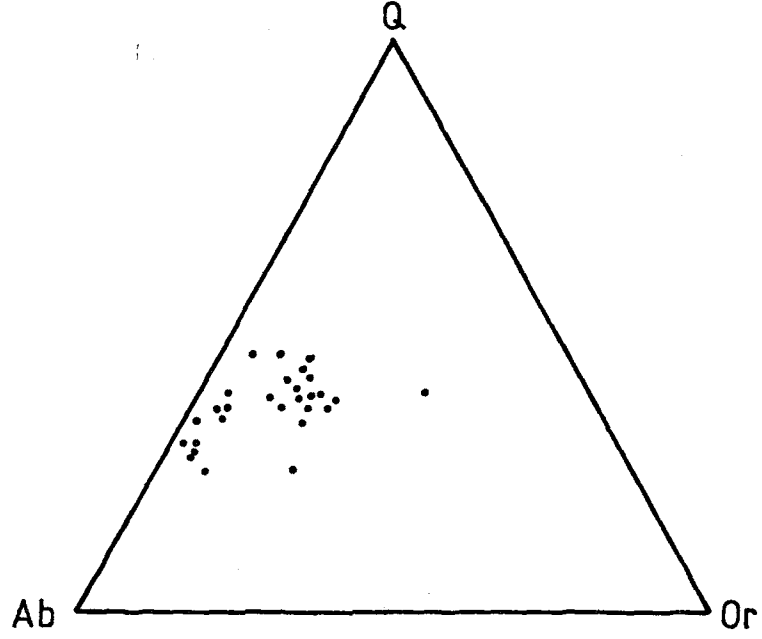
	Gr1	Gr2	Gr3	Gr4	Gr5	Gr6	Gr7	Gr8	Gr11	Gr19	Gr13	Gr14	Gr17	Gr18
SiO ₂	64.05	67.20	70.45	62.70	67.17	67.10	66.95	67.25	67.01	66.34	65.36	65.79	65.45	65.19
Al ₂ O ₃	15.53	14.68	15.95	17.50	15.98	16.35	14.61	16.34	15.45	15.63	16.19	16.76	16.35	16.15
Fe ₂ O ₃	4.00	1.87	0.10	3.51	2.20	1.36	2.54	1.19	1.35	2.18	2.25	2.63	1.72	2.05
FeO	2.32	2.98	1.59	1.94	2.08	2.32	2.08	2.31	2.69	1.96	1.71	2.18	2.81	2.57
MgO	1.71	1.85	0.68	1.48	1.50	1.09	1.71	1.05	1.23	1.67	2.25	0.76	1.63	1.52
CaO	6.79	5.09	3.07	6.01	5.33	4.61	5.34	4.23	5.01	4.66	4.66	5.34	5.32	5.49
Na ₂ O	3.43	3.14	2.40	3.52	3.40	4.07	3.34	3.34	3.62	3.43	3.62	3.22	3.42	3.32
K ₂ O	0.52	1.65	4.70	1.54	1.08	1.48	1.78	2.63	1.90	2.17	2.12	1.69	1.68	1.93
TiO ₂	0.39	0.38	0.17	0.54	0.36	0.39	0.49	0.41	0.43	0.43	0.43	0.39	0.38	0.48
P ₂ O ₅	0.11	0.16	0.09	0.16	0.12	0.10	0.12	0.08	0.14	0.10	0.13	0.14	0.15	0.14
MnO	0.13	0.14	0.02	0.12	0.11	0.07	0.10	0.14	0.10	0.09	0.11	0.05	0.12	0.10
Kız.Kay.	1.05	0.87	0.08	0.97	0.70	0.07	0.91	1.04	1.07	1.33	1.13	1.10	0.98	1.04
Toplam	100.03	100.01	100.02	99.99	100.03	100.01	99.97	100.01	100.00	99.99	99.96	100.05	100.01	99.98
C.I.P.W. Normları														
Q	26.70	28.62	30.20	21.95	29.32	25.40	27.92	26.10	25.91	25.78	23.00	27.83	24.45	24.37
C	0.00	0.00	1.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.55	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00
Or	3.07	9.45	27.77	9.10	6.38	8.74	10.52	15.54	11.23	12.82	12.53	9.87	9.93	11.40
Ab	29.02	26.56	20.13	29.78	27.77	34.44	28.26	28.26	30.63	29.02	30.63	27.24	28.94	28.09
An	25.44	21.23	14.64	27.62	25.15	21.97	19.42	20.31	20.29	20.84	21.66	25.57	24.30	23.44
En	4.26	4.61	1.54	3.68	3.73	2.71	4.26	2.61	3.06	4.16	5.60	1.89	4.06	3.78
Fs	0.55	3.56	2.59	0.00	1.61	2.62	1.09	2.89	3.30	1.25	0.77	1.28	3.33	2.42
Mt	5.80	2.71	0.14	5.07	3.19	1.97	3.68	1.64	1.95	3.16	3.26	3.81	2.49	2.97
Il	0.74	0.72	0.32	1.02	0.68	0.74	0.93	0.77	0.82	0.81	0.81	0.74	0.72	0.91
Ap	0.26	0.38	0.21	0.38	0.28	0.23	0.28	0.19	0.33	0.24	0.31	0.33	0.35	0.33
Di	6.27	2.48	0.00	0.95	0.42	0.20	5.24	0.00	2.58	0.94	0.50	0.00	0.93	2.40

TABLO: 3.1. Göynükbelen Granitoidlerinin Ana Element Analiz Sonuçları ve C.I.P.W. Normları (Devamı)

	Gr10	Gr15	Gr20	Gr12	Gr25	Gr9	Gr33	Gr35	Gr36	Gr37	Gr38	Gr39	Gr40	Gr41
SiO ₂	64.85	64.05	64.70	63.34	56.90	52.50	52.90	52.00	52.01	52.75	52.80	52.37	52.82	51.98
Al ₂ O ₃	16.53	17.56	16.33	17.90	15.41	17.14	16.48	16.72	15.70	16.48	16.96	16.59	16.72	17.48
Fe ₂ O ₃	2.65	0.87	2.18	3.03	5.72	6.29	7.06	7.39	6.87	6.41	6.54	7.29	6.74	7.26
FeO	2.08	2.44	2.20	1.70	2.30	2.44	1.83	1.71	2.20	2.20	2.44	1.84	1.96	1.47
MgO	1.89	1.67	1.90	1.67	5.25	6.48	6.58	6.94	8.51	6.70	6.08	6.78	6.47	6.19
CaO	5.25	6.35	4.50	5.74	7.12	9.28	9.36	10.24	8.94	10.10	9.69	10.48	9.86	10.19
Na ₂ O	3.42	4.53	3.22	3.32	3.02	3.02	3.03	2.74	2.25	2.33	2.97	2.54	2.53	2.97
K ₂ O	1.48	0.48	2.41	1.91	1.80	0.48	0.29	0.13	0.26	0.36	0.27	0.12	0.34	0.24
TiO ₂	0.42	0.54	0.46	0.45	0.54	0.91	0.91	0.76	0.76	0.86	0.84	0.78	0.74	0.84
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.10	0.13	0.10	0.10	0.09	0.06	0.09	0.09	0.08	0.07	0.09	0.08
MnO	0.13	0.05	0.09	0.10	0.24	0.14	0.14	0.16	0.16	0.15	0.14	0.15	0.15	0.14
Kız. Kay.	1.15	1.40	1.90	0.70	1.59	1.20	1.30	1.15	2.30	1.60	1.18	0.96	1.60	1.15
Toplam	99.98	100.04	99.99	100.00	99.99	99.99	99.97	100.00	100.05	100.03	99.99	99.99	100.02	99.99
C.I.P.W. Normları														
Q	25.48	19.70	23.93	22.27	12.16	9.28	10.25	9.80	11.24	12.25	10.66	11.20	12.02	10.86
C	0.19	0.00	0.48	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	8.09	2.84	14.24	11.29	10.64	2.84	1.71	0.77	1.54	2.13	1.59	0.71	2.00	1.42
Ab	28.94	38.33	27.24	28.09	25.55	25.55	25.64	23.18	19.03	19.71	25.13	21.49	21.41	25.13
An	25.19	26.21	21.67	27.62	23.04	27.67	26.41	28.84	27.93	29.35	27.78	29.42	29.17	26.83
En	4.71	4.16	4.53	4.16	13.07	15.96	16.38	16.94	21.19	16.68	15.14	16.63	16.11	15.41
Fs	1.18	2.96	1.65	6.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	3.84	1.26	3.16	4.39	6.63	5.68	3.71	3.83	5.41	5.08	5.88	4.16	4.66	2.76
Il	0.80	1.02	0.87	0.85	1.02	1.72	1.73	1.44	1.44	1.63	1.59	1.48	1.40	1.59
Ap	0.31	0.23	0.23	0.30	0.24	0.23	0.21	0.14	0.21	0.21	0.19	0.16	0.21	0.19
Di	0.00	3.86	0.00	0.00	9.69	14.77	16.20	17.98	13.20	16.81	16.48	18.44	15.97	19.34

Sokulumu oluşturan kayaçların mineralojik özellikleri dikkate alındığında, Tablo 3.1'deki değerlerin büyük bir uyum içinde olduğu görülmektedir. Normatif hesaplamalar sonucu elde edilen kuvars-albit-ortoklaz ve ortoklaz-albit-anortit parametreleri, diyagramatik olarak incelenmiş ve sokuluma ait kayaçların Q-Ab-Or üçgen diyagramında (TUTTLE ve BOWEN,1958) Q-Ab kenarında ve Ab oranının yüksek olduğu kesimlerde yer aldığı görülmüştür (Şekil 3.1). Bu durum, petrografik incelemelerde elde ettiğimiz, en fazla bulunan ana kayaç yapıcı mineralin plajiyoklaz (andezin) ve mağmanın kalsiyum açısından ortaça olduğu sonuçlarını doğrulamıştır. Feldispatların bileşimi ve türleri ile ilgili olan ortoklaz-albit-anortit üçgen diyagramında (Şekil 3.2), sokuluma ait kayaçların plajiyoklaz içeriklerinin labrador-andezin geçişinden başlayarak oligoklaz'a kadar uzandığı görülmektedir. Baskın plajiyoklaz türü andezindir. Andezin-labrador geçişleri daha çok diyorit-gabro damarlarında görülmüştür; bu sonuç petrografik incelemelerde elde ettiğimiz sonuçları doğrulamaktadır.

Bölüm 2'de sokuluma ait 38 adet kayaç örneği üzerinde yapılan modal analiz sonuçlarının, LE BAS ve STRECKEISEN(1991) tarafından yeniden düzenlenen QAP üçgen diyagramında, diyorit- gabro'dan granodiyorit'e kadar kesintisiz bir mineralojik farklılaşma gösterdiğini belirtmiştir (Şekil 2.19). Benzer sonuç, ana element kimyasal analiz sonuçları kullanılarak hesaplanan ve katyonik değerlere göre oluşturulan De La ROCHE'un(1980) $RI(4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti))-R2(6Ca+2Mg+Al)$ diyagramında da elde edilmiştir (Şekil 3.3).

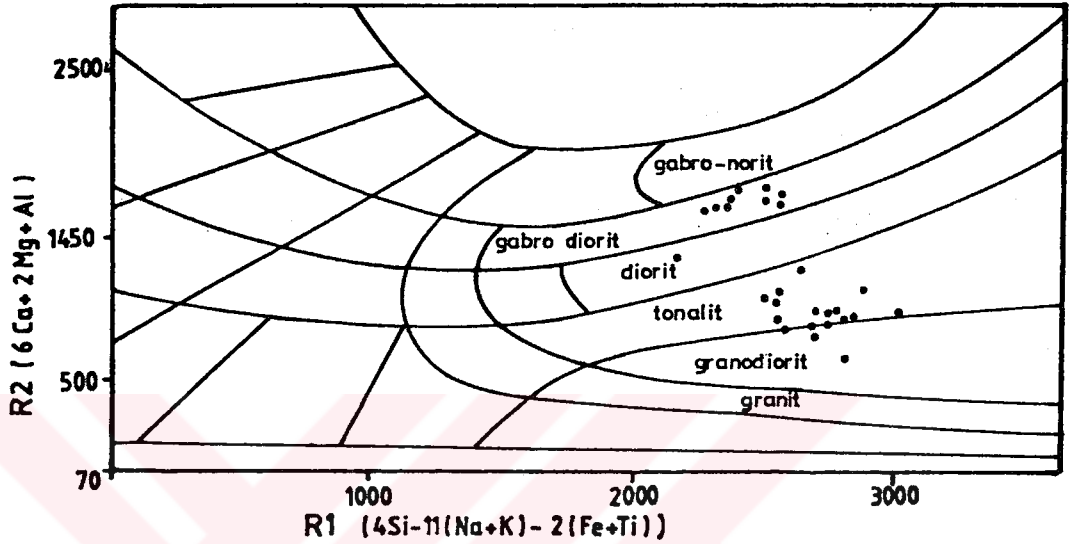


ŞEKİL: 3.1. Göynükbelen Granitoidlerine Ait Normatif Kuvars-Albit-Ortaklaz Değerlerinin Q-Ab-Or Üçgen Diyağramındaki Konumu.



ŞEKİL: 3.2. Göynükbelen Granitoidlerine Ait Normatif Ortoklaz-Albit-Anortit Değerlerinin Or-Ab-An Üçgen Diyağramındaki Konumları.

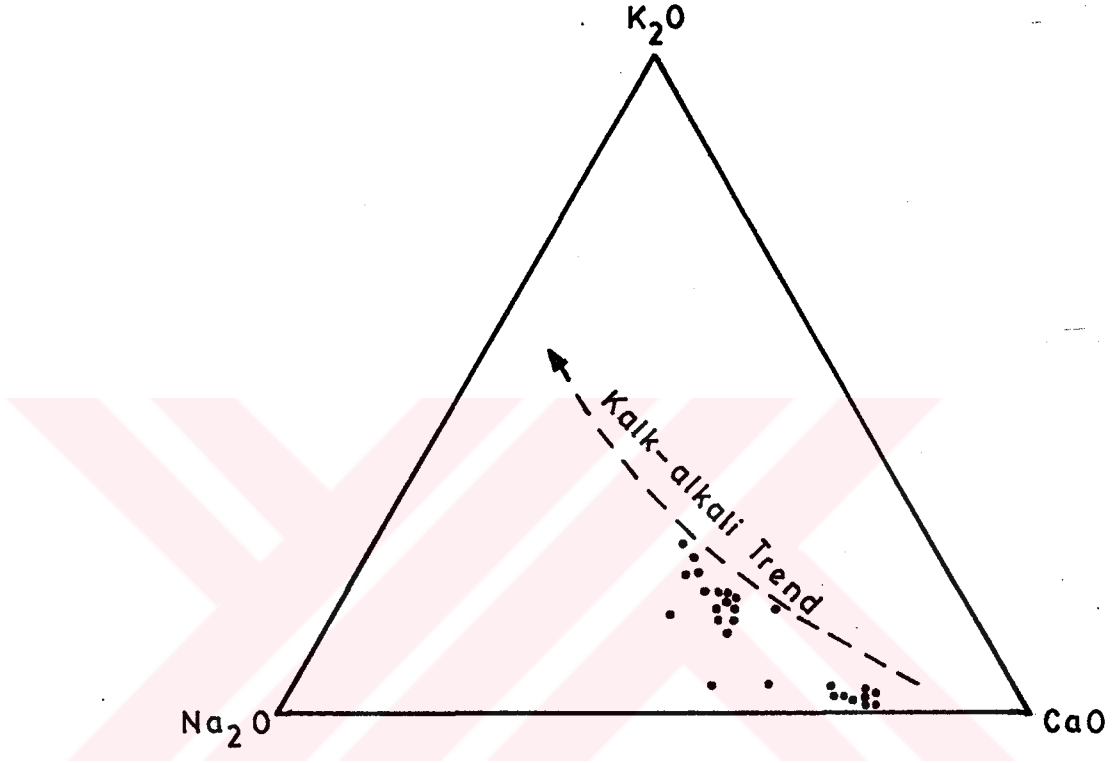
Şekil 3.3'de görüldüğü gibi sokuma ait ana element kimyasal analiz sonuçları, granodiyorit-tonalit-diyorit gabro-diyorit alanında yayılım göstermiştir ve yayılımın en fazla olduğu alan yine tonalit bölgesi olmuştur.



ŞEKİL: 3.3. Göynükbelen Granitoidlerinin De La ROCKHE'un(1980) R₁-R₂ Diyagramındaki Konumları.

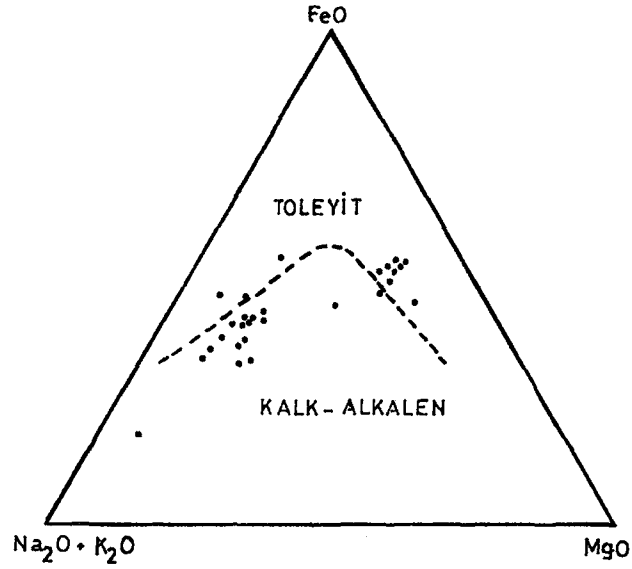
Sokuluma ait Na₂O ve K₂O dışındaki tüm ana element kimyasal analiz sonuçları SiO₂'ye karşı oluşturulan Herker diyağramında negatif ilişki göstermişlerdir. SiO₂ ile Fe₂O₃ (toplam demir), MgO, CaO, TiO₂ arasında sırasıyla -0.96, -0.97, -0.97, ve -0.95 korelasyon değerleri ile kuvvetli negatif ilişki elde edilmiştir. SiO₂ ile P₂O₅ ve MnO arasında gözlenen ortaçağ negatif ilişki ise sırasıyla -0.60 ve -0.65 dir. -0.36 korelasyon değeri ile en zayıf negatif ilişki SiO₂-Al₂O₃ arasında elde edilmiştir. En yüksek pozitif korelasyon değerinin SiO₂-K₂O arasında ($r_{Si,K} = 0.78$) görülmesi, potasyumun diferansiyasyon esnasında uyumsuz element olarak davrandığını, sodyumun ise kısmen tüketilmiş olduğunu ifade eder ($r_{Si,Na} = 0.59$).

Şekil 3.4'te görüldüğü gibi, K_2O - Na_2O - CaO üçgen diyagramında, Göynükbelen granitoidleri K_2O/Na_2O oranı açısından göreceli olarak sodik karakterlidir ve sokuluma ait kayaçlar genel bir kalk-alkali trend göstermektedir.



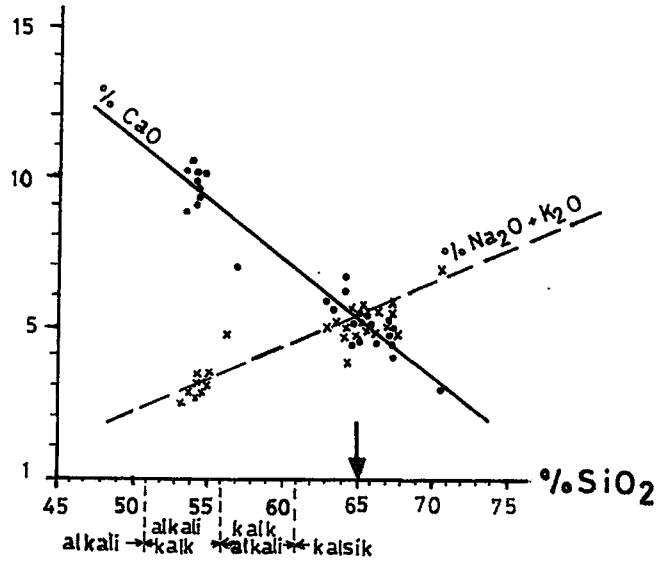
ŞEKİL: 3.4. Göynükbelen Granitoidlerinin K_2O - Na_2O - CaO Üçgen Diyagramında Konumu.

Kayaçların toleyitik, kalk-alkali ayırımında kullanılan IRVINE ve BARAGAR'ın(1971) AFM diyagramında, Göynükbelen Granitoid sokulumuna ait kayaçların yaklaşık % 75'i kalk-alkali alanda yer almıştır. Diyorit-gabro damarlarına ait değerlerin tümü ile bir kaç kuvars diyorit örneği toleyitik bölgenin kalk-alkali kesime yakın alanlarına düşmüştür. Sokulumun kalk-alkali yatkınlığı nispeten yüksek SiO_2 içeriği ve alüminyum doygunluğuna bağlanabilir (Şekil 3.5).



ŞEKİL: 3.5. Göynükbelen Granitoidlerinin IRVINE ve BARAGAR'ın(1971) AFM Diyagramındaki Konumları.

Özellikle granitoid kayaçların alkali, kalk-alkali karakterlerinin tanımlanmasında kullanılan PEACOCK'un (1931) alkali-kalsiyum diyagramını esası, $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ ve SiO_2-CaO değerlerine göre hesaplanan lineer regresyon doğrularınının kesişim noktasına, x-ekseninde karşılık gelen alkali-kalsiyum indisi ve bu indise karşılık gelen sınıf aralığına dayanır. Göynükbelen granitoid sokulmuna ait kayaçların $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ değerleri arasında pozitif korelasyon ($r=0.90$), SiO_2-CaO değerleri arasında ise negatif korelasyon ($r=-0.92$) vardır. Bu iki korelasyon değerinin temsil ettikleri lineer regrasyon doğrularınının kesişim noktasına karşılık gelen alkali-kalsiyum indisi yaklaşık 65'dir; bu değerde PEACOCK'un(1931) sınıflamasında kalsik bölgeye karşılık gelmektedir (Şekil 3.6).



ŞEKİL: 3.6. Göynükbelen Granitoyidlerinin PEACOCK' un (1931) Alkali-Kalsiyum Diyagramındaki Konumu.

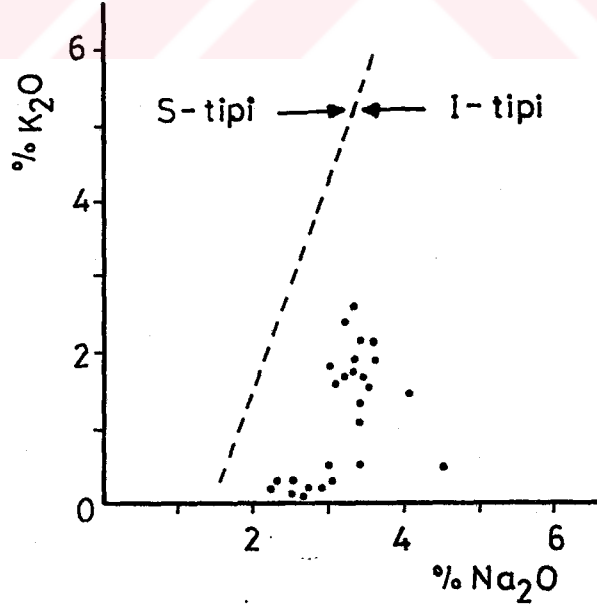
3.2.1. Göynükbelen Granitoyidlerinin Ayırımı

İlk defa CHAPPELL ve WHITE (1974) tarafından önerilen ve esası ana elementlerin birbirine göre değişimine dayanan I-tipi ve S-tipi granitoyid sınıflaması, kısa zamanda kabul görmüş ve WHITE ve CHAPPELL(1977), ve TAKAHASHI ve diğerleri (1980) tarafından geliştirilmiştir.

Yukarıda belirtilen yazarlara ek olarak BOZTUĞ(1986, Editör Erler, A) , AYKOL ve TOKEL(1991) ve daha pek çok araştırmacının granitoyidler üzerinde yaptıkları çalışmalarda ortaya koydukları mineralojik bileşim ve jeokimyasal özellikler dikkate alındığında, Göynükbelen granitoyid sokulumunun I-tipi granitoyidlerin özelliklerini yansıttığı görülmektedir. Örneğin I-tipi granitoyidler ana mafik mineral olarak hornblent + biyotit, tali mineral olarak manyetit ve sfen içermektedirler. Bu özellik, bölüm ikide verilmiş olan petrografik bulgularla uyum içindedir. Yine CHAPPELL ve WHITE'a(1974) göre

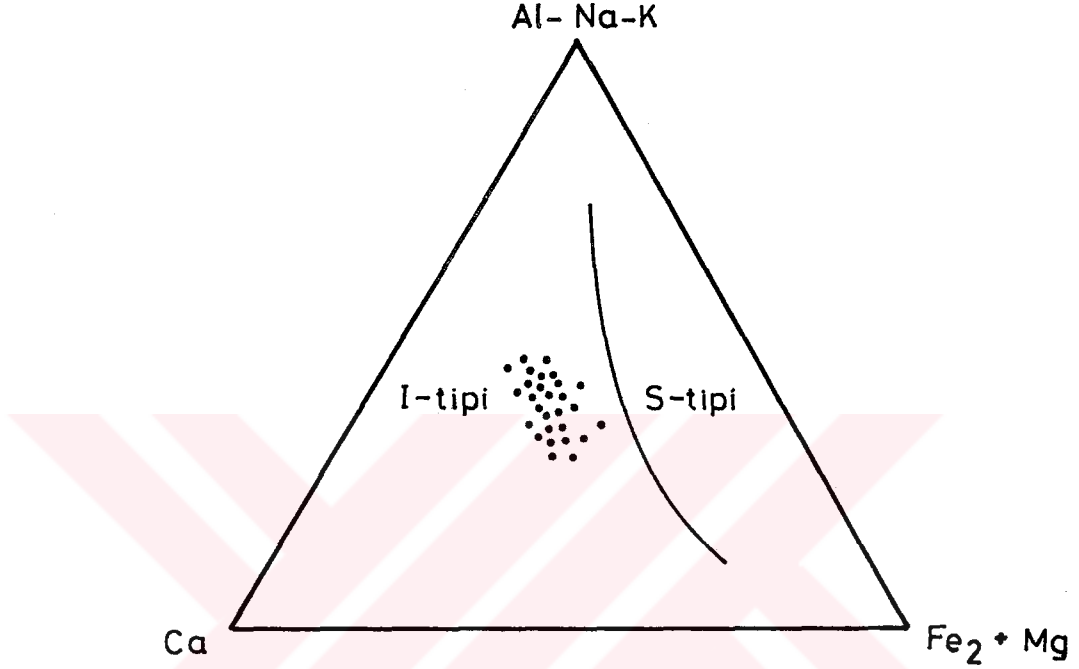
I-tipi granitoidlerin felsik türlerinde Na_2O % 3.2'den büyük daha mafik tiplerinde ise % 2.2'den büyük değerlere yükselmekte, C.I.P.W. normatif hesaplamalarında diyopsit meydana çıkmakta ve normatif korund % 1'den küçük olmaktadır. Tüm bu özelliklerin Tablo 3.1'deki sonuçlarımızla uyum içinde olduğu görülmektedir. Ayrıca Göynükbelen granitoidlerinde SiO_2 oranı felsik türlerden mafik türlere doğru bileşiminde geniş yayılım ve elementler arası değişimde düzenlilik göstermektedir. Bu sonuç da, daha homojen bir kaynak kayadan türediği kabul edilen, I-tipi granitoidlerin gösterdikleri düzenli bileşime uygun düşmektedir.

Tablo 3.1'de görülebileceği gibi Na_2O içeriği daima K_2O içeriğinden fazladır ve bazı örneklerde iki katını aşmaktadır. CHAPPELL ve WHITE'ın (1974) kriterine göre çizilmiş Na_2O - K_2O diyagramında, Göynükbelen granitoidleri yukarıdaki verilerin paralelinde hiç tereddütsüz I-tipi alanda yer almıştır (Şekil 3.7).



ŞEKİL:3.7. Göynükbelen Granitoidlerinin CHAPPELL ve WHITE'ın(1974) Na_2O - K_2O Diyagramında Yayılımı.

Benzer şekilde TAKAHASHI ve diğerlerinin (1980) geliştirmiş oldukları ACF üçgen diyagramında da Göynükbelen granitoidleri I-tipi alanda yayılım göstermiştir (Şekil 3.8).

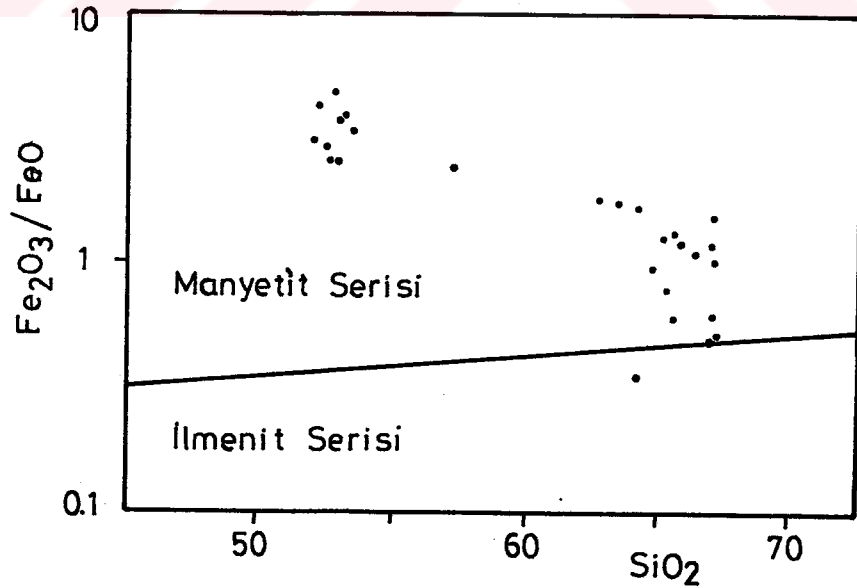


ŞEKİL:3.8. Göynükbelen Granitoidlerinin TAKAHASHI ve Diğerleri'nin (1980) ACF Diyagramındaki Yayılımı.

Japon araştırmacı Shunso Ishihara'nın, orojenik kuşalardaki granitoidler üzerinde yaptığı çalışmalar sonucu geliştirmiş olduğu manyetit serisi ve ilmenit serisi granitoid sınıflamasının esası, kayaçların başta manyetit ve ilmenit olmak üzere opak mineral içeriğine ve biyotit ve amfibollerin bazı jeokimyasal özelliklerine dayanır. ISHIIHARA'ya (1977) göre Manyetit Serisi granitoidler ilmenit serisi'ne göre daha yüksek oksijen fugositesinin hakim olduğu koşullarda kristalleştiklerinden, opak mineral olarak manyetit içermektedirler.

Bu seriye ait kayaçlar manyetitın yanı sıra ilmenit, hematit, pirit ve kalkopirit içerirken, ilmenit serisi granitoyidlerde manyetit kesinlikle bulunmaz. Bölüm 2'de belirtilmiş olduğu gibi, Göynükbelen granitoyidlerinde gözlenen en yaygın opak mineral manyetit ve pirit dir.

Kalk-alkali özellikteki manyetit ve ilmenit serisi granitoyidleri birbirinden ayırtetmek için Fe_2O_3/FeO değeri bir ölçüt olarak kullanılmaktadır. Bu değer, manyetit serisi granitoyidlerde 0.5'ten fazla, ilmenit serisinde ise azdır. Tablo 3.1'de verilmiş olan değerlerden görülebileceği gibi Göynükbelen granitoyidlerinin Fe_2O_3/FeO değeri 0.5'ten büyüktür. Manyetit serisi granitoyidler ile ilmenit serisi granitoyidleri LEHMANN ve HARMANTO'nun(1990) geliştirdikleri $SiO_2-Fe_2O_3/FeO$ diyağramı kullanılarak ayırtlanabilmektedir. Şekil 3.9'da görüleceği gibi Göynükbelen granitoyidlerine ait değerlerin yaklaşık tümü, $SiO_2-Fe_2O_3/FeO$ diyağramında manyetit serisi granitoyid alanında dağılmıştır.



ŞEKİL: 3.9. Göynükbelen Granitoyidlerinin LEHMANN ve HARMANTO'nun (1990) Manyetit Serisi-İlmenit Serisi Ayırtman Diyağramındaki Konumu.

3.2.2. Göynükbelen Granitoyidlerinin Niqqli Parametreleri ve Uygulamaları

Mağmatik kayalara ait ana element kimyasal analiz sonuçları, çeşitli parametrelere dönüştürülerek petrolojik yorumlamalarda kullanılmaktadır. Bu kapsamda uygulama alanı bulan parametrelerden biride Niqqli Parametreleridir. Niqqli Parametreleri, ait oldukları kayaların ne tür bir mağmadan türediği; ait olduğu mağmatik provens; izledikleri diferansiyasyon seyri ve benzeri konularda somut veriler ortaya koyabilmektedir. Göynükbelen granitoyidlerinin petrolojik özelliklerini irdelemek amacıyla, sokuluma ait 28 örneğin ana element analiz sonucuna göre hesaplanmış Niqqli parametreleri, Tablo 3.2'de verilmiştir.

Şekil 3.10'da al-fm parametrelerine göre oluşturulan diyagram görülmektedir. $r = -0.70$ korelasyon değeri ile negatif bir yönelim gösteren noktalar, sialik, isofalik ve femik bölgelerde yayılmıştır. Bu dağılım, Göynükbelen granitoyid sokulumunda birden fazla mağmatik getirimin olduğu anlamına gelmektedir. k-mg parametrelerine göre düzenlenen diyagramda ise noktalar geniş bir dağılım sergilemişler; ancak noktaların önemli bir kısmı Pasifik ve Atlantik tipi mağma alanlarının kesişim bölgesinde yayılmışlardır. Bu durum, sokulumun ağırlıkla kalk-alkali melez bir mağmanın ürünü olduğunu gösterir (Şekil 3.11). Şekil 3.12'de görülen al-alk diyagramında sokuluma ait kayalar, alkalice vasat ve alkalice fakir bölgelerde yer almışlardır.

Şekil 3.13 ve 3.14'de Göynükbelen sokulumuna ait si parametresine karşılık al + alk ve c+fm parametrelerinin değişimi görülmektedir. Silis oranlarının geniş sınırlar içinde değiştiği kayaç serilerinin incelenmesinde, bu diyagramlar oldukça faydalıdır.

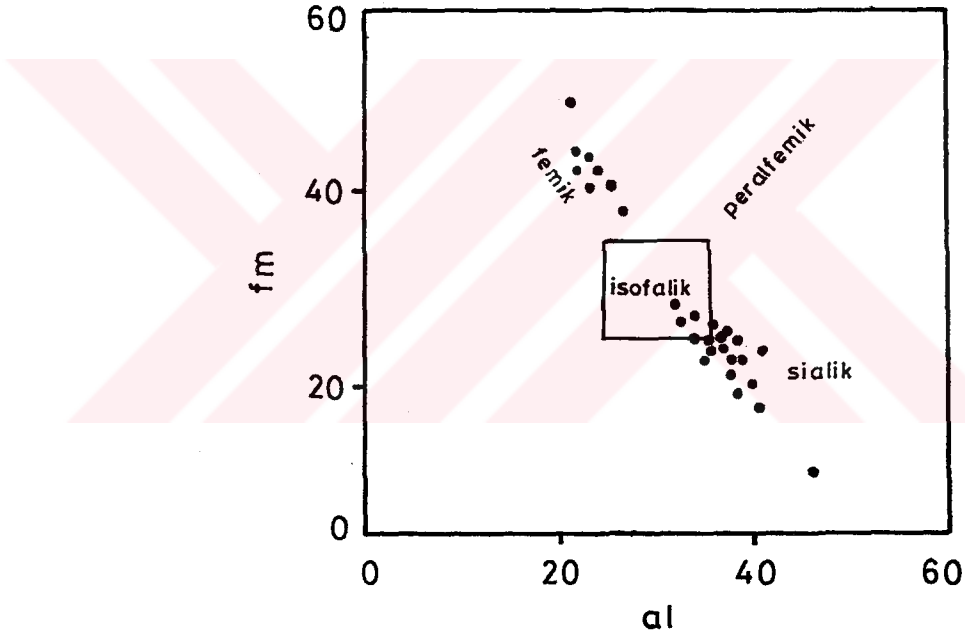
TABLO: 3.2. Göynükbelen Granitoidlerine Ait Niggli Parametreleri

Kayaç No.	al	fm	alk	c	si	k	mg	Ti	P	W	Si'	qz	SiO	AzO	c/fm
Gr1	33.05	27.48	13.20	26.27	231.31	0.09	0.34	1.06	0.17	0.61	152.82	78.49	1.51	0.70	0.95
Gr2	34.68	27.16	16.29	21.86	269.42	0.25	0.41	1.15	0.27	0.36	165.18	104.24	1.63	0.73	0.80
Gr3	46.21	11.53	26.08	16.17	346.40	0.57	0.40	0.63	0.19	0.05	204.33	142.07	1.70	0.78	1.40
Gr4	37.30	23.69	15.82	23.19	225.78	0.22	0.34	1.46	0.24	0.62	163.29	62.49	1.38	0.69	0.98
Gr5	37.92	23.05	16.04	22.99	270.47	0.17	0.40	1.09	0.20	0.49	164.18	106.29	1.65	0.73	1.00
Gr6	39.96	19.28	20.28	20.49	278.31	0.19	0.35	1.22	0.18	0.35	181.12	97.20	1.54	0.74	1.06
Gr7	34.35	25.19	17.53	22.93	268.39	0.26	0.41	1.48	0.20	0.52	170.12	98.27	1.58	0.73	0.91
Gr8	40.96	18.99	20.91	19.14	286.07	0.34	0.36	1.31	0.14	0.31	183.63	102.44	1.56	0.74	1.00
Gr11	37.53	21.37	19.46	21.64	276.25	0.26	0.36	1.33	0.24	0.31	177.85	98.40	1.55	0.73	1.01
Gr19	37.37	23.71	19.10	19.82	269.14	0.29	0.43	1.31	0.17	0.50	176.42	92.73	1.53	0.73	0.83
Gr13	36.74	25.30	18.72	19.23	251.74	0.28	0.52	1.25	0.21	0.54	174.89	76.85	1.44	0.72	0.76
Gr14	39.87	20.09	16.95	23.09	265.57	0.26	0.23	1.18	0.24	0.52	167.80	99.77	1.58	0.73	1.15
Gr17	37.20	23.85	16.94	22.01	252.75	0.24	0.40	1.10	0.25	0.36	167.76	84.99	1.51	0.72	0.92
Gr18	36.74	23.34	17.19	22.72	251.83	0.28	0.38	1.39	0.23	0.42	168.76	83.07	1.49	0.72	0.97

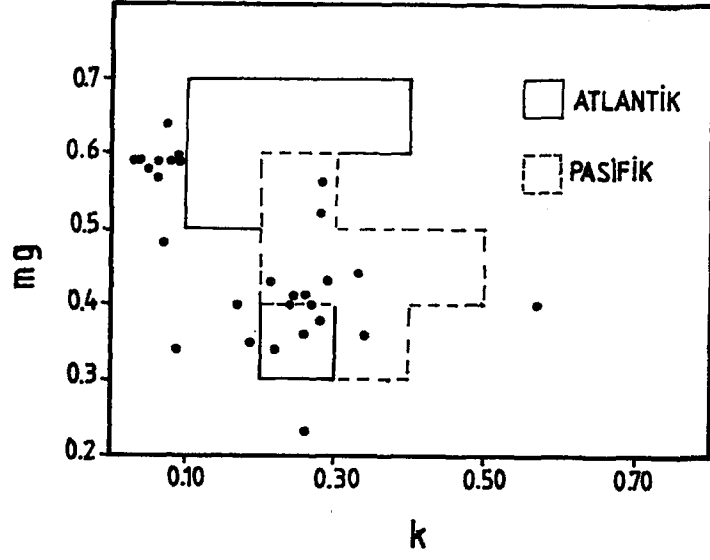
TABLO: 3.2. Göynükbelen Granitoidlerine Ait Niggli Parametreleri (Devamı)

Kayaç No.	al	fm	alk	c	si	k	mg	li	P	W	Si'	qz	Si ^o	Az ^o	c/fm
Gr10	37.16	25.41	15.98	21.46	247.39	0.21	0.43	1.20	0.21	0.53	163.92	83.47	1.51	0.71	0.84
Gr15	38.25	19.30	17.34	25.12	236.47	0.07	0.48	1.50	0.16	0.24	169.37	67.10	1.40	0.70	1.30
Gr20	37.93	24.71	18.36	19.00	255.02	0.33	0.44	1.36	0.17	0.47	173.45	81.57	1.47	0.72	0.77
Gr12	38.60	22.85	16.15	22.39	230.65	0.27	0.40	1.23	0.20	0.62	164.62	66.03	1.40	0.70	0.98
Gr25	25.85	40.72	11.64	21.79	162.53	0.28	0.56	1.16	0.12	0.69	146.56	15.96	1.11	0.62	0.53
Gr9	23.72	42.35	8.33	25.60	139.09	0.09	0.59	1.76	0.11	0.70	133.31	5.78	1.04	0.58	0.60
Gr33	22.80	43.25	8.06	25.90	140.49	0.06	0.59	1.77	0.10	0.78	132.25	8.24	1.06	0.58	0.60
Gr35	22.45	43.24	6.86	27.46	133.90	0.03	0.59	1.43	0.06	0.80	127.42	6.48	1.05	0.57	0.63
Gr36	20.85	49.48	5.84	23.83	133.09	0.07	0.64	1.42	0.09	0.74	123.36	9.73	1.08	0.57	0.48
Gr37	22.68	43.11	6.39	27.81	139.29	0.09	0.60	1.66	0.10	0.72	125.58	13.71	1.11	0.58	0.64
Gr38	23.43	41.79	7.90	26.88	140.58	0.06	0.57	1.64	0.09	0.71	131.60	8.98	1.07	0.58	0.64
Gr39	22.36	43.02	6.38	28.23	135.47	0.03	0.59	1.47	0.07	0.78	125.54	9.93	1.08	0.58	0.65
Gr40	23.19	42.61	6.90	27.31	140.69	0.08	0.59	1.44	0.10	0.76	127.60	13.08	1.10	0.58	0.64
Gr41	22.74	41.32	7.81	28.13	141.40	0.05	0.58	1.63	0.09	0.82	131.25	10.15	1.08	0.59	0.68

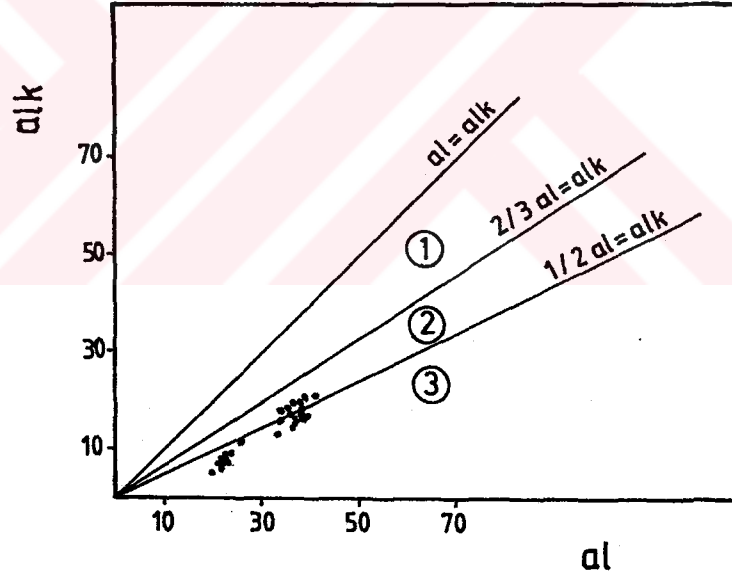
Zira kimyasal ve mineralojik bakımdan farklı özellikler sergileyen, ancak aynı mağmanın ayrımlaşma ürünü olan kayalardaki kimyasal değişimlerin seyri, net bir şekilde bu diyagramlarda izlenebilmektedir. Şekil 3.13'de artan si ve al + alk'nın $r=0.93$ korelasyonu ile pozitif seyir; Şekil 3.14'de ise azalan si değerlerine karşılık artan c+fm değerlerini $r=-0.95$ korelasyon değeri ile negatif seyir izlediği görülmektedir. Her iki diyagramda da lineer bir ilişki vardır. Bu da Göynükbelen Granitoid sokulumunun normal bir diferansiyasyon seyri izlediğini ifade etmektedir.



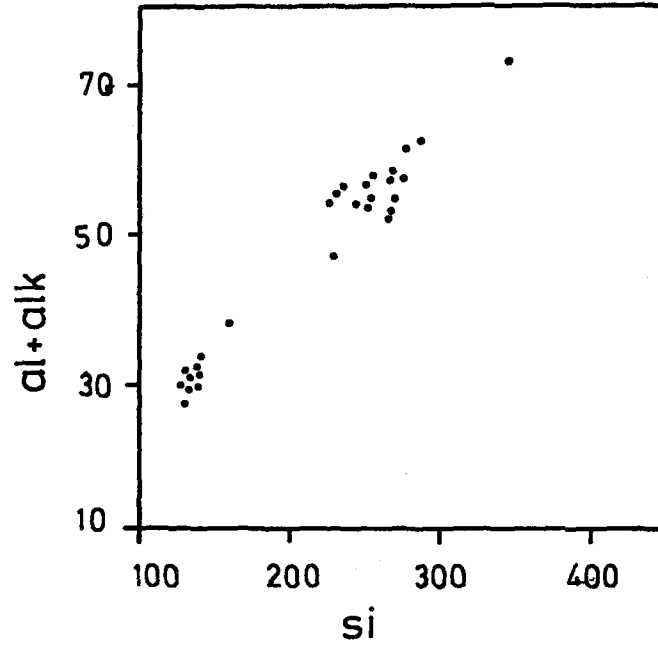
ŞEKİL: 3.10. Göynükbelen Granitoidlerine Ait al-fm Diyagramı.



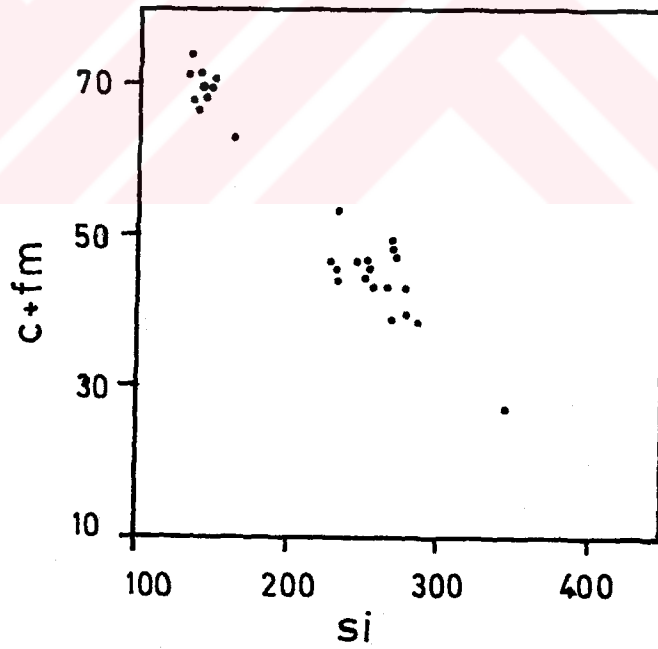
ŞEKİL: 3.11. Göynükbelen Granitoidlerine Ait k-mg Diyagramı.



ŞEKİL: 3.12. Göynükbelen Granitoidlerine Ait al-alk Diyagramı. (1) Alkali'ce Zengin Bölge; (2) Alkali'ce Vasat Bölge; (3) Alkali'ce Fakir Bölge.



ŞEKİL: 3.13. Göynükbelen Granitoidlerine Ait si-al+alk Diyagramı.

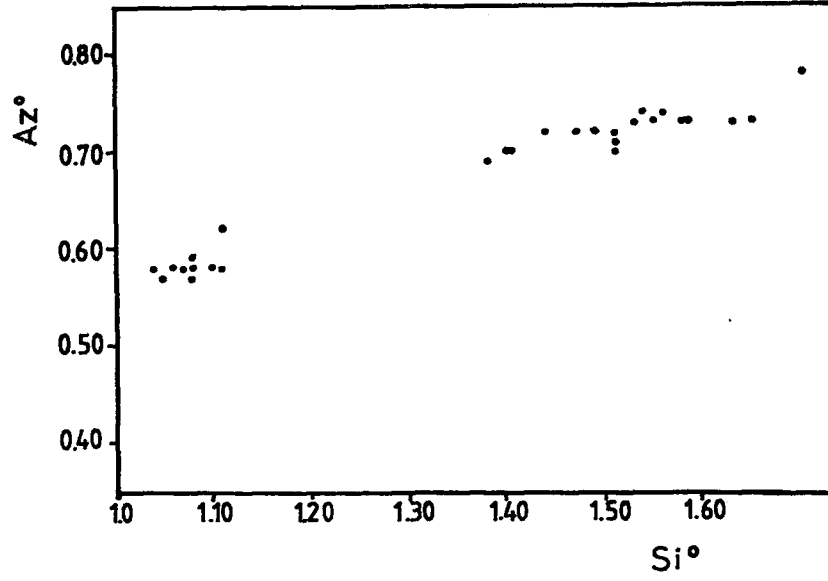


ŞEKİL: 3.14. Göynükbelen Granitoidlerine Ait si-c+fm Diyagramı.

Göynükbelen Granitoyidlerine ait silisleşme derecesinin (Si^0) fonksiyonu olarak, asidite derecesinin (Az^0) değişim diyagramı Şekil 3.15'de sunulmuştur. Şekilde görüleceği gibi noktalar yaklaşık lineer bir yayılım göstermiştir. Şekil 3.3'de verilen De La ROCHE'un (1980) R_1-R_2 diyagramında gabro-diyorit ve diyorit alanına düşen örnekler Si^0-Az^0 diyagramının soluna yığılmıştır. Noktalar arasında gözlenen yaklaşık lineer ilişki, sokulumu oluşturan magmanın normal bir diferansiyasyona mağruz kaldığını ifade eder.

Göynükbelen Granitoyidlerine ait c/fm parametreleri Niqqli Tetraedri içinde 4,5 ve 6 nolu dilimlere yayılmıştır; yayılım en fazla sırasıyla 5 ve 4 nolu dilimlerde olmuştur. Burdan hareketle Göynükbelen Granitoyid Sokulumunu oluşturan mağma tipinin granodiyoritik olduğunu söyleyebiliriz. Ancak k parametresinin küçük olması (ortalama 0.19) nedeniyle tonalitik mağmaya geçiş göstermekte, hatta diyoritik mağmaya doğru bir yönelimin olduğu anlaşılmaktadır. Daha sağlıklı bir sonuca ulaşmak için Niqqli parametrelerinin tümü bir arada değerlendirilmesi gerekir. Bu amaçla parametrelerin tümü kalkalkali, sodik ve potasik mağmatik seriler içinde birlikte değerlendirildiğinde, diyorit-gabro'dan granodiyorite kadar değişim sunan Göynükbelen granitoyidlerinin, kalkalkali melez granitik bir mağmadan türediği ifade edilebilir.

Niqqli parametrelerinin diyagramlara uygulanmasında kullanılan aralık değerleri ÇOĞLU' dan (1976) alınmıştır.



ŞEKİL: 3.15. Göynükbelen Granitoidlerine Ait Si^o-Az^o Diyagramı.

3.3. Göynükbelen Granitoidlerinin İz Element Analizleri ve İz Elementleri Yardımıyla Tektonik Konumlarına Göre Sınıflaması

Granitoidleri mineralojik bileşimlerine ve ana element jeokimyasına göre sınıflamak, bu kayaçların mineralojik bileşimlerinin ve ana element içeriklerinin birbirinden çok farklı olmamasından ötürü yeterli bulunmamıştır (PEARCE ve Diğerleri,1984). Bu araştırmacı-lara göre S-tipi, I-tipi ve A-tipi (COLLINS ve Diğerleri 1982) olarak sınıflandırılan granitoidler arasındaki sınırlar ve bu granitoid tipleri ile tektonik konumları arasında eşlemeler her zaman kesin değildir. PEARCE ve Diğerleri (1984) granitoidlere ait iz elementlerin bir-biri arasındaki ilişkileri diyagramatik olarak inceleyerek, granitoidler için tektonik bir sınıflama modeli önermişlerdir. Bu modelde granitoidler 4 ana gruba ayrılmıştır. Bu ana gruplar (1) Okyanus Sırtı Granitoidleri (ORG); (2) Volkanik Yay Granitoidleri (VAG); (3) Levha içi Granitoidleri (WPG); (4) Çarpışma ürünü

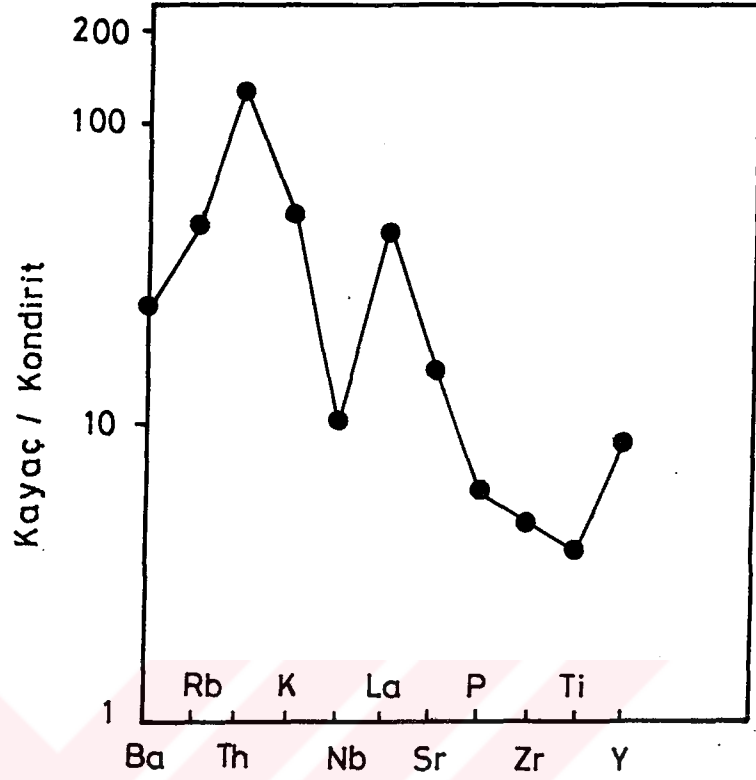
Granitoyidleri (COLG) dir. Bu kapsamda, Göynükbelen granitoyidleri üzerinde elde ettiğimiz mineralojik ve ana element jeokimyasal bulguları, iz element jeokimyası çalışmalarlarıyla da desteklemek amacıyla, sokuluma ait 8 kayaç örneği iz elementler açısından analizi edilmiştir. Sonuçlar Tablo 3.3'de verilmiştir.

Yitim zonu ile ilişkili mağmatizmanın en tipik özelliği, yüksek alan gücüne haiz (HFS) elementlerdeki (Nb, Y, Zr, Ta, Ti v.d.) tüketilmeye karşılık, büyük iyon litofil (LIL) elementler (K, Rb, Th, U, v.d.) ile, hafif nadir toprak elementlerdeki zenginleşmedir. Bu yüzden düşük HFS/LIL oranı bu mağmatik ortamın özelliği olarak ifade edilmiştir (BROWN ve diğerleri, 1984; SAUNDERS ve TARNEY, 1984; AVKOL ve TOKEL, 1991). Ancak yitim zonu ile ilgili mağmatik kayaçların jeokimyasal özellikleri, pirimitif yay, normal ada yayı ve yay ardı kesimlerde bir takım farklılıklar sergiler. Bu durum, yitim esnasında meydana gelen kabuk asimilasyonu ve kalınlaşan kabuktaki fraksiyonel kristalizasyonun bir sonucu olarak açıklanır.

Göynükbelen granitoyidlerine ait olan ve kondirit'e göre normalize edilmiş iz element dağılım deseni Şekil 3.16'da verilmiştir. Normalize değerler THOMPSON ve Diğerlerinden (1984) alınmıştır. Şekilde görüldüğü gibi uyumsuz elementler grubuna giren büyük iyon çaplı litofil elementler (Ba, Rb, K, Th) ile hafif nadir topraklar grubundan La'ın, fraksiyasyona bağlı olarak artarken, yüksek alan gücüne haiz olan Zr ve Ti'ın ileri derecede, Nb ve Y'ise kısmen tüketilmiştir. Özellikle K'dan Nb'a hızlı düşüş ve Nb'dan La'a hızlı yükseliş, ada yayı kalk-alkali mağmatizma ürünleri için karakteristiktir (WILSON, 1989).

TABLO: 3.3. Göynükbelen Granitoidlerine Ait 8 Örneğin İz Element Analiz Sonuçları (ppm)

Kayaç No.	Ba	Rb	Th	K	Nb	La	Sr	P	Zr	Ti	Y	Ni	Co	Cr	Ag
Gr2	344	32	8	12200	10	21	238	420	40	1900	20	6	9	81	0.1
Gr5	273	22	16	8200	7	44	277	320	30	1800	17	15	8	125	0.1
Gr10	284	26	7	10400	4	20	247	360	35	2000	19	19	9	141	0.2
Gr17	338	31	8	12800	5	25	273	400	50	1900	17	12	7	110	0.1
Gr35	22	4	1	1000	1	2	97	170	19	3800	17	70	33	128	0.1
Gr36	31	4	1	900	1	2	80	190	21	3900	17	67	35	117	0.1
Gr39	17	4	1	2600	1	2	106	240	28	3700	16	59	38	124	0.1
Gr40	27	8	1	2000	1	2	97	250	22	3800	17	54	33	130	0.1



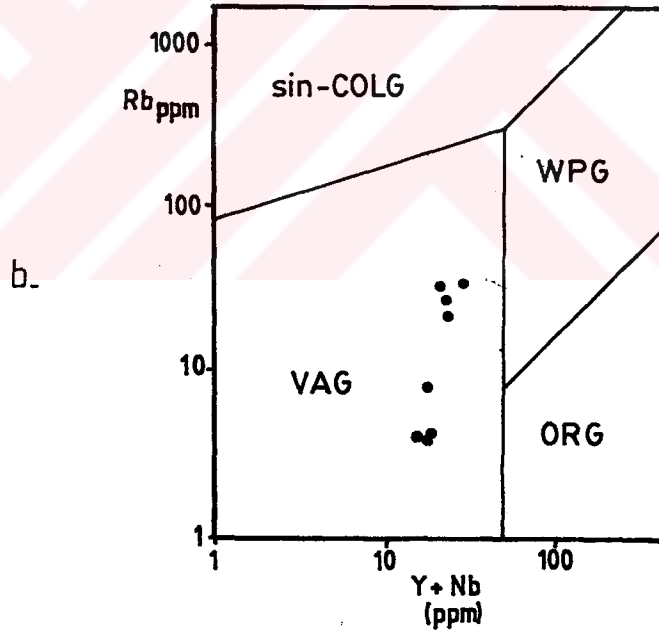
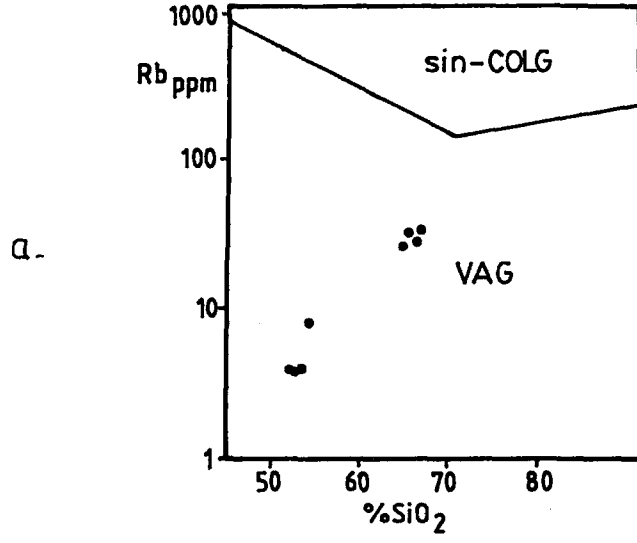
ŞEKİL: 3.16. Göynükbelen Granitoidlerinin Kondirit'e Göre Normalize Edilmiş İz Element Dağılım Deseni.

Sokuluma ait Sr değerlerinin bir miktar yüksek çıkması, kayaçların kalk-alkalen karakterden bir miktar kalsik karaktere kaymış olmasından ileri gelmiş olabilir (Şekil 3. 6). Ayrıca Sr, plajiyoklazlarda Ca, alkali feldispatlarda ise K'un yerin alabilmektedir (GREEN,1980; AYKOL ve Diğerleri, 1985); bu durum da kayaçların Sr oranları üzerinde etkili olabilir. Göynükbelen granitoidlerine ait örneklerin iz element analiz sonuçları ortalama değerlerde kalmıştır. Bu özellikleri ile sahamızdaki granitoidler I-tipi ve volkanik yay granitoidlerinin (VAG) bileşim yelpazesine girmektedir.

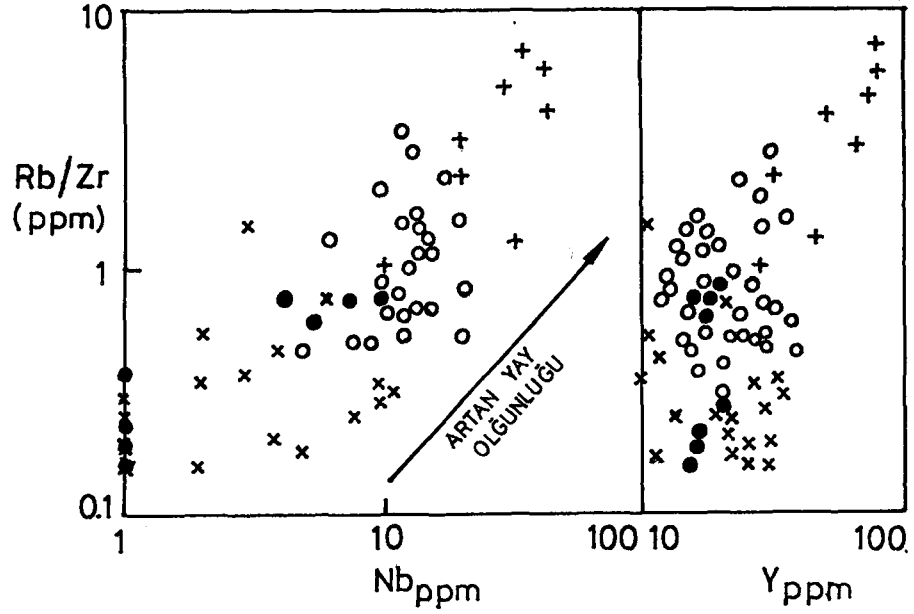
PEARCE ve Diğerlerinin (1984) geliştirmiş oldukları tektonik diskriminasyon diyagramlarında da Göynükbelen granitoidlerinin volkanik yay karakteri açıkça belli olmuştur (Şekil 3.17.a,b). Volkanik yay granitoidleri, bileşimleri toleyitten kalk-alkaline ve şoşonitiğe kadar değişen kayalar içermekteler ve okyanusal konumdan kıtasal konuma kadar değişen tektonik ortamlarda bulunabilmektedirler. Yine anılan yazarlar VAG grubu granitoidler içinde yer alan okyanusal ve kıtasal karakterli yayların, STRECKEISEN(1976) diyagramında kuvars diyorit, kuvars monzonit, tonalit ve granodiyorit dilimlerinde yayıldıklarını, önemli koyu renkli minerallerinin hornblend ve biyotit olduğunu ve PEACOCK (1931) sınıflamasına göre kalk-alkali özellik gösterdiğini ifade etmişlerdir. Göynükbelen granitoidlerine ait Bölüm 2'de verilen mineralojik tanımlamalar, Şekil 2.19 ve Şekil 3.3'deki kayaç dağılımları ve Şekil 3.4, 3.5 ve 3.6'daki nokta dağılımlar, yukarıda özetlenen VAG granitoidlerin özelliklerine uymaktadır.

BRAWON ve Diğerlerinin (1984) geliştirmiş oldukları, orijinal Nb-Rb/Zr ve Y-Rb/Zr diyagramlarında, Göynükbelen granitoidleri pirimitif ada yayları ve kıtasal yaylardan, normal kıtasal yaylara kadar geniş bir yay olgunluğu alanında yayılım göstermiştir (Şekil 3.18).

Göynükbelen granitoidlerine ait Petrografik, petrolojik ve jeokimyasal verilerin tümü dikkate alındığında, sokulumun I-tipi granitoid olduğu, volkanik yay ortamında oluştuğu ve volkanik yay granitoidlerinin okyanusal ve kıtasal karakterli yaylarının özelliklerini sergilediği görülmektedir.



ŞEKİL: 3.17. PEARCE ve Diğerlerinin (1984) Geliştirmiş oldukları a) SiO₂-Rb ve b) Y+Nb-Rb Tektonik Diskriminasyon Diyagramında Göynükbelen Granitoidlerinin Konumu.



ŞEKİL: 3.18. BRAWON ve Diğerlerinin (1984) Granitoyitlerin Yay Olgunluğunu Gösteren Nb-Rb/Zr ve Y-Rb/Zr Orijinal Diyagramda, Göynükbelen Granitoyitlerinin Konumu. +: Olgun kıtasal yaylar; o: Normal kıtasal yaylar; x: Primitiv ada yayları ve kıtasal yaylar; • Göynükbelen granitoyitleri.

3.4. Çalışma Alanında Yer Alan Ultramafik Kayaçların Kimyasal Analizleri ve Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi

3.4.1. Çalışma Alanındaki Ultramafik Kayaçların Ana Element Jeokimyası

Çalışma alanında yer alan ultramafik kayaçların jeokimyasal özelliklerini tanımlamak amacıyla, 29 adet sağlam kayaç örneği seçilmiş ve Bölüm 1'de verilen yöntemler uygulanarak kimyasal analizleri yapılmıştır; sonuçlar Tablo 3.4'te verilmiştir.

TABLO: 3.4. Çalışma Sahasındaki Ultramafik Kayaçların Ana Element Kimyasal Analiz Sonuçları

Örnek Bileşen	D Ü N İ T - H A R Z B U R J İ T														
	U1	U2	U3	U4	U5	U6	U7	U8	U9	U10	U11	U12	U13	U14	U15
SiO ₂	36.78	39.40	38.25	37.86	40.64	39.24	38.23	39.27	36.91	40.56	44.15	35.39	38.01	38.59	31.29
Al ₂ O ₃	1.08	0.76	0.84	1.04	1.03	0.87	1.14	1.01	1.00	1.00	0.92	1.10	1.90	0.92	0.97
Fe ₂ O ₃	10.94	8.15	8.34	12.62	9.57	9.85	10.94	10.94	11.36	7.03	6.54	6.95	12.62	10.94	9.40
MgO	38.41	43.50	40.45	42.44	43.77	43.10	42.19	41.78	40.12	44.43	40.12	45.30	38.24	43.10	45.78
CaO	0.49	0.25	2.22	1.41	0.10	1.15	0.42	1.17	1.26	1.35	1.82	0.44	0.09	1.41	2.54
Na ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.04	-	0.02	0.04	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	-	-	0.03	0.01	0.03	-	-	0.01	0.03	-	0.03	0.02	-
TiO ₂	0.05	0.01	-	-	0.09	0.07	0.05	0.07	-	0.41	0.01	0.05	0.02	0.05	-
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.02
MnO	0.17	0.10	0.18	0.15	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.10	0.10	0.10	0.15	0.14	0.15
Cr ₂ O ₃	1.06	0.70	1.09	1.39	1.46	0.96	0.90	1.59	0.89	0.36	0.90	0.73	4.39	0.83	1.03
Kız.Kay.	10.91	7.10	8.50	3.06	3.09	5.48	5.87	4.01	8.20	4.61	5.40	9.90	4.50	3.91	8.95
Toplam	99.96	100.04	99.91	100.01	99.97	99.92	99.95	100.04	99.97	99.94	100.07	99.99	100.02	99.97	99.90
Ni ppm	1900	2400	1400	1700	1400	1400	2100	1800	1900	2500	2300	2100	1150	1850	1600
Co ppm	100	100	120	200	150	195	150	150	190	185	115	150	170	150	70

TABLO: 3.4. Çalışma Sahasındaki Ultramafik Kayaçların Ana Element Kimyasal Analiz Sonuçları (Devamı)

Örnek Bileşen	D Ü N İ T - H A R Z B U R J İ T											P İ R O K S E N İ T S E R P A N İ N İ T						
	U16	U17	U18	U19	U20	U21	U22	U23	U24	U25	U26	U27	U28	U29				
SiO ₂	37.99	38.60	42.85	38.70	34.76	33.35	36.22	38.26	39.94	52.30	50.91	51.42	49.04	40.13				
Al ₂ O ₃	0.92	0.40	1.06	0.96	1.09	1.35	1.05	1.68	1.01	1.56	2.06	2.10	1.18	0.72				
Fe ₂ O ₃	12.62	9.79	11.36	10.94	9.79	11.40	7.95	7.49	7.83	6.66	5.88	6.46	5.06	6.53				
MgO	42.44	45.01	37.45	43.11	45.01	36.58	41.13	46.83	38.27	23.10	23.47	23.05	27.19	38.23				
CaO	2.01	0.11	0.25	2.05	2.24	3.48	1.98	2.04	1.52	14.85	15.82	14.56	14.00	0.15				
Na ₂ O	-	0.03	0.02	0.04	-	0.01	-	-	-	0.08	-	0.09	0.06	0.09				
K ₂ O	-	0.03	0.01	0.04	-	-	-	-	-	0.03	-	0.05	0.04	0.02				
TiO ₂	-	0.02	0.05	0.07	0.04	-	0.45	0.32	0.35	0.44	0.41	0.41	0.22	0.07				
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.01	0.11	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	-				
MnO	0.15	0.14	0.14	0.13	0.14	0.11	0.13	0.15	0.14	0.15	0.16	0.15	0.12	0.10				
Cr ₂ O ₃	1.13	0.73	0.73	1.83	1.09	3.02	0.66	1.63	0.78	0.11	0.20	0.53	0.36	0.40				
Kız.Kay.	2.65	5.10	6.62	2.08	4.90	10.70	10.37	1.57	12.10	0.75	1.25	1.11	2.30	13.70				
Toplam	99.95	99.99	100.18	99.98	99.83	100.01	100.05	99.99	99.95	100.05	100.18	99.95	100.09	100.14				
Ni ppm	2000	2450	1050	2350	2300	2400	2100	1950	2500	450	500	600	700	2100				
Co ppm	150	150	110	150	150	110	100	100	115	50	50	50	65	100				

Elde edilen sonuçlar içinde değişimi en dikkat çekici olan bileşenin, kızdırma kaybı (H_2O^+) olduğu görülmüştür. H_2O^+ 'da görülen bu düzensiz değişim, kayaçların serpantinleşme oranlarındaki farklılıktan ileri gelmektedir. Serpantinleşme oranı arttıkça H_2O^+ 'da artmıştır.

Çalışma alanındaki dünit ve harzburjitleri temsilen seçilip, analiz edilen 24 örnekte, Al_2O_3 miktarları, NALDRETT ve CABRI'nin (1976) verdiği değerlere göre oldukça düşüktür. COLEMAN(1977), Al_2O_3 miktarının, alpin-tip peridotitlerde, dünitler için % 0.35, harzburjitler içinse % 0.89 gibi düşük değerlerde olduğunu belirterek, düşük Al_2O_3 ve Al_2O_3 'e kaynak teşkil eden minerallerin modal oranlarının azlığına dikkat çekmiştir. Ultramafik kayaçlarda Al_2O_3 içeren mineraller, piroksen ve spinel olduğuna göre, bu oksit miktarının kayaçların modal bileşimine bağlı olması doğaldır. Bölüm 2'de verilen mikroskopik incelemede, arazimizdeki dünit ve harzbur-jitlerde monoklinik piroksen ve spinel miktarının yüksek olmadığı belirtilmiştir. Dolayısıyla bu kayaçlardaki ortalama % 1 Al_2O_3 miktarının kayaçlarımızın kısmen yüksek sayılabilecek ortopiroksen ve daha az miktardaki spinel içeriğinden kaynaklandığı ifade edilebilir.

Al_2O_3 ile beraber TiO_2 ve alkali oksitlerin alpin-tip peridotitlerdeki dağılımı, bu elementlerin üst mantodaki tüketilme düzeylerini belirler. Bu amaçla çalışma alanımızdaki dünit ve harzburjitlerin analiz sonuçları, RINGWOOD'un (1975) $MgO-Al_2O_3$ ve $MgO-CaO$ diyagramlarına uygulanmıştır (Şekil 3.19 a ve b). Kayaçların MgO değerleri oldukça yüksektir ve % 36.58-%46.83 arasında değişir. Al_2O_3 oranı % 1.2'nin altında kalan örnekler, az tüketilmiş pirolit alanı için dağılmıştır; bunlar pirolit veya kalıntı üst manto malzemesi olarak yorumlanabilir (Şekil 3.19.a). $MgO-CaO$ diyagramında ise örneklerin yaklaşık % 75'i % 1.5 CaO değerinin altında

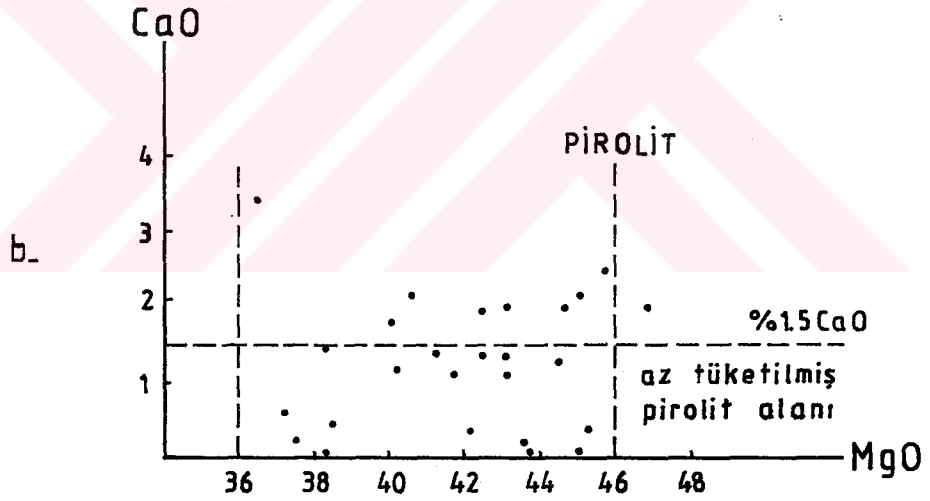
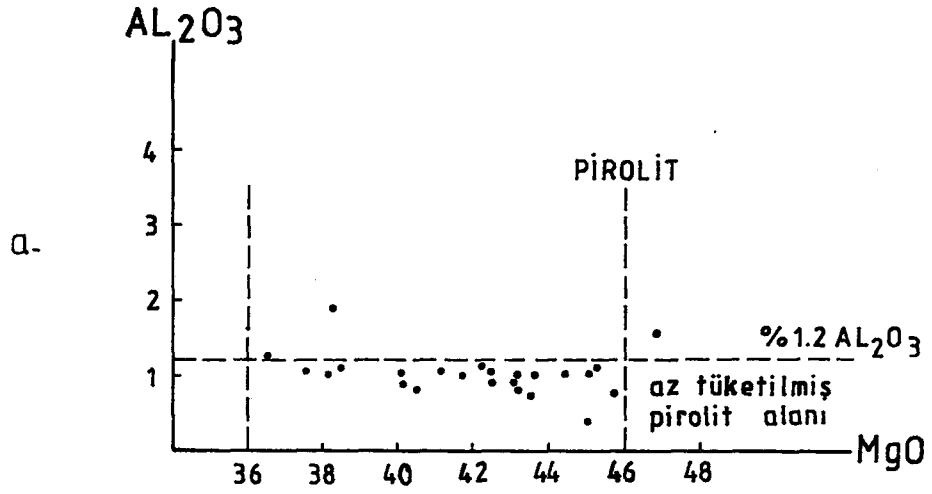
kalmış ve az tüketilmiş pirolit alanında dağılmıştır. (Şekil 3.19.b). Şekil 19.a ve b'nin düzenlenmesinde, YAMAN'dan(1989) yararlanılmıştır. Günümüzde, okyanus ortası sırtlardan elde edilen bilgiler, pirolit magmasının, sırt altındaki eksen boyunca yükseldiğini ve kalıntı üst manto malzemesini oluşturduğunu ortaya koymuştur (CANN,1968; GREENBAUM,1972; GASS ve Diğerleri; 1975; Coleman, 1977).

Beklenildiği gibi çalışma alanında bulunan piroksenit damarlarına ait örneklerin SiO_2 , TiO_2 ve Al_2O_3 değerleri, dünit ve harzburjit örneklerine göre yüksek çıkarken, MgO , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 ve H_2O^+ değerleri düşük çıkmıştır (Tablo 3.4). Bu durum mineralojik bileşimdeki piroksen oranının fazlalığıyla uyum içindedir.

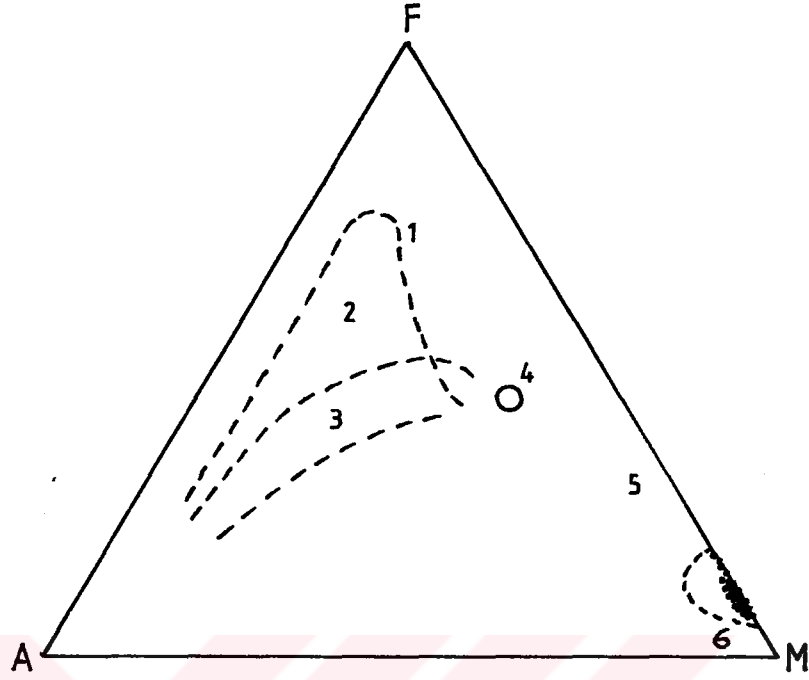
Çalışma sahasında yer alan ultramafik kayaçların diferansiyasyon aşamalarını incelemek amacıyla, ana element kimyasal analiz sonuçları AFM üçgen diyagramına uygulanmıştır. Noktaların tümü mafik-ultramafik kümülat ve ultramafik tektonik sırları içinde kalmış, ancak çok büyük bir kısmının ultramafik tektonik alanında yayıldığı izlenmiştir (Şekil 3.20).

Ultramafik kayaçlarda petrojenezde ışık tutan elementlerden biride Ti'dir. Tablo 3.4'de ve Şekil 3.21'deki Ni-Ti-Co üçgen diyagramında görüleceği gibi, nispeten uyumsuz bir element olan Ti, dünit ve harzburjitlerden ziyade piroksenitlerde konsantre olmuştur. Zira, Ti'nin kısmi ergime sırasında katı fazdan çok sıvı fazı tercih ettiği kabul edilmektedir.

Ni-Ti-Co üçgen diyagramının yansıttığı bir diğer önemli sonuçta, Ni ve Ti'nin önemli bir değişim göstermesine karşın, kobaltın yaklaşık benzer değerler göstermiş olmasıdır; buda kobaltın ultramafik ve mafik kayaçlardaki dağılımıyla uyum içindedir.

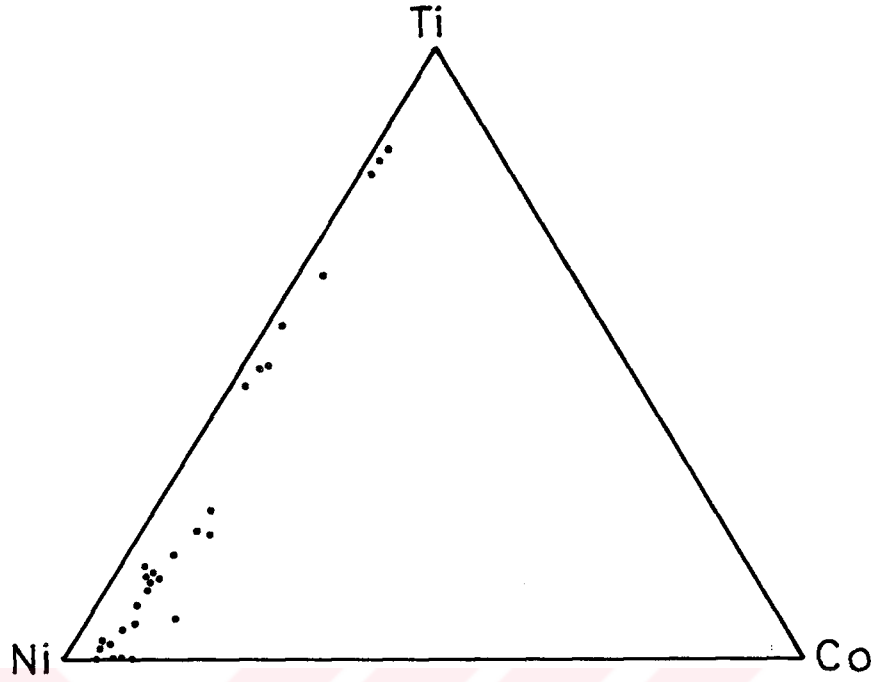


ŞEKİL: 3.19. Çalışma Sahasında Yer Alan Dünit ve Harzburjitlerin RINGWOOD'un (1975) a)- MgO-Al₂O₃ b)- MgO-CaO Diyagramlarındaki Konumları.

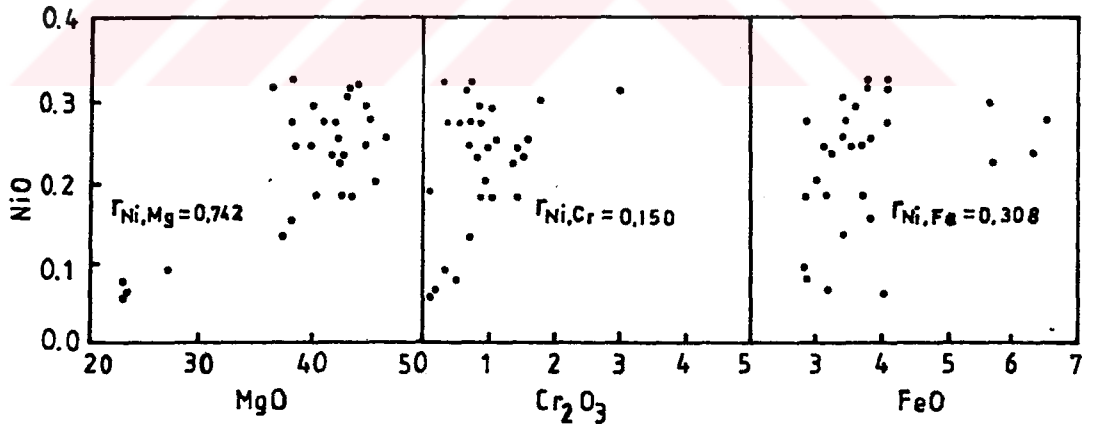


ŞEKİL: 3.20. Çalışma Sahasındaki Ultramafiklerin COLEMAN'ın (1977) AFM Diyagramındaki Konumları. 1: Skaerograd Trendi; 2: Toleyitik alan; 3: Kalk-alkali alan; 4: Atlantik Sırtı Bazaltları; 5: Mafik-Ultramafik Kümülatlar; 6: Ultramafik Tektonitler.

Ni'in ultramafik Kayaçlardaki davranışı Mg/Fe oranı ile kontrol edilir. Mg miktarı arttıkça Ni miktarıda artar. Çalışma sahasında yer alan ultramafik kayaçların MgO, Cr₂O₃ ve FeO içeriklerinin NiO'e karşı oluşturulan diyagramları korelasyon katsayıları ile birlikte şekil 3.22'de verilmiştir. NiO ile MgO, Cr₂O₃ ve FeO arasında sırasıyla 0.742, 0.150 ve 0.308 korelasyon değerleri saptanmıştır. Görüldüğü gibi en güçlü pozitif ilişki NiO ile MgO arasında elde edilmiştir.



ŞEKİL: 3.21. Ni-Ti-Co Üçgen Diyagramında Çalışma Sahasındaki Ultramafiklerin Konumu.



ŞEKİL: 3.22. Çalışma Sahasında Yer Alan Ultramafik Kayağların MgO-NiO, Cr₂O₃-NiO ve FeO-NiO Değişim diyagramları ve Korelasyon Katsayıları.

Çalışma sahamıza ait ultramafik kayalarındaki ortalama Ni miktarınının 1740 ppm civarında olduğu saptanmıştır. Serpantinleşme sonucu yoğunlaşan Ni'iyonlarının da bu oranı bir miktar arttırmış olması doğaldır. Bu ortalama değer ultramafik kayalara özgü Ni ortalama değerleri içerisinde kalmaktadır. Sahamızdaki ultramafik kayaların Cr_2O_3 oranı ise ortalama % 1.11 dir. Ultramafik kayalar % 5'e kadar Cr_2O_3 içerebildiğine göre, % 1.11 uygun bir değerdir.

3.4.2. Çalışma Alanındaki Ultramafik Kayaların İz Element Jeokimyası

Sahamıza ait 4 adet ultramafik kayaç örneğinin iz element analiz sonuçları ve literatürden derlenmiş platin grubu elementlere ait sonuçlar Tablo 3.5'te sunulmuştur. Beklendiği gibi tüm elementler tüketilmiştir. Nispeten daha az uyumsuz olan Nb, U17 nolu örnek dışında, ultramafik kayalara özgü değerlere göre yüksektir.

NALDRETT ve CABRI(1976), ultramafik kayaların ve bu kayaların minerallerinin Pt-grubu element analizlerinin, temsili olmayan kirlenmelerden etkilenebildiklerini, çünkü bu elementlerin silikatlarda son derece düzensiz bir dağılım sergilediklerini ifade etmişlerdir. Çalışma alanımızın dünit ve harzburjitlerine ait dört örneğin Pt-grubu element analiz sonuçlarında da düzensizlik görülmektedir. Bu yukarıda açıklanan nedenden ileri gelebilir. Ancak U17 nolu örneğin sergilediği yüksek değerler, hidrotermal çözeltilerin bir sonucu olabilir. Örnek, sahanın kuzeyinde Fatma Tepe civarından, granitoid sokulumun dokanağına yakın ezikli kırıklı dünitlerden alınmıştır. Şüphesiz Pt-grubu elementlerin kaynağı ultramafik kayalardır; burada hidrotermal çözeltilerin fonksiyonu, nikel'de ve kobalt'da olduğu gibi, ultramafik kayalarda var olan Pt grubu

TABLO: 3.5. Çalışma Alanındaki Ultramafik Kayaçlara Ait Dört Örneğin İz Element Ve Literatürden Derlenmiş İki Örneğin Pt,Pd,Rh ve Au Analiz Sonuçları

Örnek No.	PPm										PPb			
	Cu	Ag	V	Ba	Th	Sr	La	Zr	Nb	Y	Pt	Pd	Rh	Au
U1	8	0.1	4	2	1	4	2	1	6	1	11	6	1	3
U7	16	0.1	8	1	1	1	2	1	7	1	1	4	1	2
U13	1	0.1	7	1	1	1	2	4	4	1	1	1	1	3
U17	3	0.1	6	4	1	2	2	1	1	1	46	18	9	2
+											73	18	1.99	-
X											93	38	8.10	-

+ : Alpin komplekslerden (Urallar'dan) alınmış dünit ve peridotitlere ait ortalama değerler.
X : Alaska tipi komplekslerden (Nizhni Tajil ve Urallar'dan) alınmış dünit ve peridotitlere ait ortalama değerler.
Her iki sonuç WALDRETT ve CABRI (1976) den alınmıştır.

elementleri remobilize ederek bünyesine alıp, yine ultramafik kayaların içindeki uygun boşluklara çökeltmiş olmasıdır.

Tablo 3.5'de verilen orijinal ve derlenmiş örneklerin Pt-grubu elementlerinin Pt/Pd+Pt ve Pd/Rh+Pd oranları aşağıdaki gibidir.

	U1	U7	U13	U17	+	x
Pt/(Pd+Pt)	0.65	0.20	0.50	0.71	0.80	0.71
Pd/(Rh+Pd)	0.86	0.80	0.50	0.67	0.90	0.82

U17 nolu örneğin Pt/(Pd+Pt) ve Pd/(Rh+Pd) oranlarınının Alaska ve Alpin-tip komplekslerin oranlarıyla NALDRETT ve CABRI(1976) uyumlu olduğu görülmektedir. Ancak bu sonuçlar yukarıda belirtildiği gibi çok yerel etkenlerden kaynaklanmış olabilir.

Ultramafik kayalarda kaydedilmiş Au değerleri oldukça geniş bir alanda değişmektedir. NALDRETT ve CABRI(1976), Mt. Albert ve Urallardan derlenmiş örneklerin, oldukça hassas yapılmış analiz sonuçlarını dikkate alarak, buldukları yaklaşık 2ppb'lik Au değerinin bu tür kayaları temsil edebileceğini belirtmişlerdir. Çalışma sahasındaki ultramafik kayalara ait Au sonuçları (Tablo 3.5) yukarıdaki sonuçla uyum içindedir.

BÖLÜM 4. ÇALIŞMA ALANINDAKİ NİKEL OLUŞUMLARI

4.1. Giriş

Bu bölümde Topuk-Göynükbelen yöresindeki nikel cevherleşmesinin jeolojik konumu, bu konumu denetleyen yapısal özellikler anlatılmış, kalıntı ve hidrotermal nikel yataklarının oluşum modelleri kısaca tanıtılarak, çalışma sahasındaki nikel oluşumlarının kökenleri irdelenmiştir.

4.2. Jeolojik Konum

Orhaneli ultramafik masifi bugünkü konumunu alırken, çevre kayalarla birlikte kendi kendisini de tahrip ederek ezikli, kırıklı, çatlaklı yer yer faylı, bindirmeli bir yapı kazanmıştır.

Paleojen süresince metamorfik temeli ve ultramafik kayaları keserek bugünkü konumunu alan, doğu-batı doğrultulu Göynükbelen granitoid sokulumunun yerleşmesiyle, çalışma sahası içinde kalan ultramafik kayaların tahribatı artmıştır. Bir ayrışma ve breş zonu şeklinde granitoid sokulumu çevreleyen ultramafik kayalar, sahanın özellikle kuzey, batı ve güneybatı kesimlerinde ileri derecede tahrip olarak ezikli, kırıklı, çatlaklı, faylı bir yapı kazanmıştır. Çalışma alanında yer alan en büyük kırık zonu, doğu-batı doğrultulu ters fay olup, sahanın kuzeyinde metamorfik birimle ultramafik birim sınırını belirler. Ekte sunulan sahanın jeolojik haritasında sadece büyük faylar gösterilmiştir, daha küçük faylar baştan başa ultramafik arazinin her yerinde mevcuttur.

LISENBEE(1971 ve 1972), doğu-batı doğrultuda, güney'e doğru ultramafik birimleri kuzey-güney trendine ayıran ve arazinin güneyinde yer alan Kocas Nehrinin, masifin makaslama zonu içinde, doğu-batı hareketli bir yırtılma fayını temsil edebileceğini belirtmiştir. Ayrıca kuzeybatı doğrultulu fayların ikinci kez Kocas Nehrini keserek, fayın etki alanını genişlettiğini ve çizgisel kanallar oluşturduğunu ifade etmiştir. Bu görüş doğrultusunda, çalışma alanının güneyinde yer alan Değirmen dere ile birleşerek Kocas Nehrine bağlanan Yapköy dere ve Hamam dere'nin, bu yırtılma fayının ekayları olduğu ileri sürülebilir. Zira alışma sahasında tespit edilen en yüksek nikel değerleri, bu iki derenin tabanına yakın yamaçlarında tespit edilmiştir. Ayrıca Yapköy dere içinde etrafında sülfür oluşumları gözlenen ve kesif kükürt kokusu duyulan bir adet kanal tespit edilmiştir. Faylar, arazide serpantin, manyezit, talk, klorit, ikincil kuvars ve ikincil karbonat oluşumlarıyla temsil edilebilir, ve yukarıda belirtilen iki derede yaklaşık tamamen serpantinleşmiş ultramafik taban üzerinde akmaktadır.

Çalışma alanında, ultramafik kayalardaki ezik, kırık, çatlak ve fay gibi tektonik arızaların kontrolünde gelişen nikel zenginleşmesi iki grup altında toplanabilir:

1- Ultramafik kayalardan yüzeysel olarak bozuşup ayrışmasıyla meydana gelen, Lateritik diyebileceğimiz kırmızımsı kahve renkli toprak zonlardaki nikel birikimleri. Bu tür oluşumlar sahanın tektonik arızalanmasının yoğun olduğu kuzey-kuzeybatı kesimlerinde yaygındır.

2- Direkt Göynükbelen granitoid sokulumuna bağlı olarak ve yine ultramafiklerdeki tektonik zonların kontrolünde gelişmiş hidrotermal kökenli nikel, kobalt, bakır

cevherleşmeleri: Bu tür oluşumlar ise sahanın güney-güney batısında ve kuzey orta kesimlerinde gelişmiştir

4.3. Çalışma Sahasında Yer Alan Kırmızı Toprak Zonlarda Gelişen Nikel Zenginleşmesi

İnceleme alanında yer alan kırmızı toprak zonları ve zonlarda gelişen nikel zenginleşmelerini tanıtmaya geçmeden önce, lateritik demir-nikel-kobalt yataklarının oluşumundan kısaca söz edilecektir.

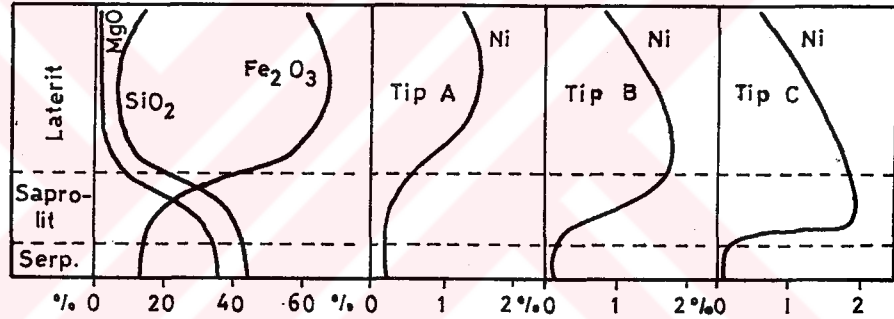
4.3.1. Lateritik Demir-Nikel-Kobalt Yataklarının Oluşumu

Sıcak ve nemli iklim bölgelerinde tamamen veya kısmen peneplenenmiş, demirce zengin alüminyumca fakir kayaların, yerinde, tamamen dış etkenlere bağlı olarak ayrışıp, faydasız element ve element gruplarının uzaklaşarak, arta kalan yararlı minerallerin ortamda toplanmasıyla, Yeni Kaledonya tipi demir-nikel-kobalt kalıntı yatakları meydana gelmektedir.

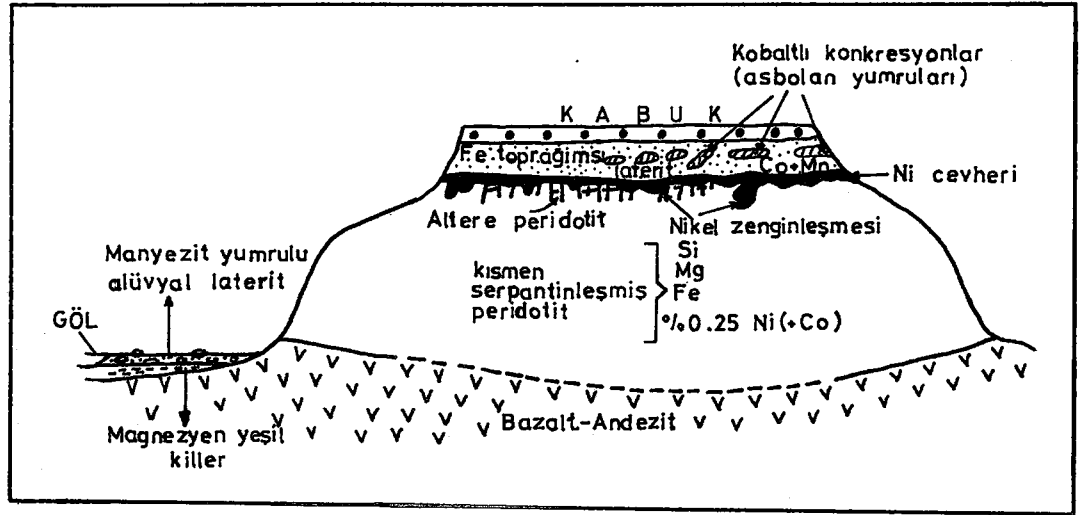
Ultramafik kayaların ana elementleri olan Si, Mg ve Fe'in ayrışmaları farklı yönlerde gelişir. (Şekil 4.1) Tropikal iklim koşullarında ve pH=3 olduğu koşullarda Silis, çözültü haline geçer ve büyük oranda ortamdaki uzaklaşır; bir kısım silis ise demirli lateritlerde renkli opal levhacıkları veya ultramafiklerin yüzey kısımlarında kuvars lifleri oluşturur. Mg ise, MgO halinde tümü ile ortamdaki uzaklaşır ve ayrışım zonunun taban kısımlarında manyezit katmanları veya yumruları şeklinde çöker. Mg ve Si'in ortamdaki uzaklaşmasından sonra arta kalan demir, üç değerlikli demir hidroksit ($Fe(OH)_3$) halinde çöker ve sonradan limonit ve götit gibi oksitlere dönüşerek ultramafiklerin üzerinde, kalınlığı yer

yer 50m. yi geçen, demirli laterit örtüsü meydana getirir. Toprağımsı lateritlerin rengi üst kesimlerde kırmızıdan mora kadar değişik renklerde izlenirken, renk taban kısımlarında sarı-yeşilimsi sarı olur. Yüzeyleri curufumsu, yumrumsu görünümündedir ve çok serttir. Bu nedenle bu tür oluşumlara demir zırh-kabuk adı da verilir (Şekil 4.2).

İki değerlikli nikel kısmen hareketlidir ve ayrı-şarak açığa çıkan nikelin önemli bir kısmı denize kadar taşınarak, denizel killer içinde önemli konsantrasyonlar (% 1 hatta daha fazla) meydana getirir.



ŞEKİL: 4.1. Bir Nikelli Lateritin Zaman İçindeki Gelişimi. Toprak Katmanlarının Bileşimi(kalınlığı hariç) Yaklaşık Sabit Kalırken, Nikel Oksidasyon Zonundaki Mutedil Çözünürlüğünden Dolayı Dereceli Olarak Profilin alt Kısımlarına Geçer. Oksidasyon (tip A), Orta Seviye (tip B) ve Saprolit (tip C) cevherleri, evrimsel bir istif içindeki safhaların Temsilcileridir (MAYNARD,1983).



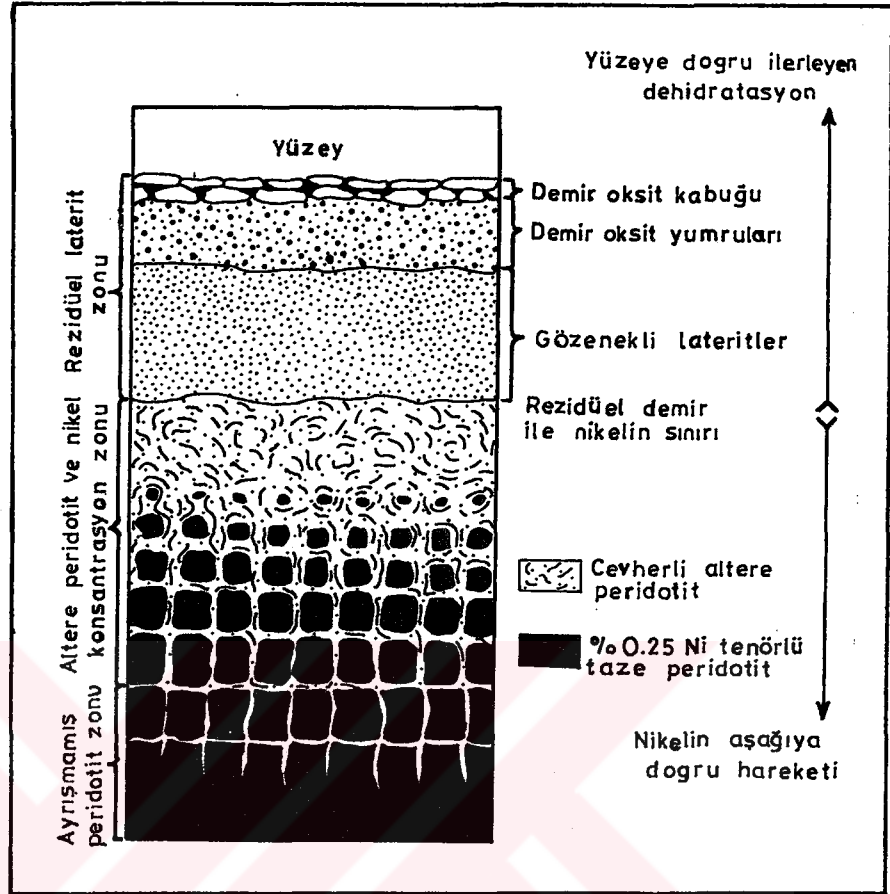
ŞEKİL: 4.2. Yeni Kaledonya Ultramafiklerinin Ayrışması ve Ni-Co Konsantrasyonları İçeren Demirli Lateritlerin Oluşması (ÖZKOÇAK, 1980'den Yararlanılarak Yeniden Düzenlenmiştir).

Geri kalan nikel, kobalt ile birlikte çözültü halinde ayrışma zonu boyunca derine inerek, iki ayrı tip lateritik nikel-kobalt yatağı oluşturur (WEBER,1972,1973), (Şekil 4.2, 4.3). Bunlardan birincisi lateritik zonu üst kesimlerinde, limonit tarafından adsorbe edilmiş Ni ve Co oluşumlardır. Bu oluşumlar SiO_2 ve MgO bakımından fakir, Fe_2O_3 yönünden zengindir. İkinci tür Ni-Co yatakları ise ayrışma zonunun en alt kısmında ana kayaç-ayrışma zonu arasında bulunur. Burada SiO_2 ve MgO yüksek, Fe_2O_3 ise düşüktür. Bu tür yataklarda oluşan ve parlak yeşil rengiyle dikkat çeken başlıca nikel minerali nikelli serpantin-Garniyetirdir. Daha az oranda nikelli saponit (pimelit), nikelli talk, nikelli klorit(Şukardit), nikelli vermikülit, nikelli sepiolit, krisopras ve diğer silikatlardır, bunlardan bir kaçı bir arada bulunabilir (FAUST,1966, SPRINGER,1974). Kobalt bu tür yataklarda, asbolan adı verilen mavimsi siyah yumrular veya bulut şeklinde toplanmıştır. Asbolan bir mineralden çok, Co, Fe ve Mn oksitleri ile silis ve

alüminyumun bir karışımıdır. Büyük bir kısmını MnO'in oluşturduğu asbolan, % 20'ye kadar Co içerebilmektedir. (HELKE ve ÇAĞATAY,1978; SMIRNOV ve Diğerleri, 1983, MAYNARD,1983).

4.3.2. Çalışma Alanındaki Kırmızı Toprak Zonların Oluşumu ve Nikel İçerikleri

Çalışma alanının kuzey-kuzeybatı kesimlerinden başlayarak, güneybatıya doğru serpantinleşmiş ultrafik kayaların tektonik bakımdan arızalı oldukları kesimlerde kızılımsı kahve-kırmızı renklerde toprağımsı oluşumlar meydana gelmiştir. Ayrışmayı hızlandıran ultramafik kayaların ezikli-kırıklı yapısına bağlı olarak, yüzey-sel koşullar altında meydana gelen bu zonlar, bir kaç 100m.'den bir kaç km.'ye değişen mesafelerde, kesintilerle izlenmektedir. Bu kırmızı toprak zonlar içinde oldukça küçük (bir kaç metreden bir kaç 10 metreye) ve dağınık listvenit oluşumları da vardır. Grimsi beyaz, açık pembe, yer yer sarımsı kahve renkli sert listvenit bloklarının üst kısımlarında ve boşluklarında yer yer öz şekilli kuvars ve kalsit mineralleri izlenmiştir. Yüzeylerinde limonitleşmiş demirli kısımların görüldüğü sert listvenit bloklarının etrafında ve altında yer alan toprakların renginin daha kırmızı kalınlıklarının daha fazla ve nikel içeriklerinin de daha yüksek olduğu saptanmıştır. Hidrotermal çözeltilere çıkış kanalı teşkil eden kırık hatları boyunca gelişmiş bu oluşumlar, ultramafik masifin kuzeyinde, metamorfik birimlerle olan dokanaklarının yakınından başlayarak batı-güney batıya doğru aralıklarla izlenmiştir.



ŞEKİL: 4.3. Yeni Kaledonya Nikelli Lateritlerinden Tipik Bir Kesit (OLLIER, 1969 ve ÖZKOCAK, 1980 Birleştirilerek Çizilmiştir).

Çalışma alanındaki dağılımları sürekli olmayan bu kırmızı toprak zonlarda yapılan kazılarda, bu birimin fazla derinlere inmediği gözlenmiştir ve yer yer 3m., hatta daha kısa mesafelerde sağlam ana kayaca ulaşılmıştır. Yanlız M.T.A.'nın arazinin kuzeyinde Suluca T. üzerinde açtığı bir yarmada, 4m. inilmiş olmasına rağmen sağlam ana kayaca ulaşamadığı ifade edilmiştir. (SAYIN ve YILDIZ 1974, SAYIN, 1975). Kırmızı toprak zonların kalın olmamasında, şüphesiz bölgede hüküm süren ikliminde etkisi olmuştur. Çünkü kalın kırmızı toprak zonlar subtropikal-tropikal iklimlerin bir ürünüdür.

Çalışma alanında yer alan bu oluşumlar, 4.3.1'de genel hatlarıyla tanıtilen demirli lateritlerin, yapı ve görünümünden çok uzaktır. Hem M.T.A'nın 1974 ve 1975 yıllarında açtığı, hem de tarafımızca açtırılan yarmalarda yapılan inceleme ve araştırmalarda, kırmızı toprak zonların üst kesimlerinin, kalınlığı 10 cm ile 60 cm arasında değişen humuslu toprak katmanından oluştuğu görülmüştür. Humuslu toprak katmanının altında, kalınlığı 1m. ile 3.5m. arasında değişen, yer yer ultramafik ve listvenit çakılları içeren kırmızı, sarımsı kırmızı toprak zonlar bulunmaktadır. Yarmaların yaklaşık % 90'ında, 3m. ve daha az mesafede yer yer ayrışmış ana kaya, Ultramafiklere, ulaşılmıştır.

Arazinin kuzey orta kesimlerinden başlayarak kuzeybatı, güneybatı kesimlerine doğru aralıklarla devam eden bu kızıl zonlardan, kapladığı alanı, kalınlığı ve nikel içeriği bakımından dikkate değer olanlar aşağıda verilmiştir.

Sütali T., Sığıreyreği T, Elmacık T., Sakızlık T., Sarıalan T., Akpınar Çiftliği, Fatma T., Purasa T., Domboyuctu T., Tuzla Sr., Terce Sr., Çobankaldırımı Sr., Dokuzlarmezarı T., Öküzyatağı T., Suluca T., Göktepe Köyü, Sığıreyregi Sr., Kalaycıkırı Sr., Solbelen Sr., Kızılolduruk T., Kaşak T. ve civarları.

Bu sayılan zonlar içinde nikel içeriği açısından önemli olanlar, arazinin kuzeyinde doğu-batı doğrultulu ters fay ve bu fayın ekayları boyunca, dolayısıyla serpantitleşmenin en yoğun izlendiği kesimde yer alırlar. Bu önemli alanlar, Sütali T., Sakızlık T., Dokuzmezarlar T, Öküzyatağı T., Suluca T ve Göktepe Köy ve civarlarıdır. En uzun takip edilen kırmızı toprak zon, Sütali Tepeden başlayan ve nispeten küçük kesintilerle Dokuzmezarlar T.'ye kadar uzanan yaklaşık 5 km. uzunluğunda bir zondur.

Nikel açısından umutlu kırmızı toprak zonlarda açılan yarmalardan alınmış örneklerin kimyasal analizlerinde saptanan, en düşük, orta ve en yüksek Ni ve Co değerleri Tablo 4.1'de verilmiştir. En yüksek nikel değerleri (% 0.6 Ni ile % 0.9 Ni arasında değişen) Göktepe köyü, Suluca Tepe, Ökuzyatağı Tepe, Elmacık Tepe ve Sütali Tepede elde edilmiştir. Kırmızı toprak zonların devamlılığında ve kalınlığında görülen düzensizlik nikel içeriklerinde de izlenmiştir. Öyleki yaklaşık aynı kırmızı toprak kalınlığına sahip bir zon içinde, 50m. arayla açılan iki yarmadan alınan oluk örneklerinin analizlerinde % 0.01 Ni ile % 0.8 Ni gibi farklı nikel değerleri elde edilmiştir. Benzer şekilde, açılan bazı yarmalarda üstten alta doğru düzenli aralıklarla alınan örneklerde bile düzensiz nikel içerikleri saptanmıştır. Ayrıca yarmaların genelinde üstten alta doğru nikel miktarında fazla bir artış görülmemiş, yer yer azalan değerler kaydedilmiştir. Ancak Göktepe Köyü, Suluca Tepe ve Sütali Tepe de listvenit oluşumlarının bulunduğu yerlerde açılan yarmaların bir kaçında kırmızı toprak zonun kalınlığının artışına bağlı olarak, nikel içeriğinin arttığı saptanmıştır. Gerek kırmızı toprak zonların yatay ve düşey konumda düzensiz bir dağılım sergilemesi, gereksede nikel içeriklerindeki düzensizlik, bu oluşumların ultramafik kayaların gelişi-güzel ezik, kırık çatlak ve fay gibi tektonik arızalarının kontrolünde, kısmen iklime de bağlı olarak meydana gelmiş olmasından kaynaklanabilir.

Kırmızı toprak zonlardan alınan örnekler kolayca ufalandığı için, bunlarda her hangi bir mikroskopik inceleme yapılamamıştır.

TABLO: 4.1. Çalışma Sahasında Yer Alan Kırmızı Toprak Zonlardan Alınmış Örneklerin Kimyasal Analiz Sonuçları (ppm)

Örneklerin Alındığı Yer	Nikel (ppm)			Kobalt(ppm)		
	En düşük	Orta	En Yüksek	En düşük	Orta	En Yüksek
Sütali Tepe	2000	4000	6500	30	180	400
Siğireyregi Tepe	700	1500	3000	30	100	300
Elmacık Tepe	700	2300	7000	50	100	200
Sakızlık Tepe	500	1000	2000	20	50	100
Sarıalan Tepe	600	850	1500	10	30	70
Akpınar Çiftliği	500	800	2000	10	40	70
Fatma Tepe	300	2000	4000	30	50	100
Purasa Tepe	300	1500	3000	30	40	90
Dombayuctu Tepe	1000	3000	5000	40	100	200
Tuzla Sirtı	600	1000	2400	10	30	70
Terce Sirtı	300	700	1200	10	30	50
Çobankaldırımı Sirtı	300	1300	2000	20	30	50
Dokuzlarmezarı Tepe	1000	1800	2500	70	100	150
Öküzyatağı Tepe	300	5000	8000	100	200	300
Suluca Tepe	100	3500	8200	10	70	200
Göktepe Köyü	1000	4500	9000	10	100	200
Siğireyregi Sirtı	700	1500	3000	10	40	70
Kalaycıkırı Sirtı	700	1000	2500	10	30	70
Solbelen Sirtı	500	1000	2000	10	20	50
Kızılolduruk Tepe	400	1000	3500	00	20	30
Kaşak Tepe	500	800	2000	00	30	50

Günümüz koşullarında, yalnızca nikel içeren yataklarda % 0.5 Ni tenörü, ekonomik olarak değerlendirilebilmekte; hatta uygun zenginleştirme özelliklerine sahip büyük rezervli (500.000 ton'un üzerinde metalik Ni içeren) yataklarda bu değer % 0.3 - 0.4'e kadar düşebilmektedir (Mineral Facts and Problems, 1965 ve 1985 yıllıkları). Çalışma alanına ait kırmızı toprak zonların nikel değerleri çok düşük (ortalama % 0.20), dağılımı düzensiz (Tablo 4.1) ve yapılan sınırlı yarma çalışmalarından elde edilen sonuçlara göre rezerv de ekonomik olmaktan uzaktır. Ancak kırmızı toprak zonları hedef alan bir araştırmada, daha sık ve daha derin yarma çalışmalarlarıyla, bu zonların yatay ve düşey dağılımı, nikel içerikleri ve rezervleri konusunda daha sağlıklı sonuçlar elde edilebilir.

4.4. Çalışma Alanında Yer Alan Hidrotermal Kökenli Nikel Oluşumları

Çalışma alanında, Göynükbelen granitoyid sokulumuna bağlı olarak meydana gelen, hidrotermal kökenli nikel oluşumlarının tanıtımına geçmeden önce, esaslı ultramafik kayaların bünyesindeki nikel'in yeniden hareketlendirilip uygun boşluklarda çökeltilmesi esasına dayanan bu tür nikel yataklarının oluşum mekanizmalarını özetlemek yararlı olacaktır.

4.4.1. Hidrotermal Nikel Yataklarının Oluşumu

Ortamın Jeokimyasal (ph, Eh, Oksijen ve Sülfür aktivitesi, ısı ve basınç gibi), mekanik (hız ve viskozite gibi) ve bunların yanı sıra nikel'in kendine özgü fiziko-kimyasal özelliklerine bağlı gelişen ve konumları kırık, çatlak, fay gibi jeolojik yapılar tarafından belirlenen hidrotermal nikel yatakları, çoğunlukla granitoyid sokulumların, ultramafik kayalarla olan

dokanaklarında meydana gelir. Bu koşullara bağlı olarak hidrotermal nikel yataklarının oluşabilmesi için sırasıyla şu işlemlerin yerine gelmesi gerekir:

1- Yüksek sıcaklıklı hidrotermal çözeltilerin ultramafik kayaların bünyesine nüfuz etmesi;

2- Bu çözeltilerin kayacın bünyesindeki nikeli yeniden hareketlendirmesi (remobilizasyon);

3- Yeniden hareketlenen nikelin uygun ortamlara göç etmesi (migrasyon);

4- Göç eden nikel'in ultramafik kayaların kırık ve çatlakları içine çökeltilmesi veya uygun elementlerin yerini alması.

Serpantinleşme ve metamorfizma sırasında cevher elementlerinin hareket ettiği bilinmektedir (GROVES ve Diğerleri, 1974, GROVES ve KEAYS, 1979, DONALDSON, 1981). Elementlerin hareketliliği, değerliklerine, iyonik yarıçaplarına, iyonlarının polarize olabilmelerine, mineral veya tuzlarının sıvı ortamda çözülebilme derecesine ve periyodik tablodaki yerlerine bağlıdır. ROSE ve diğerleri (1979), $pH < 4$ olduğu oksidasyon ortamında ($K=1-10$, K , mobilizasyon katsayısı) nikel ve kobaltın orta derecede-muttedil-; $pH=5-8$ olduğu oksidasyon ortamında ($K=0.1-1.0$) daha az hareketli; redüksiyon ortamında ($K < 0.1$) ise hareketsiz (inmobil) olduğunu ifade etmiştir (KÖKSOY, 1991).

Ultramafik kayaların bünyesine nüfuz eden asit hidrotermal çözeltiler, ortamın pH'ını arttırır ($pH \approx 3$) Eh'ını ise düşürür. Bu durumda HS^- , aktivitesini, dolayısıyla konsantrasyonunu arttırarak, sıvı fazın oluşmasına neden olur. Böylece yeniden hareketlilik

kazanan nikel, yukarıda tanımlanan işlemlere göre nikel sülfür halinde ortamdaki ezik, kırık, çatlak gibi tektonik boşluklara göç eder. Daha oksitleyici ve daha düşük ısıli bu boşluk ortamında, sülfürler kararlı hale geçerek, pentlandit, hezlavudit, millerit, smaltit, lineit, viyolarit, v.b. nikel sülfür mineralleri şeklinde çökelir. Ayrışma ve/veya düşük sıcaklık hidrotermal alterasyon işlemlerinin bir sonucu olarak meydana gelen bu minerallerin, daha sonra birbirlerini ornattıkları kanıtlanmıştır (GENKIN,1971; KEELE ve NICKEL,1974; NICKEL ve Diğerleri,1977; HUDSON ve TRAVIS,1981). Kalınlıkları 0.1-1.0m. ve daha fazla olabilen bu tür nikel oluşumları, yatay yönde bir kaç 10m. den bir kaç 100m.ye kadar izlenebilir. Dünyada bilinen bu tür yataklar eski SSCB'de (Khovuaksy-Tuvâ, Seimchan, Uchala) Fas'ta (Bu-Azer), Kanada'da (Eldorado), Çekoslovakya ve eski Doğu Almanya'da (Erzgebirge) bulunur (SMIRNOV ve Diğerleri,1983).

4.4.2. Çalışma Alanındaki Hidrotermal Kökenli Nikel Mineralizasyonlarının Oluşumu ve Arazideki Konumları

Çalışma alanında yer alan hidrotermal nikel oluşumları, yukarıdaki modele uygun olarak, ultramafik kayaların ezik, kırık, çatlak ve fay zonlarının kontrolünde Göynükbelen granitoyid sokulumuna bağlı olarak meydana gelmiştir. Bu sokulumdan kaynaklanan hidrotermal çözeltilerin, ultramafiklerin (çoğunlukla serpantinleşmiş dunitlerin) bünyesinden söküp aldıkları nikel'i yine ultramafik kayaların boşluklarına taşıyıp, çökeltmesiyle farklı zamanlarda, farklı şekillerde oluşan, ancak, genelde aynı mekanlarda bulunan iki tür nikel oluşumu meydana gelmiştir. Bunlar:

- 1- Hidrotermal nikel sülfür oluşumları
- 2- Hidrotermal nikelli talk, nikelli kloritleşmiş talk ve nikelli klorit oluşumlarıdır.

4.4.2.1. Hidrotermal Nikel Sülfür Oluşumları

Göynükbelen granitoid sokulumlarına bağlı olarak meydana gelen başlıca nikel sülfür mineralleri pentlandit, hezlavudit, millerit, viyolarit, makinavit, bir demir-nikel alaşımı olan avaruit ve asbolandır. Az miktarda ve düzensiz halde gözlenen bu minerallere, yine hidrotermal kökenli pirotin, manyetit, pirit, kalkopirit, sfalerit ve molibdenit eşlik etmektedir. Bu minerallerin ikincil ayrışma ürünleri olan limonit, götit, malakit, azurit, kovelin, kalkozin, küprit, tenorit, dijenit-neodijenit ve delafosit; olivin, piroksen serpantin, talk, karbonat ve klorit gibi gang mineralleriyle birlikte birincil hidrotermal cevher minerallerine eşlik etmektedirler.

Çalışma alanında, kırık kontrollü olarak gelişmiş ve oldukça dar alanlar kaplayan 5 cevherli zon saptanmıştır. Zonların buldukları yerler aşağıda belirtilmiştir.

- 1- Purasa Tepe- Fatma Tepe arası (Zon 1)
- 2- Fatma Tepe-Dombayüçtu Tepe arası (Zon 2)
- 3- Değirmenalanı Tepe (Zon 3)
- 4- Yapköy Dere, Hamam Dere, Meryemkaldırım Sırtı (Zon 4)
- 5- Karakuz Tepe kuzey yamacı-Kışmır Dere-(Zon 5)

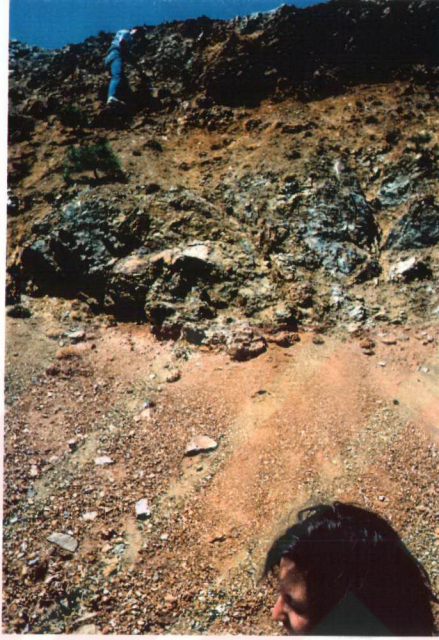
ZON 1

Sahanın kuzeyinde, Purasa T.-Fatma T. arasında tespit edilen cevherli zon, serpantinleşmiş dünitler içinde,

kuzeybatı doğrultulu dar bir kırık hattı boyunca meydana gelmiştir (Şekil 4.4). 1970'li yıllarda talk ve kromit işletilen bu zonda gelişmiş baskın cevher minerali manyetittir. Üst kesimlerinde manyetit'in limonit ve götit'e dönüşmesiyle demir sapka görünümünü kazanmış olan bu zon, kızılımsı, sarımsı kahverenkli, bej ve yer yer mor rengiyle dikkat çekmektedir. (Şekil 4.5) Zonun kuzeydoğu ucuna doğru oksitlenmenin yoğun olduğu kesimlerde sülfat oluşumlar izlenmiştir (Şekil 4.6). Bu kesimlerden alınan örneklerde % 2.2 nikel saptanmıştır. Yer yer malakit boyamalarının izlendiği zonun orta kesimlerinde, nikel içeriği sahanın güneyindeki zon 4'e göre çok düşük (% 0.93-% 2.29 NiO) Tablo (6.10) boyutları ise büyük (0.5-1.0cm) olan yeşil renkli nikelli talk ve nikelli klorit oluşumlarında yer alır.

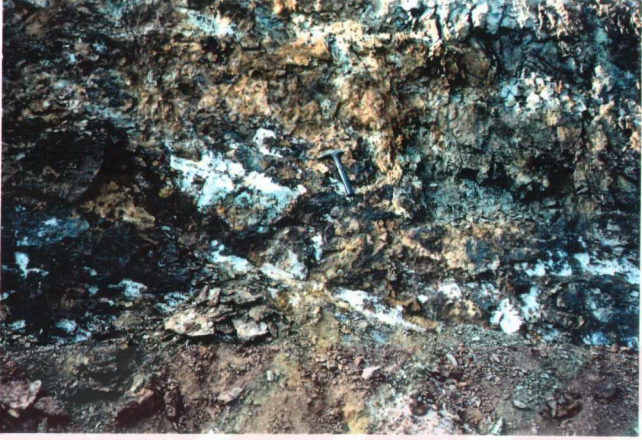


ŞEKİL: 4.4. Purasa T.-Fatma T. Arasında Gelişmiş Hidrotermal Cevher Zonunun Genel Görünümü.



ŞEKİL: 4.5. Purasa T.-Fatma T. Arasında Gelişmiş, Üst Kesimleri Demir Şapka Görünümü Kazanmış, Cevherli Zonun Yakından Görünümü.

Ayrıca bu zona ait olan ve X-ışınları difraksiyon analizinde antigorit olduğu anlaşılan örneklerde, % 0.1 ile % 0.45 arasında değişen oranlarda NiO saptanmıştır. Yaklaşık genişliği 100m. olan zonun altında, Sapsalak Pınarın yanında, kalkopirit ve manyetitle birlikte gelişmiş, 1-2 cm boyutunda öz şekilli pirit kristalleri görülmüştür.



ŞEKİL: 4.6. Purasa T.-Fatma T. Arasında Yer Alan Cevherli Zonun Kuzeydoğu Kesiminde Yer Alan Oksitli-Sülfatlı Kesiminden Bir Görünüm.

Zonun genelinde manyetit baskındır. Manyetit'e, pirit, kalkopirit ve bunların ayrışım ürünleri olan limonit, götit, malakit ve azurit eşlik etmektedir. Bu zon'a ait örneklerin maden mikroskobu incelemelerinde kovelin, kalkozin, tenorit, dijenit-neodijenit, delafoisit ve az miktarda molibdenit tespit edilmiştir.

Zonda makro ölçekte nikel sülfür minerali görülmemiştir. Ancak zona ait örneklerin mikroskop etüdünde, serpantinlerin çatlakları boyunca gelişmiş pirotin, pentlandit ve pentlanditten dönüşmüş viyolarit saptanmıştır. Bu zondan alınmış örneklerin kimyasal analizlerinde % 0.1 ile % 0.8 arasında değişen oranlarda Ni tespit edilmiştir. Zonun aşırı ezikli ve bol manyetitli kesiminden alınmış bir örnekte zona ait en yüksek nikel değeri (% 2.9 Ni) saptanmıştır. (Tablo 4.3).

ZON 2

Sahanın kuzeyinde, Fatma T.-Dombayuctu T. arasında aşırı kırıklı, faylı, serpantinleşmiş dünit içinde yer alan zon, kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu kırık hattı boyunca meydana gelmiştir. Yaklaşık 70 m. genişliğinde ki zonda hakim mineral yine manyetitdir. Yer yer limonit ve götit'e dönüşerek, zona sarımsı kırmızı bir renk veren manyetit'e, pirit, pirotin, kalkopirit ve bunların ayrışım ürünleri (Zon 1'de tanıtılan) eşlik etmektedir. Ancak makro olarak nikel sülfür oluşumu tanımlanamamıştır. Zona ait örneklerin mikroskop incelemesinde serpantin ve serpantinleşmiş olivinlerin içinde ve çatlaklarında damarçıklar, yer yerde boşluk dolgusu şeklinde pentlandit, viyolarit, eser miktarda hezlavutit ve millerit saptanmıştır. Bu zon içinde de yaklaşık 3m. genişliğinde, çevresinde beyaz renkte sülfat oluşumları çökelmiş bir cevher kanalı yer almaktadır (Şekil 4.7). Cevherli zonun oluşumundan sorumlu olan bu kanalın etrafında, zengin manyetit ve daha az oranda pirit, çok daha az oranda kalkopirit saptanmıştır.

Bir kaç kırık ve çatlak zonu boyunca gelişmiş, nikel, içeriği Zon 1'e göre biraz daha yüksek, boyutları ise küçük olan nikelli talk ve nikelli kloritlerinde izlendiği zon'a ait örneklerin kimyasal analizlerinde % 0.2' ile % 1.5 arasında değişen Ni değerleri saptanmıştır. En yüksek Ni değeri, bol piritli-kalkopiritli zondan alınmış bir örnekte % 3.5 Ni olarak tespit edilmiştir (Tablo 4.3).



ŞEKİL: 4.7. Fatma T.-Dombayuştu T. Arasında Yer Alan Cevherli Zonda Görülen Hidrotermal Cevher Kanalinin Ağızı ve Etrafındaki Sülfat Çökelimi.

ZON 3

Üçüncü cevher zonu, arazinin kuzeydoğusunda, Göynükbelen granitoyid sokulumu içinde bulunan yaklaşık 3.5 km²'lik bir harzburjit kütesinin Değirmenalanı Tepede, granitoyidle olan dokanağında meydana gelmiştir. Yaklaşık 50m. genişliğinde sarımsı kahverengi, yer yer mor renkli cevher zonunda malakit boyamaları dikkat çekicidir. (Şekil 4.8). Yer yer mangan oluşumlarının da görüldüğü zonda, manyetit, pirit, kalkopirit gözle ayırt edilen cevher mineralleridir. Bu zona ait örneklerin maden mikroskopu incelemelerinde, eser miktarda pirotin ve pentlandit tespit edilmiştir. Bu harzburjit kütesinin güneydoğu kısmına doğru-Sızgıla Dere'de, kütlenin granitoyidle olan kontağından alınmış örneklerin mikroskop etüdünde, serpantin ve serpantinleşmiş

olivinlerin çatlaklarında, ince damarcıklar şeklinde ve dikkat çekici miktarda pentlandit, hezlavudit, mil-lerit ve viyolarit saptanmıştır. Ayrıca iri manyetit kristalleri içinde çok ufak kapanımlar halinde nikel sülfür olduğu tahmin edilen oluşumlar gözlenmiştir. Zon'a ait örneklerin kimyasal analizlerinde % 0.1'ile % 1 arasında değişen nikel değerleri bulunmuştur. (Tablo 4.3). Bu zon'da nikelli talk veya nikelli klo-rit oluşumlarına rastlanmamıştır.



ŞEKİL: 4.8. Değirmenalanı T.'de Harzburjit-Granitoyid Kontakında Yer Alan Cevherli Zondan Bir Görünüm.

ZON 4

Zon, arazinin güneyinde Yapköy Dere, Haman Dere ve Meryemkaldırım Sirtının bir kısmını kapsayan yaklaşık 2 km²'lik bir alanda yer alır. Sahanın en yüksek nikel değerleri burada saptanmıştır. Kısım 4.2'de de belirtilmiş olduğu gibi, Kocasu Nehri yırtılma fayının (LISENBEE, 1971 ve 1972) ekayları olarak düşünülen Yapköy dere ve Haman dere, Göynükbelen granitoid sokulumunun hidrotermal çözeltilerini taşıyan kanallar olarak değerlendirilmiştir. Bu iki derenin temsil ettiği kırık zonlarına ilave olarak, 2 km²'lik dar alanda yer alan, dünitler de yoğun şekilde kırıklı-çatlaklı bir yapıya sahiptir ve ileri derecede serpantinleşmiştir.

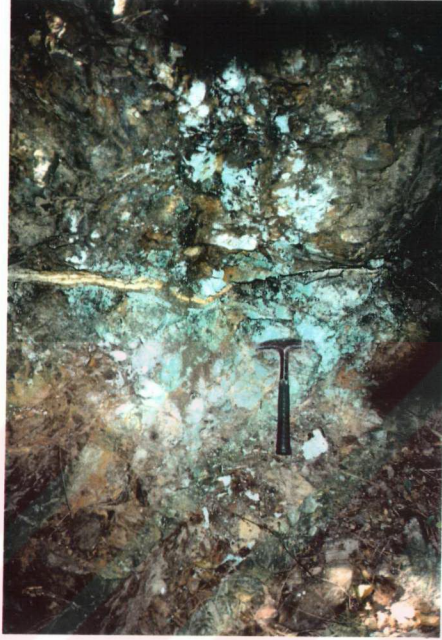
Çalışma alanında kırık zonların en önemli kılavuzu, serpantinitlelerdir ve her iki derede yaklaşık tamamen serpantinleşmiş dünitler üzerinde akmaktadır. Bu kırık zonların, hidrotermal çözeltilerin taşıyıcı sistemleri olduğunu gösteren en açık kanıtlardan biri, Yapköy Dere içinde, ağzının etrafında, sülfat birikintileri olan yaklaşık 1m. genişliğindeki kanaldır. İkincisi ise, Yine Yapköy derenin tabanında serpantinitleler içinde bir kaç 10 cm. takip edilebilen, ortalama 15 mm. genişliğindeki pirit damarcıklarıdır.

Sahanın güneyindeki bu dar alanda, cevher minerallerinin yerleştiği iki ana tektonik zon saptanmıştır. Bu iki zondan birincisi, kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı ve güneydoğuya eğimlidir. İkinci zon ise kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı ve kuzeydoğuya eğimlidir. Yüksek nikel değerleri veren birinci zon arazide uzun mesafelerde izlenmiştir. Yer yer birinci zon tarafından kesilen ikinci zon ise, daha kısa mesafelerde takip edilmiştir ve daha düşük nikel değerleri vermiştir.

Sert cevherli zonlar en iyi Yapköy derenin kıyısından geçen Orhaneli-Göynükbelen ve Hamam derenin kıyısından geçen Orhaneli-Topak Köyü yol yarmaları ile bu derelerin yamaçlarında gözlenmiştir. Bu zonların rengi kızılımsı kahverengi, sarımsı kahverengi ve morudur; renk taban kesimlerine doğru yeşilimsi sarı tonlara geçmektedir (Şekil 4.9). Nikel içerikleri çok yüksek olan nikelli talk, nikelli kloritleşmiş talk ve nikelli klorit oluşumlarının da çok yaygın izlendiği cevherli zonlar, genelde ezilmiş, kırılmış ve paslı bir görünüm kazanmıştır. Yapköy derenin batı yamacında yer alan ve boyutları 4-5 mm.ye ulaşan öz şekilli kuvars kristallerinin de bulunduğu bir oksitli zonda parlak yeşil renkli, kolay ufalanan küf şeklinde oluşumlar saptanmıştır (Şekil 4.10). Bu kesimden alınmış örneklerde % 1 NiO tespit edilmiştir.



ŞEKİL: 4.9. Orhaneli - Göynükbelen Yolu Yol Yarmasında Görülen Tipik Bir Cevherli Zon.



ŞEKİL: 4.10. Yapköy Dere, Dere Yamacında Oksitlenmiş Cevherli Zon ve Zonda Yer Alan Yeşil Renkli Nikelli Oluşumlardan Bir Görünüm.

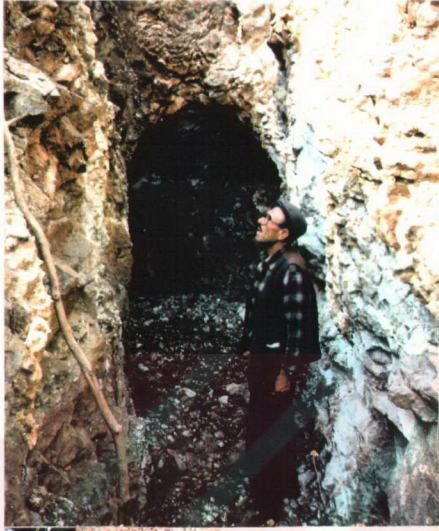
Kalınlıkları bir kaç 10 cm.'den 15-20 m.ye, uzunlukları ise bir kaç m.'den 100-150m.ye değişen cevherli zonlar genelde hidrotermal yataklara özgü düzensiz bir dağılım sergilemektedir. 1974 ve 1975 yıllarında M.T.A. tarafından Yapköy Dere ve Hamam Dere yamaçlarında ve Meryemkaldırımı sırtında, 2m. ile 30m. arasında değişen aralıklarda ve aynı doğrultu üzerinde bir çok yarma açılmış ve alınan örneklerde % 5'lere varan Ni tespit edilmiştir (SAYIN ve YILDIZ,1974, SAYIN 1975). Serpantinleşmiş dünitler içinde yer alan ve oldukça ezilmiş-

kırılmış, üst kesimlerinde 20 cm. ile 50 cm. kalınlığında kırmızı-sarımsı kırmızı renkli toprak zonların bulunduğu; hakim rengin kızılımsı sarımsı kahverengi olduğu; yer yer yeşil ve lacivert renkli mineralize zonların izlendiği noktalarda açılan yarmaların genişlikleri 1m. ile 3 m., derinlikleri 1m. ile 5m., uzunlukları ise 3m. ile 15m. arasında değişmektedir (ŞEKİL 4.11.a,b, ve 4.12, a,b).

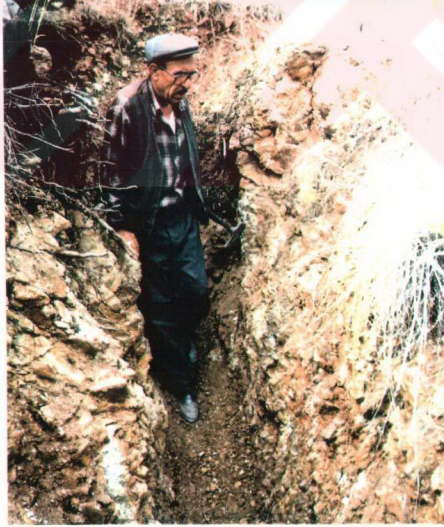
Yarmaların açıldığı yerlerin bir özelliğide, yakınlarında diyorit gabro ve piroksenit damarlarının bulunmasıdır. Arazide belirlediğimiz en büyük diyorit-gabro damarı (yaklaşık 50m. genişliğinde), yüksek nikel değerlerinin elde edildiği Meryemkaldırımı Sirtında, yarmaların hemen üstünde yer almaktadır (Bölüm 2, Şekil 2.20). Daha küçük diyorit-gabro damarları Göynükbelen ve Topuk Köyü yol yarmalarında ve Yapköy derenin yamaçlarında sıkça izlenmiştir. Arazide mevcut diyorit-gabro ve piroksenit damarları ile yüksek nikel içeriğinin mekan bakımından çakışması, tarafımızdan bir model'e uydurulamamış ve bu nedenle kesin bir tanım yapılamamıştır. Ancak daha yüksek sıcaklık ortamının ve daha bazik mağmanın ürünleri olan diyorit-gabro damarlarının getirdiği hidrotermal çözeltilerin daha yüksek sıcaklıkta olması ve piroksenit damarlarının da nispeten daha gözenekli bir ortam oluşturması, arazinin günündeki bu kesimlerde nikel konsantrasyonunu kolaylaştırmış olabilir.

Özellikle yol yarmalarında ve dere yamaçlarında net bir şekilde izlenen cevherli zondaki yanıl ve düşey devamsızlık, açılan yarmalarda da görülmüştür.

a-

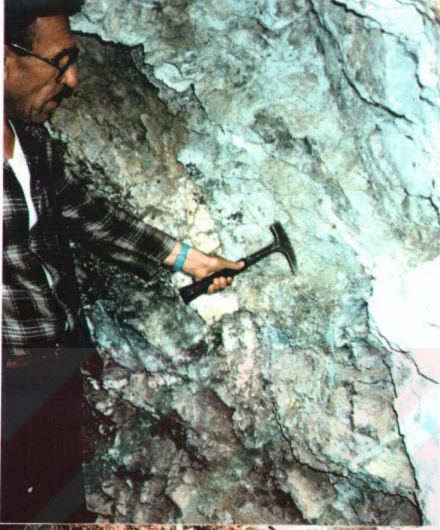


b-



ŞEKİL: 4.11.a-b: Meryemkaldırımı Sirtında Açılan Yarmalar ve Yarma İçindeki Yeşil Renkli Cevherli Zonların Dağılımı.

a_



b_



ŞEKİL: 4.12. a- Meryemkaldırım Sırtı

b- Yapköy Dere'de Açılan Yarmalar ve Yarma İçindeki Yeşil Renkli Cevherli Zonların Dağılımı.

Öyleki, aynı zon içinde, aynı doğrultuda 2m. ile 10m. aralıklarla açılmış yarmalardaki cevherli zonların bile birbirini izlemediği, yer yer mercaklenerek kayboldukları saptanmıştır. Yatay yönde gözlenen bu devamsızlık, düzey mesafede de izlenmiştir. Meryemkaldırımı sırtı ve Yapköy dere cevherli zonları, yaklaşık aynı doğrultularında olmalarına rağmen aralarında bir devamlılık görülememiştir.

Arazinin bu kesiminde izlenen cevherli zonalarda bulunan, çoğunlukla oksitlenmiş, siyahımsı lacivert, kızılımsı kahverengi demirli oluşumlar ve yeşilimsi-mavimsi-grimsi-sarımsı sülfürler, tektonize ezik zonlar içerisine, damar ve damarcıklar şeklinde yerleşmiştir. Oksitli ve sülfür damarları veya damarcıkları, serpantinitle veya ileri derecede serpantinleşmiş kayalar içinde bulunmaktadır.

Arazinin güneyinde yer alan bu üç cevherleşme zonu da manyetit baskın cevher mineralidir. Sarımsı, kızılımsı, yeşilimsi, kahverengimsi renklerde izlenen sülfürlü kesimlerde ise pirit, pirotin ve kalkopirit tanımlanmıştır. Limonit-götit malakit ve azurit ayırt edilen başlıca ikincil ayrışım ürünleridir. Bu zondan alınmış çok sayıda örneğin cevher mikroskopisi incelemelerinde, eser miktarda pentlandit, hezlavudit, millerit, viyolarit, makinavit ve avaruit gibi nikel sülfür mineralleri saptanmıştır. Ayrıca birkaç örnekte eser miktarda asbolan, molibdenit, sfalerit, kübanit tespit edilmiştir. Tüm bu minerallere az miktarda kovelin, kalkozin, tenorit gibi ikincil bakır minerallerinin eşlik ettiği saptanmıştır.

Bu zonun örneklerinin kimyasal analizlerinde saptanan en düşük, orta ve en yüksek, nikel ve kobalt değerleri de Tablo 4.3'de verilmiştir. Özellikle Yapköy Dere ve Meryemkaldırımı sırtında açılmış yarmalardan alınan

örneklerin yaklaşık % 25'inde % 4'ün üstünde nikel değeri saptanmıştır. Nikel işletilebilirlik tenörü, rezerv ve cevher kalitesine göre % 0.3-1.0 Ni arasında değiştiği bilinmektedir. Bu durumda % 5Ni çok önemli bir değerdir. Sahada rezerv hesabına yönelik bir çalışma yapılmamıştır. Ancak D.P.T.'nin hazırladığı Demir Dışı Metal Madenleri Raporunda, İNAN(1988), M.T.A. tarafından yapılan çalışmada Yapköy Dere nikel sülfür oluşumları için 163.000 Ton (% 1-4 Ni tenörlü) rezerv hesaplandığı belirtilmiştir. M.T.A'nin bu çalışması çok gizli kaydıyla incelemeye kapatılmıştır. Bu rezerv bugün için ekonomik değerlidir.

ZON 5

Karakuz Tepenin kuzey yamacında, ultramafik-granitoid kantağında Kişmir Dere içinde, yoğun dikenli bitkilerle kaplı bir alanda saptanan zon, yaklaşık 20 m. genişliğindedir. Tarım arazisi içinde yer alan zonda, iri pirit kristalleri ve kesif sülfür kokusu dikkat çekicidir. Ayrışmanın yoğun olduğu bu zondan alınan örneklerde sahanın en yüksek kobalt değeri tespit edilmiştir. (% 0.9) (Tablo 4.3). Baskın cevher mineralini yine manyetit ve pirit'in oluşturduğu bu zondan alınan örneklerin mikroskop etüdünde az miktarda kalkopirit ve eser miktarlarda pirotin, pentlandit, viyolarit ve asbolan saptanmıştır. Limonit ve götit ikincil mineraller olarak izlenmiştir. Bu zonda nikelli talk veya nikelli klorit oluşumuna rastlanmamıştır.

4.4.2.2. Hidrotermal Kökenli Nikelli Talk, Nikelli Kloritleşmiş Talk ve Nikelli Klorit Oluşumları

Ultramafik kayaçların karakteristik ayrışım ürünleri serpantin (antigorit, lizordit ve krisotil alt grupları ile), talk, talk-karbonat, manyezit ve klorittir. Genelde kalınlıkları yer yer bir metreyi bulan saf klorit zonları ultramafik kayaçların içinde yer alabilmektedir. Magmatik kayaçlardaki hidrotermal ayrışım olaylarının ürünleri olarak meydana gelen klorit grubu $(Mg,Al,Fe)_{12}(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{16}$ genel formülüne sahiptir. Kloritler sık sık mükemmel klivajlı, iri kristalin bloklar şeklinde meydana geldikleri gibi bazen ince pul pul veya masif agregalar şeklinde de bulunabilmektedir (DEER ve Diğerleri, 1972 ve 1992).

Özellikle çalışma alanının güneyinde zon 4 olarak adlandırılan kesimlerde yaygın olarak izlenen ve nikel içerikleri yüksek (Tablo 6.10) olan, nikelli talk, nikelli kloritleşmiş talk ve nikelli klorit oluşumları, pirosfenit ve diyorit-gabro damarları tarafından sıkça kesilmiş dünitlerin, ezilmiş kırılmış ve ileri derecede serpantinleşmiş kesimlerinde oluşmuştur (Şekil 4.12.a, 4.12.b, 4.13.a ve 4.13.b). Çalışma alanının kuzeyindeki cevherli zonlarda da (Zon 1 ve Zon 2) bu tür nikel oluşumları görülmüştür; ancak bunların miktarları zon 4'e göre daha azdır ve nikel içerikleri de daha düşük orandadır.

İleri derecede ayrılmış, yer yer toprağımsı bir yapı kazanmış dünitler içinde yer alan bu tür nikel oluşumları, boyutları birkaç mm. den 1 cm. ye kadar değişen yeşil, mavimsi-sarımsı-beyazımsı yeşil renklerde, çabucak kırılan, ele kayganlık hissi veren pulcuklar şeklinde izlenirler. Buldukları ortamda derhal göze çarpan

a



b-



ŞEKİL: 4.13. a-Meryemkaldırımı Sr. Yarmalarında
b-Fatma T.-Dombayuçtu T. Arasındaki
Zonda Yer Alan Grimsi-Mavimsi-
Sarımsı Yeşil Renk Tonlarında İzle-
nen Nikel İçerikli Talk, Kloritleş-
miş Talk ve Klorit Oluşumları.

bu oluşumlar, aldatıcı bir şekilde klorit'i andırmaktadır. Özellikle arazinin güneyinde, zon 4'te yaygın bir şekilde izlenen bu oluşumların yaş kimyasal analizlerinde çok yüksek nikel değerleri saptanmıştır (Tablo 6.10). Bu örneklerin X-ışınları difraktogramlarındaki yansıma çizgilerinin çoğu, magnezyumlu talk-kloritler grubunda yer alan klinoklar ve pennit'in, bir kısmı da talk'ın yansıma çizgilerine benzer çıkmıştır. Ancak analizleri yapılan örneklerde, klinoklar, pennit, talk veya diğer klorit ve talk grubu minerallerin yansıma çizgileri ile yüzde yüz çakışan çizgiler elde edilememiştir. Özellikle nikel içeriğinin artmasıyla uyumsuzluk dahada artmıştır (Bakınız Bölüm 6).

Arazide oksit ve sülfür cevher mineralleriyle birlikte, aynı zonlarda yer alan bu tür nikelli-magnezyumlu hidrosilikalar, bölgede hüküm sürmüş olan rejyonel metamorfizma esnasında, daha önceden kısmen serpantinleşmiş, talklaşmış ultramafik kayaların, bu kez hidrotermal etkenlerin de katkısıyla daha ileri derecede serpantinleşmesi, talklaşması ve kısmen kloritleşmesiyle meydana gelmiştir. Ancak meydana gelen bu oluşumlar, saf klorit haline ulaşamayıp, serpantin, talk ve klorit arası bir fiziksel kimyasal yapıda kalmıştır. Ayrıca, kristal yapılarına yerini alma mekanizmasıyla giren nikel de orijinal yapılarını bir miktar değiştirmiştir (Bakınız Şekil 6.29).

% 0.93'ten % 18.45'e kadar değişen oranlarda NiO içeren (Bakınız Tablo 6.10) klinoklar, pennit ve talk benzeri oluşumların bünyesine nikel, yukarıda da belirtilmiş olduğu gibi yerini alma (substitution) mekanizmasıyla girmiştir. Bu yerini alma olayının oluşması, iz ve ana elementlerin elektrik yüklerinin, iyon yarıçaplarının ve koordinasyon sayılarının uyusmasına

bağlıdır. GREEN(1959), bu parametrelerden yararlanarak, elementlerin iyonik yerdeğiştirme indekslerini hesaplamıştır (Tablo 4.2). Buna göre, örneğin, Ni, Co ve Cu' ın iyonik yerdeğiştirme indeksleri Fe ve Mg'un kine benzediği için, bu elementler ferromağnezyen mineralerde daha yaygın bulunmaktadır (KÜKSOY,1991).

TABLO: 4.2. Ni, Co,Cu,Fe ve Mg'un İyonik Yerdeğiştirme İndeksleri ⁽¹⁾ ve İyonik Yarıçapları ⁽²⁾.

	İyonik Yerdeğiştirme İndeksleri	İyonik Yarıçapları
Ni ²⁺	0.14	0.77
Co ²⁺	0.14	0.83
Cu ²⁺	0.14	0.81
Fe ²⁺	0.14	0.86
Mg ²⁺	0.14	0.80

(1) : ROES ve Diğerlerinin(1979),GREEN(1959) dan alarak düzenledikleri tablodan alınmıştır (KÜKSOY,1991).

(2) : TOKEL'in (1984, N.Çağatay, A.Erler.ed.), KRAUSKOPF (1979) dan alarak düzenlediği tablodan alınmıştır.

Ancak yerini alma miktarının bir sınırı vardır ve bu sınıra ulaşıldıktan sonra iz element kristal yapısına giremez. İz elementin fazlası, kayaç yapıcı mineralin içinde veya dışında kendine özgü bir mineral oluşturur. Yerini alma kristalleşme sırasında sinjenetik olarak gerçekleşebileceği gibi uygun koşullarda epijenetik olarakta meydana gelebilir. Hidrotermal kökenli oluşumlar epijenetik oluşumlardır.

Çalışma alanında tespit edilen, talk, kloritleşmiş talk ve kloritlerin kimyasal analizlerinde ortaya çıkan nikel, yukarıda kısaca tanıtılan yerini alma mekanizmasına uygun olarak iyonik yerdeğiştirme indeksi kendine benzeyen magnezyum (Mg^{2+}) ve kısmen demirin (Fe^{2+}) yerini alarak talk, klorit ve kloritleşmiş talkların kristal yapısına epijenetik olarak girmiştir. Bu durum kimyasal analizlerde elde edilen nikel, magnezyum ve demir değerleri kullanılarak yapılan korelasyon analizlerindeki güçlü negatif ilişki ile de kanıtlanmıştır (Bakınız Bölüm 6).

Çalışma sahasında yer alan hidrotermal nikel oluşumlarının en yoğun gözlemlendiği 5 cevherli zon ve zonları çevreleyen ayrılmış kesimlerden derlenmiş oksitli, sülfürlü cevher mineralleriyle, nikelli talk, kloritleşmiş talk ve klorit oluşumları da içeren çok sayıda örnek, yaş kimyasal yöntemle analiz edilmiştir. Çok sayıda analizin sonucunu vermek yerine her zon'a ait en düşük, en yüksek ve en çok tekrarlanan Ni, Co ve Cu değerlerinin tablo halinde verilmesi uygun bulunmuştur. Bu şekilde düzenlenen kimyasal analiz sonuçları Tablo 4.3'de sunulmuştur.

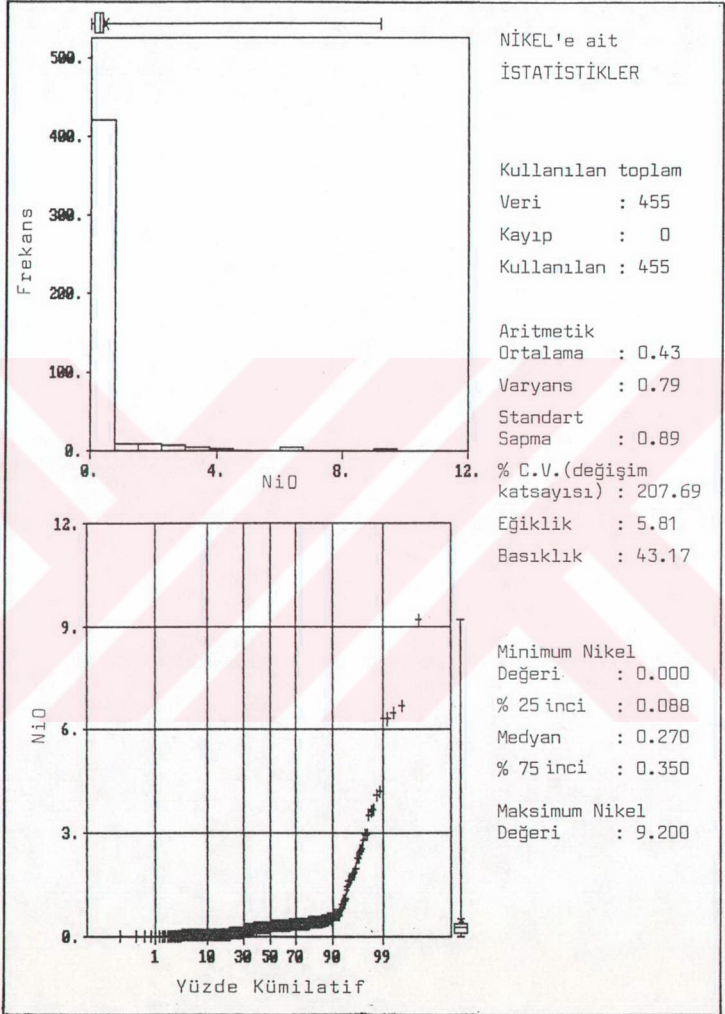
TABL0: 4.3. Çalışma Sahasında Yer Alan Hidrotermal Kökenli Zonlara Ait En Düşük⁽¹⁾
En ok Tekrarlanan⁽²⁾ ve En Yüksek⁽³⁾ Ni,Co ve Cu Değerleri (ppm).

	Ni (ppm)			Co (ppm)			Cu (ppm)		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Purasa T.-Fatma T. Arası (Zon 1)	860	5000	29400	70	250	2600	50	1000	22300
Fatma T.-Dombayuctu T. Arası (Zon 2)	1000	4500	35000	50	300	3800	100	5000	67200
Değirmenalanı T. (Zon 3)	900	3000	10000	40	90	300	200	400	23000
Yapköy Dere	2000	11000	92000	70	100	500	30	200	1000
Hamam Dere	2000	8000	45000	50	100	350	40	100	500
Meryemkaidarımı Sırtı	2000	10000	67000	50	200	2300	10	200	900
Karakuz T. (Zon 5)	930	1100	3000	61	400	9100	200	1500	1700

BÖLÜM 5. ÇALIŞMA ALANINA AİT İZ ELEMENTLERİN İSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRMESİ

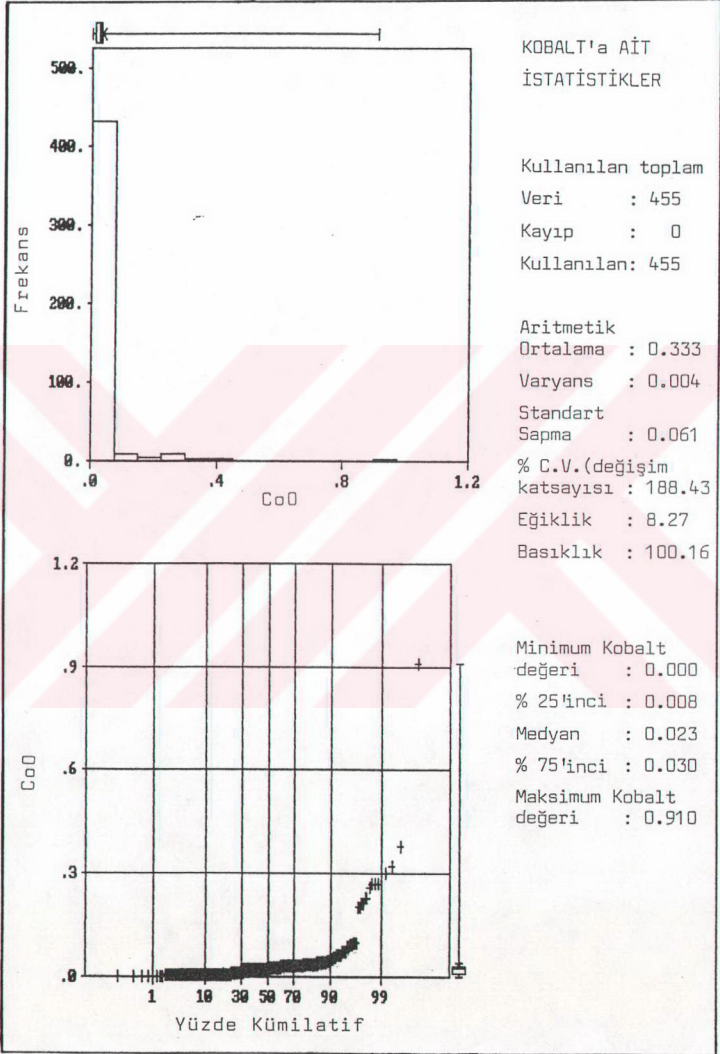
Çalışma alanından derlenmiş çok sayıda örnek içinden, sahayı temsiledecek şekilde seçilmiş 455 adet kırmızı toprak ve ayrıışmış, cevherleşme açısından umutlu, kayaç örneği, öncelikle nikel içeriğini saptamak amacıyla analiz edilmiştir. Uygulanan analiz yöntemleri Bölüm 1'de verilmiştir. Nikel analizi için hazırlanan çözeltilerde nikel'in yanı sıra nikel ile birlikte bulunan Co,Cu ve iyon yerdeğiştirme indeksleri Ni,Co ve Cu'inkine benzeyen Mg ve Fe değerleri de okunmuştur. Ayrıca hidrotermal kökenli nikel oluşumlarının bulunduğu zonlardan alınan bazı örneklerde Mn, Zn ve Ti analizleri yapılmıştır.

Analizler sonucunda en yüksek konsantrasyon gösteren elementin, ultramafik kayaçların ana lementleri olan Mg ve Fe'in dışında Ni olduğu görülmüştür. Ancak bazı hidrotermal cevher zonlarından alınmış örneklerde Cu'ın Ni'i aşığını belirtmek gerekir. Ni'i sırasıyla Cu ve Co izlemiştir. Analiz edilen 455 adet örneğin Ni,Co,Cu, Fe ve Mg'un değerleri GEOEAS jeostatistik paket programında değerlendirilmiştir. Elde edilen istatistiksel veriler Şekil 5.1a,b; 5.2a,b; 5.3a,b; 5.4a,b ve 5.5a,b' de topluca verilmiştir. Şekillerde görüldüğü gibi elementlerin tümü Log normal dağılım sergilemiştir. Zeten % C.V.(Değişim Katsayısı) değerleride 33'den çok büyük çıkmıştır. Haddi zatında bütün metaller Log normal dağılım sergilemektedir. Bu durum MgO ile diğerleri arasında özellikle NiO, CoO, CuO ve kısmen Fe₂O₃ arasında çok net görülmektedir.

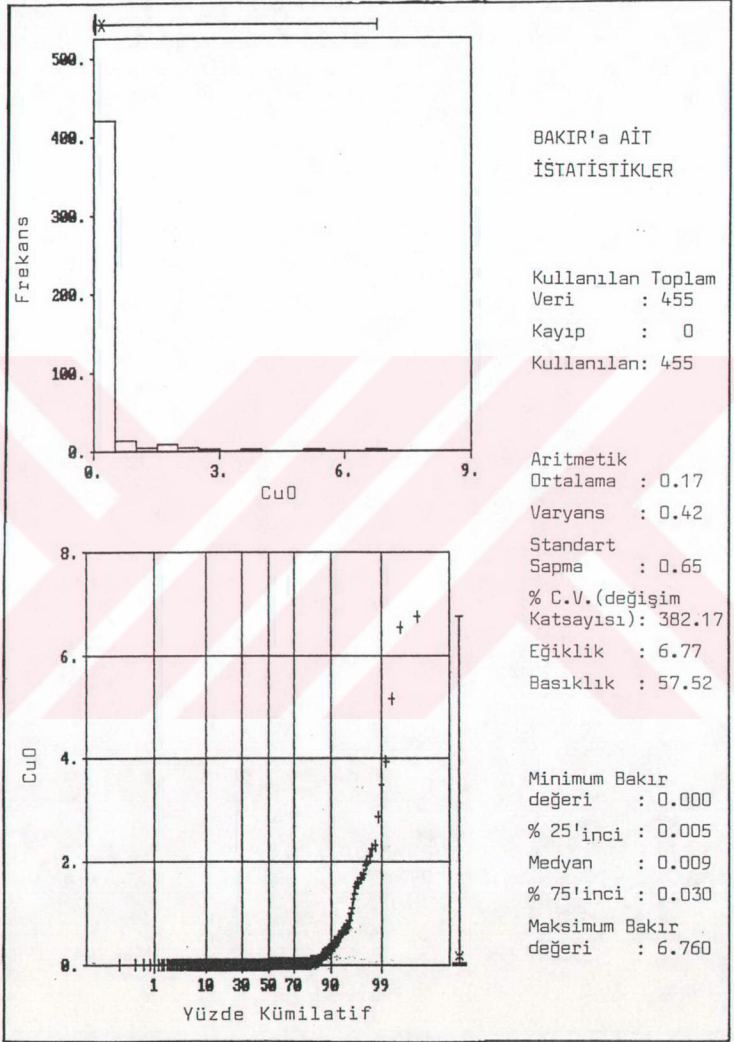


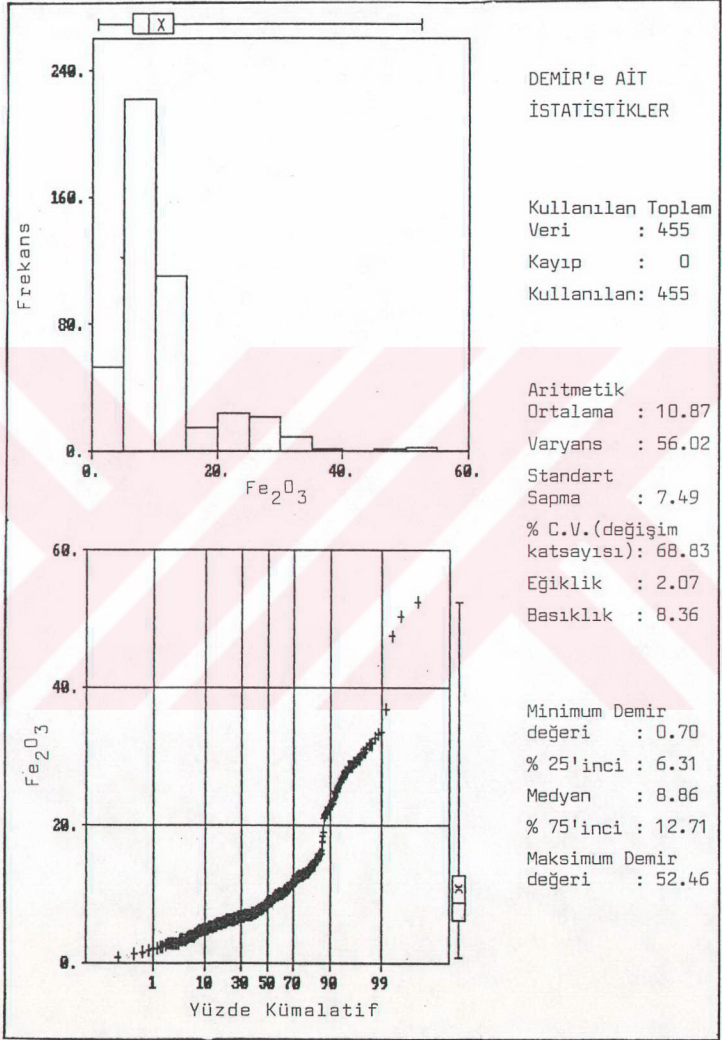
ŞEKİL: 5.1. a-455 Örneğin NiO Histogramı ve İstatistikleri

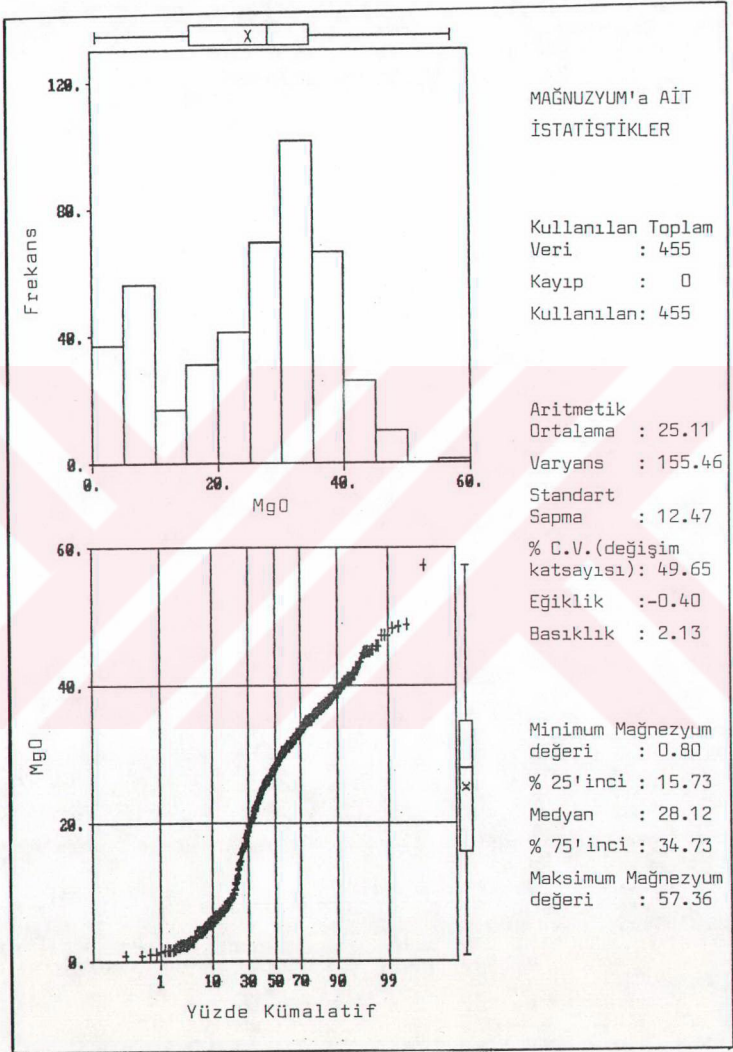
b-455 Örneğin NiO Kümülatif Eğrisi ve İstatistikleri.



ŞEKİL: 5.2.a- 455 Örneğin CoO Histroğrami ve İstatistikleri
b- 455 Örneğin CoO Kümülatif Eğrisi ve İstatistikleri





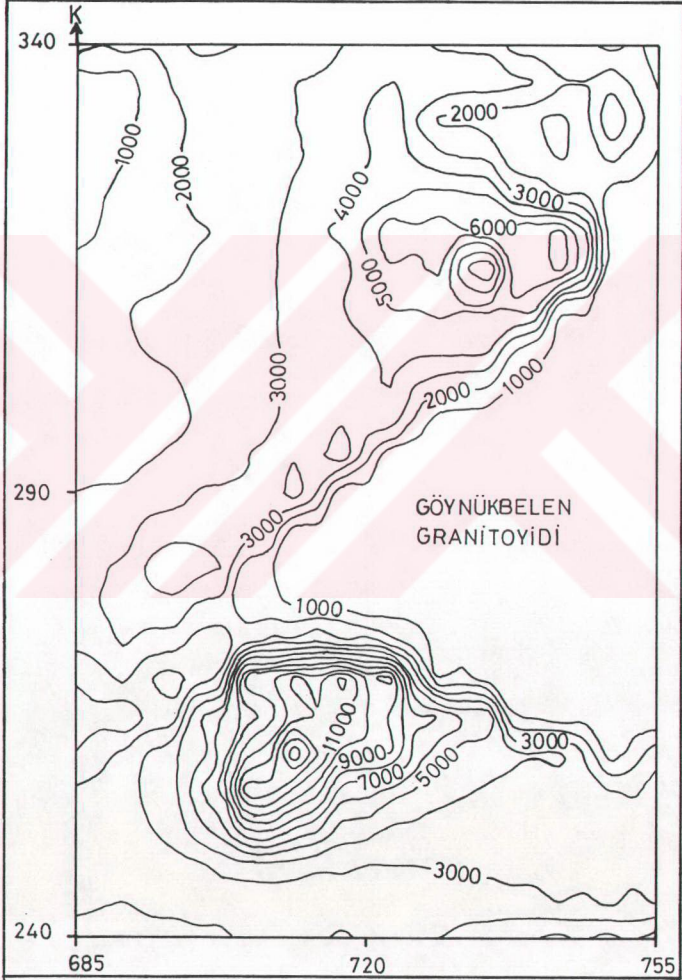


Hidrotermal nikel oluşumlarının yer aldığı zonlardan derlenen örneklerin analizlerinde mangan ve çinko değerleri oldukça düzenli bir dağılım sergilemiştir. Mangan değerlerinin yaklaşık % 70'i % 0.20-0.40 MnO arasında dağılmıştır; en yüksek MnO değeri Bölüm 4'de, zon 3 olarak tanımlanan Değirmenalanı Tepe'den alınmış iki örnekte % 1 olarak saptanmıştır. Bu zon içinde makro ölçekte ufak mangan oluşumları gözlenmiştir. Mangan'a ait değerlerin % 30'u ise % 0.20 MnO değerinin altında kalmıştır.

Analiz edilen örneklerde saptanan çinko değerlerinin yaklaşık % 60'ı , % 0.001-0.005 ZnO aralığında dağılmıştır. % 40'ı ise % 0.001 değerinin altında kalmıştır. En yüksek çinko değeri Bölüm 4'de zon 1 olarak tanımlanan Purasa T.-Fatma T. arasında aşırı kırıklı zondan, bol malakitli, limonitli kısımdan alınmış bir örnekte % 0.25 ZnO olarak saptanmıştır.

Çalışma alanında ultramafikler ile (özelde dunitlerin) Göynükbelen granitoidinin dokanaklarında ve dokanağa yakın kesimlerinde Ni değerlerinin değişimini topluca görmek amacıyla, 500 m. aralıklarla seçilen örneklerin Ni değerleri, kuzey-güney koordinatlarına göre düzenlenerek, Golden Software'ın Surfer Programı ile değerlendirilmiştir (Şekil 5.6). Bu çalışma yapılırken daha sağlıklı bir dağılım elde edebilmek için çok yüksek ve çok düşük nikel değerleri elimine edilmiştir. Şekilde görüldüğü gibi, sahanın jeolojik haritasına uygun şekilde, yüksek nikel değerleri, granitoid sokulum ile ultramafiklerin dokanağının yakınında, ezik, çatlak, fay gibi tektonik arızaların şiddetli olduğu kesimlerde yoğunlaşmıştır. Bu dağılım, çalışma alanındaki nikel oluşumlarının kesinlikle ultramafiklerdeki düzensiz tektonik arızaların kontrolünde, Göynükbelen granitoid

sokulumuna bağlı geliştiklerini bir kez daha kanıtlamıştır.



ŞEKİL: 5.6. Göynükbelen Granitoyid Sokulumuna Yakın-Kısmen Yakın Bulunan Ultramafik Kayaçlarda Nikel Dağılımı (ppm).

BÖLÜM 6. CEVHER MİNERALOGİSİ VE MİNERAL KİMYASI

6.1. Giriş

Bu bölümde, çalışma alanında saptanan hidrotermal kökenli oksit ve sülfür cevher minerallerinin ve nikel-li talk-nikelli kloritleşmiş talk-nikelli klorit oluşum-larının mikroskopik incelemeleri, elektron mikroprob analiz sonuçlarıyla birlikte verilmiş ve sonuçlar Türkiye ve dünyadan örneklerle karşılaştırılmıştır.

6.2. Oksit ve Sülfürler

Kimyasal analizlerde, ortalamanın üzerinde Ni, Co ve Cu değerleri veren örneklerden hazırlanan parlatma kesitlerin cevher mikroskop incelemeleri sonucu, bir çok değişik cevher minerali tanımlanmıştır ancak bu mi-nerallerin miktarı oldukça azdır. Cevher yapıcı çözel-tilerin ayrışmış ultramafik kayaçların bünyesine, kırık kontrollü olarak birbirinden farklı zamanda ve bileşim-de girmesi nedeniyle, cevher mineralleri arasında düzen-siz dokusal ilişkiler meydana gelmiştir. Ayrıca yüzeysel ayrışma olayları da minerallerin yapı ve dokularını etkilemiştir.

Manyetit ve kromit, incelenen kesitlerde saptanan en yaygın cevher mineralleridir; daha az oranda, pirit, kalkopirit ve pirotin bunlara eşlik etmektedir. Pentlandit, hevizlavudit, millerit, avaruit, makinavit ve pentlandit'in dönüşüm ürünü olan viyolarit, incelenen kesitlerde tanımlanan başlıca nikel sülfür mineralleri

olmuştur. Bu minerallerin yanı sıra eser miktarda asbolan, kübanit, sfalerit, molibdenit, titanit, ilmenomanyetit ve rutil saptanmıştır.

Süperjen (yüzeysel) ayrışma, kontakt tipi cevherleşmelerde yaygındır. Çalışma alanında yüzeysel ayrışmayla oluşan ve mikroskopta tanımlanan başlıca ikincil mineraller şunlardır:

* Hidrotermal koşullarda kromit'in ayrışmasıyla oluşmuş Fe-Cr spinel ve manyetit,

* Manyetit'ten dönüşen makhemit ve hematit,

* Pentlandit'ten dönüşen viyolarit,

* Kalkopirit'ten dönüşen malakit, azurit, tenorit, küprit, kovelin, kalkozin, bornit, dijenit-neodijenit,

* Pirit psödomorfu olarak meydana gelen delafosit

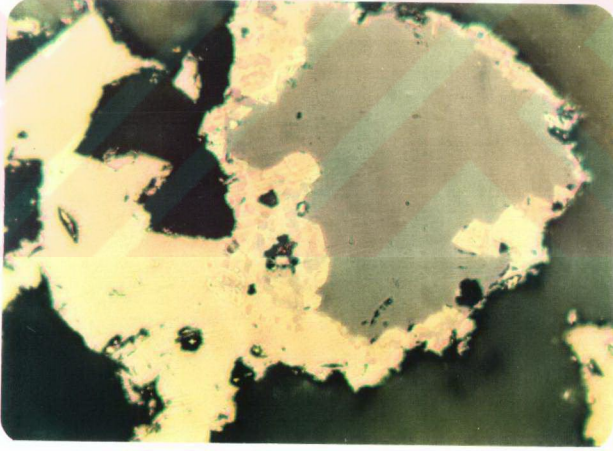
* Manyetit, pirotin, pirit ve kalkopiritin ayrışmasıyla meydana gelen limonit ve götit.

Yukarıda tanımlanan birincil ve ikincil cevher minerallerine eşlik eden gang mineralleri ise, olivin, piroksen, hornblend, serpantin grubu mineraller, talk, manyezit, kalsit, klorit, eser miktarda fuksit ve kuvars-
tır.

Dip Not(X): Bu bölümde verilmiş olan mikrofotografların (şekillerin) tümü, leitz marka Ortoplan Mikroskopta 32xobjettif, 10x Oküller kullanılarak yağ ortamında çekilmiştir. Yağ olarak Gliserin kullanılmıştır.

6.2.1. Kromit ($FeCr_2O_4$)

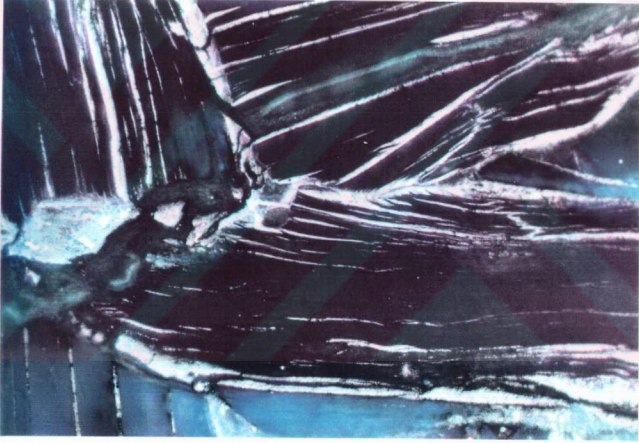
İncelenen kesitlerde manyetit'ten sonra en çok izlenen cevher mineralidir. Öz, yarı öz, öz şekilsiz kristaller halinde izlenen kromit, kenar, çatlak ve nadiren (111) dilinim yüzeyleri boyunca Fe-Cr-spinel ve manyetit'e dönüşmüştür. Açık pembemsi gri tonlarda izlenen Fe-Cr-spinel, ince bir şerit şeklinde, kromit ile manyetitin arasında yer alır (Şekil 6.1). Kesitlerde saptanan kromitlerin yaklaşık % 80'i hidrotermal çözeltilerin etkisiyle manyetitleşmiştir ve kenar, çatlak ve boşlukları manyetit tarafından doldurulmuştur.



ŞEKİL: 6.1. Kromit (gri), Fe-Cr-Spinel (Pembemsi gri), Manyetit (bej) Dönüşümü. Gang: Serpantin (X 320, Yağda).

6.2.2. Manyetit (Fe_3O_4)

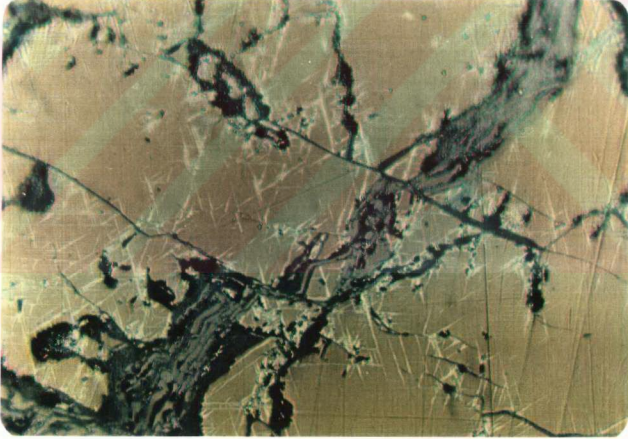
İncelenen kesitlerde en fazla izlenen mineraldir. Dört farklı manyetit oluşumu tanımlanmıştır. Bunlardan birincisi ve en yaşlı olanı, ultramafik kayaların serpantinleşmesiyle meydana gelmiştir. İnce damarcıklar ve iskelet şeklinde, serpantinlerin içinde ve çatlaklarında yer alırlar (Şekil 6.2).



ŞEKİL: 6.2. Serpantinlerin Dilinim ve Tane Aralarında Gelişmiş ve Götit'e(gri) Dönüşmüş Manyetit Tanecikleri(Götit İçinde Beyaz Taneler). (X320, Yağda).

GROVES ve Diğerleri(1974) ve HAKLI ve Diğerleri(1979) ince damarcıklar şeklinde izlenen bu tür manyetitlerin kesinlikle ikincil olduklarını belirtmişlerdir. Kesitlerde en çok izlenen ikinci tür manyetit oluşumu ise daha yüksek sıcaklıkta ve daha derinlerde oluşmuş öz,

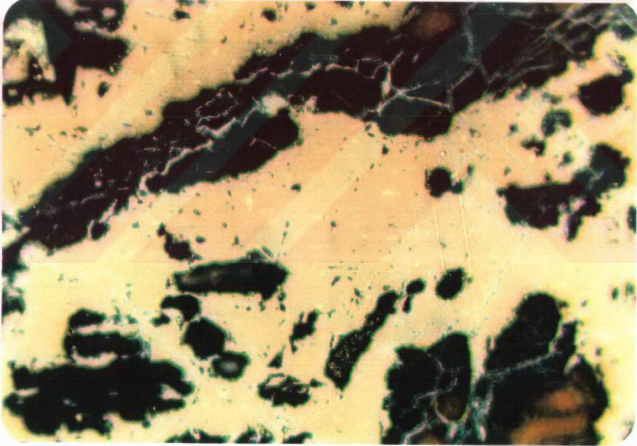
yarı öz şekilli, boyutları yer yer 5-6 mm. ye ulaşan manyetit kristalleridir. Bu tür manyetitler genelde pirotin, pentlandit, pirit ve kalkopiritle birlikte gözlenmiştir. Bunlara serpantin, talk, manyezit, klorit ve kuvars eşlik etmektedir. Hidrotermal evrenin tipik parajenezi olan bu oluşum içinde izlenen manyetit kristallerinde, martitleşme çok yaygındır. Manyetit'in sırasıyla makhemit ve hematit'e dönüşümünü ifade eden martitleşme, manyetit kristallerinin kenar, çatlak ve (111) dilinim yüzeyleri boyunca meydana gelmiştir ve açık gri tonlarda izlenir (Şekil 6.3).



ŞEKİL: 6.3. Kenar, Çatlak ve (111) Dilinim Yüzeyleri Boyunca Martitleşmiş (ince, açık gri renkli çizgiler) Manyetit (bej renkli). Çatlak ve Boşluklarda Jel Dokulu, Gri-Koyugri Renkli Gotit. Siyah Kesimler Boşluk (X320, yağda).

İri, öz-yarı öz şekilli bu manyetit kristallerinin içinde, manyetit'i ornatarak veya eksolüsyon şeklinde piro-
tin, pentlandit, pirit, kalkopirit ve tanımlanamayan çok
ufak sülfür oluşumları saptanmıştır (Şekil 6.4). Bazı
kesitlerde ise manyetit, pirotin ve piritin içinde kalın-
tı mineral olarak, veya piritin kataklastik çatlarında
dolgu olarak izlenmiştir.

Kesitlerde saptanan bir diğer manyetit oluşumunda,
kontakt tipi yataklara özgü olan (RAMDDHR,1969) çubuk
şeklindeki manyetitdir (Muşketofit).



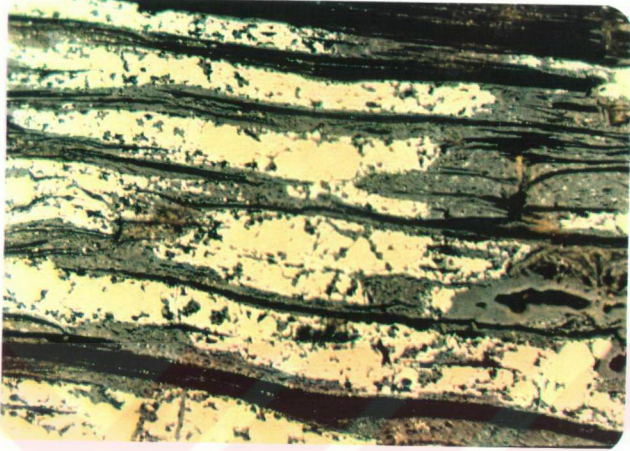
ŞEKİL: 6.4. Yer Yer Martitleşmiş Öz Şekilsiz Man-
yetit İçinde Ufak Sülfür Oluşumları
(Sarı renkte). Çatlak ve Boşluklarda
Götit ve Limonit (X 320, yağda).

Çalışma alanının güneyinde Meryemkaldırımı sırtından (Zon 4) alınmış bir kaç örnekte tanımlanan Muşketofit, aslında hematit psödomorfudur ve sonradan tekrar hematite dönüşür (Şekil 6.5).

Kesitlerde izlenen manyetitlerden bir kısmı da, bölgenin etkisinde kaldığı tektonizma ve metamorfizma esnasında, hidrotermal koşullar altında kromit'ten dönüşerek meydana gelmiştir. İncelenen kesitlerde gözlenen kromit kristallerinin % 80'inde kromit Fe-Cr-spinel manyetit dönüşümü izlenmiştir (Şekil 6.1).

Şekil 6.1'de görülen kromit \rightarrow Fe-Cr-spinel \rightarrow manyetit dönüşümünde meydana gelen kimyasal değişmeyi görmek amacıyla, bu üç zonda elektron mikroprob analizi yapılmıştır; sonuçlar Tablo 6.1'de verilmiştir. Tablo 6.1'de görüldüğü gibi Cr_2O_3 oranı, kromit zonundan manyetit'e doğru gittikçe hızlı bir şekilde azalırken (% 56.96'dan % 0.09'a), FeO oranı hızla artmıştır (% 23.96'dan % 98.37'ye). Benzer şekilde kromit zonunda 0.00 olan NiO miktarı, manyetit zonunda % 0.36'ya yükselmiştir. MgO ve Al_2O_3 kromit zonundan manyetit zonuna doğru hızlı bir şekilde azalarak MgO % 7.28'den 0.00'a, Al_2O_3 ise % 10.31'de 0.40'a düşmüştür. SiO_2 'de önemli bir artış veya azalış olmamıştır.

İncelenen kesitlerin tümünde manyetitler değişen oranlarda limonit ve götit'e dönüşmüştür ve bu ikincil ayrışım ürünleri içinde damarcık, iskelet veya öz şekilsiz taneler halinde manyetit kalıntıları izlenmiştir.



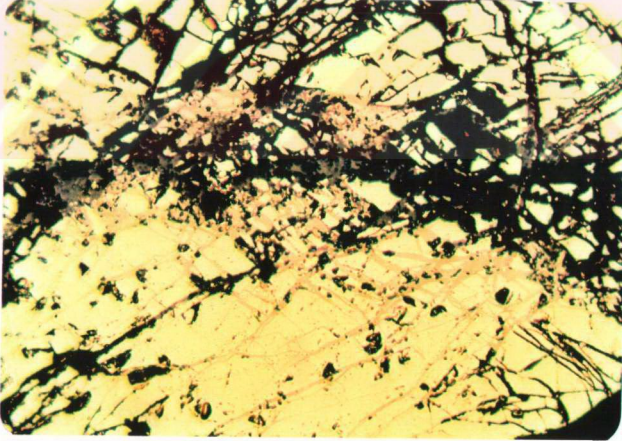
ŞEKİL: 6.5. Götüt(koyu gri renkli) Tarafından Orantılmış Çubuk Şekilli Manyetit (Müşketofit) Oluşumları. Müşketofit Kenar ve Çatlaklarından İtibaren Martitleşmiş (açık grimsi bej renkli kesimler). (X320, yağda).

TABLO: 6.1. Şekil 6.1'de Görülen Kromit Fe-Cr-Spinel Manyetit Zonlarında Yapılan Elektron Mikroprob Analiz Sonuçları (% oksit).
FeO^x: Toplam Demir

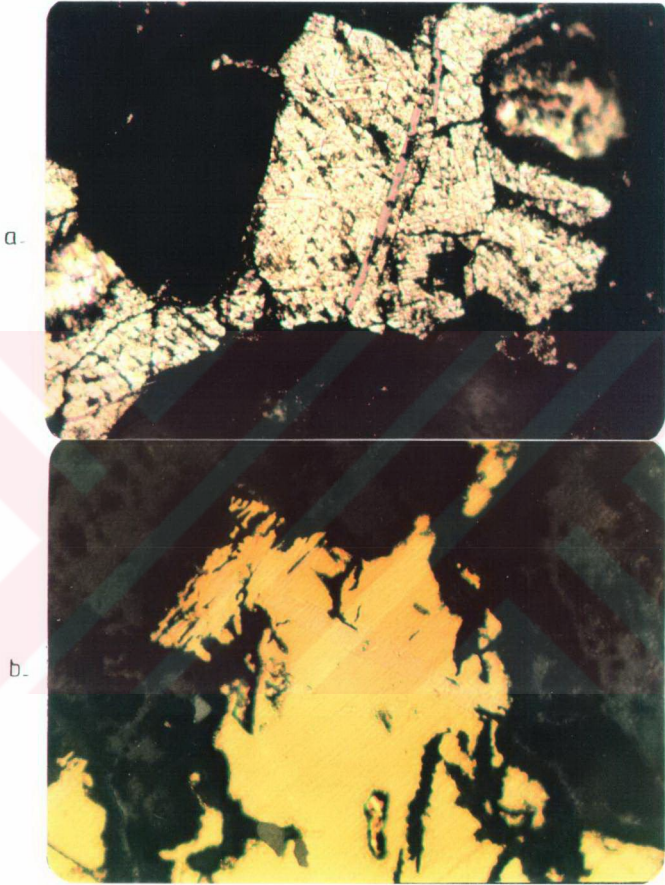
% Bileşen	Kromit Zonu Merkez	Kromit Zonu Kenar	Fe-Cr-Spinel Zonu	Manyetit Zonu
Cr ₂ O ₃	56.96	55.66	45.04	0.09
FeO ^x	23.96	27.48	48.59	98.37
NiO	0.00	0.00	0.02	0.36
CoO	0.00	0.00	0.00	0.00
CuO	0.00	0.00	0.00	0.12
TiO ₂	-	-	0.44	0.00
ZnO	-	-	0.23	0.00
MnO	0.65	0.71	-	-
SO ₃	0.00	0.00	0.11	0.15
As	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO ₂	0.70	0.53	0.66	0.52
Al ₂ O ₃	10.31	8.65	2.70	0.40
MgO	7.28	6.81	1.88	0.00
CaO	0.11	0.11	0.14	0.00
K ₂ O	0.04	0.05	-	-
Toplam	100.01	100.00	99.99	100.01

6.2.3. Pirotin (FeS)

İncelenen kesitlerde nikel içeren sülfür mineralleri arasında en fazla izlenen pirotin olmuştur. Genelde serpantin ve serpantinleşmiş olivinlerin içinde ve çatlaklarında ince damarçıklar ve ince taneciklerden oluşan agrega topluluğu şeklinde bulunur. Bazı kesitlerde pirit (Şekil 6.6), pentlandit (Şekil 6.7.a) ve kalkopiriti (Şekil 6.7.b) kesen damarçıklar şeklinde izlenen pirotin kendi ayrışım ürünleri olan limonit ve gotit içinde, küçük levhalar halinde de gözlenmiştir. Eser miktarda martitleşmiş manyetit kristallerinin kenar ve çatlakları boyunca, yer yerde içinde bir kaç mikron boyunda tanecikler şeklinde izlenmiştir. Bir kaç kesitte pirotin'in yüzeysel ayrışma sonucu pirit'e dönüştüğü görülmüştür.



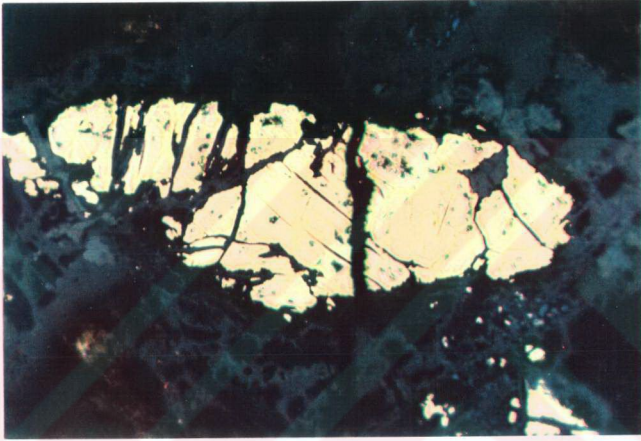
ŞEKİL: 6.6. Pirit'in Kataklastik Çatlaklarını Dolduran ve Pirit'i Ağ Gibi Saran İnce Pirotin (Pembemsi bej renkli) Manyetit (koyu gri) Damarçıkları (X320, yağda)



ŞEKİL: 6.7.a. Olivin Kristallerinin Arasını Dol-
durmuş İyi Dilinim Gösteren Pentlan-
dit'i Kesen Pirotin Damarı (Pembe)
(X320, yağda)

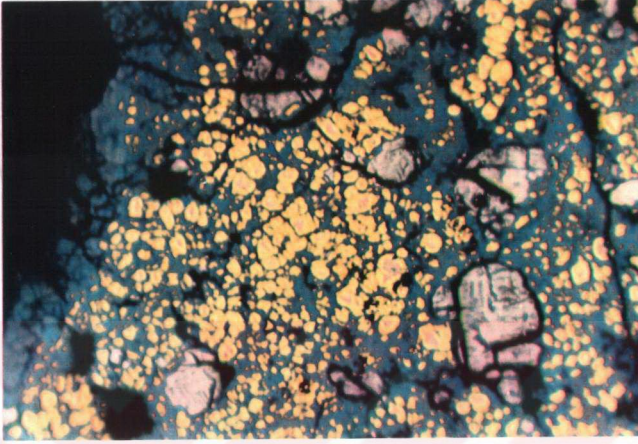
b. Limonit ve Gotit İçinde Yer Alan Kal-
kopirit'in (sarı) İçinde Pirotin Da-
marı (Üstte pembe nüanslı) ve Sol
Alt Kenarında Manyetit (Koyu gri)
(X320, yağda).

Arazinin kuzeyinde hidrotermal getirimin yoğun olduğu ve Bölüm 4'de zon 1 ve zon 2 olarak tanımlanan cevherli zonlardan alınmış örneklerde, pirotin ve pentlandit kristallerinin kalkopirit tarafından yoğun şekilde ornatıldığı saptanmıştır (Şekil 6.8 ve 6.9).



ŞEKİL: 6.8. Kalkopirit(Sarı) Tarafından Ornatılan Pirotin (Pembe). Kalkopirit İse Kenar ve Çatlakları Boyunca Limonit(Koyu gri) ve Kovelin'e(Mavi) Dönüşmüştür. (X320, Yağda).

Kesitlerde tanımlanan dört farklı pirotin kristali- ne ait elektron mikroprob analiz sonuçları Tablo 6.2'de verilmiştir. Tablo 6.2'de görüldüğü gibi Ni değerleri % 0.28 ile % 0.40 arasında değişmektedir. RABDOHR(1969), pirotinlerin nikel içeriğinin genelde % 1'in altında olduğunu ifade etmiştir. Bu ifadeyi doğrular yönde örneğin HAKLI ve Diğerleri(1979), Vammala Nikel Sülfür Yatağındaki (Güneybatı Finlandiya) pirotinlerin ortalama % 0.34 Ni, DONALDSON ve BROMLEY(1981),



ŞEKİL: 6.9. Dijenit-Neodijenit'e (Mavi) Dönüşmüş, Kendisinde Pentlandit (Açık-koyu gri renkli) ve Pirotin'i (Sarı kalkopirit taneleri içinde pembe kısımları) Ornemiş Kalkopirit. (X320, Yağda).

Honeymoon Well Nikel Sülfür Yatağındaki (Batı Avustralya) pirotinlerin % 0.18-%0.23 Ni ve ÇAĞATAY, (1982 ve 1987) Pancarlı Nikel-Bakır Sülfür Yatağındaki (Bitlis) hegzagonal pirotinlerin % 0.57-1.04 Ni içerdiğini, belirtmişlerdir. Bu sonuçlar Tablo 6.2'deki sonuçlarla uyumludur.

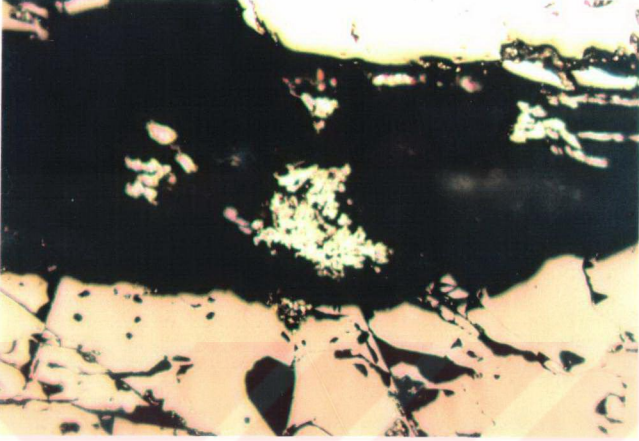
TABLO: 6.2. Çalışma Alanına Ait 4 Pirotin Kristalinin Elektron Mikroprob Analiz Sonuçları (% Ağırlık)

Element / Analizler	1	2	3	4
Fe	57.12	56.89	56.68	59.20
Ni	0.35	0.40	0.42	0.28
CO	0.27	0.24	0.24	0.10
Cu	1.12	0.01	1.31	0.01
S	41.10	42.45	41.33	40.40
Toplam	100.00	99.99	99.96	99.99

6.2.4. Pirit (FeS_2)

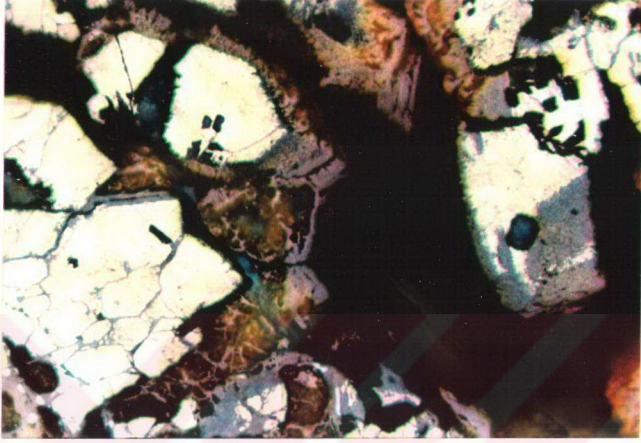
İncelenen kesitlerde pirotin ile birlikte en çok izlenen sülfür mineralidir. Yer yer 3-4 mm; ortalama 1 mm. boyutunda öz-yarı öz şekilli iri kristaller halinde görüldüğü gibi, iskelet şeklinde pirit oluşumları da saptanmıştır (Şekil 6.10). Pirit'in Manyetit, pirotin, pentlandit ve kalkopirit ile olan ikili, üçlü birliklikleri yaygındır. Bazı kesitlerde kalıntı manyetit içeren pirit kristalleri saptanmıştır; bu durum hidrotermal koşullar altında, manyetit'in piritleşmesi olarak açıklanabilir. Ayrıca bir kaç kesitte kalkopirit ekso-lüsyonları içeren pirit kristalleri gözlenmiştir. Farklı bileşimdeki hidrotermal çözeltilerin farklı zamanlarda ayrıışmış ultramafik kayaların bünyesine düzensiz girmesi nedeniyle, yaşlı manyetit'in çatlaklarını dolduran genç pirit damarlarının yanı sıra, kataklastik çatlakları daha geç oluşumlu manyetit ve pirotin tarafından doldurulmuş yer yer bunların damarları tarafından kesilmiş pirit kristalleri de tanımlanmıştır (Şekil 6.6). Kenar ve çatlaklarından itibaren limonit ve götit'e dönüşümün yaygın olduğu pirit kristallerine, bu dönüşüm ürünleri içinde kalıntı mineral olarak da rastlanmıştır.

Çalışma alanının kuzeyinde Zon 1'den alınmış bir örnekte manyetit, pirit, kalkopirit, götit-limonit, malakit, azurit, tenörit, küprit, kovelin ve kalkozinle birlikte delafosit tanımlanmıştır (Şekil 6.11). Türkiye'de ilk defa ÇAĞATAY ve ARDA(1978) tarafından, Malatya-Pötürge civarında fillitik tipte kayaların çatlakları içinde gelişmiş oksidasyon zonu örneklerinde tespit edilen delafosit'in kimyasal formülü RAMDOHR(1960 ve 1969) tarafından $CuFeO_2$ olarak verilmiştir. Pirit veya arsenopirit'in ayrışmasıyla oluşan $FeSO_4$ bakımından zengin çözeltilerin etkisiyle limonitleşen öz şekilli pirit veya arsenopirit'in psödomorfları içinde, limonitle



ŞEKİL: 6.10. İki Ayrı Görünümde Pirit Kristali-
Üstte Yarı Öz Şekilli, Ortada İskelet
Şekilli Pirit Oluşumu. Altta Manyetit
(Bej renkli) (X320, Yağda)

birlikte delafosit'inde oluştuğu savunulmuştur.
(RAMDOHR, 1960; ÇAĞATAY ve ARDA, 1978). Çalışma alanı-
na ait örnekte götit-limonit ve malakitle çevrelenmiş
halde gözlenen öz şekilli delafosit'in ornattığı mine-
ralin pirit olması gerekir, zira incelenen kesitlerde
arsenopirit'e rastlanmamıştır (Şekil 6.11).



ŞEKİL: 6.11. Pirit Psödomorfu Olarak Oluşmuş Delafosit (Kirlili beyaz renkte); Yer Yer Götüt'e Dönüşmüş (Mavimsi gri renkte) ve Götüt, Limonit (Kızıl kahverengi) ve Malakit (Yeşil renkte) Çevrili Durumda. Minerallerin Tümü Antigorit İçinde Gelişmiş(x320, Yağda).

6.2.5. Kalkopirit ($CuFeS_2$)

Yarı öz-öz şekilsiz kristaller halinde pirotin, pentlandit ve pirit ile birlikte serpantinlerin içinde ve çatlaklarında bulunur. Kristal boyutları 50-60 mikrondan 7-8 mm.ye kadar değişmektedir. Çoğunlukla pirotin ve pentlandit'in etrafında ve çatlaklarında, yer yer her ikisinde ornatmış halde izlenmiştir (Şekil 6,8; 6.9). Meryemkaldırımı Sirtından (Zon 4) alınmış bir kaç örnekte kübanitle ($CuFe_2S_3$) birlikte gelişmiş kalkopirit içinde, kendiside kalkopirit parçacıkları içeren sfalerit (ZnS) yıldızları saptanmıştır. (Şekil 6.12).



ŞEKİL: 6.12. Kalkopiritle (Ortada Sarımsı Kahverenkli) Birlikte Lameller Halinde Büyümüş Kübanit (Şeklin Sağında ve Solunda, Pembe Nüanslı) ve Kalkopiritin İçinde Sfalerit Yıldızları (Siyah renkli). Çatlaklar Gang İle Dolu (X320, Yağda).

Kalkopirit, kübanit ve safalerit yıldızlarının birlikte-liği, RAMDOHR(1969) tarafından yüksek ısıllı (300°C civarında) cevher eriyiklerinin ürünü olarak tanımlanmış ve sfalerit yıldızlarının bir eksolüsyon olayı olduğu ifade edilmiştir.

Kesitlerde izlenen kalkopiritlerin, yüzeysel ayrışmayla yer yer limonit, gotit, malakit, azurit, küp-rit, tenörit, kovelin, kalkozin, bornit ve dijenit-neodijenit'e dönüştüğü gözlenmiştir (Şekil 6.9 ve 6.13).



ŞEKİL: 6.13. Böbregimsi, Jel Dokulu ve Bej Renkli Tenorit (Üstte), Tenorit'i Cevreleyen İnce Götüt Kuşağı (Koyu Kahverengi) ve Malakit (Yeşil Renkli) Birlikteliği. (X320, Yağda).

Şekil 6.9'da görülen pirotin ve pentlanditi çevreleyen kalkopirit oluşumlarında yapılan elektron mikrop prob analiz sonucu Tablo 6.3'de verilmiştir. Tablo 6.3 de görüldüğü gibi kalkopirit'in nikel içeriği pirotinden daha yüksektir. Bu nikel içeriği kalkopirit'in ornattığı pentlanditten ileri gelebilir.

TABLO: 6.3. Şekil 6.9'da Görülen Kalkopirit Oluşumlarına Ait Elektron Mikroprob Analiz Sonucu

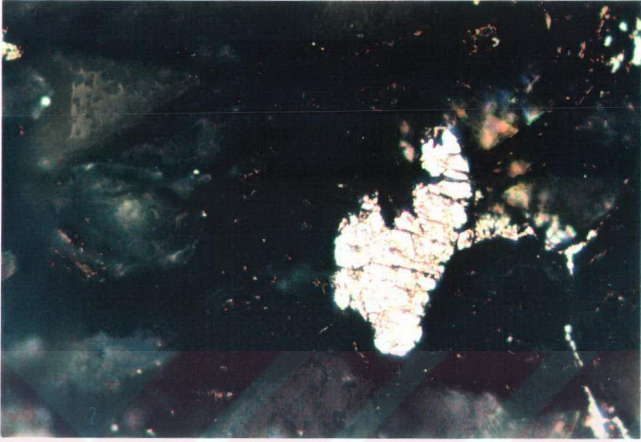
Element	Analiz Sonucu (% Ağırlık)
Cu	66.83
Fe	5.19
Ni	0.79
Co	0.00
S	24.71
Se	2.37
As	0.00
Toplam	99.89

6.2.6. Nikel Sülfür Mineralleri

Çalışma alanında yer alan cevherli zonlardan derlenmiş çok sayıda örnekten, öncelikle nikel içerikli cevher minerallerini saptamak amacıyla yaptırılan parlatma kesitlerin cevher mikroskopu incelemelerinde, az miktarda nikel sülfür mineraline rastlanmıştır. Serpantin ve serpantinleşmiş olivinlerin içinde ve çatlaklarında, ince damarcıklar ve yer yerde tanecikler halinde izlenen bu mineraller çokluk sırasına göre pentlandit, pentlantitin dönüşüm ürünü olan viyolarit, millerit, hezlavudit, makinavit ve bir nikel-demir alaşımı olan avaruittir. Ayrıca arazinin güneyinde, zon 4'ten alınmış birkaç örnekte asbolan saptanmıştır.

6.2.6.1. Pentlandit($(Ni,Fe)_9S_8$) ve Viyolarit($(Ni,Fe)_3S_4$)

Serpantin ve serpantinleşmiş olivinlerin çatlaklarında damarcık ve tek kristaller halinde gözlenmiştir. Kristal boyutları 5-10 mikrondan 1 mm.ye kadar değişir ve genelde iyi gelişmiş baklava dilinimleri sergilemektedirler (Şekil 6.7a, 6.14, 6.15).

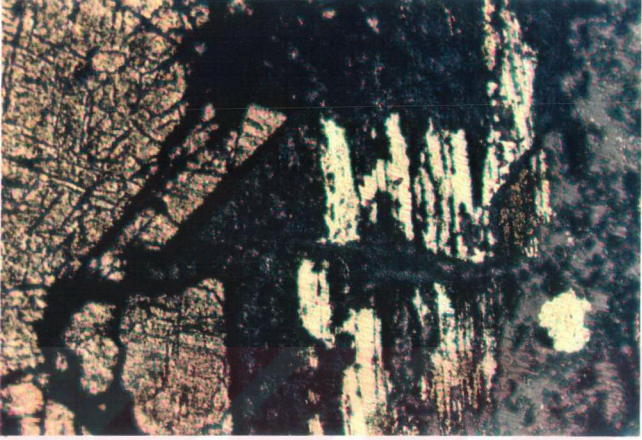


ŞEKİL: 6.14. Serpantinleşmi Olivinlerin İçinde Gelişmiş ve Kısmen Viyolarit'e (Pembensi Kesimler) Dönüşmüş Pentlandit (Beyaz) Oluşumları ve Etrafında Ufak Makinavit Levha ve Levha Kümeleri (Kırmızı-Yeşil Renkli). (X320, Yağda).

İncelenen kesitlerin bir kaçında pentlandit'in, pirotin, manyetit, pirit ve kalkopiritle olan birliktelikleri saptanmıştır (Şekil 6.7.a, 6.7.b, ve 6.9).

Kesitlerde tanımlanan pentlanditlerin çoğunun, değişik oranlarda viyolarit'e dönüştüğü gözlenmiştir. (Şekil 6.14, 6.15 ve 6.16). Pentlandit'in viyolarit tarafından ornatılması aşağıdaki tepkimeyle ifade edilmiştir (NICKEL,1973; NICKEL ve Diğerleri,1974; KEELE ve NICKEL,1974).



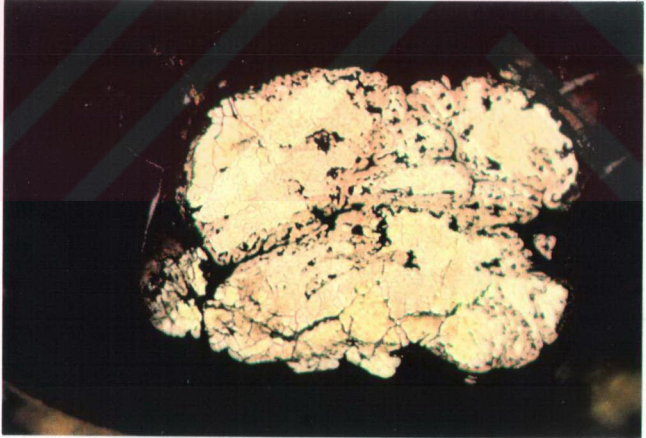


ŞEKİL: 6.15. Büyük Bir Kısmı Viyolarite Dönüşmüş (Şeklin Sol Tarafı) Pentlandit. Şeklin Orta ve Sağ Tarafında Çok Az Ayrılmış Pentlandit Levhaları. En Sağda Öz Şekilsiz Pentlandit İçeren Manyetit (Koyu Gri). Minerallerin Arasında Manyetit Kalıntıları İçeren Götit (Siyahımsı Gri) (x320 yağda).

Çalışma alanının değişik yörelerine ait örneklerde saptanmış ve kısmen viyolarite dönüşmüş beş adet pentlandit kristalinde yapılan elektron mikroprob analiz sonuçları Tablo 6.4'de verilmiştir. Tablo 6.4'de görüldüğü gibi nikel değerleri % 32.96 ile % 41.42 Ni arasında değişmektedir. Bu değerler Örneğin HUDSON ve TRAVIS'in (1981), Mount Clifford (Batı Avustralya) Nativ Nikel-Hezlavudit-Ferroan Trevorit Birliğinde yer alan pentlanditler için verdikleri yüzde ağırlık olarak % 43.86 Ni, DONALDSON ve BROMLEY'in (1981), Honeymoon Well (Batı Avustralya) Nikel Sülfür Yatağında Bulunan pentlanditler için verdikleri % 32.80 ile % 41.23 Ni (% Ağırlık) arasında değişen nikel değerleri ve

ÇAĞATAY (1982 ve 1987) Pancarlı Nikel-Bakır Sülfür Mineralizasyonunda (Bitlis) yer alan pentlanditler için verdiği % 23.98 ile % 35.68 Ni arasında değişen nikel değerleriyle uyum içindedir. Tablo 6.4'te verilen analiz sonuçlarına göre hesaplanmış kuramsal Pentlandit formülleri aşağıda verilmiştir.

Analiz	Formül	Katyon Toplamı
1	$Ni_{5.5}Fe_{3.2}Co_{0.2}S_{8.1}$	8.90
2	$Ni_{5.1}Fe_{3.2}Co_{0.5}S_{8.2}$	8.80
3	$Ni_{4.4}Fe_{4.5}Co_{0.05}S_{8.0}$	8.95
4	$Ni_{4.8}Fe_{3.7}Co_{0.3}S_{8.1}$	8.80
5	$Ni_{4.3}Fe_{4.5}Co_{0.1}S_{8.1}$	8.90



ŞEKİL: 6.16. Serpantin İçinde Kenar, Çatlak ve(111) Dilinim Yüzeyleri Boyunca Psödomorf Halde Viyolarit'e (Pembesi Bej Renkli) Dönüşmüş Pentlandit. Kristalin Sağ ve Sol Kenarlarında Makinavit (Kırmızı Yeşil Renkil Şerit) Gelişmiş. Her üç Mineralde Gotit'le Çevrilidir(x320 , Yağda).

TABLO: 6.4. Çalışma Sahasına Ait Beş Adet Pentlandit Kristalinin Elektron Mikroprob Analiz Sonucu (% Ağırlık)

Analiz Element	1	2	3	4	5
Ni	41.42	38.76	33.56	36.73	32.96
Fe	23.33	23.20	32.58	26.91	32.77
S	33.69	34.09	33.28	33.86	33.50
Co	1.44	3.86	0.39	2.40	0.67
Cr	0.01	0.04	0.00	0.04	0.01
Cu	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03
Zn	0.00	0.01	0.11	0.00	0.00
Toplam	99.92	99.99	99.93	99.95	99.94

Bu formüller, pentlandit'in kuramsal formülü ile ((Ni,Fe)₉S₈) (RAMDOHR,1969) çok benzer çıkmıştır. Ayrıca beş analiz değerinin ortalamasından hesaplanan Ni/(Ni + Fe + Co + Cu) oranı 0.55 dir, bu değer HARIS ve NICKEL (1972) tarafından tanımlanmış olan doğal oluşumlu pentlandit katı çözeltisinin nikel'ce zengin ucuna yakın düşmektedir. Ni ve Fe oranları değişken olmakla birlikte çoğunlukla Ni > Fe'dir ve Co küçük ve değişen miktarlarda Fe ve Ni'e eşlik etmektedir. Bu sonuçlar RAMDOHR, (1969) tarafından verilmiş değerlerle uyum içindedir.

Tablo 6.4'te analiz sonuçları ve kuramsal formülleri verilen iki adet pentlandit kristalinin(analiz 2 ve analiz 5) kısmen viyolarit'e dönüşmüş kesimlerinde yapılan elektron mikroprob analiz sonuçları Tablo 6.5'te verilmiştir.

TABLO: 6.5. Çalışma Sahasına Ait İki Vilolarit Oluşumunun Elektron Mikroprob Analiz Sonuçları (% Ağırlık)

Element	Analiz		Atom Oranları	
	2	5	2	5
Ni	23.54	24.82	1.189	1.260
Fe	30.24	29.85	1.608	1.590
Co	0.83	1.03	0.042	0.050
S	44.85	44.13	4.161	4.098
Toplam	99.46	99.83	7.00	6.998

Tablo 6.5'te görülen nikel değerleri, KEELE ve NICKEL'in (1974), Otter Shoot Yatağındaki (Batı Avustralya) birincil millerit içeren sülfürlerde yer alan pentlandit'i ornatarak oluşmuş viyolarit için verdikleri % 26.02 Ni ile % 41.68 Ni arasında değişen ve ÇAĞATAY'ın (1982 ve 1987), Pancarlı Nikel-Bakır Sülfid Mineralizasyonunda (Bitlis) pentlandit'ten dönüşerek oluşmuş viyolarit için verdiği % 23.98 Ni ile % 38.00 Ni arasında değişen değerlerinin arasında kalmıştır. Tablo 6.5 teki analiz sonuçlarına göre bu viyolarit oluşumları için hesaplanan kuramsal formüller aşağıda verilmiştir.

Analiz	Formül	Kasyon Toplamı
2	$Ni_{1.2}Fe_{1.6}Co_{0.04}S_{4.2}$	2.84
5	$Ni_{1.3}Fe_{1.6}Co_{0.05}S_{4.0}$	2.95

Pentlanditlerde olduğu gibi viyolaritler için hesaplanan formüller, RAMDOHR'un (1969) viyolarit için verdiği kuramsal formüle $((Ni,Fe)_3S_4)$ çok benzer çıkmıştır.

Tablo 6.4 ve Tablo 6.5'deki sonuçları incelediğimiz zaman, pentlandit'ten viyolarit'e dönüşüm esnasında 2 nolu analizde nikelin yaklaşık % 18'i, demirin yaklaşık % 8'i; 5 nolu analizde ise nikelin yaklaşık % 24'ü,

demirin ise yaklaşık % 9'u çözünüp taşınmıştır. Bu çözünüp götürülen nikel, ya ikincil nikel-demir sülfür minerallerini oluşturmuştur (maknavit gibi) ya da iyon yarıçapı kendine yakın olan elementlerin (Mg^{2+} gibi) yerine geçerek ortamda tutulmuşlardır. Özellikle sahanın güneyinde zon 4'te nikel sülfür minerallerinin saptandığı örneklerin alındığı yerlerde, muhtemelen bu tür mekanizma ile yüksek nikel içeriği kazanmış talk, kloritleşmiş talk ve kloritler yaygındır. Ayrıca Şekil 6.14 ve 6.16'da görüldüğü gibi viyolarite dönüşmüş pentlandit kristallerinin etrafında maknavit oluşumları izlenmiştir.

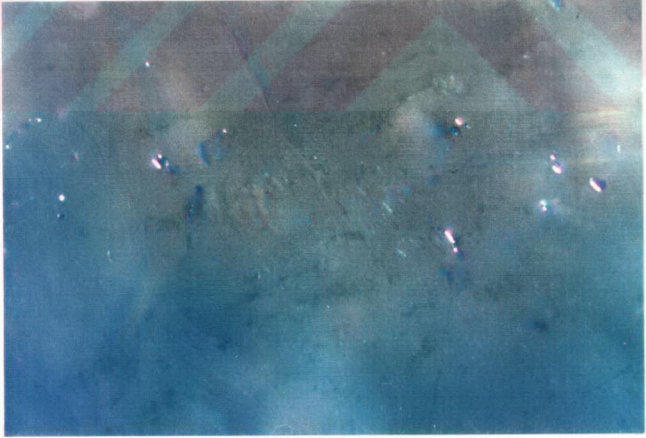
6.2.6.2. Hezlavudit (Ni_3S_2) ve Millerit (NiS)

İncelenen kesitlerde çok az miktarda hezlavudit ve millerit saptanmıştır. Kesitlerde izlenen hezlavudit kristallerinin tümü milleritle birlikte ve millerit tarafından ornatılmış halde bulunur (Şekil 6.17). Öz şekilsiz kristaller halinde ve 3-4 mikrondan 20-25 mikrona değişen boyutlarda serpantin içinde izlenen hezlavudit, yüksek reflektivitesi ve özellikle kahverengi anizotropisiyle milleritten ayırt edilmiştir.

Millerit hem hezlavuditle birlikte onu ornatmış halde, hemde serpantin içinde 1-2 mikron yer yer 4-5 mikron uzunluğunda iğnecikler şeklinde gözlenmiştir (Şekil 6.18). Hezlavuditten daha parlak açık sarı rengiyle ve sarı renkli güçlü anizotropisiyle ayırt edilmiştir.



ŞEKİL: 6.17. Serpantin İçinde Hezlavudit (Sarımsı Bej Renkli) ve Hezlavudit'i Ornatmış Millerit (Beyaz Renkli). (X320, Yağda)



ŞEKİL: 6.18. Serpantin İçinde Millerit İğneleri (Beyaz Renkli). (X320, Yağda).

Çalışma alanına ait hezlavudit ve millerite ait ikişer adet elektron mikroprob analiz sonucu Tablo 6.6' da verilmiştir. Hezlavudit ve millerit'e ait nikel değerleri ÇAĞATAY ve AYDIN'ın(1978), Kefdağ (Elazığ) kromit cevherlerindeki hezlavudit (% 70.5 Ni) ve millerit (% 64.43 Ni) değerleri, HUDSON ve TRAVIS'in (1981), Mount Clifford (Batı Avusturalya) Nativ Nikel-Hezlavudit-Ferroan Trevorit Birliğinde yer alan hezlavudit (% 72.57, 72.21 ve 72.59 Ni) ve millerit (% 63.77 Ni) değerleri ve DONALDSON ve BROMLEY'in (1981) Honeymoon Well (Batı Avusturalya) Nikel Sülfür Yataklarında bulunan hezlavudit (% 72.30, 72.95, 73.49 ve 72.99Ni) değerleri ile uyum içindedir.

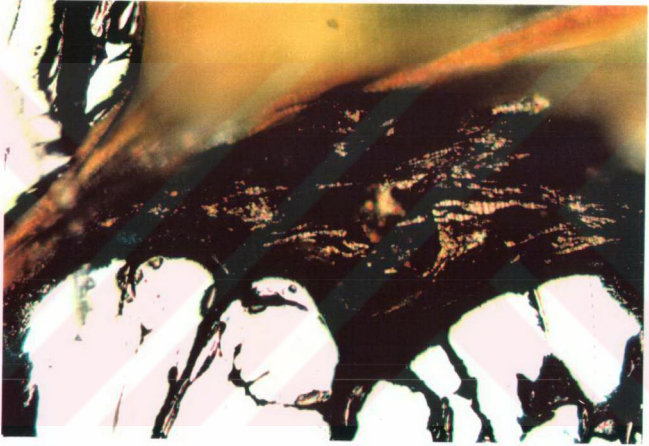
TABLO 6.6. Çalışma Alanında Tanımlanan Hezlavudit ve Millerit Minerallerine Ait Elektron Mikroprob Analiz Sonuçları (% Ağırlık)

Analiz Element	Hezlavudit		Millerit	
	1	2	3	4
Ni	71.18	70.85	62.51	64.09
Co	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe	0.18	0.20	0.76	0.78
S	27.92	28.40	36.29	34.79
Cr	0.01	0.01	0.00	0.04
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	99.30	99.47	99.56	99.71

6.2.6.3. Makinavit (Fe,Co,Ni...S)

Yurdumuzda ilk kez ÇAĞATAY(1975) tarafından tayini yapılan makinavit mineraline, Çalışma alanının güneyinden(Zon 4) alınan örneklerde rastlanmıştır. Kesitlerde serpantin ve kısmen serpantinleşmiş olivinlerin içinde, çatlaklarında ve tane aralarında, manyetit ve yer yer viyolarit'e dönüşmüş pentlanditlerin çevresinde rastlanan makinavit oluşumları, ince, uzun levhacıkların üst

üste ve yan yana dizilmiş toplulukları şeklinde izlenmiştir. Yer yer serpantinlerin içinde ince damarcıklar şeklinde dağılmış makinavit oluşumları da saptamıştır. Hafif eğilme-bükülme gösteren makinavit levhacık ve damarcıklarının gösterdikleri albit ikizlerine benzeyen kırmızı, sarı, yeşil renk bantları mineralin tanınmasını kolaylaştırmıştır (Şekil 6.14, 6.16 ve 6.19).



ŞEKİL: 6.19. Kısmen Limonit'e Boyanmış Serpantin (Yeşilimsi Kahverengi) İçinde ve Manyetit'in (Alta ve Solda Krem Beyazı Renginde) Çatlaklarında Makinavit Levhacıkları ve Levha Toplulukları (X320, Yağda).

Makinavit'in serpantinleşme olayının geç safhasında hidrotermal koşullar altında meydana geldiği ve pentlandit, pirotin ve kalkopiritin kısmen makinavit'e dönüştüğü ifade edilmiştir (GENKIN,1971, ÇAĞATAY,1975). GENKIN(1971), 140^o-200^oC'nin üzerine ısıtılan makinavit kristallerinin pirotin'e dönüştüğünü ve dolayısıyla

makinavit oluşum ısısının 150^o-160^oC'yi aşmadığını belirtmiştir. BERNER (1964), pH aralığının 3'den 9'a, sıcaklık aralığında 20^oC'den 90^oC'ye değiştiği koşullarda, konsantre sulu hidrojen sülfür çözeltileri içinde, çeşitli demir bileşenleri arasındaki tepkimelerden sentetik makinavit'i elde etmeyi başarmıştır.

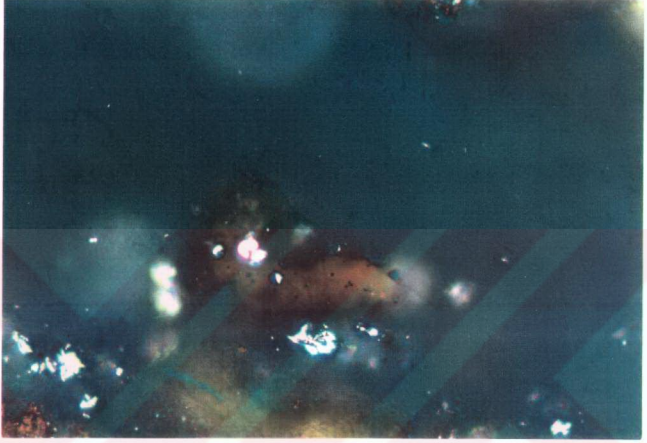
6.2.6.4. Avaruit (Ni₃Fe)

Arazinin güneyinde Meryemkaldırımı Sirtından alınmış iki örnekte pentlandit, hezlavudit ve millerit'in yanı sıra avaruit de saptanmıştır. Çok güçlü parlak göz alıcı beyaz reflektivitesi ile hemen göze çarpan avaruit kristalleri, izotrop olmalarıyla kolayca hezlavudit ve millerit'ten ayırt edilmiştir. Avaruit kristalleri, serpantin içinde 2-3 mikron çapında, yuvarlak taneler şeklinde izlenmiştir (Şekil 6.20).

NICKEL (1959) ve RAMDOHR (1969), avaruit'in olivin in serpantinleşmesi sırasında açığa çıkan nikel ve demir tarafından oluşturulduğunu ifade ederken, CHAMBERLAIN ve Diğerleri (1965) avaruit'in pentlandit'in redüksiyonu ile oluşabileceğini belirtmiştir. Ancak her iki işleminde avaruit oluşumunda etkili olduğunu gösterir çalışmalar vardır (HUDSON ve TRAVIS, 1981).

Çalışma alanına ait örneklerde tanımlanan iki adet avaruit kristaline ait elektron mikroprob analiz sonucu Tablo 6.7'de verilmiştir. ÇAĞATAY(1975), avaruit'i nikel-demir alaşımı olarak tanımlayıp, % 70-75 Ni ve % 30-25 Fe içerdiğini ifade etmiştir. HUDSON ve TRAVIS (1981) ise avaruit için % 63-72 Ni arasında değişen değerler vermişlerdir. Tablo 6.7'de verilen nikel değerleri yukarıdaki yazarlar tarafından belirtilen değerlerle uyum içindedir. Ancak SINTON (1976), Red Mountain da serpantinleşmiş ultramafik kayalardan türemiş

ağırlıkça % 89.1 Ni'in üzerindeki değerlerde nikel içeren Ni-Fe alaşımları tanımlamıştır.



ŞEKİL: 6.20. Kısmen Limonitle Boyanmış Serpantin İçinde İki Avaruit (Parlak Beyaz Renkte) Kristali. Etrafta Öz Şekilsiz Manyetit ve Malakit (Altta). (X320, Yağda).

Co^{2+} ve Cu^{2+} , iyonik yerdeğiştirme indeksleri Ni^{2+} ve Fe^{2+} 'in kine benzediği için (Bakınız Tablo 4.2) bir miktar Co^{2+} ve Cu^{2+} bunların yerine geçerek avaruitin yapısında bulunabilirler. Tablo 6.7'de verilmiş olan analiz sonuçlarında görülen Co ve Cu değerler bu tür bir olayın ürünleridir.

Elektron mikroprob analizleri yapılan pirotin pentlandit, viyolarit, hezlavudit, millerit ve avaruit'in analiz sonuçları Fe-S-Ni+Co üçgen diyağramında topluca gösterilmiştir (Şekil 6.21).

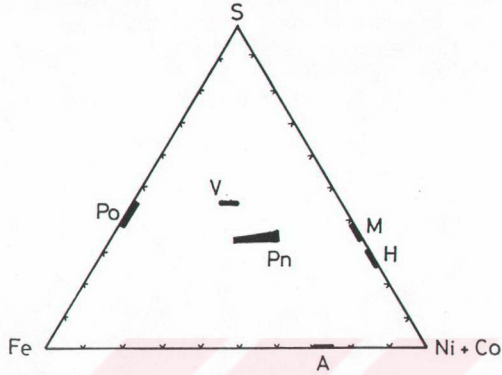
TABLO: 6.7. Çalışma Alanına Ait İki Avaruit Kristalinde Yapılan Elektron Mikroprob Analiz Sonucu (% Ağırlık)

Analiz Element	1	2
Ni	71.23	71.73
Fe	27.71	27.35
Co	0.79	0.58
Cu	0.11	0.17
Toplam	99.84	99.83

6.2.7. Asbolan

Mineralden çok Co,Fe ve Mn oksitleri ile silis ve alüminyumun bir karışımı olan asbolan, önemli oranlarda nikel içerebilmektedir. Sahanın güneyinden (Zon 4) alınan örneklerde saptanan asbolan kesitlerde gri, pembe gri, mor renklerde izlenmiştir. Yumuşak görümlü yaprağımsı, damarcık ve boşluk dolgusu şeklinde, serpantin ve fuksit(krom-kolirt) içinde ve boşluklarında izlenen asbolan'a (Şekil 6.22) bir miktar mangan minerali(rodokrazit ve pisilomelan) ile bol miktarda götit eşlik etmektedir.

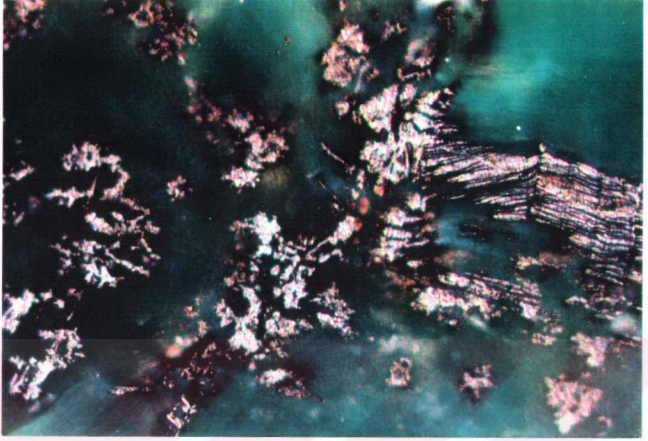
Çalışma alanına ait asbolan oluşumlarında yapılmış elektron mikroprob analiz sonuçları Tablo 6.8'de verilmiştir. Tablodan görüldüğü gibi asbolan analizlerinde çok yüksek nikel değerleri elde edilmiştir ve bu değerler, Çaldağ (Manisa) lateritik Demir-Nikel-Kobalt Yatağına ait asbolan oluşumlarının elektron mikroprob analiz sonuçlarına göre (NiO % 10.93-22.31, CoO % 11.02-8.05; MnO % 28.93-37.95) (ÇAĞATAY ve Diğerleri; 1983) oldukça yüksektir.



ŞEKİL: 6.21. Çalışma Sahasına Ait Pirotin (Po), Pentlandit(Pn), Viyolarit(V), Hezla-vudit (H), Millerit (M) Avaruit'e(A) Ait Elektron Mikroprob Analiz Sonuçlarının Fe-S-Ni+Co Üçgen Diyağramındaki Dağılımı.

TABLO: 6.8. Sahaya Ait Asbolenlerin Elektron Mikroprob Analiz Sonuçları (% Ağırlık)

Analiz Element	1	2
Fe	2.51	0.80
Ni	18.86	28.81
Co	6.39	0.90
Mn	56.09	57.32
Si	7.99	5.28
Mg	7.08	6.30
Ca	0.66	0.50
K	0.38	0.00
Toplam	99.94	99.91



ŞEKİL: 6.22. Fuksitlerin (Yeşil Renkli) Aralarında Gelişmiş Asbolan (Kırmızı, Yeşil Benekli Gri Renkli) Oluşumları (X 320, Yağda).

6.2.8. Limonit ve Götit

Çalışma alanında tespit edilen cevherli zonlarda en bol bulunan ikincil ayrışım ürünleridir. Manyetit, pirit, pirotin ve kalkopirit'in ayrışması sonucu meydana gelen limonit ve götit, buldukları her yerde çevreyi sarımsı kahverengi, kıvılsı kahverengi renge boyamıştır. Mikroskop incelemelerinde içlerinde yer yer öz şekilsiz, manyetit, pirit, pirotin, kalkopirit ve az da olsa nikel sülfür minerali kalıntılarına rastlanmıştır (Şekil 6.2, 6.7.b, 6.8).

Çalışma alanının güneyinde Meryemkaldırımı Sirtında açılan bir yarmanın oksit ve sülfür cevherleri bakımından zengin kısımlarından alınmış sarımsı yeşil ve sarımsı kahverenkli iki limonit örneğinde, nötron

aktivasyon yöntemiyle yapılan analiz sonuçları Tablo 6.9'da verilmiştir. Analiz koşulları Bölüm 1'de tanımlandığı için burada tekrarlanmamıştır.

TABLO: 6.9. Çalışma Sahasına Ait İki Adet Limonit Örneğinin Nötron Aktivasyon Analiz Sonuçları

Element Örnek	Ni %	Fe %	Co ppm	Cr ppm	Zn ppm	Sb ppm	Rb ppm	Se ppm.
Sarımsı Yeşil	3.48	3.75	608	507	21.87	2.71	31.72	1.1
Sarımsı Kahverengi	3.06	9.39	5411	112	6.4	15.8	7.6	9.83

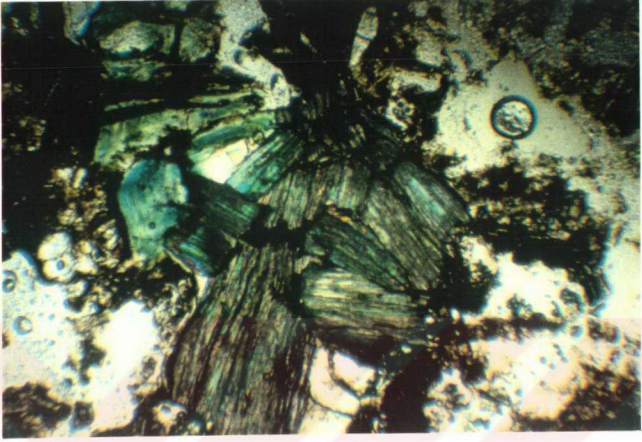
Tablo 6.9'da görüleceği gibi, limonit analizlerinde, yüksek sayılabilecek nikel ve kobalt değerleri saptanmıştır. Bu yüksek nikel içeriği, limonit içinde kalmış kalıntı bir nikel sülfür mineralinden ileri gelebileceği gibi, ayrışma sonucu serbestleşip alt kısımlara doğru süzülen nikelin, bir kısmının limonit içinde tutulmuş olmasından da kaynaklanabilir.

Yukarıda tanıtilan cevher minerallerinin dışında, sahanın güneyinde, Meryemkaldırımı Sirtından alınmış bir kaç örnekte, serpantinler içinde gelişmiş eser miktarda molibdenit ve el örneklerinde oksit ve sülfür cevher mineral içerikleri makro olarak ayırt edilebilen granitoyid numunelerinden hazırlanmış parlatma kesitlerin mikroskop incelemelerinde de eser miktarda ilmenometit, titan ve rutil saptanmıştır.

6.3. Nikelli Talk, Nikelli Kloritleşmiş Talk ve Nikelli Kloritler

Nikelli talk, kloritleşmiş talk ve kloritler, önceki bölümlerde belirtilmiş olduğu gibi, Göynükbelen granitoyid sokulumuna bağlı hidrotermal çözeltilerin, ultramafik kayalardan söküp aldıkları Ni^{2+} 'in ortamda mevcut olan talk ve kloritlerin kristal yapısındaki Mg^{2+} ve Fe^{2+} 'in yerini almasıyla meydana gelmişlerdir. Arazinin güneyinde, Meryemkaldırımı sırtı ve civarında daha yaygın olan bu tür nikel oluşumlarını, talk veya klorit diye ayırmak ancak polarizan mikroskop incelemeleriyle desteklenen X-ışınları difraksiyon analizleriyle mümkün olmuştur. Hafifçe bükülebilen, ancak hemen kırılın ve ele kayganlık hissi veren bu oluşumların, mikroskop altında serpantinlerin içinde ve çatlaklarında geliştikleri, yer yer serpantinleri ince damarlar şeklinde kestikleri izlenmiştir. Ayrıca serpantin, talk ve klorit oluşumlarının birbirlerinden ayrılmaz bir şekilde, daima birarada buldukları gözlenmiştir. Bölüm 4'te de belirtilmiş olduğu gibi, bu oluşumların X-ışınları difraktogramlarındaki yansıma çizgileri talk, klinoklar ve pennit'e benzer çıkmış, ancak yüzde yüz bir benzerlik saptanamamıştır.

İkinci ve üçüncü mertebenin canlı renklerinde polarize olan talk oluşumları, birbirine grift bir şekilde kenetlenmiş, hafif bükülmüş ince klivajlı levhalar şeklinde izlenmiştir (Şekil 6.23). Genelde tek nikelde renksiz olan talk oluşumlarının kloritleştikleri kesimlerde nikel içeriklerine de bağlı olarak, açık yeşil, yeşil, mavimsi yeşil renklerde zonal pleokroizma sergiledikleri gözlenmiştir. İncelenen örneklerin yaklaşık tümü üniaksa yakın biaks negatif optik işaret vermiştir.

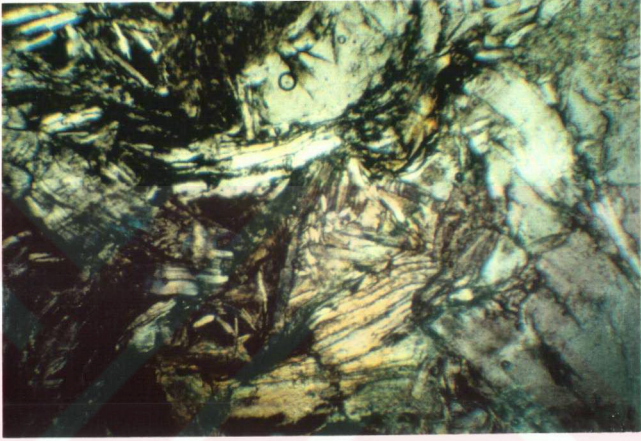


ŞEKİL: 6.23. Parlak Renklerde Polarize Olan ve Birbirine Kenetlenmiş Nikel İçeren Talk Oluşumları. Etrafında Mavimsi Yeşil, Soluk Sarımsı Yeşil ve Sarı Renkte Kloritler ve Kirli Beyaz Renkte Serpantinler ve Opak Mineraller (+N×10).

Talk oluşumlarında yer yer king bantlarına benzer bantlar izlenmiştir, bu dokusal özellik, talkların birden fazla tektonizmaya maruz kaldığını gösterir. İncelenen kesitlerde talk oluşumlarının genelde değişen oranlarda ve dıştan içe doğru klorite dönüştükleri kloritleşen kesimlerde talkların renginin birinci mertebenin renklerine doğru kaydığı izlenmiştir.

Serpantinlerin içinde talk oluşumlarıyla birlikte bulunan pennit ve klinoklar türü kloritler ise ince uzun, hafif bükülmüş, klivajlı lameller halinde izlenir.

Genelde gri, açık gri, soluk sarı renklerde polarize olan kloritlerin yer yer mavi, yeşil ve mor renklere geçtikleri gözlenmiştir (Şekil 6.24).



ŞEKİL: 6.24. Serpantin İçinde Yer Alan Beyaz-Kirli Beyaz, Sarı Yer Yer Mavi, Yeşil, Mor Renklerde Klorit Lamelleri; Aralarını Yer Yer Oksitlenmiş Opak Mineraller Doldurmuştur (+NX10).

Tek nikolde renksiz ila açık yeşil renklerde pleokrozma gösteren kloritlerin, pleokrozma renklerinin, nikel içeriklerinin belirli zonlarda artmasıyla, yeşil mavimsi yeşil renklere geçtiği izlenmiştir. Nikel içeriğine bağlı oluşan renk şiddetindeki bu artış, çift nikolde de gözlenmiştir.

Çoğunlukla oksit ve sülfür cevher mineralleriyle birlikte izlenen nikelli talk-kloritleşmiş talk ve özellikle kloritlerin içinde, klivajları boyunca yer yer opak cevher minerallerinin yayıldığı görülmüştür.

Ayrıca eser miktarda sarımsı yeşil renkte amorf klorit oluşumlarına da rastlanmıştır.

6.3.1. Nikelli Talk-Nikelli Kloritleşmiş Talk-Nikelli Kloritlerin Kimyasal Analizleri

Çalışma alanını temsilen seçilen örneklerin yaş-kimyasal analizlerinde, özellikle talk ve klorit oluşumları içeren örneklerin daha yüksek nikel değerleri verdikleri görülmüştür. Bu talk ve kloritlerin nikel içeriklerini saptamak amacıyla, bu tür oluşumların en yaygın görüldüğü sahanın kuzeyinde Zon 1, Zon 2 ve güneyinde Zon 4'ten alınan 22 adet ayrılmış kayaç örneği kırılıp, 30 mesh'in altına elenmiş; elenen örnekler içinden binoküler mikroskop altında yaklaşık 10 gr. talk ve klorit pulcukları ayıklanarak saflaştırılmıştır. Yukarıda da belirtilmiş olduğu gibi bu pulcukları gözle veya binoküler mikroskopta talk veya klorit diye ayırmak mümkün olamamıştır. Ayıklanan pulcuklar ağıt havanda 100 mesh'in altına öğütülmüş ve Bölüm 1'de anlatılan yöntem ile yaşkimyasal analizleri yapılmış; ana ve iz elementleri saptanmıştır. Sonuçlar Tablo 6.10'da verilmiştir.

Kimyasal analiz sonucunda beklenildiği gibi Na_2O ve K_2O sıfır ve sıfıra çok yakın çıkmıştır. CaO , MnO ve TiO_2 oranları ise son derece düşüktür. Bu oranlar literatürde talk ve kloritler için verilmiş değerlerle uyum içindedir (GUPPY ve Diğerleri, 1956; BETEKTHIN 1961; DEER ve Diğerleri, 1972 ve 1992).

SiO_2 oranları yukarıda belirtilen yazarların talk için verdikleri (% 58.10 SiO_2 - % 63.5 SiO_2 arasında değişen) değerlere göre düşük, kloritler için verdikleri (% 22.64 ile % 33.9 SiO_2 arasında değişen) değerlere göre ise yüksektir. Al_2O_3 oranında ise tam tersi bir

TABLO: 6.10. Çalışma Alanına Ait Nikelli Talk, Nikelli Kloritleşmiş Talk ve Nikelli Kloritlerin Ana ve İz Element Analiz Sonuçları (% Oksit)

% Bileşen Örnek	Zon 4'e ait örnekler													
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	H ₂ O*	Toplam
1	39.01	4.32	4.25	31.90	0.01	-	0.02	0.00	-	7.64	0.16	12.65	99.96	
2	45.65	4.17	3.17	25.60	0.10	0.01	0.03	0.00	0.01	10.18	0.06	11.07	100.05	
3	46.23	2.61	2.57	22.38	0.09	0.00	0.03	0.04	-	13.99	0.20	11.90	100.04	
4	42.95	3.71	2.35	20.91	0.00	-	0.03	0.04	-	17.82	0.18	12.01	100.00	
5	48.00	5.23	3.80	24.80	0.15	0.05	0.01	0.03	0.02	-	8.90	0.06	8.99	100.04
6	46.42	4.17	1.45	19.92	0.00	0.00	-	0.01	0.00	0.01	18.45	0.03	9.35	100.01
7	40.23	4.14	5.44	39.81	0.10	0.00	0.00	0.08	0.01	0.01	0.19	0.00	10.01	100.02
8	43.50	0.63	1.74	40.30	0.11	0.03	0.01	0.09	0.01	0.01	2.23	0.06	11.35	100.07
9	38.43	4.60	5.33	36.33	0.07	0.00	-	0.08	0.01	0.01	4.46	0.06	10.60	99.98
10	39.15	4.40	8.57	35.31	0.01	-	-	0.71	0.00	-	0.93	0.02	10.81	99.91
11	40.83	5.43	3.92	38.36	0.31	0.00	0.00	0.06	0.00	0.10	0.10	0.00	10.95	100.06
12	42.06	4.42	4.25	38.31	0.10	-	-	0.05	-	0.05	0.11	0.02	10.80	100.17

TABLO: 6.10. Çalışma Alanına Ait Nikelli Talk, Nikelli Kloritlenmiş Talk ve Nikelli Kloritlerin Ana ve İz Element Analizleri (% Oksit) (Devamı)

% Bileşen	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	H ₂ O ⁺	Toplam
Örnek														
13	41.02	5.05	5.68	31.83	0.07	0.01	0.01	-	0.01	-	5.22	0.10	11.01	100.01
14	42.67	5.15	6.14	29.88	0.00	0.00	-	0.07	0.04	0.01	5.09	0.07	10.83	99.95
15	41.10	1.30	2.82	38.31	0.10	0.05	-	0.02	0.02	0.10	2.29	0.04	13.09	99.98
16	36.60	7.33	7.30	35.34	0.25	0.00	-	0.13	0.06	0.10	0.04	0.00	12.90	100.05
17	36.34	4.98	5.10	39.81	0.18	-	-	0.04	0.02	-	0.53	0.01	12.95	99.96
18	43.69	5.05	5.21	28.73	-	-	-	0.04	0.00	-	6.36	0.08	10.85	100.01
19	35.88	6.72	6.81	34.83	-	-	-	0.06	0.01	-	4.45	0.02	11.25	100.02
20	40.03	5.30	5.36	31.95	0.00	-	-	0.04	0.00	-	4.07	0.06	13.01	100.02
21	41.45	4.35	6.83	34.80	0.22	-	-	0.04	0.04	0.10	0.10	0.00	12.10	100.03
22	44.48	4.57	3.77	36.33	0.15	-	-	0.05	0.00	0.01	0.19	0.01	10.50	100.06

durum sözkonusudur. Tablo 6.10'da verilen Al_2O_3 oranları yukarıdaki yazarların talk için verdikleri (% 0.30 ile % 2 Al_2O_3 arasında değişen) değerlere göre yüksek, kloritler için verdikleri (% 7.96 ile % 27.08 Al_2O_3 arasında değişen) değerlere göre ise düşüktür. MgO oranları ise literatürde talk ve kloritler için yayınlanmış değerlere çok yakındır. Fe_2O_3 oranları (toplam demir olarak) yukarıda belirtilen yazarların talk ve kloritler için verdikleri toplam demir değerlerinin arasında kalmıştır, hatta DEER ve Diğerlerinin (1992) Mg-Al klorit (klinoklar) için verdikleri (toplam demir olarak) % 1.24 FeO değerinin üstüne çıkmıştır. Analiz ettiğimiz 22 adet örneğin yaklaşık % 50'sinde krom saptanamamış, geri kalan % 50'sinde ise çok düşük oranlarda krom tespit edilmiştir ki bu özellik literatürdeki sonuçlarla uyum içindedir; Zira DEER ve Diğerleri (1972 ve 1992) yayınladıkları talk ve Mg-Al, Mg-Fe ve Fe-klorit analizlerinde Cr_2O_3 saptayamadıklarını, ancak bu tür oluşumların, azda olsa Cr^{+3} içerebileceğini ifade etmişlerdir. GUPPY ve Diğerleri (1956) ise talk için verdikleri analizde % 0.18 Cr_2O_3 değeri yayınlamışlardır. Benzer şekilde H_2O^+ değerleri de literatürdeki talk ve klorit analizleri ile uyumlu çıkmıştır.

Tablo 6.10'da verilen ana bileşenlerden SiO_2 , Al_2O_3 ve kısmen Fe_2O_3 ve MgO değerlerinin literatürde talk ve kloritler için yayınlanmış değerlerden farklı olması, analiz ettiğimiz örneklerin tam talk veya tam klorit olmayıp bunların talk ve klorit arasında belkide değişen oranlarda klorite dönüşmüş talk olduğunu göstermektedir. Talk'tan klorit'e geçişte, kısmen hareketli olan silis ortamı terkederken, hareketsiz olan Alüminyum ortamda kalarak zenginleşmiştir. Hareket etme özelliği çok zayıf olan magnezyum ise ayrışma sırasında mevcut oranını yaklaşık korumuştur. Fe_2O_3 oranının, bir miktar yüksek çıkması, genelde cevherli zonlarda oksit ve sülfür

cevher mineralleriyle birlikte bulunan talk ve kloritlerin veya kloritlemiş talkların bu cevher minerallerinin oksitlenmesiyle bir miktar kirlenmiş olmasından ileri gelebileceği gibi, ayrışma sırasında kısmen hareketsiz olan demir'in ortamda kalmış olmasından da kaynaklanabilir.

DEER ve Diğerleri (1972 ve 1992), talk ve kloritlerin bir miktar nikel içerdiklerini belirtmişler ve Barberton nikel cevher kütlesinde, oktahedral düzlemlerinin yaklaşık % 40'ı nikel tarafından işgal edilmiş nikelce zengin kloritlerin bulunduğunu ifade etmişlerdir (DEER ve Diğerleri, 1992). Bu görüşün paralelinde olmak üzere GUPPY ve Diğerleri'nin (1956) talk-breunneritmanyetit kayaç örneği içinde bulunan talk için verdikleri komple analizde % 0.19 NiO; DONALDSON'ın (1981) bazı Arkeen Dünitler (Batı Avusturalya) içinde yer alan talklarda yaptığı mikroprob analizlerde % 0.14 NiO, % 0.20 NiO ve % 0.58 NiO; DEER ve Diğerleri (1992), kontakt metamorfizma geçirmiş antigorit şistler içinde yer alan talk örneğinin komple analizinde % 0.12 NiO, ve HUDSON ve TRAVIS(1981), Mount Clifford 'da (Batı Avusturalya) nativ nikel-hezlavudit-ferroan trevorit birliğinde bulunan bir klorit örneğinin mikroprob analizinde % 9.06 NiO değerlerini saptadıklarını belirtmişlerdir.

Tablo 6.10'da görüleceği gibi analiz edilen talk-klorit örneklerinin % 65'inde % 2'nin üzerinde NiO saptanmıştır. Bu sonuçlar yukarıda verilen analizlerdeki nikel değerlerinin çok üzerindedir. Bölüm 4'te belirtilmiş olduğu gibi, özellikle çalışma alanının güneyinde (Zon 4'te) yaygın bir şekilde gözlenen talk-klorit oluşumlarında saptanan nikel, yerini alma yolu ile talk ve kloritlerin kristal yapısına girmiştir. Göynükbelen granitoyid sokulumuna bağlı hidrotermal çözeltilerin,

ultramafik kayalardan sökülüp bünyesine aldığı nikel'in bir kısmı serpantinlerin içindeki boşluk ve çatlaklarda nikel sülfür şeklinde çökelirken, bir kısımda iyonik yerdeğiştirme indeksleri Ni^{2+} 'e benzeyen (bakınız Tablo 4.2) Mg^{2+} ve Fe^{2+} 'in yerini alarak (substitution) talk ve kloritlerin kristal yapısına girmiştir. Kendi ürünleri olan kalkopirit + kubanit + sfalerit yıldızcıklarının birliğinden, sıcaklıkları $250^{\circ}-300^{\circ}C$ olduğu tahmin edilen bu çözeltiler aynı zamanda talk ve serpantinlerde ikincil ayrışım olaylarına da (kloritleşme gibi) neden olmuşlardır.

Talk ve kloritlerin oluşumu yapısı ve kimyasal bileşimine yönelik yaygınlarda, bu minerallerin kobalt içerdiklerine veya içerebileceklerine dair bir bilgiye rastlanmamıştır. Ancak Tablo 6.10'da görüldüğü gibi analiz edilen 22 Talk ve klorit örneğinden 18'inde değişen oranlarda CoO saptanmıştır. Nikel ve kobalt, daima birlikte bulunan iki elementtir ve CoO saptanamayan dört örnekte NiO oranında son derece düşük çıkmıştır. Analizlerde tespit edilen kobalt, Nikel'e benzer şekilde, hidrotermal çözeltiler tarafından ultramafik kayalardan sökülüp alınmıştır ve iyonik yerdeğiştirme indeksi Co^{2+} 'ye benzeyen Fe^{2+} ve Mg^{2+} 'nin yerini almak suretiyle talk ve kloritlerin yapısına girmiştir.

Talk 6.10'da verilmiş olan MgO , Fe_2O_3 , NiO ve CoO değerleri kullanılarak, bu bileşenlerin korelasyon katsayıları hesaplanmıştır; sonuçlar Tablo 6.11'de sunulmuştur. Tablo 6.11'de görüldüğü gibi en yüksek korelasyon katsayısı negatif yönde NiO ile MgO arasında elde edilmiştir. Buda, Ni^{2+} 'in Mg^{2+} 'nin yerini alarak talk ve kloritlerin kristal yapısına girip, Mg^{2+} 'nin lehine arttığı görüşünü doğrulamaktadır. Benzer şekilde $NiO-Fe_2O_3$,

CoO-MgO ve CoO-Fe₂O₃ arasında da negatif yönde güçlü korelasyon katsayıları elde edilmiştir. Bu sonuçlar Ni²⁺ ve Co²⁺'ın pulcukların yapısında Mg²⁺ ve Fe²⁺'nın yerini alarak, bunların alehine zenginleştiklerini ortaya koymaktadır. Ayrıca kobalt'ın daima nikel ile birlikte bulunduğu ve birlikte hareket ettikleri, aralarındaki güçlü pozitif korelasyon katsayısı ile (0.69) bir kez daha ortaya konmuştur.

TABLO: 6.11. Çalışma Sahasında Yeralan Nikelli Talk-Nikelli Kloritleşmiş Talk ve Nikelli Kloritlere Ait Korelasyon Katsayıları

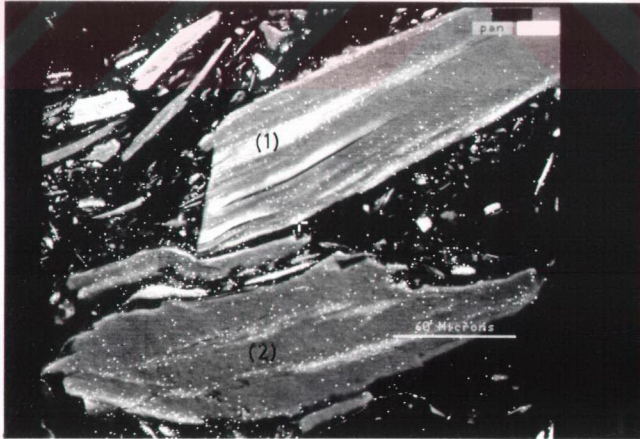
	MgO	Fe ₂ O ₃	NiO	CoO
MgO	1.00	0.38	-0.93	-0.61
Fe ₂ O ₃		1.00	-0.57	-0.40
NiO			1.00	0.69

6.3.2. Nikelli Talk, Nikelli Kloritleşmiş Talk ve Nikelli Kloritlerin Elektron Mikroprob Analizleri

Çalışma alanına ait nikelli talk, nikelli kloritleşmiş talk ve nikelli klorit oluşumları üzirendi yaptığımız yaşkimyasal analiz sonuçlarını, elektron mikropron analizleriyle desteklemek amacıyla, üç örnek (Tablo 6.10, örnek no 1,6, ve 18) elektron mikroprob yöntemiyle analiz edilmiştir. Bu amaçla, kimyasal analiz için öğütülmüş numunelerden birer gram alınarak, özel kalıplar içinde epofiks ile karıştırılıp, sertleşmeye bırakılmıştır. 24 saat bekleyip, karışım iyice sertleştikten sonra kalıplardan çıkartılarak yüzeyleri hassas bir şekilde parlatılmıştır. Parlatma işlemini takiben Bölüm 1'de anlatılmış olan analiz koşullarında, hem tek kristal hemde tüm yüzeyde mikroprob analizleri yapılmış

ve elektron mikroskop görüntüleri alınmıştır. Bu görüntülerden dört adedi tüm yüzey ve tek kristal mikroprob analiz sonuçlarıyla birlikte aşağıda verilmiştir. Mikroprob analizlerinde H_2O^+ miktarı tayin edilemediği için yaş kimyasal analizlerde bu üç örnek için saptadığımız H_2O^+ miktarlarına göre mikroprob sonuçları yeniden düzenlenmiştir. Bu sonuçlar kullanılarak her analize ait iyon değerleri 28 oksijen bazına göre hesaplanmış ve analiz sonuçlarıyla birlikte tablolar halinde sunulmuştur.

Şekil 6.25'te altı nolu örnekten hazırlanmış parlak yüzeye ait $K\alpha$ geri yansıyan elektron görüntüsü verilmiştir. Şekil 6.25'te görülen tüm yüzeye ve (1) ve (2) nolu bölgelere ait mikroprob analiz sonuçları % 9.35 H_2O^+ miktarına göre (Bakınız Tablo 6.10) yeniden düzenlenmiştir.



ŞEKİL: 6.25. 6 Nolu Örneğe Ait $K\alpha$ Geriyansıyan Elektron görüntüsü

Yeniden düzenlenen mikroprob sonuçları, 28 oksijen bazına göre hesaplanmış iyon değerleriyle birlikte Tablo 6.12'de % oksit cinsinden verilmiştir.

TABLO: 6.12. Şekil 6.25'te Görülen 6 Nolu Örneğe Ait Mikroprob Analiz Sonuçları ve 28 Oksijen Bazına Göre Hesaplanmış İyon Değerleri

	Tüm Yüzey	(1) Nolu Bölge	(2) Nolu Bölge
SiO ₂	39.20	36.50	36.06
Al ₂ O ₃	3.75	1.85	7.42
Fe ₂ O ₃ (Toplam Fe)	2.06	1.69	8.90
MgO	20.17	10.98	34.48
NiO	25.09	39.07	3.77
CoO	0.37	0.56	0.00
Toplam	90.64	90.65	90.63
İyon Değerleri			
Si	7.73	8.10	6.74
Al(Toplam Al)	0.95	0.53	1.64
Fe(Toplam Fe)	0.71	0.27	1.26
Mg	5.94	3.59	9.60
Ni	4.04	6.91	0.56
Co	0.06	0.09	0.00
Toplam	19.43	19.49	19.80

Tablo 6.12'de verilen 6 nolu örneğin tüm yüzey mikroprob sonuçlarının aynı örneğe ait Tablo 6.10'da verilmiş olan yaşkimyasal analiz sonuçlarıyla yaklaşık uyum içinde olduğu görülmektedir. Ancak (1) ve (2) nolu bölgelere ait Fe₂O₃, MgO ve NiO değerleri arasında dikkat çekici bir durum söz konusudur. Zira (1) nolu bölgede NiO % 39.07 iken MgO % 10.98, Fe₂O₃ % 1.69 olarak saptanmıştır (2) nolu bölgede ise NiO % 3.77'ye düşerken MgO % 34.48'e Fe₂O₃ ise % 8.90'a yükselmiştir. Bu sonuçlar, nikel'in

talk ve kloritlerin bünyesinde magnezyum ve demir'in alehine çoğaldığı görüşümüzü bir kez daha doğrulamıştır. Ayrıca (1) ve (2) nolu bölgelerde saptanan NiO değerlerinin bu kadar farklı olması nikel'in kristalin yapısına homojen bir şekilde dağılmayıp belirli zonlarda daha çok yığıldığını göstermiştir. Bu zonların pulcukların klivaj düzlemleri gibi zayıflık düzlemleri olduğu ve bu tür nikel zenginleşmesinin yapısal kontrollü geliştiğine dair şüphelerimizi teyit etmiştir.

DEER ve Diğerleri'nin (1972, fig. 81) verdikleri klorit ve oksitlenmiş kloritleri sınıflayan grafikte, Tablo 6.12'de verilmiş tüm yüzeye ait iyon değerleri Talk-klorit, (1) nolu bölgeye ait değerler Talk-klorit bölgesinin hemen dışına ve (2) nolu bölgeye ait değerlerde pennit bölgesinin talk-klorit bölgesine yakın kesimine düşmüştür (Şekil 6.29). Görüldüğü gibi nikel içeriğinin artmasıyla birlikte, kristal, talk-klorit geçiş bölgesine doğru kaymaktadır. Benzer durum bu oluşumların X-ışınları difraktogramlarındaki yansıma çizgilerinde de ortaya çıkmış ve elde edilen yansıma çizgilerinin hemen hiç biri ne tam klinoklor'a nede tam pennit'e uymuş, ikisinin arasında kalmıştır.

Benzer sonuçlar yaşkimyasal analizi yapılan 18 nolu örnekten hazırlanan parlatma yüzeye ait mikroprob analiz sonuçlarında da ortaya çıkmıştır. (Şekil 6.26, Tablo 6.13). Tablo 6.13'de verilen 18 nolu örneğe ait mikroprob analiz sonuçları, bu örneğin yaşkimyasal analizinde elde edilen % 10.85 H_2O^+ değerine göre yeniden düzenlenmiştir; iyon değerleri ise yine 28 oksijen bazına göre hesaplanmıştır.



ŞEKİL: 6.26. 18 nolu Örneğe Ait K α + Geriyansiyın Elektron Görüntüsü.

Tablo 6.13'de verilen tüm yüzeye ait mikroprob analiz sonucu, Tablo 6.10'da verilen aynı örneğin yaşkimyasal analiz sonucu ile uyum içindedir. Bu değerlerden hesaplanan iyon değerleri ise Şekil 6.29'da verilmiş olan grafikte Talk-klorit bölgesine düşmüştür. Tablo 6.12'de verilmiş olan 6 nolu örneğin mikroprob analiz sonuçlarına benzer şekilde 18 nolu örnekte NiO oranı ile MgO arasında negatif yönde çok güçlü bir ilişki olduğu görülmektedir. Zira (1) nolu bölgede NiO % 42.18 iken MgO % 9.12 (3) nolu bölgede ise NiO % 0.64 iken MgO % 37.65 olarak saptanmıştır. Aynı durum NiO ile Fe₂O₃ oranları arasında da ortaya çıkmıştır. Tablo 6.13'den elde edilen bir diğer sonuçta, NiO oranı yükseldikçe oluşumun, Şekil 6.29'da verilmiş olan diyagramda pennit bölgesinden Talk-klorit bölgesine doğru kayıp, Talk-klorit bölgesinin dışına çıkmasıdır. Bu da bize nikel içerikli hidrotermal çözeltilerin birincil talk ve klorit oluşumlarının

yapılarını yaklaşık tamamen değiştirerek, nikel içeriği yüksek yeni bir oluşum meydana getirdiğini göstermektedir. Bu sonuçtan hareketle 6 ve 18 nolu örneklerin X-ışınları difraktogramlarındaki yansıma çizgileri magnezyum-nikel-aluminyum hidrosilikat olan nimit ve magnezyum-nikel hidro silikat olan Willemsit'in yansıma çizgileri ile karşılaştırılmış, ancak çizgiler arasında bir benzerlik bulunamamıştır. Örneklerle ait X-ışınları çizgiler daha öncede belirtilmiş olduğu gibi klinoklar ile pennit arasında kalmıştır.

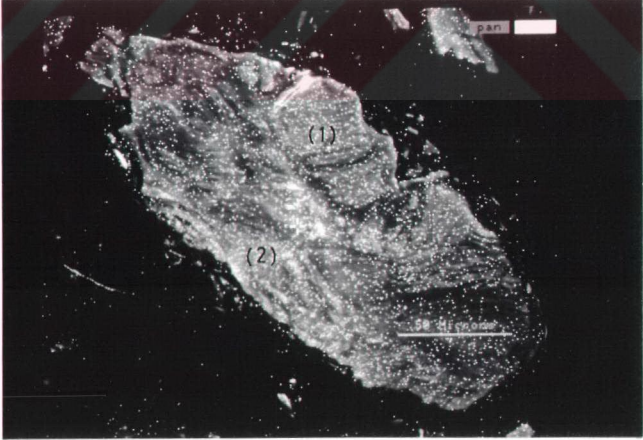
TABLO: 6.13. Şekil 6.26'da Görülen 18 Nolu Örneğe Ait Mikroprob Analiz Sonuçları(% Oksit)ve 28 Oksijen Bazına Göre Hesaplanmış İyon Değerleri

	Tüm Yüzey	(1) Nolu Bölge	(2) Nolu Bölge	(3) Nolu (Bölge)
SiO ₂	39.23	35.29	37.28	35.48
Al ₂ O ₃	7.33	1.13	8.49	7.91
Fe ₂ O ₃ (Toplam Fe)	3.49	0.78	5.00	7.31
MgO	29.97	9.12	34.98	37.65
NiO	8.76	42.18	3.29	0.64
CoO	0.34	0.64	0.10	0.14
Toplam	89.12	89.17	89.14	89.13

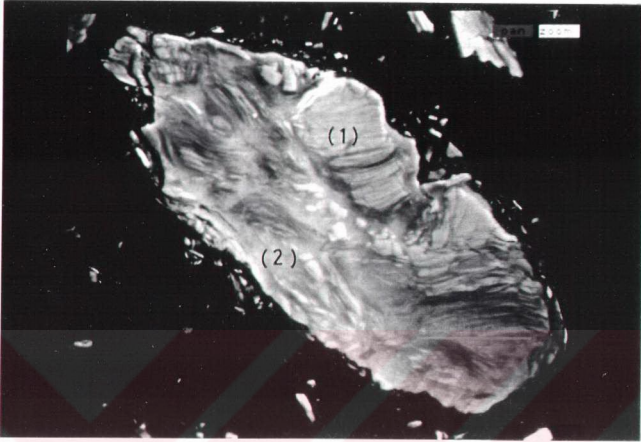
	İyon Değerleri			
Si	7.45	8.13	6.89	6.53
Al(Toplam Al)	1.64	0.30	1.78	1.77
Fe(Toplam Fe)	0.50	0.14	0.67	1.05
Mg	8.48	3.13	9.66	10.61
Ni	1.33	7.81	0.44	0.09
Co	0.06	0.12	0.01	0.02
Toplam	19.46	19.63	19.45	20.07

Benzer çalışma , Tablo 6.10'da yaşkimyasal analiz sonuçları verilmiş olan 1 nolu örnekten hazırlanmış parlak yüzeydeki tek pulcukta yapılmıştır. Bu pulcuğa ait $K\alpha+$ geriyansıyan elektron ve sadece geriyansıyan elektron görüntüleri Şekil 6.27 ve 6.28'de verilmiştir. Bu pulcuğa ait tüm yüzey ve aynı pulun iki ayrı noktasında yapılan mikroprob analiz sonuçları, 28 oksijen bazına göre hesaplanmış iyon değerleri ile birlikte Tablo 6.14 te verilmiştir. 6 ve 18 nolu örneklerde olduğu gibi bu pulcuğun mikroprob sonuçlarıda, örneğin yaşkimyasal analizinde elde edilen % 12.65 H_2O^+ oranına göre düzeltilecek verilmiştir.

Tablo 6.14'de görüldüğü gibi, pulcuğun tüm yüzey analiz sonucu ile iki ayrı noktasına ait analiz sonuçları yaklaşık eşit olmakla birlikte, bileşenlerin hiç birinde yüzde yüz bir eşitlik elde edilememiştir.



ŞEKİL: 6.27. 1 Nolu Örneğe Ait Bir Tek Nikel İçerikli Kristalin $K\alpha+$ Geriyansıyan Elektron Görüntüsü



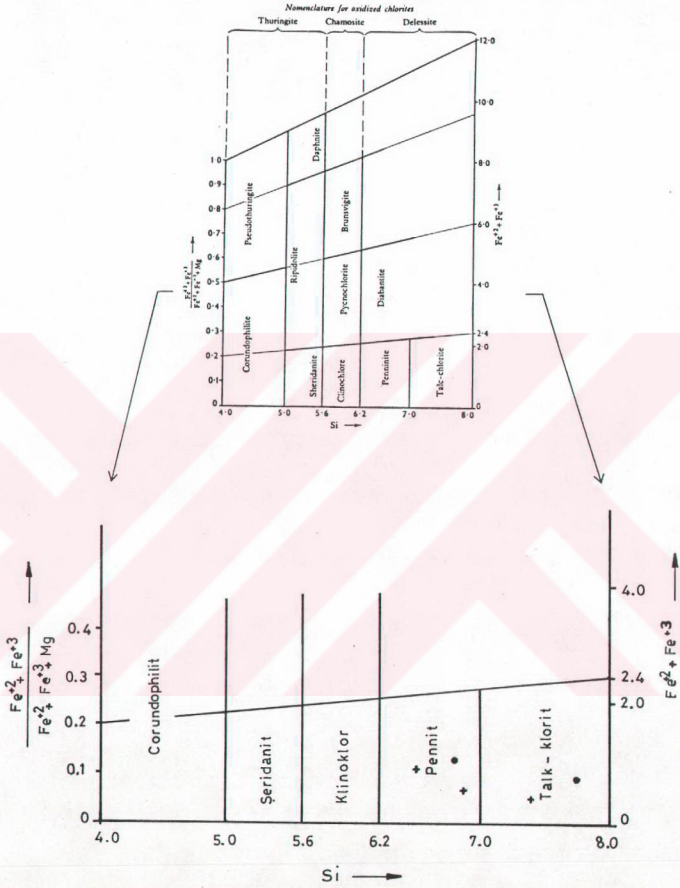
ŞEKİL: 6.28. Şekil 6.27'deki Tek Kristalin Geri-yansıyan Elektron Görüntüsü.

TABLO: 6.14. Şekil 6.27 ve 6.28'de Görülen 1 Nolu Örneğe Ait Tek Bir Kristalin Mikroprob Analiz Sonuçları ve İyon Değerleri

	Tüm Yüzey	(1) Nolu Bölge	(2) Nolu Bölge
SiO ₂	39.11	35.32	35.86
Al ₂ O ₃	1.21	0.87	1.17
Fe ₂ O ₃ (Toplam Fe)	1.12	0.72	1.14
MgO	8.11	7.20	8.45
NiO	37.52	42.90	40.35
CoO	0.27	0.34	0.40
Toplam	87.34	87.35	87.37
	İyon Değerleri		
Si	8.71	8.29	8.35
Al(Toplam Al)	0.53	0.26	0.31
Fe(Toplam Fe)	0.19	0.14	0.20
Mg	2.69	2.56	2.93
Ni	6.72	8.20	7.55
Co	0.05	0.06	0.07
Toplam	18.89	19.51	19.41

Bu sonuç kristalin bünyesine sonradan giren nikel'in bileşim üzerinde ne kadar etkili olduğunu göstermiştir. Bileşime giren nikelin az veya çok olmasına bağlı olarak başta magnezyumun olmak üzere diğer bileşenlerin miktarında önemli artmalar veya azalmalar olmuştur. Tek kristal analizinde, ortaya çıkan az da olsa farklı nikel dağılımı, nikelin kristallerin yapısına homojen nüfuz etmediğini ve daha öncede belirtilmiş olduğu gibi bulunduğu uygun zayıflık zonlarında yoğunlaştığını göstermektedir. Daha önce verilmiş olan yüksek nikel içerikli mikroprob analiz sonuçlarından hesaplanan iyon değerlerinde olduğu gibi, bu tek kristal'e ait iyon değerleride Şekil 6.29'da verilen grafiğin sınırları dışında kalmıştır.

Optik incelemeler ile yaşkimyasal ve elektron mikroprob analizleri sonucu elde ettiğimiz verilere dayanarak, yüksek oranlarda nikel içeren bu oluşumların, bölgeye en son gelen ve Fe,Cu,Zn, Mn gibi metal elementlerinin yanı sıra, ultramafik kayalardan söküldüğü Ni ve Co'ı da bünyesinde taşıyan hidrotermal çözeltilerin bir ayrışım ürünü olduğunu söyleyebiliriz. Epijenetik olarak, yerinialma mekanizmasıyla talk, kloritleşmiş talk ve kloritlerin bünyesine giren nikel ve daha az oranda kobalt, birincil minerallerin kimyasal bileşimlerini ve kısmen kristal yapılarını bozarak bunları birer geçiş minerali-ara ürün haline dönüştürmüştür. Bu oluşumlar üzerinde yapılacak daha ayrıntılı ve daha çok sayıda X-ışınları difraktiogram ve elektron mikroprob analizinin, oluşumların kimyasal bileşimlerini ve kristal yapılarını daha net açığa koyacağı inancındayız.



ŞEKİL: 6.29. DEER ve Diğerleri'nin(1972, fig.81) Verdikleri Kloritlere Ait Sınıflama Diyagramı ve Nikel İçeren Pulcukların Bu Diyagramın Sınırları İçinde Kalan Değerlerinin Konumu.
● : 6 nolu örneğe ait sonuçlar,
+ : 18 nolu örneğe ait sonuçlar.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Topuk-Göynükbelen (Orhaneli-Bursa) yöresi nikel oluşumlarının, mineralojik ve jeokimyasal açıdan incelenmesine yönelik bu çalışmada, nikel oluşumlarıyla birlikte nikel oluşumlarından birinci derecede sorumlu olan ultramafik ve granitoyidik kayaların mineralojik, petrolojik ve jeokimyasal tanımlamaları yapılmıştır. Bu çalışmaların sonucunda aşağıdaki bulgular elde edilmiştir.

1- Çalışma alanı içinde yaşlıdan gence (alttan üste) doğru yüksek basınç/düşük sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiş, çoğunlukla kuvars-muskovit şist, klorit-epidot-glokofen şist, kalk şist, grafitik mika şist, meta grovak, meta bazit ve daha az oranda kireçtaşı ve serpantin parçaları içeren Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfikler ve Paleozoyik yaşlı Çatalca Tepe mermeri; Üst Kretase-Paleosen yaşlı ultramafik-mafik birim, paleojen yaşlı Göynükbelen granitoyid sokulumu ve Neojen yaşlı tortul birim yer almaktadır.

2- Topuk-Göynükbelen yöresi nikel oluşumlarının, Göynükbelen granitoyid sokulumuna bağlı olarak, sokulum ile ultramafik birimin dokanaklarına yakın kesimlerde, dünit ve harzburjitlerin içinde ve onların tektonik zayıflıkların kontrolünde meydana geldikleri saptanmıştır. Birkaç metreden, birkaç on metreye değişen genişliklerdeki dokanakların çoğunlukla grift oldukları ve bu kesimlerde heriki biriminde aşırı ezikli, kırıklı, çatlaklı ve ayrıışmış bir yapı kazandıkları gözlenmiştir. Dokanaklarda ve dokanaklara yakın kesimlerde ultramafik kayaların

artan serpantinleşmesine bağlı olarak yer yer ekonomik olarak işletilebilecek ölçekte asbest, talk ve manyezit oluşumları meydana gelmiştir.

3- Göynükbelen granitoid sokulumuna ait 38 adet örneğin modal analizi sonucu elde edilen değerler LE BAS ve STRECKEISEN(1991)'in QAP üçgen diyagramına uygulanmış ve sokulumda diyorit-gabro, kuvars diyorit, kuvars monzodiyorit, tonalit ve granodiyorit alt birimlerinin yer aldığı ortaya konmuştur. Benzer sonuç sokulumuna ait 28 adet örneğin ana element kimyasal analiz sonuçlarının De La ROCHE(1980)'un R1-R2 diyagramına uygulanması sonucunda da elde edilmiştir.

4- Sokulumun alt birimlerine ait örneklerin mikroskopik incelemeleri sonucunda diyorit-gabro damarlarının, tüm kristalli subofitik dokulu oldukları ve mineralojik bileşimlerinin yaklaşık % 95'inin plajiyoklaz (An_{45-50})+ Hornblend'den ibaret olduğu, daha az oranda biyotit, kuvars, alkali feldispat, opak mineral (manyetit, pirit, kalkopirit) ve tali mineral (zirkon, sfen, apatit) içerdikleri saptanmıştır. Sokulumuna ait diğer kayaç birimlerinin ise tüm kristalli ve faneritik dokulu oldukları ve oranları her alt birime göre değişmek üzere plajiyoklaz (An_{20-47}) + kuvars + biyotit + hornblend + alkali feldispat + tali mineral (zirkon, sfen, apatit) + opak mineral (manyetit, ilmenomanyetit, pirit, kalkopirit, rutil, titan) içerikli bir mineralojik bileşime sahip oldukları saptanmıştır.

5- Göynükbelen granitoid sokulumuna ait birincil minerallerden plajiyoklazlarda epidotlaşma, serisitleşme, kaolenleşme; hornblendlerde biyotitleşme, kloritleşme, epidotlaşma; biyotitlerde epidotlaşma, kloritleşme; alkali feldispatlarda serisitleşme ve kaolenleşme gibi ayrışma olayları yaygın olarak izlenmiştir.

6- Göynükbelen granitoyid sokulumuna ait 28 adet örneğin ana element kimyasal analizi yapılmış ve elde edilen sonuçlar kullanılarak C.I.P.W. normları hesaplanmıştır. Hesaplamalar sonucu elde edilen kuvars, albit, ortoklaz parametreleri, Q-Ab-Or üçgen diyagramına uygulanmıştır. Değerler Q-Ab kenarında ve Ab oranının yüksek olduğu kesimlerde yığılmıştır; bu durumun mineralojik incelemelerde elde edilen, en fazla bulunan kayaç yapıcı mineralin plajiyoklaz (Andezin) olduğu sonucu ile uyum içindedir. Ayrıca ortoklaz, albit, anortit parametreleri Or-Ab-An üçgen diyagramına uyarlanmış ve plajiyoklazların Labrador-andezin geçişinden başlayarak oligoklaz'a kadar indiği saptanmıştır.

7- Ana element jeokimyasal verileri, Göynükbelen granitoyid sokulumunun kalk-alkali kökenli granitik magmadan türediğini ortaya koymuştur. Göreceli olarak sodik karakterli olan kayaçlar, PEACOCK(1931)'un alkali-kalsiyum diyagramında 65 indeks değeri ile kalsik karakter sergilemiştir.

8- Göynükbelen granitoyidleri sergiledikleri mineralojik ve kimyasal özelliklere paralel olarak Na_2O-K_2O ve (Al-Na-K)-Ca-(Fe+Mg) diyagramlarında da kesin olarak I-tipi granitoyidlerin alanında yer almaktadırlar.

9- Sokulumu ait Niçqli parametreleri hesaplanarak elde edilen parametreler diyagramatik olarak incelenmiş, sonuçta al-fm diyagramında sokulumu ait değerlerin sialik, isofalik ve femik bölgede yığıldığı gözlenmiştir. Bu sonuç da sokulumda birden fazla mağmatik getirim varlığını vurgulamaktadır. Benzer sonuç k-mg diyagramında elde edilmiş ve değerlerin geniş bir alana yayıldıkları görülmüştür. Ancak noktaların önemli bir kısmını Pasifik ve Atlantik tipi mağma alanlarının kesişim bölgesinde yığılmıştır. Bu sonuçta sokulumun, ağırlıklı kalk-alkalen

kökenli melez bir magmanın ürünü olduğunu göstermektedir. al-alk diyagramında, alkalice vasat ve alkalice fakir bölgelerde yayılım gösteren Göynükbelen granitoyidleri, daha çok alkalice fakir bölgelerde yığılarak, sokulumu oluşturan magmanın alkali karakterini yansıtmaktadır. si-al+alk, si-c+fm ve Si^0-Az^0 diyagramlarında, lineer bir ilişki elde edilmiştir. Bu durum sokulumu oluşturan magmanın normal bir farklılaşma seyri izlediğini göstermektedir.

10- Göynükbelen granitoyidlerinin iz element değerleri kondirit'e göre normalize edilerek, iz element dağılım desenleri hazırlanmıştır. Dağılım deseninde, uyumsuz elementler grubuna giren büyük iyon çapına haiz litofil elementler (Ba,Rb,K,Th,Sr) ile hafif nadir topraklar grubundan olan La'ın fraksinasyona bağlı olarak arttığı; yüksek alan gücüne haiz Zr ve Ti'in ileri derecede, Nb ve Y'un ise kısmen tüketilmiş olduğu açığa çıkmıştır. Dağılım deseninde elde edilen bu artış ve azalışlar ile K'dan Nb'a hızlı düşüş ve Nb'dan La'a hızlı yükseliş, sokulumun iz element dağılımı açısından ada yayı kalkalkali mağmatizma ürünlerinin iz element dağılımı ile uyum içinde olduğunu ve çalışma alanımızdaki granitoyidlerin I-tipi ve volkanik Yay Granitoyidlerinin bileşim yelpazesine girdiğini göstermiştir.

11- Sokulumun volkanik yay karakteri, PEARCE ve Diğerlerinin (1984) geliştirmiş oldukları tektonik diskriminasyon diyagramlarında açıkca belli olmuş ve sokulumu ait değerler SiO_2 - Rb ve Y+Nb-Rb diyagramlarında hiç te reddütsüz volkanik yay granitoyidleri (VAG) alanında yer almışlardır. Göynükbelen granitoyidleri yay olgunluğu açısından, BRAWON ve Diğerlerinin (1984) geliştirmiş oldukları orijinal Nb-Rb/Zr ve Y-Rb/Zr diyagramlarında, primitif ada yayları ve kıtasal yaylardan, normal kıtasal yaylara kadar geniş bir yay olgunluğu alanında yer almışlardır.

12- Üst Kretase-Paleosen zaman aralığında, bir birimdirme levhası şeklinde metamorfik birimi üzerleyen ultramafik birim içinde en geniş alanı dünit ve harzburjitlerin kapladığı gözlenmiştir. Sahada kesin sınırlarla birbirinden ayrılamayan iki birim, ileri derecede kırılıp-ezilip parçalanarak % 1'den % 100'e değişen oranlarda serpantinleşmeye maruz kalmışlardır.

13- Mikroskopik incelemelerde dünit ve harzburjit örneklerinde elek dokunun hakim olduğu izlenmiştir. Ayrıca ana kayaç yapıcı mineral olan olivin kristallerinde (100) düzlemlerine paralel gelişmiş deformasyon lamellerinin varlığı tespit edilerek, bu lamellerin, manto içinde 1000°C ve 5-10 kb. basınç koşullarında, katılaşma sonrası oluşan deformasyon olaylarının sonucu meydana geldiği vurgulanmıştır.

14- Çalışma alanında yer alan ultramafik birime ait 29 adet kayaç örneğinin yaşkimyasal analizi yapılmış ve sonuçta kayaçların serpantinleşme oranına bağlı olarak düzensiz bir H_2O^+ dağılımı sergiledikleri izlenmiştir. Al_2O_3 içerikleri ortalama %1 olarak saptanmış; bunun da alüminyuma kaynak teşkil eden monoklinik piroksen ve spinel içeriğinin düşük olmasından kaynaklandığı ifade edilmiştir. Ayrıca ultramafik kayaçlara ait MgO , Al_2O_3 ve CaO değerleri MgO - Al_2O_3 ve MgO - CaO diyagramlarında değerlendirilmiş ve noktaların yaklaşık % 90'ının az tüketilmiş pirolit alanında yayılım gösterdiği saptanmıştır.

15- İnceleme alanında yer alan ultramafik kayaçlara ait ana element analiz sonuçları AFM üçgen diyagramına uygulanmış ve değerlerin tümünün mafik-ultramafik kümülat ve ultramafik tektonik sınırları içinde, ancak büyük bir kısmının ultramafik tektonik alanında yayılım gösterdiği saptanmıştır.

16- Kimyasal analizi yapılan ultramafik kayalarda ortalama 1740 ppm nikel değeri saptanmış ve yapılan korelasyon analizlerinde nikel miktarının magnezyuma bağlı olarak değiştiği görülmüştür. Analizlerde elde edilen Ni,Co ve Ti değerlerinin değişimini topluca görmek amacıyla, değerler Ti-Ni-Co üçgen diyagramına uygulanmış ve sonuçta titan'ın ultramafik kayalardan mafik kayalara doğru hızlı bir artış gösterirken, nikelin azaldığı kobaltın ise önemli bir değişim göstermediği ortaya konmuştur.

17- Çalışma alanına ait 4 adet dunit-harzburgit örneğinin iz element analizleri yapılmış ve beklenildiği gibi tüm elementlerin tüketildiği görülmüştür. pt-grubu elementlerin değerleri literatürde verilmiş olan değerlerin altında kalırken, Au değerlerinin, literatürde bu tür kayaları temsil ettiği belirtilen, 2 ppb'lik değerle uyum içinde olduğu saptanmıştır.

18- Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda, inceleme alanında, üç farklı tip nikel oluşum tanımlanmıştır. Bunlar:

* Serpantinleşmiş, ezilmiş, çatlamış, kırılmış ultramafik kayaların yerli yerinde ayrışmasıyla meydana gelen kırmızı toprak zonlardaki nikel zenginleşmeleri;

* Hidrotermal çözeltilerin içinden geçtikleri ultramafik kayalardan söküp aldıkları nikeli, yine ultramafik kayalardaki kırık, çatlak zonlarada çökeltmesiyle oluşan nikel sülfür oluşumları;

* Aynı hidrotermal çözeltilerin taşıdığı nikel'in (Ni^{+2}) ortamda var olan talk ve kloritlerin yapısındaki magnezyum (Mg^{+2}) ve demir'in (Fe^{+2}) yerini almasıyla oluşan nikelli talk, nikelli kloritleşmiş talk ve nikelli kloritlerdir.

19- Kızılımsı kahve, kırmızı renkli toprak zonlar çalışma alanının kuzey-kuzeybatı kesimlerinden başlayarak güneybatıya doğru, serpantinleşmiş ültramafik kayaların, ezikli, kırıklı, çatlaklı yapısına bağlı olarak yüzeysel (atmosferik) koşullar altında, yerli yerinde ayrışmasıyla meydana gelmiştir. Arazide birkaç yüz metreden birkaç kilometreye kadar değişen mesafelerde aralıklarla takip edilebilen kırmızı toprak zonlarda, dağılık ve küçük boyutlarda listvenit bloklarında izlenmiştir. Listvenit oluşumlarının olduğu kesimlerde toprağın renginin daha koyu kırmızı ve kalınlığının da daha fazla olduğu görülmüştür. Kırmızı toprak zonlarda yapılan yarma çalışmalarında, birimin kalınlığının fazla olmadığı, ortalama 3m. derinlikte sağlam ana kayaya ulaşıldığı tespit edilmiştir. Kalınlığın fazla olmadığı bu zonlarda yatay ve düşey mesafelerde alınan sistematik örneklerin nikel dağılımlarının düzenli olmadığı, hatta aynı yarma içinde düşey mesafede 2m. içinde alınan 4 örnekte çok farklı nikel değerlerinin ortaya çıktığı saptanmıştır. En düşük 100 ppm., en yüksek 9000 ppm. nikelin elde edildiği bu kırmızı toprak zonlarda, ortalama nikel değeri 2000 ppm. olarak saptanmıştır.

20- Gerek arazideki dağılımı ve görünümü, gerekse de kalınlığının 3m. gibi düşük değerde kalması dolayısıyla, bu kırmızı toprak zonların demirli-nikelli lateritlerin yapı ve görünümünden çok uzak olduğu sonucuna varılmıştır. Kırmızı toprak zonlarda elde edilen ortalama 2000 ppm nikel değeri, bugün için ekonomik bir önem ifade etmemektedir. Ancak direkt bu kırmızı zonları hedef alan bir çalışmada, özellikle arazinin kuzey-kuzeybatı kesimlerinde yapılacak sık aralıklı ve sistematik yarma ve kuyu çalışmalarıyla, zonun yatay ve düşey yöndeki dağılımı ve nikel içeriğinin net bir şekilde ortaya konabileceği düşünülmektedir.

21- Hidrotermal nikel sülfür oluşumları, Göynükbe-
len granitoid sokulumundan kaynaklanan hidrotermal çö-
zeltilerin, içlerine nüfuz ettikleri ultramafik kayaç-
ların bünyesinden remobilize ederek kazandıkları nikeli,
yine ultramafik kayaçların (dünit ve harzburjit) yapısın-
daki kırık ve çatlaklar içine çökeltmesiyle meydana gel-
miştir. Çalışma alanında bu mekanizmaya bağlı olarak
oluşmuş 5 adet cevherli zon tanımlanmıştır. Sahanın ku-
zey-orta ve güneybatısında yer alan bu zonlarda tespit
edilen en düşük nikel değeri 860 ppm., en yüksek nikel
değeri ise 92.000 ppm dir. Ortalama değer 6000 ppm ni-
kel olarak saptanmıştır. En yüksek nikel değerleri sa-
hanın güneybatısında Meryemkaldırım Sırtı, Yapköy Dere
ve Hamam Dere civarında elde edilmiştir.

22- Yapılan arazi gözlem ve incelemeleri sonucunda
arazide tanımlanan nikel oluşumlarının kırık kontrollü
geliştiği görülmüştür. En yüksek nikel değerleri de
arazinin güneyinde Yapköy Dere ve Hamam Dere gibi iki
önemli fay zonunun yer aldığı Meryemkaldırım Sırtı ve
civarından alınan örneklerden elde edilmiştir.

23- Nikel sülfür oluşumlarının tespit edildiği zon-
lardan alınan örneklerin maden mikroskopu incelemeleri
sonucu nikel sülfür minerali olarak pentlandit, hezlavu-
dit, millerit, makinavit, avaruit ve pentlandit'in ayrış-
ım ürünü olan viyolarit tanımlanmıştır. Bu mineraller
olivin piroksen, serpantin ve klorit gibi gang mineralle-
rinin çatlak ve boşluklarında, kromit, manyetit, pirotin,
pirit, kalkopirit, kübanit, sfalerit, molibdenit, asbolan,
malakit, azurit, tenorit, küprit, kovelin, kalkozin, di-
jenit-neodijenit ve delafosit gibi oksit ve sülfür cevher
mineralleriyle birlikte bulunmaktadır. Bu cevher mine-
rallerinin ultramafik kayaçlarda gelişi-güzel dağılmış
kırık ve çatlakların kontrolünde gelişmeleri ve

hidrotermal çözeltilerin kayalara düzensiz nüfuz etmeleri nedeniyle, mineraller arasındaki dokusal ilişkinin son derece düzensiz olduğu izlenmiştir.

24- Kesitlerde tespit edilen nikel sülfür minerallerinin elektron mikroprob analizleri yapılmış, elde edilen sonuçlar Türkiye'den ve dünya'dan örneklerle karşılaştırılarak, sonuçların uyum içinde olduğu görülmüştür.

25- Çalışma alanında tanımlanan ve yeşil renkli pulcuklar halinde izlenen üçüncü tür nikel oluşumları, mikroskopik ve X-ışınları incelemeleri sonucu, nikelli talk, nikelli kloritleşmiş talk ve nikelli klorit olarak adlandırılmıştır. Arazinin güneyinde Meryemkaldırımı sırtı ve civarında daha yaygın görülen bu oluşumların, nikel sülfürleri meydana getiren hidrotermal çözeltilerin taşıdıkları nikel'in (Ni^{+2}), ortamda mevcut olan talk ve kloritlerin kristal yapısındaki Mg^{+2} ve Fe^{+2} nin yerini alması (substitution) yoluyla meydana geldikleri saptanmıştır. Nikel'in (Ni^{+2}) Epijenetik koşullarda talk ve kloritlerin bünyesinde Mg^{+2} ve Fe^{+2} nin alehine zenginleştiği, saflaştırılarak analiz edilen bu tür nikel oluşumlarının, nikel değerleri ile demir ve magnezyum değerleri arasında elde edilen güçlü negatif korelasyon katsayıları ile de ortaya konmuştur. İlk bakışta kloriti andıran yeşil renkli kırılğan pulcukların, mikroskop incelemeleri ve X-ışınları difraktogramlarından elde edilen verilerden, talk, kloritleşmiş talk ve klorit; kloritlerin de klinoklar ve pennit cinsine yakın özelliklerde olduğu ortaya konmuştur. Ancak bu tür nikel oluşumlarının kimyasal analizlerinin ve X-ışınları difraktogramlarındaki yansıma çizgilerinin literatürde talk ve kloritler için verilmiş olan sonuçlarla tam bir benzerlik göstermedikleri sonuçların talk ve kloritlere ait değerlerin arasında kaldığı görülmüştür.

26- Nikel içerikli pulcukların elektron mikroprob analizleri yapılmış ve elde edilen sonuçlardan iyon değerleri hesaplanmıştır. Bulunan iyon değerleri, DEER ve Diğerleri (1972)'in verdikleri klorit ve okside kloritlerin alt terimlerini gösteren diyagrama yerleştirilmiştir; nikel içeriğinin % 4 NiO'in altında kalan örneklerin pennit alanında, % 4 NiO'in üstünde değerler veren örneklerin ise talk-klorit alanında ve bu alanın dışında kaldığı görülmüştür. Ortaya çıkan bu durum, yerini alma mekanizmasıyla talk ve kloritlerin bünyesine giren nikel ve bir miktar kobalt'ın, minerallerin kimyasal bileşimlerini ve kristal yapılarını bozarak, birincil talk ve kloritleri bu iki mineral grubu arasında kimyasal bileşime sahip bir ara ürüne dönüştüğü sonucuna varılmıştır. Nikelli pulcukların elektron mikroprob analizleri geri yansıyan elektron görüntüleri ile birlikte değerlendirildiğinde, nikel'in pulcukların yapısında homojen bir dağılım sergilemediği, aksine klivaj düzlemleri gibi zayıflık düzlemlerine yerleşerek zonal bir zenginleşme gösterdiği izlenmiştir. Nikelli pulcuklar üzerinde yapılacak daha ayrıntılı ve daha çok sayıda X-ışınları difraktiogram ve elektron mikroprob çalışmalarının, oluşumun kimyasal bileşimini ve kristal yapısını daha iyi aydınlatacağı inancındayız.

27- Hidrotermal nikel oluşumlarıyla birlikte, inceleme alanında tanımlanan diğer cevher minerallerinin oluşmasına neden olan hidrotermal çözeltilerin sıcaklığının üst sınırının, yine bu çözeltilerin ürünleri olan kalkopirit-kübanit-sfalerit yıldızcıklarının üçlü birliğinden dolayı 250°C - 300°C civarında, alt sınırının ise makivanit mineralinin varlığından dolayı yaklaşık 100°C - 150°C olabileceği düşünülmektedir.

28- Çalışma alanına ait 455 adet toprak ve kayaç örneğinin yaşkimyasal analizlerinde Ni'in yanı sıra Co, Cu, Fe ve Mg değerleri de saptanmıştır. Analiz edilen örneklerin hemen hemen tümünde Co ve Cu'a rastlanmıştır. Çalışma alanının güneyinde, Kişmir Dere içinde % 0.90 gibi kobalt açısından yüksek sayılabilecek değerler elde edilmiştir. Arazinin kuzeyinde, Fatma Tepe ve civarında saptanan cevherli zonlarda ise % 6.0'ya varan oranlarda yüksek bakır değerleri saptanmıştır.

29- Çalışma alanına ait 455 adet örnekte saptanan Ni, Co, Cu, Fe ve Mg değerleri GEODEAS Jeostatistik paket programıyla değerlendirilmiş ve beklenildiği gibi elementlerin tümü log normal dağılım göstermişlerdir.

30- Saptadığımız nikel değerlerinin ultramafik granitoid dokanaklarında ve dokanağa yakın kesimlerdeki dağılımını topluca görmek amacıyla 500 m.aralıklarla seçilen örneklerin nikel değerleri, kuzey-güney koordinatlarına göre düzenlenerek Golden Software'ın Surfer programı ile değerlendirilmiş ve sonuçta sahanın jeolojik haritasıyla uyumlu bir dağılım elde edilmiştir. Buna göre nikel'in çalışma alanındaki dağılımının kesinlikle kırık kontrollü olduğu ve ayrılmış ultramafik kayaçların ezik, çatlak ve kırık zonlarında yığıldığı bir kez daha ortaya konmuştur.

31- Çalışma alanında tanımlanmış olan tortul ve hidrotermal kökenli nikel oluşumları rezerv ve tenör açısından bugün için tatmin edici değildir. Ancak bu araştırmada ve M.T.A.'nın yapmış olduğu çalışmalarda belirtilmiş olan zonlarda yapılacak sondaj destekli daha sık ve derin yarma çalışmalarının, bölgenin nikel potansiyeli konumunda daha sağlıklı sonuçlar vereceği inancındayız.

Özellikle çalışma alanında tanımlanmış olan hidrotermal kökenli nikel oluşumlarının bulunduğu zonlar içinde , en önemlisi olan Meryemkaldırımı Sırtı ve sırtın her iki eteğindeki Yapköy Dere ve Hamam Dere de yüksek nikel değerlerinin elde edildiği yarmalarda yapılacak sondajların, bu bölgede saptanmış olan cevherli zonların derinlerdeki konumu ve olası bir primer nikel sülfür tabakasının varlığı veya yokluğu konusunda doyurucu sonuçlar vereceği düşüncesindeyiz.

KAYNAKLAR

- ASLANER, M.,(1979), Nikel Yatakları ve Türkiye Nikel Olanaklarına Toplu ve Yeni Bir Bakış, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 8, 25-36.
- ATAMAN, G.,(1972), Orhaneli Granodiyoritik Kütlesinin Radyometrik Yaşı, T.J.K. Bülteni, 15, 1-2.
- AYKOL, A., İNAN, K., SUNER, F.,(1985), Jeokimyaya Giriş (Çeviri) İ.T.Ü. Kütüphanesi, Sayı: 1308, 666S.
- AYKOL, A., TOKEL, S.,(1991), The Geochemistry and Tectonic Setting of the Demirköy Pluton of the Srednogorie-Istranca Granitoid Chain, NW Turkey, Mineralog. Magazine, Vol.55, 249-256.
- BARNES, S.J.,BARNES, S.J.,(1990), A New Interpretation of the Katinio Nickel Deposit, Ungava, Northern (Quebec, Econ. Geol. Vol.85, 1269-1272.
- BERNER, R.A.,(1964), Iron Sulfides Formed From Aqueous Solution at Low Temperatures and Atmospheric Pressure. J. Geol, 72, 293-306.
- BETEKTHIN, A.,(1961), A Course of Mineralogy (Rusca'dan Çeviri), Peace Publishers, Moscow, 642S.
- BOWEN, W.N.,TUTTLE, O.F.,(1949), The System MgO-SiO₂-H₂O Geol. Soc. Amer. Bull., 60.439-460.
- BOYLE, R.W., (1979), The Geochemistry of Gold and its Deposits Together With a Chapter on Geochemical Prospecting for the Element), Geological Survey of Canada, Bulletin, 280, 584S.
- BÖZKURT, R.,(1974), Dumlucu (Sivas) Köyü Ni, Co,Bi, Mineralizasyonunun Metalojenik ve Yakın Yöresinin Petrografik Etüdü, Doktora Tezi, K.T.Ü. Yayını, Trabzon, 144S.

- BOZTUĞ, D., (1986), Granitoidler "Jeokimya, Ortamlar" (A.Erler,ed.), T.J.K. Yerbilimleri Eğitim Dizisi, 93-176.
- BROWN, G.C., THORPE, R.S., WEBB, P.C.,(1984), The Geochemical Characteristics of Granitoids in Contrasting Arcs and Comments on Mağma Sources, J.Geol.Soc., 141, 413-426.
- BUTT, C.R.M., NICKEL, E.H.,(1981), Mineralogy and Geochemistry of the Weathering of the Disseminated Nickel Sulfide Deposit at Mt. Keith, Western Australia. Econ. Geol., Vol.76,1736-1751.
- BÜRKÜT, Y.,(1966), Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Plütonların Mukayeseli Jenetik Etüdü, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Matbaası, 272S.
- BÜRKÜT, Y.,(1986), Uygulamalı Jeokimya (Analiz Metotlu) İ.T.Ü., Kütüphanesi, Sayı. 1327, 408S.
- CAN, A., (1969), Sivas-Divriği-Güneş-Soğucak Köyleri Nikel Zuhuru Jeolojik Etüdü, M.T.A., Rapor No: 1119 (Yayınlanmamış).
- CANER, G.,(1970), Nikel, Madencilik Dergisi, C.9, S.5, 35-49.
- CANN, J.R.,(1968), Geological Processes at Midocean Crust, Journ. Geophy. Res.Astr. Soc.,15,331-341.
- CHAMBERLAIN, J.A., McLEOD, C.R., TRAILL, R.J., LACHANCE, G.R.,(1965), Nativ Metals in the Muskox Intrusion, Canadian Jour. Earth Sci., 2,188-215.
- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R.,(1974), Two Contrasting Granite Types, Pacific Geol., 8,173-174.
- CHARLOT, G.,BÉZIER, D.,(1957), Quantitative Inorganic Analysis, Methuen and Co, London,691S.
- COLEMAN, R.G.,(1977), Ophiolite, Ancient Oceanic Lithosphere, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg New York, 229S.
- COLLINS, W.J.,BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R., CHAPPELL B.M., (1982), Nature and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia, Contrib. Mineral. Petrol., 80,189-200.
- CORNWALL, H.R.,(1966), Nickel Deposits of North America, U.S.Geol. Survey Bull., 1223, 62S.

- CRAIG, J.R., (1973), Pyrite-Pentlandite and Other Low Temperature Relations in the Fe-Ni-S System, Amer.Jour.Sci.,273-A, 496-510.
- CRAIG, J.R., KULLERUD, G.,(1969), Phase Relations in the Cu-Fe-Ni-S System and Their Application to Magmatic Ore Deposits, Econ.Geol. Monograph, 4, 344-358.
- ÇAĞATAY,A.,(1975), Şark Kromit Havzasında Yapılan Ekonomik Jeoloji Çalışmaları ve Heazlewoodit'li Kefdağ Kromitlerinin Mineralojik Etüdü. M.T.A. Dergisi, Sayı 84, 73-78.
- ÇAĞATAY,A., ARDA, O.,(1976), Sivas'ın Divriği-Güneş Köyü Ağpınar Deresi Mıntıkasında Wilkent İle Birlikte Bulunan Enteresan Maden Minerallerinin Etüdü. M.T.A. Dergisi, Sayı 86, 105-112.
- ÇAĞATAY,A., ARDA, O.,(1978), Yurdumuzda İlk Defa İzlenen Yeni Bir Maden Minerali "Delafossit". M.T.A. Dergisi, Sayı 88 (Aynı Baskı).
- ÇAĞATAY,A., AYDIN,E.,(1978), Kefdağ (Guleman-Elazığ) Kromit Cevherindeki Heazlewoodit ve Millerit Minerallerinin Elektronik Mikroprob Analizleri, M.T.A. Dergisi, Sayı, 88(Aynı Baskı).
- ÇAĞATAY,A., ALTUN, Y., ARMAN, B.,(1983), Çaldağ (Manisa-Turgutlu) Lateritik Demir, Nikel, Kobalt Yatağının Mineralojisi, M.T.A. Dergisi, Sayı 95-96, 124-139.
- ÇAĞATAY,A., YILMAZ, A., ARMAN, B.,(1983), Çaldağ (Manisa-Turgutlu) Lateritik Demir, Nikel-Kobalt Yatağının Mineralojisi, M.T.A. Dergisi, Sayı 95/96, 124-139.
- ÇAĞATAY,N.M.,(1982), Pancarlı (Bitlis) Nikel-Bakır Sülfid Cevherleşmesinin Jeoloji, Mineraloji ve Jeokimyası, Doçentlik Tezi, ODTÜ Müh.Fak.Jeol.Müh.Böl., 105 S.(Yayınlanmamış).
- ÇAĞATAY, N.M.,(1987), The Pancarlı Nickel-Copper Sulfide Mineralization Eastern Turkey, Mineral. Deposita., 22,163-171.
- ÇOĞULU, H.E.,(1976), Petrografi ve Petroloji, Cilt 1, Mağmatizma, 2.Baskı, İ.T.Ü. Müh. Mimarlık Fak. Yayınları, 111, 320S.
- DEER, W.A.F.R.S.,HOWIE, R.A.,ZUSSMAN,J.,(1972), An Introduction to the Rock Forming Minerals. 6th.Impression, Longman, London,528S.

- DEER, W.A.F.R.S., HOWIE, R.a., ZUSSMAN, J., (1992), An Introduction to the Rock Forming Minerals. 2nd Edition, Longman, London, 695S.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., MARCHAL, M., (1980), A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using R1-R2 Diyagram and Major-Element Analyses-Its Relationships With Current Nomenclature, Chemical Geology, Vol.29, 183-210.
- DONALDSON, M.J., (1981), Redistribution of Ore Elements During Serpentinization and Talc-Carbonate Alteration of Some Arcean Dunites, Western Australia, Econ.Geol., Vol.76, 1698-1713.
- DONALDSON, M.J., BROMLEY, G.J., (1981), The Honeymoon Well Nickel Sulfide Deposits, Western Australia, Econ.Geol., Vol.76, 1550-1564.
- DUKE, J.M., (1990), Mineral Deposit Models: Nickel Sulfides of the Kambalda Type, Can. Min., Vol.28, 379-388.
- EMRE, H., (1986), Orhaneli Ofiyolitinin Jeoloji ve Petrolojisi, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Müh. Bölümü, İstanbul, 165S. (Yayınlanmamış).
- ELIAS, M., DONALDSON, M.J., GIORGETTA, N., (1981), Geology, Mineralogy and Chemistry of Lateritic Nickel-Cobalt Deposits Near Kalgoorlie, Western Australia, Econ. Geol. Vol.76, 1775-1783.
- ERSEÇEN, N., (1989), Türkiye'nin Bilinen Maden ve Mineral Kaynakları, M.T.A. Yayınları, No:185, 28-29.
- FAUST, T., (1966), The Hydrous Nickel Magnesium Silicates-The Garnierite Group, Am.Mineral. Vol.51, 279-298.
- FLEET, M.E., (1979), Discussion-Partitioning of Fe, Co, Ni and Cu Between Sulfide Liquid and Basaltic Melts and the Composition of Ni-Cu Sulfide Deposits, Econ.Geol., Vol.74, 1517-1519.
- GARSON, G.M., (1976), Mineralization at Plate Boundary, Mineral Sci. Engin. Vol.8.
- GASS, I.G., SMITH, A.G., VINE, F.J., (1975), Origin and Emplacement of Ophiolites, (M.E. TEKİR tarafından yapılan çevirisi): Yer Yuvarı ve İnsan, C.1, S.2, 29-35.

- GENKIN, A.,(1971), Some Replacement Phenomena in Copper-Nickel Sulfide Ores. Mineral. Deposita, 6, 348-355.
- GERVILLA, F., LEBLANC, M.,(1990), Magmatic Ores in High-Temperature Alpine-Type Lherzolite Massifs (Ronda, Spain, and Beni Bousera, Morocco),Econ. Geol.Vol.85,112-132.
- GODLEVSKI , M.N., GRINENKO, L.N.,(1963), Some Data in the Isotopic Composition of Sulfur in the Sulfides of the Norilski Deposit, Geochemistry, Vol.1, 35-41.
- GONCHARENKO, A.I.,(1970), Auriferous Listwanites as a New Type of Mineralization in the Northern Part of the Kuznetsk Alatau; Izv. Tomsk. Politekh. Inst., Vol.239, 110-114 (Chem.Abstr. Vol.75, 111707d).
- GÖK, S., ÇELİK, M.(1970), Orhaneli-Mustafa Kemal Paşa-Harmancık ve Tunçbilek Civarında Yapılan Asbest Prospeksiyonu, M.T.A. Derleme Rapor No:2089.
- GREEN, J., (1959), Geochemical Table of the Elements, Geol. Soc. Amer Bull. 70, 1127-1184.
- GREEN, T.H.,(1980), Island Arc and Continentbuilding Magmatism: a Review of Petrogenetic Models Based on Experimental Petrology and Geochemistry, Tectonophysics, 63,367-385.
- GREENBAUM, D.,(1972), Magmatic Processes at Ocean Ridges; Evidence from the Troodos Massif, Cyprus, Nature, 238,18-21.
- GRIFFIN, T.J., WHITE, A.J.R., CHAPPELL, B.W.,(1978), The Moruya Batholith and Geochemical Contrasts Between the Moruya and Jinbabyte Suits, J.Geol. Soc., Australia, 25,4,235-247.
- GROVES, D.I., HUDSEN, D.R., HACK, T.B.C.,(1974), Modification of Ironnickel Sulfides During Serpentinization and Talc-carbonate Alteration at Black Swan, Western Australia, Econ. Geol., Vol. 69, 1265-1281.
- GROVES, D.I., KEAYS, R.R.,(1979), Mobilization of Ore Forming Elements During Alteration of Dunites, Mt.Keith-Betheno, Western Australia, Canadian Mineral., Vol.17, 373-389.

- GUPPY, E.M., SABINE, P.A.,(1956), Chemical Analyses of Igneous Rocks, Metamorphic Rocks and Minerals, London, 78S.
- GÜMÜŞ, A.,(1989), Metalik Maden Yatakları,3. Basım, Bilim Ofset, 528S.
- HAKLI, T.A., VORMISTO, K., HANNINEN, E.,(1979), Vammala a Nickel Deposit in Layered Ultramafite, Southwest Finland, Econ.Geol. Vol.74,1166-1182.
- HARIS, D.C.,NICKEL, E.H.,(1972), Pentlandite Compositions and Associations in Some Mineral Deposits, Canadian. Mineral., Vol.11,861-878.
- HELKE, A., ÇAĞATAY, A.,(1978), Lateritik Nikel Kobalt Yatakları, Yer Yuvarı ve İnsan, C.3,S.2, 54-59.
- HESS, H.H.,(1960), Stillwater Igneous Complex, Montana, Geol.Soc. Amer.Bull., 80,230S.
- HINE, R., WILLIAMS, I.S., CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R., (1978), Contrasts Between I-and S-Type Granitoids of the Kosciusko Batholith, J.Geol. Soc. Australia, 25,4,219-234.
- HUDSON, D.R., TRAVIS, G.A.,(1981), A Native Nickel-Heazlewoodite-Ferroan Trevorite Assemblage From Mount Clifford, Western Australia, Econ. Geol. Vol.76, 1686-1697 .
- IRVINE, T.N.,(1977), Origin of Chromitite Layers in the Muscox Intrusion and Other Stratiform Intrusions; A New Interpretation, Geology, 5, 273-277.
- IRVINE, T.N.,BARAGAR, W.R.A.,(1971), A Guide to the Chemical Classification of Common Volcanic Rocks, Can. J., Earth Sci., 8, 523-548.
- ISHIHARA, S., (1977), The Magnetite Series and Ilmenite Series Granitic Rocks, Mining Geology, 27, 293-305.
- İNAN, A.,(1988), Demir Dışı Metal Madenleri Raporu, D.P.T. Raporu, 325-349.
- KASHKAI, M.A.,(1964). Metasomatic Zoning and Chemistry of Listwanites; Fiz.Khim.Usloviya Magmat. Metasomotoza, Inst.Geol.Geofiz., Sibirsk. Otd. Akad.Navk SSSR,198-214.(Chem.Astr.Vol.64, No:7, 8048d).

- KEAYS, R.J., ROSS, J.R., WOOLRICH, P.,(1981), Precious Metals in Volcanic Peridotite-Associated Nickel Sulfide Deposits in Western Australia. II: Distribution Within the Ores and Host Rocks at Kambalda, Econ.Geol. Vol.76,1645-1674.
- KEELE, R.A., NICKEL, E.H.,(1974), The Geology of a Primary Magnetite-Bearing Sulfide Assemblage and Supergen Alteration the Otter Shoot, Kambalda, Western Australia, Econ. Geol.Vol.69, 1102-1117.
- KINLOCH, E.D., PEYERL, W.,(1990), Platinum-Group Minerals in Various Rock Types of the Merensky Reef: Genetic Implications, Econ.Geol.Vol.85,537-555.
- KÖKSOY, M.,(1991), Uygulamalı Jeokimya, Hacettepe Univ. Yayınları A/64, 368S.
- KRAUSKOPF, K.B.,(1967), Introduction to Geochemistry, McGraw-Hill Company, New York, 721S.
- KRAUSKOPF, K.B.(1979), Introduction to Geochemistry, McGraw-Hill Book Company, New York, 721S. (2nd.Ed.).
- LE BAS, M.J., STRECKEISEN, A.L.,(1991), The IUGS Systematics of Igneous Rocks, J.Geol. Soc., 148,825-833.
- LIEBENBERG, L.,(1970), The Sulphides in the Layered Sequence of the Bushveld Igneous Complex, The Geological Society of South Africa, Special Publication, 1, 108-207.
- LEHMANN, B., HARMANTO, A.,(1990), Large-Scale Tin Depletion in The Tanjungpandan Tin Granite Belitung Island, Indonesia, Econ.Geol.Vol.85, 91-111.
- LISENBEE, A.L.,(1971), The Ultramafic-Gabro Thrust Sheet and its Surroundings; A Progress Report in: CHMPEL, A.S.,(Ed.) "Geology and History of Turkey", Pet.Explor. Soc.Libya, 349-368.
- LISENBEE, A.L.,(1972), Structural Setting of the Orhanlı Ultramafic Massif Near Bursa, Ph.D.Thesis, Univ.State, Pennsylvania, USA.,170S.
- MACDONALD, A.J.,(1988), The Platinum Group Element Deposits:Classification and Genesis, Geosci. Canad. Repr. Ser.Vol.3,117-131.

- MACGOLDRIC, P.J., KEAYS, R.R.,(1981), Precious and Volatile Metals in the Preservation Nickel Deposit Gossan: Implications for Exploration in Weathered Terrains, Econ. Geol. Vol.76, 1752-1763.
- MAINWARING, P.R.,NALDRETT, A.J.,(1977), Country Rock Assimilation and the Genesis of Cu-Ni Sulfides in the Water Hen Intrusion, Duluth Complex, Minnesota, Econ.Geol.,Vol.72,1269-1284.
- MARCHETTO, C.M.L.,(1990), Platinum-Group Minerals in the O'Toole (Ni-Cu-Co) Deposit, Brazil, Econ. Geol. Vol.85,921-927.
- MARTSON, R.J.,KAY,B.D.,(1980), The Distribution, Petrology, and Genesis of Nickel Ores at the Juan Complex, Kambalda, Western Australia, Econ. Geol. Vol.75, 546-565.
- MARTSON, R.J., GROVES, D.I., HUDSON, D.R., ROSS, J.R., (1981), Nickel Sulfide Deposits,Western Australia: A Review, Econ. Geol. Vol.76, 1330-1363.
- MAYNARD, B.,(1983), Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits, 284 S.
- METAG, (1972), D.P.T. Nikel Projesi:Çetinkaya Divriği Bölgesi Arama Raporu(Yayınlanmamış).
- Mineral Facts and Problems, 1965 Yıllığı.
- Mineral Facts and Problems, 1985 Yıllığı.
- MIYASHIRO, A.,(1973), Metamorphism and Metamorphic Belts, John Wiley and Sons, New York,492S.
- NALDRETT, A.J., CRAIG, J.R., KULLERUD, G.,(1967), The Central Portion of the Fe-Ni-S System and its Bearing on Pentlandite Exsolution in Iron-Nickel Sulfide Ores, Econ.Geol.Vol.62, 826-847.
- NALDRETT, A.J., GASPARRIN , E.L.,(1971), Archean Nickel Sulfide Deposits in Canada: Their Classification, Geological Setting and Genesis With Some Suggestions as to Exploration, Geol. Soc. Australia, Spec. Pub. 3, 201-226.

- NALDRETT, A.J.,(1973), Nickel Sulfide Deposits-Their Classification and Genesis, with special Emphasis on Deposits of Volcanic Association, Canadian Ins. Mining Metallurgy Trans., Vol.76, 183-201.
- NALDRETT, A.J., CABRI, L.J.,(1976), Ultramafic and Related Mafic Rocks: Their Classification and Genesis With Special Reference to the Concentration of Nickel Sulfides and Platinum-Group Elements, Econ.Geol.Vol.71, 1131-1158.
- NALDRETT, A.J.,(1979), Partitioning of Fe,Co,Ni and Cu Between Sulfide Liquid and Basaltic Melts and the Composition of Ni-Cu Sulfide Deposits -A Reply and Further Discussion, Econ.Geol. Vol.74, 1520-1528.
- NALDRETT, A.J.,(1979 a), IGCP Project No:161 and Proposed Classification of Ni-Cu-PGE Sulfide Deposits, Canadian Mineralogist, Vol.17 141-145.
- NICKEL, E.H.,(1959), The Occurrence of Native Nickel-Iron in the Serpentin Rock of the Eastern Townships of Quebec Province, Canadian Mineralogist, Vol.6,307-319.
- NICKEL, E.H.,(1973), Viojarite-A Key Mineral in the Supergene Alteration of Nickel Sulphide Ores: Western Australia Conf., Australasian Inst. Mining Metallurgy, Perth, Australia, May, 1973,111-116.
- NICKEL, E.H.,ROSS, J.R.,THORNER, M.R.,(1974), The Supergene Alteration of Pentlandite-Pyrrhotite Ore at Kambald, Western Australia, Econ. Geol., Vol.69, 93-107.
- NICKEL, E.H.,ALLCHURCH, P.D., MASON,M.G.,WILMSHURST,J.R., (1977), Supergene Alteration at the Perseverance Nickel Deposit, Agnew, Western Australia, Econ. Geol.Vol.72,184-203.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F., BOULLIER, A.M., (1973),Mechanism of Flow in Naturally and Experimentally Deformed Peridotites, Amer.Jour. Sci.,273, 853-876.
- OKAY, A.I.,(1985), Kuzeybatı Anadoluda Yer Alan Metamorfik Kuşaklar, Ketin Simpozyumu, T.J.K. Yayınları, 83-93.

- OLLIER, C.,(1969), Geomorphology,Text 2 Weathering.
Oliver & Boyd, Edinburgh, 304S.
- OOSTINDIER, J., VRIEND, S.P., HUIJSMANS, J.P.P., TAUFEN,
P.M.,(1990), Weathered, Ni-Sulfide Ore-Hosting
and Barren Serpentinities in the Fortaleza de
Minas Greenstone Belt, Minas Gerais, Brazil:
A Rock Geochemical Study, Chemical Geology, 81,
209-220.
- ÖZKOÇAK, O.,(1969), Etude Géologique du Massif Ultrabasic
d'Orhaneli et de Sa Proche Bordure (Bursa-Turquie),
Thèse Doc., Univ. Paris, 181 S.(Yayınlanmamış).
- ÖZKOÇAK, O.,(1980), Sedimanter Demir, Manganez ve Alümin-
yum Yataklarının Özellikleri ve Oluşum Koşulları.
M.T.A. Eğitim Serisi No:22.
- PEACOCK, M.A.,(1931), Classification of Igneous Rocks,
J.Geol.,39,65-67.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.G.W., TINDLE,A.G.,(1984), Trace
Element Discrimination Diagrams for the Tectonic
Interpretation of Granitic Rocks, Jour. Petrology,
Vol.25, Part 4, 956-983.
- RAJAMANI, V.,NALDRETT, A.J.,(1978), Partitioning of Fe,
Co, Ni and Cu Between Sulfide Liquid and
Basaltic Melts and the Composition of Ni-Cu
Sulfide Deposits, Econ.Geol.Vol.73,82-93.
- RALEIGH, C.B.,(1967), Experimental Deformation of
Ultramafic Rocks and Minerals. "Ultramafic and
Related Rocks" (P.J.Wyllie, ed.), Wiley and Son.,
New York, 181-202.
- RAMDOHR, P.M.,(1960), Die Erzminerale Und Ihre
Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin.1160S.
- RAMDOHR, P.M.,(1969), Ore Minerals and Their Intergrowths:
Pergamon Press, 1174S.
- RINGWOOD, A.E.,(1975), Composition and Petrology of the
Earth's Mantle. McGraw-Hill Inc. New York, 618S.
- RIPLEY, E.M.,(1990), Platinum-Group Element Geochemistry
of Cu-Ni Mineralization in the Basal Zone of the
Babbitt Deposit, Duluth Complex, Minnesota,Econ.
Geol. Vol.85,830-841.
- RONA, P.A.,(1984), Hydrothermal mineralization of Sea-Floor
Spreading Centers, Earth-Science Reviews,Elsevier
Science Pub. 20,1-104.

- RONA, P.A.,(1986), Mineral Deposits From Sea-Floor Hot Springs, Scientific American, 66-76.
- ROSE, A.W.,HAWKES, H.E., WEBB, J.S.,(1979), Geochemistry in Mineral Exploration Academic Press. New York, 657S.
- ROSS, J.R.,TRAVIS, G.A.,(1981), The Nickel Sulfide Deposits of Western Australia in Global Perspective, Econ.Geol.Vol.76,1291-1329.
- SAĞIROĞLU,G.N., ÇOĞULU,E.H.,(1972), Polarizan Mikroskop-ta Minerallerin Tayini.(Çeviri), İ.T.Ü. Kütüphanesi, Sayı 871, 445S.
- SAUNDERS, A.D.,TARNEY, J.,(1984), Geochemical Characteristics of Basaltic Volcanism Within Back-Arc Basins. In Marginal Basin Geology (B.P.Kokelaar and M.F.Howells. ed.),Spek, Publ. Geol.Soc.London,16,59-76.
- SAYIN, Ş.A.,(1975), Orhaneli (Bursa) ve Tavşanlı(Kütahya) Civarının Nikel-Krom Prospeksiyonu Raporu,M.T.A. Derleme Rapor No:6617 (Yayınlanmamış).
- SAYIN, Ş.A., YILDIZ, M.,(1974), Orhaneli-Harmancık(Bursa) ve Dursunbey (Balıkesir) Civarının Nikel-Krom Prospeksiyonu, M.T.A. Etüt Dairesi Rapor No:5765 (Yayınlanmamış).
- SINTON, J.M.,(1976), Compositional Relationships of Fe-Ni Alloy and Coexisting Phases in Serpentinite, Red Mountain, New Zealand, Mineralog.Magazine, Vol.40,792-794.
- SMIRNOV, V.I.,(1976), Geology of Mineral Deposits, MIR Publishers, Moscow, 520S.
- SMIRNOV, V.I.,GINZBURG, A.I.,GRIGORIEV, V.M.,YAKOVLEV, G.F., (1983), Studies of Mineral Deposits,First Published, Mir Publishers, Moscow.
- SNELL, F.D.,ETTRE, L.S.,(eds.), (1974), Encyclopedia of Industrial Chemical Analysis, Vol.16,Interscience Publ. New York.
- SPRINGER, G.,(1974), Compositional and Structural Variations in Garnierites, Canadian Mineralogist, Vol.8, 381-388.
- STANTON, R.L.,(1972), Ore Petrology, Mc Graw-Hill Inc., New York, 713S.

- STRECKEISEN, A.L.,(1976), Classification of the Common Igneous Rocks by Means of Their Chemical Composition. Neues Jahrb, Mineral Monatsh., 1, 1-45.
- TAKAHASHI, M., ARAMAKI, S., ISHIHARA, S.,(1980),Magnetite Series/Ilmenite Series vs. I-Type/S-Type Granitoids, Mining Geology Special Issue, No:8, 13-28.
- The United Nations Ocean Economics and Technology Office, (1973), Manganese Nodules Dimensions and Prospectives, D.Reidel Publishing Company, 193S.
- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., HENDRY, G.L., PARRY, S. J.,(1984), An Assessment of the Relative Roles of a Crust and Mantle in Magma Genesis: An Elemental Approach, Phil Trans R.Soc., London, A 310, 549-590.
- TOKEL, S.,(1984), Jeokimyasal Devre "Jeokimya, Temel Kavramlar" (N.Çağatay, A.Erler, eds).T.J.K. Verbilimleri Eğitim Dizisi, 239-293.
- TURNER, F.J.,(1968), Metamorphic Petrology (Mineralogical and Field Aspects). McGraw Hill. Co.,New York, 214S.
- TURNER, F.J., VERHOOGEN, J.,(1960), Igneous and Metamorphic Petrology (2nd ed.). McGraw-Hill, New York, 602S.
- TUTTLE, O.F., BROWEN, N.L.,(1958), Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O , Geol. Soc.Amer. Mem., 74-153.
- VACHETT , M., BLANC, P., DUBERTRET, L.,(1969), Determination de L'âge d'une Granodiorite d'Orhaneli, au Sad de Bursa (Anatolie); Sa Signification Regionale: C.Rend. Ac.Sc. t. 267, Serie D.927-930.
- WEBBER, B.N.,(1972), Suppergene Nickel Deposits. Transactions, The American Institute of Mining, Metalurgical and Petroleum Engineers, Vol.252, New York, 333-347.
- WEBBER, B.N.,(1973), Suppergene Nickel Deposits. Discussion. Transactions, The American Institute of Mining, Metalurgical and Petroleum Engineers, Vol.254,New York, 110-112.

- WELCHER, F.J.,(ed.), (1963), Standart Metods of Chemical Analysis, 6 th.edition, Vol.1: The Elements. D.Van Nostrand Comp., Inc., New York.
- WHITE, A.J.R., CHAPPELL, B.W.,(1977), Ultrametamorphisma and Granitoid Genesis, Tectonophysics, 43,7-22.
- WILMSHURST, J.R.,(1974), The Weathering Products of Nickeliferous Sulfides and Their Associated Rocks in Western Australia, "Geochemical Exploration" (I.L.ELLIOTT, W.K.FLETCHER,eds.). Elsevier Scientific Publishing Company, 417-436.
- WILSON, M.,(1989), Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, London, 466S.
- WILSON, A.H.,(1990), Models for the Concentration of PGE in Layered Intrusions, Canadian. Mineralogist, Vol. 28, 389-408.
- YAMAN, S., (1989), Mersin Ofiyolit Masifi Güneyinin Jeolojik-Metalojenik İncelenmesi, C.Ü.Müh.Fak., Araştırma Fonu Projesi, No:FBE-87-3.
- YILDIZ, M., (1977), Manisa İli Turgutlu İlçesi Çaldağ Civarının Nikel-Kobalt Etüt ve Arama Raporu, M.T.A., Maden Etüt Dairesi Rapor No:1707 (Yayınlanmamış).

ÖZGEÇMİŞ

1961 yılında Erzincan'da doğdu. İlk ve Orta öğrenimini İstanbul'da tamamladı. 1979 yılında İ.T.Ü.Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümüne kayıt yaptırdı; 1983 yılı yaz döneminde mezun oldu. Aynı yıl İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Programında Yüksek Lisans öğrenimine başladı. 1984 yılında İ.T.Ü. Maden Fakültesi Maden Yatakları- Jeokimya Anabilim Dalına Araştırma Görevlisi olarak girdi. 1986 yılında Yüksek Lisansını tamamladı. Aynı yıl güz döneminde Doktora öğrenimine başladı. Şu ana kadar iki makalesi yayınlanmıştır.