

19115.

SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ATTEPE (MANSURLU-FEKE) YÖRESİ
DEMİR YATAKLARININ
JEOLJİK, PETROGRAİK ve JENETİK İNCELEMESİ

T. E.
Yükseköğretim Kurumu
Dokümantasyon Merkezi

Şuayip KÜPELİ
DOKTORA TEZİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
Konya, 1991

T . C .
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ATTEPE (MANSURLU-FEKE) YÖRESİ
DEMİR YATAKLARININ
JEOLojİK, PETROGRAfİK ve JENETİK İNCELEMESİ

Şuayip KÜPELİ

DOKTORA TEZİ
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu tez 8/11/1991 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından kabul edilmiştir.

İmza
Prof. Dr. Özcan DORA

İmza
Prof. Dr. Faruk ÇALAPKULU

İmza
Doç. Dr. Ahmet AYHAN
(Danışman)

IÇİNDEKİLER

ÖZET.....	VI
ABSTRACT.....	IX
TEŞEKKÜR.....	XII
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Amaç, Materyal ve Metod.....	1
1.2. Önceki Çalışmalar.....	2
1.3. Coğrafi Durum.....	4
2. GENEL JEOLOJİ.....	7
2.1. Stratigrafi.....	7
2.1.1. Sicimindağı formasyonu (İCs).....	8
2.1.1.1. Attepe üyesi (İCsa).....	9
2.1.1.2. Kandilcikdere üyesi (İCsk).....	13
2.1.2. Karaçatıtepe formasyonu (Çk).....	22
2.1.2.1. Menteşdere üyesi (Çkm).....	22
2.1.2.2. Uyuzpınarı üyesi (Çku).....	25
2.1.3. Kartalkaya formasyonu (ÇOk).....	28
2.1.3.1. Elmadagağı üyesi (ÇOkel).....	29
2.1.3.2. Egrisögütdere üyesi (ÇOke).....	33
2.1.4. Yıglıtepe formasyonu (Py).....	38
2.1.5. Karakızoluğu formasyonu (Jkk).....	39
2.1.6. Delialıuşağı ofiyoliti (Kdof).....	45
2.1.6.1. Metamorfik dilim.....	46
2.1.6.2. Peridotit napı.....	48
2.1.7. Zebil formasyonu (Mz).....	52
2.1.8. Alüvyon ve yamaç molozları (Qa).....	55
2.2. Tektonik.....	56
2.2.1. Kıvrımlar.....	59
2.2.1.1. Büyük ölçekli kıvrımlar.....	59
- Çokçanınbaşı ve Kurudere senklinalleri.....	59
- Mağaradere antiklinal ve senklinali.....	60
- Çulfaseki antiklinali.....	61
- Cinnikoyak senklinali.....	61
- Karakızoluğu senklinali.....	61
- Mağarabelitepe antiklinali.....	61
2.2.1.2. Küçük ölçekli kıvrımlar.....	62
2.2.2. Devrik yapılar.....	63

2.2.3. Kırıklı yapılar.....	67
2.2.3.1. Çatlaklar.....	67
2.2.3.2. Faylar.....	68
2.2.3.2.1. Normal faylar.....	68
- Attepe fayı-1.....	68
- Kızıl fayı.....	71
- Kartalkaya fayı.....	71
- Glipos-Tozludere fayı.....	72
- Akeşme fayı.....	72
- Küçüктаhtafırlatan fayı.....	73
2.2.3.2.2. Doğrultu atımlı faylar.....	73
2.2.3.2.3. Ters faylar ve bindirme fayları....	74
- Katrançukuru ofiyolit bindirmesi.....	75
- Tozlutepe-Cilbehertepe-Ziyarettepe	76
ekayları.....	77
2.2.4. Uyumsuzluklar.....	77
3. MADEN YATAKLARI.....	80
3.1. Tarihçe.....	80
3.2. Demir Yatak ve Zuhurları.....	82
3.2.1. Attepe yatağı	83
3.2.1.1. Yatak geometrisi ve yankayaç iliş-	
kileri.....	83
3.2.1.2. Yatağın kuzey bölümünün özellikleri....	86
3.2.1.3. Yatağın güney bölümü ve siderit damar-	
ları.....	89
3.2.2. Kızıl yatağı.....	93
3.2.2.1. Yatak bölümleri.....	96
3.2.2.1.1. I. Ocak.....	96
3.2.2.1.2. II. Ocak.....	97
3.2.2.1.3. III. Ocak.....	98
3.2.3. Degirmendere yatağı.....	99
3.2.4. Menteşdere bölgesi yatak ve zuhurları.....	102
3.2.4.1. Menteşdere yatağı.....	102
3.2.4.2. Menteşdere zuhurları.....	103
3.2.5. Uyuzpınarı yatağı.....	104
3.2.6. Kartalkaya yatağı.....	105
3.2.7. Mağarabeli yatakları.....	108

3.2.8. Mağarabeli Tepe civarındaki yatak ve zuhurlar.....	110
3.2.8.1. Mağaradere yatağı.....	110
3.2.8.2. I. Yatak.....	113
3.2.8.3. II. Yatak.....	114
3.2.8.4. Mağarabelitepe yatağı.....	116
3.2.8.5. Mağarabeli zuhurları.....	117
3.2.9. Karakızoluğu yatağı.....	118
3.2.10. Sicimindağı formasyonu içerisinde yer alan zuhurlar.....	121
3.2.11. Katrançukuru zuhurları.....	123
3.2.12. Çöndü zuhuru.....	124
3.2.13. Ankeritik kuşaklar ve bunlarla ilgili bazı küçük zuhurlar.....	126
3.2.14. Mağaradere zuhuru.....	127
3.2.15. Diğer zuhurlar.....	130
3.2.15.1. Domuztümseği zuhuru.....	130
3.2.15.2. Sicimindağı zuhuru.....	131
3.2.15.3. Diliboşpınarı zuhuru.....	131
3.2.15.4. Cinindere zuhuru.....	132
3.2.15.5. Karakızoluğu zuhurları	
3.3. Demir Yatak ve Zuhurlarının Karstlaşması.....	133
3.4. Sedimanter Kökenli Piritler ve Organik Madde Çökelimi.....	138
3.4.1. Piritli oluşukların sedimanter özellik- leri.....	141
3.4.1.1. Tabaka taban-tavan yapıları.....	142
3.4.1.2. Uyumsuz laminalar.....	144
3.4.1.3. İç sedimantasyon oluşukları.....	146
3.4.1.4. Mikroçapraz laminalanmalar.....	148
3.4.1.5. Öteki jeopedal yapılar.....	150
3.4.1.6. Plastik deformasyon yapıları ve diyaje- netik çatlak dolguları.....	151
3.5. Mikroskopik İncelemeler.....	153
3.5.1. Birincil cevher mineralleri.....	154
3.5.1.1. Hematit.....	154
3.5.1.2. Siderit.....	155

3.5.1.3. Tetraedrit.....	157
3.5.1.4. Pirit	158
a- Birinci evre piritleri (Sedi- manter kökenli piritler).....	159
b- İkinci ve üçüncü evre piritleri (Cevherleşmeyle ilgili piritler).....	159
3.5.1.5. Kalkopirit.....	161
3.5.1.6. Ankerit.....	161
3.5.1.7. Markazit.....	162
3.5.1.8. Manyetit.....	162
3.5.2. İkincil cevher mineralleri.....	163
3.5.2.1. Götüt ve lepidokrosit.....	163
3.5.2.2. İkincil hematit.....	164
3.5.2.3. Malahit ve azuritler.....	165
3.5.2.4. Zinnober.....	165
3.5.3. Gang mineralleri.....	166
3.5.3.1. Kalsit ve dolomit.....	166
3.5.3.2. Kuvars.....	167
3.5.3.3. Barit.....	167
3.5.3.4. Klorit.....	168
3.5.3.5. Aragonit.....	167
3.5.4. Süksesyon.....	168
I. Karbonatlı cevherleşmeler.....	169
II. Oksitli cevherleşmeler.....	170
a- Piritli manyetitler.....	170
b- Kuvarslı hematitler.....	171
c- Baritli hematitler veya hematitli baritler.....	171
3.6. Jeokimyasal İncelemeler.....	172
3.6.1. Sideritlerin jeokimyasal özellikleri.....	172
3.6.2. İkincil cevherlerin jeokimyasal özellik- leri.....	180
3.6.2.1. Attepe yatağı.....	180
3.6.2.2. Faraşa zuhuru.....	190
3.6.3. Bazı sülfidli minerallerin analizleri.....	192
3.6.3.1. Piritlerin ana ve bazı iz element analizleri.....	192

3.6.3.2. Tetraedritlerin ana ve bazı iz element analizleri.....	200
3.6.3.3. Kalkopiritlerin analizleri.....	201
3.7. Attepe Yöresi Demir Yataklarının Kökeni.....	203
3.7.1. Pirit zuhurları ve hematit oluşumları.....	203
3.7.2. Siderit ve hematit damarları.....	206
3.7.3. Karstik süreçler ve ikincil cevherlerin oluşumu.....	213
SONUÇLAR	216
KAYNAKLAR	219
EKLER	
EK-1. Attepe (Mansurlu-Feke) yöresinin jeoloji haritası	
EK-2. Attepe (Mansurlu-Feke) yöresinin jeoloji kesitleri	
EK-3. Attepe (Mansurlu-Feke) yöresinin genelleştirilmiş dikme kesiti	
EK-4. Toroslardaki Alt Paleozoyik ve daha yaşlı birimlerin lito ve kronostratigrafik korelasyonları	

ÖZET

Doğu Toroslar'ın batısında yeralan inceleme alanında, Geyikdağı birliğine ait otokton konumlu birimler ile Bozkır birliğine ait allokton konumlu birimler yüzeylemektedir. Geyikdağı birliğine ait Infrakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonu; bitümlü şist, fillit ve şeyllerin ardalanmasından oluşan Attepe üyesi ile, şist, fillit, metakumtaşı ve metakuvarsitlerden ibaret Kandilcikdere üyesini kapsamaktadır. Bu formasyonu izleyen Alt-Orta Kambriyen yaşlı Karacattepe formasyonu, Mentüşdere ve Uyuzpınarı olmak üzere iki üyeye ayrılmış olup, karbonat kayalardan oluşmaktadır. Elmadağı ve Egrisöğütdere üyelerini kapsayan Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı Kartalkaya formasyonu, kalkışist ve yumrulu kireçtaşları ile şist, fillit ve metakumtaşlarından meydana gelmektedir. Karbonat kayaların yer aldığı, Üst Permiyen yaşlı Yıglıtepe, formasyonu ise, daha yaşlı birimleri açılı bir uyumsuzlukla örtmektedir. Infrakambriyen ve Paleozoyik yaşlı birimler üzerine metakonglomera, fillit, şist kalkışist ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan, Jura-Alt Kretase yaşlı Karakizilüğü formasyonu, açısız bir uyumsuzlukla gelmektedir. Bölgeye Maestrihtiyen'de yerleşen Bozkır birliğine ait Delialıuşağı ofiyoliti, Aladağ ofiyolit dizisine ait metamorfik dilim ve peridotit napı bölümlerini kapsamakta ve Miyosen öncesi bütün birimler üzerine bindirmektedir. Bölgenin kuzeybatı kesiminde yüzeyleyen ve Konglomera-marn ardalanmasından oluşan Alt-Miyosen yaşlı Zebil formasyonu da daha yaşlı birimler üzerinde açısız bir uyumsuzlukla yer almaktadır.

Kıvrım tektoniğinden çok kırık tektoniğinin etkili olduğu inceleme alanında, blok faylı, bindirmeli ve devrik yapılar ortaya çıkmıştır. Genellikle KD-GB ve KB-GD yönünde bir gidişe sahip olan tektonik hatların çevreleşme açısından en önemlileri Attepe, Kızıl ve Kartal-

kaya faylarıdır. Büyük ölçekli kıvrım yapılarının pek görülmediği inceleme alanında, daha çok formasyon içi kıvrım niteliğindeki küçük ölçekli kıvrım yapıları izlenmektedir.

Jeolojik, petrografik ve jeokimyasal incelemelere göre, bölgede yataklanma şekli ve zamanı birbirlerinden farklı olan pirit ve hematit oluşukları, siderit ve hematit damarları ile bunlardan türeyen karstik cevherin varlığı belirlenerek, cevher yataklanmasının üç kademe gerçekte olduğu ortaya konulmuştur.

Infrakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonu, içerisinde yer alan pirit ve hematit oluşukları, denizel ortam şartlarında kimyasal sedimentasyon süreçleriyle çökelmişlerdir. Bitümlü şist, fillit ve şeyller içerisinde izlenen pirit oluşukları, sadece Attepe yatağının güneydoğu kesiminde yüzeylemekte ve tipik sedimanter yapılar sunmaktadır. Piritlere göre daha yaygın olarak izlenen hematitler ise, metakuvarsitler içerisinde yer almakta ve laminalı, bantlı yapılar oluşturmaktadırlar.

Türkiye'nin işletilebilir nitelikteki ikinci büyük demir provensini oluşturan inceleme alanında, Attepe, Kızıl ve Mağaradere gibi hâlen işletilen önemli demir yatakları bulunmaktadır. Miyosen yaşlı birimler dışında, diğer tüm birimler içerisinde görülebilen siderit-ankerit ve hematit gibi karbonatlı ve oksitli birincil cevherleşmeler, tamamen tektonik kontrollü damar, mercek ve düzensiz sınırlı kütleler şeklindedirler. Ekonomik boyutlara ulaşan asıl cevherleşmeler ise, ya bütünüyle karbonat kayaçların kırıklarında veya bunlarla pelitik kayaçların tektonik dokanaklarında gerçekleşmişlerdir. Hipojen-epijenetik kökenli bu birincil cevherleşmeyi sağlayan cevherli çözeltilerin oluşumu, muhtemelen Paleosen-Alt Eosen zaman sürecinde bölgenin derinliklerinde etkili olan granitik bir sokumun lokal olarak yükselmesine sebeb olduğu jeotermik gradyanla ilişkilidir. Yükselen jeotermik gradyana bağlı olarak ısınan sığ ve derin dolaşımli yeraltı suları ve gözenek suları ile muhtemelen magmatik suları

bünyesinde bulunduran çözelti karışımları, bölgede bir kısmı yüzeyleyen Infrakambriyen yaşlı sedimanter kökenli pirit ve hematit oluşukları ile reaksiyona girerek demir ve diğer katyonlarca zenginleşmiş olan cevherli çözeltileri oluşturmuşlardır. Birincil cevherleşmenin oluşum yaşı Paleosen-Alt Eosendir. Bölgedeki karasallaşma hareketlerine paralel olarak Tersiyer başlarından itibaren etkili olmaya başlayan karstik süreçlerle birlikte siderit-ankerit ve hematitlerden ibaret olan birincil cevherler limonite dönüşmüş ve bunların önemli bir bölümü de koloidal çözeltiler veya kum-blok boyutunda kırıntılı elemanlar şeklinde yatak içi endokarstik boşluklara taşınarak oralarda karst sedimantasyonunu simgeleyen tipik sarkıt-dikitli, kovuklu, kabuğumsu ve böbreğimsi görünümlü kolloform yapılarla, bantlı ve tabakamsı yapıları oluşturmuşlardır. Buralarda oluşan ikincil demir cevherlerinin hakim bileşenleri götit, lepidokrosit, hidrohematit ve diğer materyallerdir. Daha az miktarlarda da siderit, ankerit, hematit, manyetit, pirit, tetraedrit, kalkopirit, markazit, malahit, azurit ve zinnober gibi diğer cevher bileşenleri ile kalsit, kuvars, barit, dolomit ve aragonit gibi gang mineralleri gözlenmektedir.

Jeokimyasal incelemelere göre, en önemli birincil cevher minerallerini oluşturan sideritler ortalama % 40.03 Fe, % 5,30 SiO₂; ikincil cevher bileşenini oluşturan limonitler ise, % 55,40 Fe ve % 6,70 oranında SiO₂ içermektedirler. İz element analizlerinde sideritlerin 2 ppm'in altında Zn, 1 ppm'in altında Ni, eser miktarda da Pb, Co ve Cr içerdikleri belirlenmiştir. Diğer taraftan hidrotermal pirit numunelerinde Cu, Se, Hg, Sb ve Co konsantrasyonlarının, sedimanter piritlere göre daha yüksek, Ni konsantrasyonlarının ise daha düşük olduğu görülmüştür.

ABSTRACT

In the study area, which is located in the west of the Eastern Taurus, autochthonous sequences of the Geyikdağı unit and allochthonous sequences of the Bozkır unit are exposed. The Infra-Cambrian aged Sicimindağı formation of the Geyikdağı unit comprises Attepe member consisting of alternating bituminous schists, phyllites and shales, and Kandilcikdere member consisting of schist, phyllites, meta-sandstones and metaquartzites. Following this formation is the Lower-Middle Cambrian aged Karaçattepe formation. It is made up of carbonate rocks and divided into Menteşdere and Uyuzpınarı members. The Upper Cambrian-Ordovician aged Kartalkaya formation, which comprises Elmadığı and Egrisögütdere members, consists of calcschists, nodular limestones, and schists, phyllites and metasandstones respectively. The Upper Permian aged Yıglıtepe formation, which includes carbonate rocks, overlies the older units with an angular unconformity. The Infra-Cambrian and Paleozoic aged units are overlain with an angular unconformity by the Jurassic-Lower Cretaceous aged Karakızoluğu formation. This formation consists of metaconglomerate, phyllite, schist, calcschist and recrystallized limestone. The Delialıuşağı ophiolite, belong to the Bozkır unit, which emplaced in the region during Maastrichtian comprises metamorphic slice and peridotite nappe segments of the Aladağ ophiolite, and is trusted over pre-Miocene units. The Lower Miocene aged Zebil formation cropping out in the northwest of the region consists of conglomerate-marl alternation and overlies the older units with an angular unconformity.

In the study area where fracture tectonic rather than folding tectonic is effective, block faulted, overthrust and overturned structures are seen. Of the generally NW-SE trending tectonic lines, the Attepe, Kızıl and Kartalkaya faults are the important ones from mineralization point of view. In the study area where large-scaled folding struc-

tures usually are not seen, mostly intraformational small-scaled folding structures are observed.

On the basis of geologic, petrographic and geochemical studies, the presence of pyrite and hematite occurrences, siderite and hematite veins and karstic ore deposits derived from siderite and hematite veins, all being different from each other in depositional form and time of genesis, was determined and three-phase formation of ore deposition was established.

Pyrite and hematite occurrences present in the Infa-Cambrian aged Sicimindağı formation were formed through chemical precipitation under marine environmental conditions. Pyrite occurrences observed in the bituminous schists, phyllites and shales crop out only in the southeastern part of the Attepe deposit and display typical sedimentary structures. Hematites which are more commonly seen than pyrites occur in metaquarzites and display laminated and banded structures.

In the study area which is the second large mineable iron province of Turkey, Attepe, Kızıl and Mağaradere are important and presently mined iron deposits. The primary carbonate and oxide ores, such as siderite, ankerite and hematite, which can be found in almost all units other than Miocene aged over, are in the form of tectonically controlled veins, lenses and irregularly shaped masses. The main mineralizations having economic values occur either completely in the joints of the calcareous rocks or in their tectonic contacts with the pelitic rocks. The formation of mineralized solutions from which the hypogen-epigenetic mineralization was originated is probably related to a granitic intrusion which was effective in depths of the study area during Paleocene-Early Eocene, and locally increased geothermal gradient. The mineralized solutions enriched in iron and other cations were formed as results of the reactions between the mixture of shallow and deep moving ground water and pore water, warmed in connection with the increased geothermic gradient and solu-

tions containing magmatic water, and Infa-Cambrian aged sedimentary pyrite and hematite occurrences, part of it exposed in the study area. The age of the primary mineralization is Paleocene-Early Eocene. With emergence of the area, during karstification which became effective from the beginning of Tertiary, the primary ores consisting of siderite-ankerite and hematite became limonitized and important amount of these were transported in the form of colloidal solutions or sand-block sized detritic material into the intradepositional endokarstic cavities where they formed typical structures of karstic sedimentation such as stalactites, stalagmites, crusty and kidney shaped colloform structures, banded and layered structures. Dominant components of the secondary iron ores formed here are goethite, lepidocrocite, hydrohematite and other materials. In lesser amounts, other ore components such as siderite, ankerite, hematite, magnetite, pyrite, tetrahedrite, chalcopyrite, marcasite, malachite, azurite and cinnabar, and gangue minerals such as calcite, quartz, barite, dolomite and aragonite can be observed.

According to the geochemical, analysis, siderites being the most important primary ore minerals contain % 40.03 Fe, % 5.30 SiO_2 , limonites being the secondary ore component contain %55.40 Fe and % 6.70 SiO_2 . In the trace element analysis it is worked out that siderites contain Zn below 2ppm, Ni below 1ppm and in trace amount Pb, Co and Cr. On the other hand it is observed that in the hydrothermal pyrite samples Cu, Se, Hg, Sb and Co concentrations are higher and Ni concentrations are lower than those of the sedimentary pyrite.

TEŞEKKÜR

Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü doktora programı çerçevesinde yürütülen bu çalışmada, kıymetli bilgi ve tecrübeleriyle beni baştan sona kadar destekleyen ve yardımlarını esirgemeyen danışman hocam sayın Doç. Dr. Ahmet Ayhan'a en içten teşekkürlerimi sunarım.

Tez kapsamında yapmış olduğum araştırma ve incelemelerim sırasında yakın ilgi ve desteğini gördüğüm S.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim elemanlarından sayın Prof. Dr. Fikret Kurtman'a, Doç. Dr. Halil Baş'a, Prof. Dr. İhsan Seymen'e, Doç. Dr. Füsün Alkaya'ya, Yrd. Doç. Dr. Sedat Temur'a, Yrd. Doç. Dr. Muazzez Çelik'e, Yrd. Doç. Dr. Hükmü Orhan'a ve Yrd. Doç. Dr. Muzaffer Karadağ'a; Ziraat Fakültesi Öğretim elemanlarından Yrd. Doç. Dr. Kazım Kara'ya; özellikle Laboratuvar çalışmalarında engin hoşgörülerıyla bana büyük kolaylık sağlayan O.D.T.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim elemanlarından sayın Prof. Dr. Ayhan Erler'e, Doç. Dr. Nilgün Güleç'e ve Öğretim Görevlisi Ender Atabey'e; parlatma kesitlerinin yapılması ve incelenmesi konusunda katkılarıyla bizi destekleyen MTA Maden Etüd Dairesi'nden sayın Dr. Ahmet Çağatay'a, Dr. İbrahim Çopuroğlu'na ve Jeoloji Yüksek Mühendisi İsrail Kayabalı'na, tez çalışmalarımın başlangıç aşamasında inceleme alanı ile ilgili ön bilgileri bana veren aynı dairenin kıymetli elemanları, sayın jeoloji Yüksek Mühendisi Erhan Önder'e, Jeoloji Yüksek Mühendisi Levent Bakırdag'a ve Jeoloji Yüksek Mühendisi Cabbar Dağlıoğlu'na, paleontolojik incelemelerde yardımcı olan MTA Jeoloji Dairesi'nden Jeoloji Yüksek Mühendisi Şükrü Acar'a teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Jeokimyasal incelemeler kapsamında yürütülen mikroprop çalışmalarında yakın desteğini gördüğümüz Heidelberg Üniversitesi (Almanya) Mineraloji - Petrografi Enstitüsü'nden Doktorant Yurdal Genç'e ve Enstitü direktörü

Prof. Dr. Amstutz'a şükranlarımı sunarım.

Ayrıca saha çalışmaları sırasında kalacak yer temini ve bazı cevher örneklerinin analizleri konusunda bana başından sonuna kadar yardımcı olan TDÇI Genel Müdürlüğünün saygıdeğer elemanları, Maden İşl. Md. Eyüp Çelik'e, Ham. Ted. ve Dağ. Md. sayın Mustafa Yeniçeri'ye; Ham. İşl. ve Ted. D. Bşk. sayın Yücel Tüzmen'e, Tez çalışmalarımı proje olarak destekleyen S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü araştırma Fonu yönetim kurulu üyeleri ile Enstitü Müdürü sayın Prof. Dr. Cenap Tekinşen'e teşekkürlerimi arz ederim.

Tez yazımı sırasında imkanları ölçüsünde bana yardımcı olan araştırma görevlisi değerli arkadaşlarıma ve yazım işlerini yürüten Ziraat Mühendisi Mehmet Karadağ'a en içten sevgi ve saygılarımı sunarım.



1. GİRİŞ

1.1. Amaç, Materyal ve Metod

Bu çalışma ile, Attepe (Mansurlu-Feke) yöresinde yüzeyleyen birimlerin genel jeolojisi, stratigrafisi ve tektoniği; bölgede yeralan demir yatak ve zuhurlarının yataklanma şekilleri, cevherlerin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri ile oluşum mekanizmaları ve metal gelim kaynaklarının belirlenmesi, yakın çevrede yeralan diğer cevherleşmelerle ilişkilerinin araştırılması ve tüm bu incelemeler sonucu elde edilen verilerin ışığı altında, Attepe demir yataklarının kökeninin aydınlatılması amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda yapılan saha çalışmaları sırasında öncelikle 146 km²'lik bir alanı kapsayan inceleme alanının 1:25000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapılmış ve bu bölgeye ait stratigrafik sütun kesiti çıkarılmıştır. Aynı zamanda bu çalışmalara paralel olarak paleontolojik, petrografik ve jeokimyasal incelemelere yönelik yeterli sayıda numune derlenmiş, bu numuneler daha sonra ilgili laboratuvar çalışmalarıyla detaylı bir şekilde ele alınarak değerlendirilmiştir.

Laboratuvarda yapılan çalışmalar sırasında paleontolojik incelemeler için 40 adet kayaç numunesinin incekesiti, petrografik incelemeler için 150 adet kayaç ve 60 adet cevher numunesinin incekesiti ile 50 adet cevher numunesinin parlak kesiti yapılmıştır. Jeokimyasal incelemelerle ilgili olarak 19 adet siderit ve 27 adet ikincil cevher örneği ile 43 adet sülfidli mineral örneğinin kimyasal ve bunlardan bazılarının da mineralojik analizleri yapılmıştır.

Sideritlerin kimyasal analizleri kolorimetrik spektrofotometre ve atomik absorpsiyon spektrofotometre cihazında; ikincil cevher örneklerinin komple kimyasal ana-

lizleri, Karabük Demir Çelik işletmeleri laboratuvarlarında; sülfidli minerallerin kimyasal analizleri ARL Seme-Semq. Molibden tipi mikroprop cihazında, bütün mineralojik analizler ise, X-Ray difraktometre cihazında gerçekleştirilmiştir.

Analiz çalışmaları sonucunda elde edilen veriler, çeşitli istatistikî yöntemler ile ele alınarak yorumlanmış, benzer yataklardan elde edilen sonuçlarla da karşılaştırılarak köken probleminin aydınlatılmasında kullanılmıştır.

1.2. Önceki Çalışmalar

Inceleme alanında bugüne kadar yapılan çalışmaları, genel jeoloji ve maden yatakları açısından iki bölüm halinde ele almak mümkündür.

Bölgede ilk olarak Tschihatschef(1869) tarafından başlatılan jeolojik incelemeler, daha sonra Philippson (1919), Blumenthal (1944), Abdüsselamoglu (1958), Demirtaşlı (1967), Özgül ve diğ., (1972,1973), Tekeli (1980), Tekeli ve Eiler(1980), Metin ve diğ., (1982), Ayhan (1983), Metin (1984), Tutkun (1984), Ayhan(1988), Tekeli ve diğ., (1988) tarafından devam ettirilmiştir.

Çalışma alanı ve yakın çevresi ile ilgili ilk ayrıntılı jeolojik çalışmalar, Blumenthal (1944) tarafından yürütülmüştür. Daha sonra, Abdüsselamoglu (1958) tarafından yapılan benzer nitelikli çalışmalarda, fosil toplulukları esas alınarak birimler ayırtlanmış ve buna göre bölgenin 1:100000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır.

Aladağlar yöresinin yapısal evrimini inceleyen (Tekeli, 1980), bölgedeki ofiyolitik kayaçların Maestrihtiyen'de kıta kenarına yerleştiğini kabul etmiştir. Aladağ ofiyolit dizisi şeklinde tanımlanan bu kayaçlar

içerisindeki diyabaz dayklarının kökeni, Tekeli ve Erler (1980) tarafından ele alınarak, diyabazların toleyitik karakterli oldukları ve okyanusal bir havzada ofiyolitik dizinin oluşumu sırasında sokulum yaptıkları belirlenmiştir.

Mansurlu (Feke-Adana) yöresinde araştırma yapan Ayhan (1983), Infrakambriyen, Alt-Orta Kambriyen ve Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı birimleri, Kambro-Ordovisiyen şeklinde tek bir başlık altında ele almıştır. Aynı yazar tarafından 1988 yılında yayınlanan 1:100000 ölçekli jeoloji haritasında, bu tezde Mesozoyik yaşlı olarak belirlenen metakonglomeraların, Kambriyen yaşlı kayalarla birlikte haritalandığı görülmektedir.

Mansurlu yöresi demir yataklarında, Lucius (1927) ile başlayan ilk prospeksiyon çalışmaları, daha sonra 1966-1979 yılları arasında MTA ekipleri tarafından yürütülmüştür.

Bu çalışmalarla ilgili ilk bilimsel yayın, Henden ve Önder (1980) tarafından gerçekleştirilmiştir. Söz konusu çalışmada cevherleşmenin, derinde gömülü bir plüton ile ilişkili olduğu, metal gelim kaynağının ise, bölgede henüz yüzeylemediği düşünülen, Prekambriyen yaşlı sedimentler kökenli demirler olabileceği belirtilmektedir.

Küpeli (1986), cevherleşmeyi sağlayan çözeltilerin, derinlere doğru süzülerek jeotermik gradyana bağlı olarak ısınan asidik karakterli yüzey suları olduğunu kabul etmektedir. Derinde ısınan bu suların, tektonik hatlar boyunca tekrar yukarılara doğru yükselmesi sırasında, derinlerde yeralan Infrakambriyen yaşlı demir oluşukları ile reaksiyona girerek demirce zengin hidrotermal çözeltileri oluşturduğunu vurgulamaktadır.

Türkiye'nin en önemli demir kuşağına ait dokuz demir yatağını inceleyen Ünlü ve Stendal (1986), Adana (Feke - Mansurlu) yöresi yatakları için Attepe demir yatağını tip yatak olarak seçmişler ve jeokimyasal verilere dayanarak yatağın Paleozoyik yaşlı kayalar içerisinde sin-

sedimanter ortam şartlarında oluştuğunu belirtmişlerdir.

Öncel(1989), bölgede bulunan demir yataklarının kökeni konusunda, Küpeli(1986) tarafından savunulan görüşleri paylaşmaktadır.

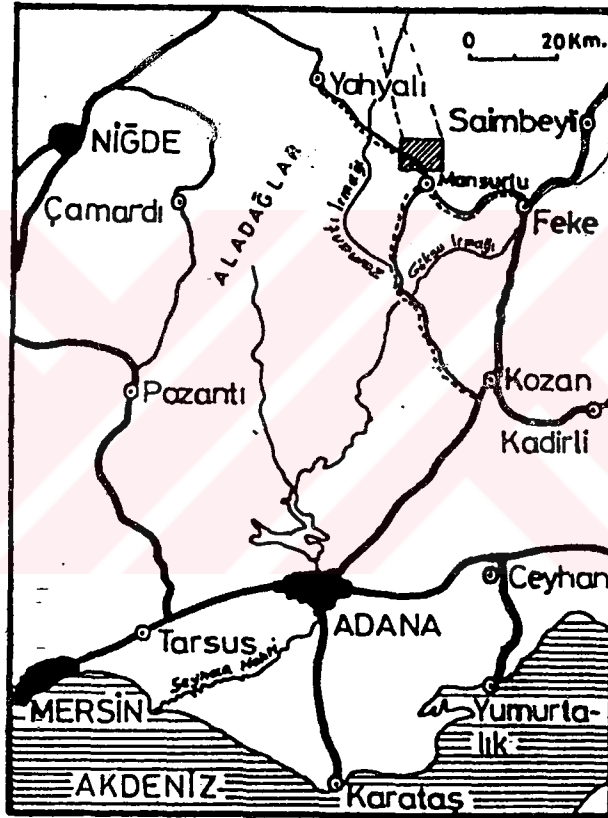
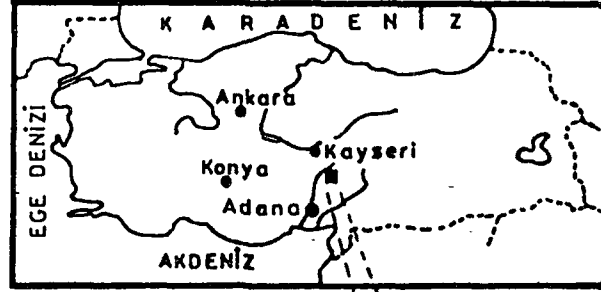
1.3. Coğrafi Durum

Adana ile Kayseri il sınırında yer alan çalışma alanı 1:25000 ölçekli KOZAN M 35 a₁ , a₂ ve KAYSERİ L35 d₃ , d₄ paftaları içerisinde kalan 146 km²' lik bir kesimi kapsamaktadır(Şekil 1.1).

Yörede, yoğun tektonik hareketler ve hızlı aşınma şartlarının oluşturduğu, oldukça engebeli genç bir morfoloji izlenmektedir. Yüksekliği, 2000 m'nin üzerinde tepeler, genellikle KD-GB yönünde uzanan yüksek sırt silsileleri ve bunların arasında yer alan derin vadiler görülür. 2451 m yüksekliğe sahip olan Küçüктаhta fırlatan Tepe, inceleme alanının en önemli yükseltisidir. Buna karşılık 1000 m. kotundaki Çağşak ve Oruçlu dere yatakları ise, yörenin en alçak kesimlerini oluşturmaktadırlar. Bölgedeki diğer önemli yükselti ler, doğudan batıya doğru şu şekilde sıralanabilir; Tavşankırı T. (2215 m.), Çal dağı (2157 m), Domuztümseği T. (2008 m.), Sicimindağı (2259 m), Attepe (2012 m), Elmadağı (2089 m), Karaçat T. (2007 m), Mağarabeli T. (2118 m), Karakızoluğu T. (2097 m), Hacet T. (1966 m), Ineksiğmaz T. (1987 m), Katrançukuru T. (51836 m) ve Ovacık T. (1913 m).

Akdeniz Bölgesi'nin kuzey kesiminde yer alan inceleme alanında, yarı karasal iklim şartları hüküm sürmektedir. Yörenin yüksek kesimleri nisan ayı sonlarına kadar karlarla kaplı olduğundan çalışma mevsimi, mayıs ayı ortalarında başlamakta ve kasım ayına kadar devam etmektedir.

Bitki örtüsü bakımından fakir olan bölgenin güney



 İnceleme alanı

Şekil 1.1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.

kesimlerinde seyrek sedir ağaçlarının oluşturduğu ormanlık alanlar görülür.

Yörede işletilen demir yataklarına bağlı olarak yaz aylarında canlılık kazanan saha içi ulaşım, kış aylarında yoğun kar yağışı sebebiyle tamamen durmaktadır.

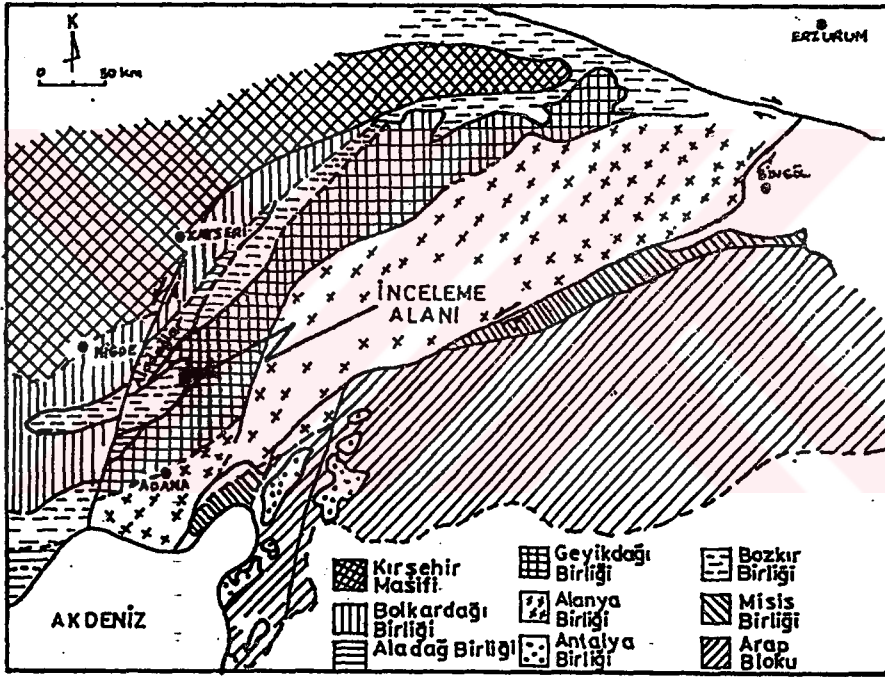
Çalışma bölgesi içerisinde Şahmuratlı, Çondu ve Oruçlu olmak üzere üç köy bulunur. Köyler arasındaki ulaşım patika yollarla sağlanırken bölgenin çevre il ve ilçelerle olan bağlantısı, Attepe-Dikme-Yahyalı; Attepe-Mansurlu-Kozan ve Attepe-Mansurlu-Feke üzerinden stabilize yollarla sağlanmaktadır.

Akarsu yönünden son derece zengin olan bölgede Kara Dere, Oruçlu Dere, Mağara Dere, Mentüş Dere ve Endere gibi önemli akarsular ile yüksek debili birçok kaynak bulunmaktadır. Zamantı Irmağı'nın kollarını oluşturan bu akarsular, doğudan gelen Göksu Irmağı ile de birleşerek Seyhan Nehri'ni meydana getirmektedirler.

2. GENEL JEOLoji

2.1. Stratigrafi

Inceleme alanı, Toridler (Ketin, 1966) tektonik birliği içerisinde yer almaktadır. Aladağlar'ın hemen doğusunda bulunan çalışma alanında Geyikdağı birliğine ait otokton konumlu birimler ile Bozkır birliğine ait allokton konumlu birimler yüzeylemektedir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Doğu Toroslarda görülen tektonostratigrafik birlikler ve inceleme alanının konumu (Özgül, 1976).

Yörede bölgesel metamorfizmaya uğramış Geyikdağı birliğine ait Prekambriyen Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimler ile sedimenter nitelikli Senozoyik yaşlı birimler otokton konumludurlar. Buna karşılık; Bozkır birliğini temsil eden ofiyolitik kayalar ise, Geyikdağı birliğine ait Miyosen öncesi birimler üzerine bindirmiş

durumdadırlar (EK-1 ve 3). Ofiyolitik kayaçların Maestrihtiyen'de bölgeye yerleştiği kabul edilmektedir (Tekeli ve Erler, 1980).

Inceleme alanında yeralan otokton istifin en alt kesimini oluşturan, birbirleriyle uyumlu Infrakambriyen ve Alt Paleozoyik yaşlı birimler; üç formasyona, herbir formasyon ise, ikişer üyeye ayrılmıştır. Bunlardan Infrakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonu; Attepe ve Kandilcikdere olmak üzere iki üyeye ayrılır. Sicimindağı formasyonu üzerine Alt-Orta Kambriyen yaşlı Karaçattepe formasyonu gelir. Menteşdere ve Uyuzpınarı üyelerinden oluşan bu formasyonu, Elmadağı ve Egrisögütdere üyelerini kapsayan Üst Kambriyen-Ordovisiyon yaşlı Kartalkaya formasyonu izlemektedir. Yörede Ordovisiyen'den Üst Permiyen'e kadar stratigrafik bir boşluk izlenirken, Üst Permiyen yaşlı Yıglıtepe formasyonunun daha yaşlı birimler üzerine açılı bir uyumsuzlukla geldiği belirlenmiştir.

Prekambriyen ve Paleozoyik yaşlı sözkonusu birimler üzerine, muhtemelen Jura-Alt Kretase yaşlı Karakızoluğu formasyonu açısız bir uyumsuzlukla gelmektedir.

Alpin hareketlere bağlı olarak bölgeye yerleşen allokon konumlu ofiyolitik kayaçlar, birbirleriyle tektonik ilişkili olan metamorfik dilim ve peridotit napından oluşmaktadır.

Tersiyer'e ait Miyosen yaşlı Zebil formasyonu, inceleme alanında yüzeyleyen daha yaşlı birimleri açısız bir uyumsuzlukla örter. İstifin en üst kesiminde ise, Kuvertner yaşlı alüvyon ve yamaç molozları yer almaktadır (EK-3).

2.1.1. Sicimindağı formasyonu (içs)

Infrakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonu, Attepe ve Kandilcikdere olmak üzere iki üyeye ayrılmaktadır (EK-3). Formasyon ve üye adlamaları tipkesit yerleri dikkate alınarak Küpeli (1986) tarafından yapılmıştır.

2.1.1.1. Attepe üyesi (İÇsa)

Sicimindağı formasyonunun tabanını oluşturan Attepe üyesi, yer yer rekrystalize kireçtaşı bant ve merceklerini kapsayan bitümlü şist, fillit ve şeyllerle temsil edilmektedir(Şekil 2.2.). Birbirleriyle sürekli ardalan-

SERİ	FORMASYON	ÜYE	SİMGE	TOPLAM KALINLIK (m)	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	
İNFRAKAMBRIYEN	SİCİMİNDAGI	ATTEPE	İÇsa	1000	80	↑		
						9		
						15		Sedimanter kökenli pirit içeren, koyu gri-siyah renkli bitümlü şistler ile yer yer rekrystalize kireçtaşı, bant ve merceklerini kapsayan
						5		açık renkli, seyrek şistotite düzlemlerine sahip bitümlü fillitlerin ardalanması.
						10		
						6		Bitümlü şist
						15		Bitümlü fillit-şeyl
						7		
						6		

Şekil 2.2. Attepe üyesine ait ayrıntılı dikme kesit.

veya yanal ve düşey yönlü fasiyes değişimleri gösteren bu birimler, esas olarak Attepe demir yatağının doğusunda yüzeylenmektedir (EK-1). Bunun dışında inceleme alanının doğusunda, Oruçlu Köyü yakınında yer alan dere yataklarında da yer yer küçük ölçekli mostralara rastlanmaktadır. Üyenin tipkesit yeri, Attepe'nin 1 km güneybatısında, Attepe demir yatağının hemen bitişiğindedir.

Üyeyi oluşturan bitümlü şist, fillit ve şeyller kap-

sadıkları organik madde miktarına bağılı olarak açık griden, siyaha kadar değişen çeşitli renk tonları sergilerler. Üyenin daha fazla organik madde kapsayan koyu gri siyah renkli bölümleri, parlak ve yağlımsı görünüşlüdür.

Organik madde kalıntılarının bir bölümü metamorfizma sonucu grafitte dönüşmüştür. Buna karşılık, daha az miktarda organik madde kapsayan, kısmen masif görünümlü kesimler, açık gri veya mavimsi gri renklidir. Birimin az metamorfik (fillit-şeyl) kesimlerinde, 5-20 cm kalınlığında tabakalanmalar ile paralel ve çapraz laminalanmalar ayırtedilebilir.

Attepe üyesi, organik madde yanısıra bol miktarda sedimanter kökenli pirit minerali ihtiva etmektedir. Yankayaç içerisinde %8-10 arasında saçılımlı bir şekilde bulunan organik madde ve piritler, bazı kesimlerde % 70-80 oranında konsantre olarak laminalı ve tabakalı yapılar oluştururlar. Üyenin açık gri renkli fillit-şeyl seviyelerinde ince kireçtaşı mercek, lamina ve tabakalarına rastlanır. Organik madde ile birlikte sedimanter kökenli pirit minerali de içeren bu kireçtaşları, yaklaşık 0,3 mm boyutunda mozayik dokulu kalsit kristallerinden oluşmaktadır. Kristal sınırları boyunca yaygın olarak organik madde kalıntıları görülür. Bazen 0,5-1,5 mm boyutunda kalsit kristallerinin oluşturduğu, tabaka doğrultusuna paralel veya çapraz konumda gelişmiş 1-4 mm kalınlığında ikincil nitelikli kalsit damarları mevcuttur. Ayrıca sedimanter kökenli özşekilli pirit kristalleri ve bunlardan bir kısmının kenarlarına dik olarak büyümüş ikincil nitelikli, ışınsal yapıli kalsit ve kuvars kristalleri yaygındır. Sözkonusu kireçtaşlarında kristal boyutları yer yer 2-3 mm ye kadar ulaşmaktadır. Bu kesimlerde kalsit kristallerinde basınç ikiz lamelleleriyle birlikte kısmen kristal sınırlarını takibeden basınç çözünmeleri sonucu ortaya çıkmış stilolitik yapılar izlenir. Stilolitik yapıların büyük bir kısmı organik madde ve piritler tarafından dolgulanmıştır.

Gerek arazi gözlemleri, gerekse birime ait el örnekleri üzerinde yapılan petrografik incelemeler sonucu, Attepe üyesinin az metamorfik kesimlerinde çeşitli sedimanter yapılar gözlenmiştir. Söz konusu yapılar, uyumsuz lâminalar, yük kalıpları, iç sedimantasyon oluşukları, mikroçapraz laminalanmalar, jeopedal yapılar, plastik deformasyon yapıları ve diyajenetik çatlak dolguları şeklinde sıralanabilir. Bu yapıların büyük bir çoğunluğu, birim içerisinde yer alan piritlerle yakından ilgili olduklarından daha detaylı incelemeler, maden yatakları bölümünde verilecektir.

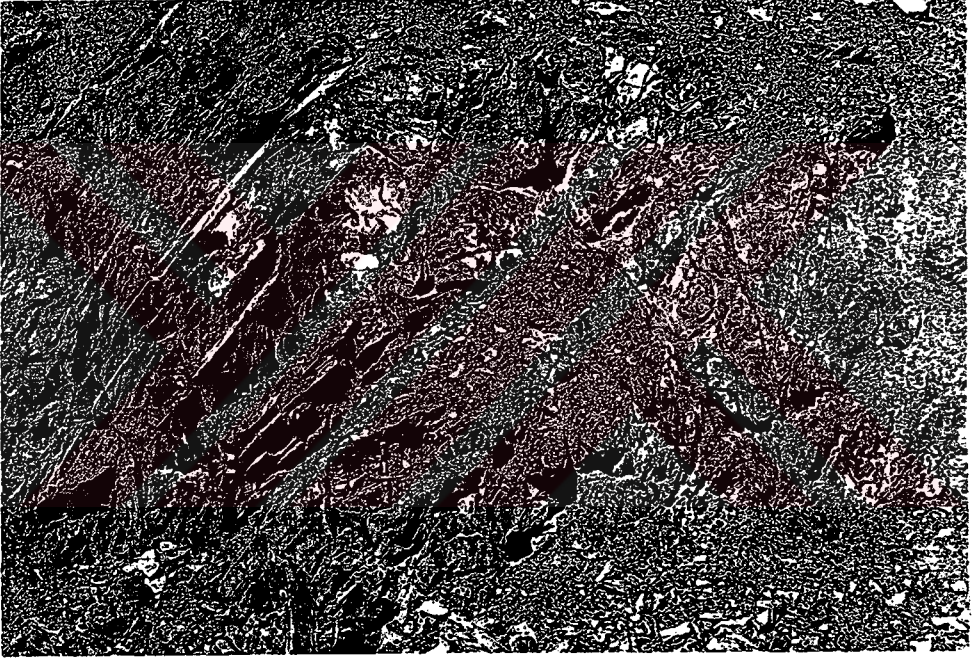
Inceleme alanında etkili olan tektonik hareketler sonucu kıvrımlı, kırıklı ve kısmen de breşik bir yapı kazanan birimler, büyük ölçüde deforme olarak asimetric bir antiklinal yapısı kazanmışlardır (Şekil 2.3). Bu hareketler sırasında ortaya çıkan tektonik hatların bir kısmına, daha sonra yöredeki demir cevherleşmeleri sırasında sideritler yerleşerek, birim içerisinde görülen epijenetik kökenli siderit damarlarının oluşumu sağlanmıştır.

Atmosferik şartlar altında, birimin çok ezikli breşik kesimleri gri renkli killere, birim içerisinde yer alan siderit ve piritlerin bir bölümü ise limonit ve götitlere dönüşmüştür.

Attepe üyesini oluşturan birimlerin başlıca bileşenleri çokluk sırasına göre; kuvars, pirit, organik maddeler, serisit, kalsit, klorit, feldispat (plajioloklas) ve eser miktarda görülen turmalin kırıntılarıdır. Bunların yanısıra ikincil kuvars ve kalsit büyümeleri de yaygındır.

Kuvarslar, şistozite düzlemlerine uyumlu bir şekilde dizilmiştir. Genellikle 0,015 mm ile 0,08 mm boyutundadırlar. İnce taneli kuvarslarda şistozite düzlemlerine uyumlu belirgin bir yönlenme, daha kaba taneli kuvarslarda ise kısmi bir yönlenme ile birlikte yaygın kataklastik kırılımlar ve tane büyümeleri gözlenmektedir. İkincil kuvarsların birçoğu karbonatça zengin kesimlerde

yeralan iri, özşekilli piritlerin kenarında ve genellikle şistozite düzlemlerini verev olarak kesen çatlak ve kayma yüzeyleri boyunca yer almaktadırlar. Bu kuvarslar, çoğu zaman diyajenez sırasında meydana gelen iç sedimantasyon olaylarıyla oluşmuş, özşekilli pirit ve ikincil kalsitlerle beraber bulunurlar. Kayacın dokusuna uyumlu olarak yerleşmiş olan 0,008 mm boyutundaki birincil kalsitler, şistozite yüzeylerine paralel bir dizilime sahiptir. Birimin karbonatça zengin kesimlerinde iri özşekilli piritler yaygındır. İkincil kalsitler genellikle çatlak, kırık ve kayma zonlarında izlenirler.



Şekil 2.3. Tektonik hareketler sonucu, asimetrik kıvrım yapısı kazanan Attepe üyesine ait birimler (Ölçek antiklinal çekirdeğinde bulunan çekiç).

Küçük pulcuklar şeklinde izlenen serisitler, belirgin bir yönlenmeye sahip olup, daha çok şistozite düzlemleri boyunca görülürler. Serisitlerin yanısıra yer yer ince uzun muskovit kristallerine de rastlanmaktadır.

Yukarıda mineralojik bileşimi açıklanan birime, mineral kapsamı, yapı ve doku özellikleri dikkate alınarak "serisitli bitümlü kuvarssist" adı verilmiştir. Birimin

daha az metamorfik kesimleri de yaklaşık olarak aynı mineralojik bileşime sahip olup, "kloritli bitümlü kuvars fillit veya - şeyl" özelliği taşımaktadır.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde alt dokanağı ile yanal yöndeki devamlılığı izlenemeyen 80 m kalınlığındaki üyenin üst sınırı, Kandilcikdere üyesine tedrici geçişlidir (EK-3). Kandilcikdere üyesi ile yanal yönde de tedrici geçişli olduğu tahmin edilen birimin, pirit ve organik madde muhtevasına göre indirgen bir ortamda çökeldiği anlaşılmaktadır.

Attepe üyesi, Türkiye'nin bilinen en yaşlı bitümlü şist birimidir. Bugüne kadar incelenmiş olan Kambriyen yaşlı birimlerin altında ilk defa bu inceleme sonucu belirlenmiştir. Bu sebeple lito ve kronostratigrafik bir denestirme yapılamamaktadır. İçerisinde fosil bulunamayan bu üyenin yaşı, Alt-Orta Kambriyen yaşlı Karaçattepe formasyonunun altına uyumlu bir şekilde gelen Sicimindağı formasyonuna ait Kandilcikdere üyesiyle birlikte İnfra-kambriyen olarak kabul edilmiştir.

2.1.1.2. Kandilcikdere üyesi (içsk)

İnceleme alanında yüzeyleyen en yaygın birimlerden biri olan Kandilcikdere üyesi, yer yer rekristalize kireçtaşı ve dolomit mercceklerini içeren metakuhtaşı, metakuvarsit, fillit ve şistlerle temsil edilmektedir. Birimin içerisindeki hakim litolojiyi metakuhtaşlarıyla birlikte metakuvarsitler oluşturmaktadır (EK-1 ve 3).

İnceleme alanının doğu ve güney kesimlerinde yaygın olarak izlenen Kandilcikdere üyesi, birbirinden yaklaşık 6 km uzaklıkta bulunan iki ayrı kesit hattında incelenmiştir. Bunlardan birincisi; Attepe demir yatağının doğusundan başlayarak kuzeydoğuya doğru Sicimindağı zirvesine kadar uzanmakta, diğeri ise Oruçlu Köyü'nün 3,5 km kuzeybatısında yer alan Kılıçkaya'nın eteklerinden başlayarak kuzeydoğu yönünde zirveye kadar devam etmektedir. Söz konusu kesit hatlarında izlenen istifler arasındaki en önemli fark, Kılıçkaya yöresinde ölçülen

istifin en üst kesiminde 200 m. kalınlığa ulaşan metakuvarsitlerin varlığıdır. Sicimindağı'nda gözlenemeyen bu seviye, inceleme alanının diğer kesimlerinde de tam olarak yüzeylememiştir. Ancak, Kılıçkaya yöresinde bu birimler alttan üste doğru ayrıntılı bir şekilde incelenebilmektedir. Üyeye ait litostratigrafik özellikler, genelleştirilmiş dikme kesit üzerinde, her iki kesit yeri ve inceleme alanının diğer kesimlerinden elde edilen veriler dikkate alınarak açıklanmıştır (EK-3).

Buna göre istif tabanda yeşil veya sarımsı yeşil renkli kloritli kuvarşistlerle başlamaktadır. Belirgin şistozite düzlemlerine sahip olan bu şistler, oldukça kıvrımlı ve kırıklı bir yapı sunmaktadırlar. Kırıkların birçoğunda 1-15 cm arasında kalınlıklara sahip spekülaritli sütkuvars damar dolguları izlenmektedir. Ayrıca, inceleme alanının doğu kesimlerinde aynı birimler içerisinde seyrek olarak spekülaritli manyetit damarları gözlenmektedir. %55-60 kuvars, %5-6 klorit, % 3-4 oranında serisit ve muskovit ile % 30 oranında da kil boyutunda eleman içeren birimin ortalama tane boyu 0,05 mm. kadardır. Serisit, muskovit ve kloritler çoğunlukla şistozite yüzeylerine paralel bir şekilde dizilmişlerdir.

Üye içerisinde yer alan şistlerin önemli bir bölümünü oluşturan kloritli kuvarşistler, üste doğru tedrici olarak yeşil veya mavimsi yeşil renkli, sert morfolojili, orta (15-20 cm)-kalın (30-60 cm) tabakalı metakumtaşlarına geçer. Yer yer oygu-dolgu ve yük kalıbı yapıları ile paralel ve çapraz laminalanma yapıları gösteren birim, tektonik hareketlerden önemli ölçüde etkilenerek iri bloklar şeklinde parçalanmıştır. Bir kısmı açık olan çatlak ve kırıkların büyük bir bölümünü spekülaritli sütkuvarslar dolgulamıştır (Şekil 2.4). Yer yer özşekilli pirit psödomorflarını da kapsayan birim, inceleme alanının doğu kesimlerinde Oruçlu Köyü yakınında 1-3 cm kalınlığında ince damar tipi piritli manyetit cevherleşmelerini kapsamaktadır. Yine aynı birimler içerisinde Attepe ve Kandilcik Tepe doğusunda koyu yeşil

renkli, oldukça sert masif görünümlü iri bloklar şeklinde parçalanmış damar kayaçlarına rastlanmıştır. Yüzejde merceksi veya elipsoidal kesitler veren sözkonusu kayaçların % 55 plajiolklas, % 30 amfibol, % 14 epidot ve % 1 oranında opak mineral içeren düşük dereceli metamorfizma geçirmiş metabazit daykları olduğu belirlenmiştir.



Şekil 2:4. Kandilcik Tepe doğusunda, Kandilcik-dere üyesine ait mavimsi yeşil renkli metakumtaşlarında spekülartli sütkuvars damarı.

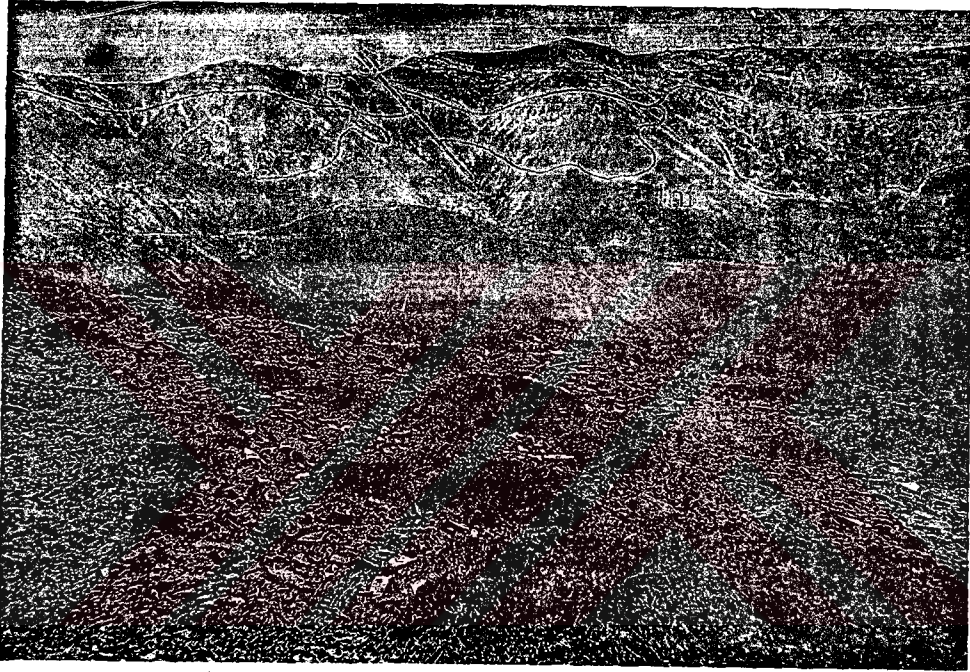
% 65 kuvars, % 10 plajiolklas, % 4 opak mineral, % 4 muskovit ile yer yer 0,09 mm boyutunda serisit ve klorit mineralleri kapsayan % 16 oranında matrikse sahip meta-kumtaşlarında ortalama tane boyu 0,7 mm civarındadır. Boylanma ve yuvarlaklığın kötü olduğu birimde kuvarslar; genellikle köşeli, düzensiz sınırlı, dokanak yapan taneler birbirleriyle kenetlenmeli ve dalgalı sönmelidirler. Bazı kuvars tanelerinde kataklastik kırılımlar görülür. Feldispatlar, yarı özşekilli polisentetik ikizli plajiolklaslardır. Opak mineraller özşekilli, veya yarı özşekilli kısmen veya tamamen limonite dönüşmüş piritlerdir. Genellikle granoblastik veya porfiroblastik dokulu olan birim,

Dott'a (1964) göre feldispatlı vake bileşimindedir. Kuvarsların dalgalı sönmesi, sınırlarının girift oluşu, bazılarının kataklastik kırılıma uğrayarak milonitik bir doku kazanmış olması ve kayaç bileşenlerinde gözlenen kısmi yönlenmeler, yörede etkili olan düşük dereceli bir metamorfizmaya işaret etmektedir. Söz konusu kumtaşları, metamorfizma süreçleriyle ilksel dokusunu tamamen kaybetmeyecek şekilde başkalaşıma uğrayarak metakumtaşı özelliği kazanmışlardır. Sicimindagi'nda aynı seviyenin kısmen şistli yapıllı bölümlerinden alınan örneklerde % 80 kuvars, % 2 opak mineral ve % 18 oranında matriks tesbit edilmiştir. Kuvars vake (Dott, 1964) bileşimli metakumtaşı özelliği gösteren bu bölümlerde yukarıda bahsedilen metamorfizma etkileri daha açık bir şekilde gözlenmektedir. Kılıçkaya'da bu birimlere karşılık gelen seviyelerden alınan örneklerde % 45 serisit, % 40 kuvars, % 5 muskovit, % 5 plajioloklas ve % 5 oranında da opak mineral belirlenmiştir. Bazen, bu örnekler içerisinde birbirleriyle ardalanmalı kuvars ve serisitce zengin mikro seviyeler ayırılmaktadır. Mikali kuvarsfillit özelliği gösteren bu kesimler, bazı incekesitlerde metakumtaşlarıyla iç içe bulunmaktadır. Genelleştirilmiş dikme kesitte metakumtaşı şeklinde gösterilen feldispatlı vake ağırlıklı bu seviye, üste doğru tedrici olarak yeşil renkli, serisitli kuvarsfillitlere geçiş göstermektedir. Alterasyon yüzeyleri boyunca kahverenkli olan birim, yer yer aşırı derecede kıvrılmıştır. Bazı kıvrım eksenleri boyunca yoğun kırıklanmalar sonucunda gelişen breşik zonlarda, 1-5 cm kalınlığında spekülaritli sütkuvars damarları görülür. Bu fillitler; % 40 kuvars, % 35 serisit, % 4 klorit, % 4 muskovit, % 5 opak mineral ve % 12 oranında kil boyutunda malzeme içermektedirler. Bunlarda, kuvarslar düzensiz sınırlı, serisitler pulsu, muskovitler ise ince uzun kristaller şeklinde olup, bileşenlerde kısmi bir yönlenme izlenmektedir. Kayaca mineralojik bileşimi, yapısı ve dokusu dikkate alınarak "serisitli kuvarsfillit" adı verilmiştir. Fillit

litler üste doğru tedrici olarak pembemsi mor renkli, orta-kalın tabakalı, tabaka içi paralel, çapraz ve konvülüt laminalanma yapıları gösteren kuvars vakelere geçmektedir. Deformasyonlara karşı gevrek davranan birim içerisinde çoğunlukla sütkuvars tarafından dolgulanmış olan düzgün eklem sistemleri gelişmiştir. Kayaç; % 60-65 kuvars, % 5 muskovit, % 30-35 oranında da matriks içermektedir. Matriks içerisinde az da olsa serisit ve klorit minerallerine rastlanmaktadır. İnce-orta kum boyunda tanelere sahip olan birimde boylanma ve yuvarlaklaşma kötüdür. Kuvars taneleri, genellikle matriks içerisinde yüzmektedir. Tane sınırları kısmen düzgün ve hafif dalgalı sönme gösteren kuvarsların bir kısmı katablastik kırılımlıdır. Muskovitler ise ince uzun kristaller şeklindedir. Porfiroblastik dokulu kayaç, Dott'a (1964) göre "kuvars vake" olarak isimlendirilmiştir. Düşük dereceli bir bölgesel metamorfizma etkisinde kaldığı anlaşılan bu birimler, üste doğru özellikleri daha önce anlatılmış olan feldispatlı vake bileşimli yeşil renkli metakumtaşları ile ardalanmaktadır.

Genelleştirilmiş dikme kesitte kuvars vake ve feldispatlı vake bileşimli metakumtaşlarının ardalanmasından sonra tedrici olarak açık pembe veya yeşilimsi sarı renkli, iri bloklar şeklinde parçalanmış kuvarslı serisitşistlere geçilmektedir. Çatlak ve kırıkları boyunca yaygın olarak hematit ve götit dolguları içeren birimin breşik yapılı fay zonlarında yankayaç ağırlıklı küçük cevher zuhurları ortaya çıkmıştır. Bu tür zuhurların yakın çevresi oksidasyon sürecinin etkisi ile limonitlerle kırmızımsı pas rengine boyanmıştır. Kayaçta % 60 serisit, % 30 kuvars, % 6 opak mineral ve % 4 oranında muskovit bulunmaktadır. Ayrıca, incekesitlerde sık sık hematit ve götit gibi demir cevher minerallerini kapsayan ince kılcal kuvars damarları görülmektedir. Kuvarslı serisitşistler üst kesimlerde özellikleri daha önce verilen serisitli kuvarsfillitlerle ardalanmalıdır. Kuvarsfillitlerle sona eren bu ardalanmalı bölüm, pembemsi mor

renkli kuvars vakelere geçiş yapmaktadır. İstifin en üst kesiminde ise metakuvarsitler yer almaktadır (Şekil 2.5). Yanal yönde yer yer inceli kalınlaşan veya tamamen merceklenebilen metakuvarsitler, bu sebeple inceleme alanının her yerinde görülmezler. Başlıca yüzeylemeleri Şahmuratlı Köyü, Mağarabeli, Domuztümseği, Kızıltapur, Küçühtahtafırlatan, Karakızoluğu ve Cilbeher Tepeleri ile Ayıdeliği, Kaynarıpınar, Endere ve Cinni Dere mevkileri ve / veya yakın çevrelerindedir.



Şekil -2.5. Kılıçkaya yöresinde İfrakambriyen (Inf.) ve Alt Paleozoyik (A.P.) yaşlı birimlerin oluşturduğu istifte Kandilcikdere üyesine ait metakuvarsitlerin (Qzt) görünümü.

Kılıçkaya yöresinde metakuvarsitler, yeşilimsi sarı renkli, yer yer metakuvarsit mercekleri içeren serisitli kuvarşistler üzerine tedrici geçişli olarak gelirler (Şekil 2.6). Tabanda yeşil renkli, kalın tabakalı meta-kumtaşlarıyla başlayan bu birimler, üste doğru yeşilimsi beyaz renkli, ince (7cm)-orta (20 cm) tabakalı oldukça sert metakuvarsitlere tedrici geçişlidirler. Birim içerisinde yer yer 1 m kalınlığa ulaşan, koyu yeşil

SİSTEM	FORMASYON	ÜYE	SEMBOL	TOPLAM KALINLIK (m)	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
İNFRAKAMBRIYEN	SİCİMİNDAĞI	KANDILCIKDERE	İçsk	200			Kahverenkli, orta-kalın tabakalı, yer yer ankeritleşmiş ve rekristalizasyona uğramış kireçli dolomitler.
					30		Pembe ve mor renkli, ince-orta tabakalı, oldukça sert, bol çatlaklı ve kırıklı, birbirleriyle yanal ve düşey yönlü tedrici geçişli metakuarsitler.
					97		Birbirlerine süreklî olarak yanal ve düşey yönlerde tedrici geçişler yapan, koyu yeşil, gri, pembe ve mor renkli, orta-kalın tabakalı, oldukça sert, çok çatlaklı ve kırıklı metakuarsitler.
					5		Koyu yeşil renkli, sık şistozite düzlemlerine sahip kloriti kuvarsitler
					18		Üstte doğru pembe renkli metakuarsit mercer ve seviyeleri içeren gri renkli, kalın tabakalı metakuarsitler.
					41		Yer yer koyu yeşil renkli, yumuşak, hafif şisti yapılı serisitli-kuvarsitli seviyelerini kapsayan, yeşilimsi beyaz renkli, ince-orta tabakalı, oldukça sert metakuarsitler.
					9		Yeşil renkli, kalın tabakalı metakumtaşları.
							Yeşilimsi sarı renkli, yer yer metakuarsit mercerlerini ihtiva eden serisitli kuvarsitler
							Tüm birimler, 1-10 mm arasında kalınlık suman, tabaka iç paralel, çapraz ve konvolüt laminalanma yapıları ile 5-10 cm kalınlığında tabakalar şeklinde, hematit bileşimli silineedimenter kökenli demir mineralleri ve spektlerilli sötikuvars damarları içerir.

Şekil 2.6. Kılıçkaya yöresinde Kandilcikdere üyesine ait metakuarsit istifinin ayrıntılı dikme kesiti.

renkli, yumuşak, kloritli kuvarsfillit seviyeleri geçilmektedir. Metakumtaşlarıyla başlayan fillit 'ara seviyeli metakuvarsitler, üste doğru tedrici olarak gri renkli, kalın (30-70 cm) tabakalı metakuvarsitlere geçer. Daha üste doğru bu birim, pembe renkli metakuvarsit mercek ve seviyelerini içermektedir. Birbirlerine çok kısa mesafelerde yatay ve düşey yönlü tedrici geçişler yapan gri ve pembe renkli metakuvarsitlerden sonra, koyu yeşil renkli, hafif şistoziteli bol miktarda spekülaritli sütkuvars damarı içeren kloritli kuvarsfillit seviyesi geçilmektedir. Yanal devamlılığı fazla olmayan mercek geometrili bu seviyeden sonra birbirlerine sürekli olarak yan al ve düşey yönlerde tedrici geçiş yapan açık yeşil, gri, pembe ve mor renkli, ince (1-8 cm)-orta (15-25 cm)-kalın (30-100 cm) tabakalı metakuvarsitler gelmektedir. Metakuvarsit istifinin en üst kesiminde ise, mor renkli metakuvarsitler hakimdir.

Metakuvarsitlerin maden yatakları açısından en karakteristik özelliği, 1-10 mm arasında kalınlık sunan, tabaka içi paralel, çapraz ve konvülüt laminalanma yapıları ile 5-10 cm kalınlığında ince bantlar oluşturan hematit bileşimli, yer yer spekülaritleşmiş sedimenter kökenli demir minerallerini ve bol miktarda spekülaritli sütkuvars damarlarını kapsamasıdır.

Birçok incekesit üzerinde yapılan incelemelere göre, metakuvarsitler % 95 'in üzerinde kuvars içermektedir. 0,4 - 0,8 mm boyutunda olan kuvarslar, girift sınırlı, dalgalı sönmeli, bazen belirgin yönlenmeli, bazen de katlastik kırılımlıdır. Yer yer polikristalin kuvars tanelerinin de görüldüğü birim içerisinde çimento şeklinde çökelmiş olan hematitler, % 4-5 oranına ulaştığı zaman kayaç pembe veya mor renkli, % 1'in altına düştüğü zaman gri renkli olarak görülmektedir. Yeşilimsi beyaz renkli metkuvarsitlerin ise, az oranda klorit minerali içerdiği belirlenmiştir.

1000 m kalınlık sunan Kandilcikdere üyesi, düşük derecede bölgesel metamorfizmaya uğramış kırıntılı bir

istiftir. Bununla birlikte istifin genellikle üst kesimlerinde olmak üzere rekristalize kireçtaşı mercek ve seviyelerine rastlanmaktadır. En fazla 2-3 m kalınlık sunan ve 20-30 m uzunluğa sahip olan koyu gri veya kahverenkli bu birimler, çoğunlukla, ince tabakalı (5-10 cm), bazen de laminalıdırlar. Yer yer 1-10 cm kalınlığında çört bant ve merceklerini içerirler. Rekristalizasyon sonucu ilksel dokusunu tamamen kaybetmiş, genellikle mozayik dokulu birim, 0,2 mm ve daha küçük boyutlu kalsit kristallerinden oluşmaktadır.

Infrakambriyen yaşlı Attepe üyesi, üzerine tedrici geçişli olarak gelen Kandilcikdere üyesi üzerinde bulunan Alt-Orta Kambriyen yaşlı Karaçattepe formasyonuna ait Menteşdere üyesine de tedrici geçiş göstermektedir (EK-3). Ancak, Menteşdere ve Uyuzpınarı üyelerinin birbirlerine yanıl yönde tedrici geçişli olmaları sebebiyle Sicimindağı, Magarabeli Tepe ve Çokçanınbaşı Tepe mevkiilerinde olduğu gibi bazen bu üye, doğrudan doğruya Karaçattepe formasyonuna ait Uyuzpınarı üyesi tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Ziyaret, Kızıltapır ve Karaçat Tepe yörelerinde, Sicimindağı kuzeyinde, Kızıl, Tozlu, Yağbaç ve Cilbeher tepeleri kesimlerinde ise bu birimin üzerine Karaçattepe formasyonuna ait iki üyeden biri tektonik bir dokanakla gelmektedir. Kızıl Tepe doğusunda da sözkonusu üye, Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı birimlerle tektonik ilişkilidir. (EK-1).

Sicimindağı formasyonuna ait Attepe ve Kandilcikdere üyeleri içerisinde daha önceki çalışmalarda olduğu gibi bu çalışmada da fosil bulunamamıştır. Ancak, bu formasyon Dean ve Monod (1970) tarafından Seydişehir yöresinde tanımlanan Çaltepe formasyonu ile lito ve kronostratigrafik olarak denestirilen Alt-Orta Kambriyen yaşlı Karaçattepe formasyonunun altında uyumlu olarak bulunmaktadır (EK-3). Birimin bu stratigrafik konumu ve 1080 m'ye ulaşan kalınlığı dikkate alınarak yaşı, İnfrakambriyen olarak kabul edilmiştir.

Kandilcikdere üyesi; inceleme alanının yakın çevresinde tanımlanan Emirgazi formasyonu (Özgül ve .dig., 1972,1973; Metin, 1983,1984; Dağlıoğlu, 1987; Ayhan, 1988); Egridir bölgesinde Sarıçiçek formasyonu (Demir-taşlı, 1973); Horzum yöresinde Çamdere formasyonu (Temur, 1986); Amanoslarda Sadan ve Çamlıpınar formasyonları (Ketin, 1966); Tut-Pembeyli yöresinde Sadan ve Meryemuşağı formasyonları (Ketin, 1966); Derik yöresinde Sadan ve Telbismi formasyonları (Ketin, 1966) ile lito ve/veya kronostratigrafik olarak denestirilebilir (EK-4).

2.1.2. Karaçat-tepe formasyonu (Ek)

İsmi inceleme alanının kuzey kesimindeki Karaçat Tepe'den alan Alt-Orta Kambriyen yaşlı bu formasyon, Kùpeli (1986) tarafından Menteşdere ve Uyuzpınarı olmak üzere iki üyeye ayrılmıştır (EK-3).

2.1.2.1. Menteşdere üyesi (Ekm)

Genel olarak, kırmızımsı kahverenkli yer yer ankeritleşmiş dolomitlerden oluşan üye, bazen kireçtaşı mercek ve seviyelerini de kapsamaktadır. Çoğunlukla ince kuşaklar şeklinde K-G yönünde uzanan birim, başlıca Karaçat Tepe'nin batı ve kuzey kesimlerinde, Menteş Deresi civarında, Kızıltapur Tepe'den Beltepe'ye kadar uzanan sırtın doğu ve batı yamaçlarında, Hacet Tepe yakınında ve Çaldığı'nın batı yamaçlarında yüzeylemektedir (EK-1).

İsmi yörenin en büyük derelerinden biri olan Menteş Dere'sinden alan üye, iki ayrı kesit hattında ayrıntılı bir şekilde incelenerek önemli özellikleri belirlenmiştir. Birinci kesit hattı, Kızıl demir yatağının 250 m kuzeydoğusunda, Menteş Dere'nin hemen güney kesimindedir. İkincisi ise, Infrakambriyen yaşlı birimlerin de incelenmiş olduğu Kılıçkaya yöresindedir. Her iki

kesit hattında da Infrakambriyen yaşlı metakuvarsitler üzerine tedrici geçişli olarak gelen dolomitler, genellikle orta (1-10 cm) - kalın (30-40 cm) tabakalanmalıdır. Sık sık 1-5 cm kalınlığında çört bant ve merceklerini içerirler (Şekil 2.7). Menteşdere yöresinde 40 m, Kılıçkaya'da 22 m kalınlığa sahip olan birim, Menteşdere'de 3-4 m kalınlığında açık gri renkli, ince-orta tabakalı bir dolomit seviyesi ile başlar. Kılıçkaya'da ise onuncu metreden sonra 5 m kalınlığında koyu gri renkli, orta-kalın tabakalı masif yapıllı bir kireçtaşı seviyesi geçilmektedir. Yanal yönde fazla devamlılık göstermeyen bu dolomit ve kireçtaşı seviyeleri, esas olarak üyeyi oluşturan kırmızımsı kahverenkli dolomitlerle yanall ve düşey yönlerde tedrici geçişlidirler. Üye, kesit hatlarının dışında, inceleme alanının bazı kesimlerinde koyu gri renkli, orta-kalın tabakalı, şekersii dokulu dolomitlerle temsil olunmaktadır.

Çalışma bölgesinin hemen hemen her yerinde çok çatlaklı ve kırıklı, blok faylanmalı bir yapı sunan birim; Attepe, Kızıl, Menteş Kartalkaya ve Mağaradere yataklarında cevherli çözeltilerin ornattığı ve içerisine yerleştii en önemli yankayaç durumundadır. Menteşdere ve Kılıçkaya'da pek yaygın olmamakla birlikte, tektonik hareketlerin yoğun olduğu Ziyaret Tepe, Uykuçukuru Tepe, Kızıltapır Tepe ve Mağarabeli Tepe mevkilerinde büyük çapta ankeritleşen bu birimlerin çatlak ve kırıkları, yaygın olarak siderit, hematit, kalsit ve kuvars mineralleri tarafından dolgulanmıştır.

Karbonat kayalardan oluşan üyenin en önemli özelliklerinden biri de, karstik süreçler sonucunda önemli ölçüde karstlaşarak, küçük çaplı dolin ve mağaraların oluşumuna imkan sağlamasıdır. İkincil cevher bileşenlerinin oluşumunda doğrudan etkili olan karstik süreçlerle ilgili ayrıntılı bilgiler "Maden yatakları bölümü"nde verilecektir.

Üyenin mineral bileşimini, dolomit ve kalsit kristalleri oluşturmaktadır. Yer yer özşekilli olarak gözlenen

kristallerin boyutları 0,25 -0,3 mm arasındadır. Alize-rin-S testi sonucu kayacın % 55-60 oranında dolomit bileşimine sahip olduğu görülmüştür. Rekristalizasyon so-nucu, ilksel dokusu tamamen silinmiş olan kayaca "kireçli dolomit" adı verilmiştir.



Şekil 2.7. Kılıçkaya yöresinde, metakuvarsitler (Qzt) üzerinde yer alan çört (Ç) bantlı kireçli dolomitler (Dol).

Menteşdere üyesi, Sicimindagı formasyonuna ait Kan-dilcikdere üyesi üzerine tedrici geçişli olarak gelmekte-dir (EK-3). Ancak, Kızıltapur, Cilbeher ve Kızıl Tepe mevkiileri ile Yedigöz Mevkiî'nde olduğu gibi bazı ke-simlerde Kandilcikdere üyesi üzerinde tektonik dokanaklı olduğu görülür. Bu sebeple iki üye sınırında yer yer mi-lonitik zonlar bulunmaktadır. Menteshdere üyesi üzerine tedrici geçişli olarak, Uyuzpınarı üyesine ait dolomitli kireçtaşları gelmektedir. Yer yer birbirlerine yanıl yönde de tedrici geçişler gösteren bu iki üye, bazen birbirlerinin yerini alabilmektedirler. Dolayısıyla or-talama kalınlığı 40 m olan üye, Karaçat Tepe'de olduğu gibi bazen 55-60 m kalınlık sunarken, bazen de 3-4 m

kalınlığa kadar düşmekte ve hatta daha da incelererek kaybolabilmektedir (EK-1). Bu düzensizlik sebebiyle dolomitlerin ikincil süreçlerle oluştuğu düşünülebilirse de sözkonusu dolomitler, üye içerisinde yer alan çört, kireçtaşı bant, mercek ve seviyeleri ile düzenli bir şekilde ardalanmaktadır. Bu verilere göre, dolomitlerin sedimanter yapı özellikleri gösterdiği üyenin yanal yöndeki düzensizliğinin ise, fasiyes değişikliklerinden kaynaklandığı sonucuna varılmıştır. Burada ele alınmayan yaş ve korelasyon konusu, formasyonla ilgili açıklamaların sonunda formasyon bazında incelenecektir.

2.1.2.2. Uyuzpınarı üyesi (Eku)

Üye, esas olarak açık veya koyu gri renkli, yer yer alg izleri taşıyan kireçtaşlarıyla temsil edilmektedir. Bunun yanı sıra, üye içerisinde dolomitli kireçtaşı ve ankeritik kesimler ile kalkşist mercek ve seviyelerine de rastlanmaktadır.

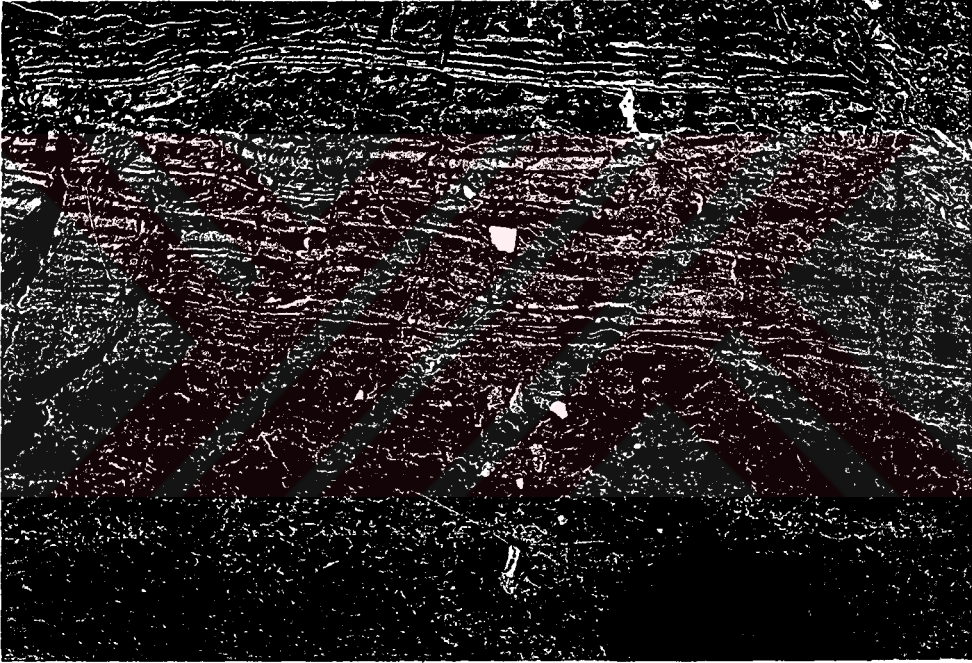
Topografyada genellikle yüksek tepe ve sırtlar oluşturan birim, başlıca Kızıltapur Tepe ve kuzeyinde, Uyuzpınarı Deresi'nin batısında, Sicimindağı'nda, Akeşme Sırtı'nda Çokçanınbaşı Tepe'de, Magrabeli Tepe civarında, Karamagarabeli kuzeydoğusunda, Çaldağı'nda, Küçüktahafırlatan Tepe'de Cilbeher ve Kızıl Tepe etrafında yüzeylenmektedir (EK-1).

İsmi Uyuzpınarı Dere'sinden alan üye, Sicimindağı ve Kılıçkaya yörelerinde ayrı ayrı incelenmiştir. Sicimindağı'nda alttan üste doğru renk, yapı ve doku bakımından pek fazla değişiklikler görülmez. Burada açık veya koyu gri renkli, masif yapıllı, bazen ince-orta tabakalı, rekristalize kireçtaşlarının yanal ve düşey yönlü tedrici geçişlerinden meydana gelen birim; kalsit, siderit ve hematit damarları ile yer yer alg izleri kapsamaktadır. 180 m kalınlık sunan üye, 60. ile 73. metreler

arasında ince kalkışist-yumrulu kireçtaşı seviyelerini kapsamakta, 150. ile 160. metreler arasında ise koyu gri renkli kireçli dolomit özelliği göstermektedir. Kireçli dolomitler içerisinde bol miktarda alg izleri ile basınç çözünmeleri sonucu ortaya çıkan stilolitik yapılar görülür. Kılıçkaya ve Sicimindağı yörelerinde izlenen istifler birbirinden kalınlık ve litolojik özellik bakımından önemli farklılıklar göstermektedir. Meselâ, Kılıçkaya'da Menteşdere üyesi üzerine tedrici geçişli olarak gelen Uyuzpınarı üyesi, Sicimindağı yöresinde doğrudan doğruya Kandilcikdere üyesi üzerine gelmektedir. Kılıçkaya'da sözkonusu istifin kalınlığı 170 m olup, Sicimindağındaki istife göre daha incedir. Sicimindağı'ndan farklı olarak Kılıçkaya yöresinde izlenen istifin son 50 m'lik bölümü içerisinde 3 ve 4 m kalınlıklarında sarımsı bej renkli, tıkHz dokulu, yer yer sucuksu yapılar gösteren iki ayrı kalkışist seviyesi görülmektedir. Ayrıca üye içerisinde koyu gri-siyah renkli dolomit mercək ve seviyeleri yaygındır. Yer yer açık gri renkli kireçtaşları ile koyu gri-siyah renkli dolomitler ardalanmakta, birbirlerine yanal ve düşey yönlü tedrici geçişler yapmaktadırlar (Şekil 2-8).

Üyeyi oluşturan birimler, kesit hatları dışında, inceleme alanının diğer kesimlerinde çok kırıklı, blok faylanmalı bir yapı sunmaktadır. Önemli tektonik hatlar boyunca birçok demir yatak ve zuhurunu kapsayan birimde çatlak ve kırıkların bir kısmı ikincil kalsit mineralleri, bir kısmı da kuvarslı siderit ve hematit mineralleri tarafından dolgulanmıştır. Menteşdere üyesinde olduğu gibi fazla yaygın olmayan ince cevher damarları, genellikle dolomitçe zengin kesimlerde görülen küçük çaplı ankeritik zonlar içerisinde izlenmektedir. Üyenin önemli bir diğer özelliği de Menteşdere üyesi gibi bazı karstik oluşuklara sahip olmasıdır. Değişik geometriler sunan karstik boşlukların bir kısmında götit, kalsit ve aragonit kristal toplulukları gelişirken, bir kısmında da karst sedimanları çökelmiştir. Üyeyi oluşturan birim, iri

(1-1,5 cm) ve orta (0,2-03 mm) olmak üzere iki ayrı topluluk şeklinde izlenen kalsit kristallerinden oluşmaktadır. Kesitlerinde çokgen biçiminde geometrik şekiller veren iri kalsit kristalleri, tipik olarak mozaik dokusu oluşturmaktadırlar. Yer yer : %10 ile 40 oranında dolomit ve % 1-2 oranında da opak mineral içeren kayaç, yörede etkili olan metamorfizma sonucu rekristalizasyona uğrayarak ilksel dokusunu kaybetmiştir. Mineralojik bileşimi ve ikincil dokusu dikkate alınan kayaç, "rekristalize dolomitli kireçtaşı" şeklinde tanımlanmıştır.



Şekil 2.8. Kılıçkaya yöresinde Uyuzpınarı üyesine ait açık gri renkli kireçtaşları ile koyu gri-siyah renkli dolomitlerin ardalanması.

Karaçattepe formasyonuna ait Menteşdere üyesi üzerine tedrici geçişli olarak gelen 180 m kalınlığındaki Uyuzpınarı üyesi, Kartalkaya formasyonuna ait Elmadagı üyesi tarafından da uyumlu olarak örtülmektedir (EK-3). Ancak, Sicimindağı'nda olduğu gibi bazı kesimlerde Uyuzpınarı üyesi, doğrudan doğruya Kandilcikdere üyesi üzerine de uyumlu olarak gelebilmektedir (EK-1).

Bölgede etkili olan yoğun tektonizma sonucu, Uyuzpınarı üyesi, Sicimindağı kuzeyinde, Kızıl Tepe batısında, Kızıltapur Tepe civarında altta bulunan Menteşdere veya Kandilcikdere üyeleri üzerine tektonik bir dokanakla gelmekte, Çalıdağı, Ineksıgmaç Dere ve Küçühtahtafırlatan Tepe yörelerinde ise devrik bir konumda yüzeylemektedir (EK-1).

Karaçatıpe formasyonuna ait hem Menteşdere, hem de Uyuzpınarı üyeleri içerisinde yaş verilebilecek fosile rastlanmamıştır. Uyuzpınarı üyesi içerisinde yaygın bir şekilde görülen ve muhtemelen sığ denizel bir ortamı karakterize eden algler ise, metamorfizma sonucu karakteristik özelliklerini tamamen kaybetmişlerdir. Bu sebeple yaşlandırma, Karaçatıpe formasyonu ile lito ve kronostratigrafik olarak denestirilebilen Dean ve Monod (1970) tarafından Seydişehir yöresinde tanımlanmış Alt-Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe Formasyonu esas alınarak yapılmıştır. Buna göre, Karaçatıpe formasyonunun yaşı Alt-Orta Kambriyen olarak kabul edilmiştir. Bu formasyon, Tufanbeyli yöresinde Degirmentaş formasyonu (Özgül ve diğ., 1972,1973); (Metin, 1983, 1984); Feke yöresinde (Daglioglu, 1987); Mansurlu yöresinde (Ayhan, 1988); Egridir bölgesinde Kocaosman formasyonu (Demirtaşlı, 1973); Seydişehir yöresinde, Çaltepe Formasyonu (Dean ve Monod, 1970; Termier ve Monod, 1978); Silifke yöresinde, Cvacık Işıklı kireçtaşları (Demirtaşlı, 1982); Horzum yöresinde, Harapkayası formasyonu (Temur, 1986); Amanoslar, Tut-Pembeyli, Derik yörelerinde, Dolomit formasyonu (Ketin, 1966) ile yumrulu kireçtaşı bölümleri hariç tutulmak üzere lito ve / veya kronostratigrafik olarak denestirilebilir (EK-4).

2.1.3. Kartalkaya formasyonu (E0k)

İsmi Kartalkaya'dan alan Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı bu formasyon, Elmadığı ve Egrisöğütdere olmak

üzere iki üyeye ayrılmıştır (EK-3). Daha önceki çalışmalarda ikinci üyeyi tek başına Kartalkaya formasyonu şeklinde tanımlayan Kúpeli (1986), birinci üyeyi de Karaçatıepe formasyonuna ait bir üye şeklinde değerlendirmiştir.

2.1.3.1. Elmadığı üyesi (EOkel)

Kartalkaya formasyonunun tabanında yer alan üye, birbirleriyle sık sık yanıl ve düşey yönlü fasiyes değişimleri yapabilen kalkşist-yumrulu kireçtaşı, kireçtaşı ve şistlerle temsil edilmektedir. Bu litolojilerden en yaygın olanı, kalkşist ve yumrulu kireçtaşlarıdır. İnceleme alanının çeşitli yerlerinde bazen kalkşistler, bazen de yumrulu kireçtaşları hakimdir. Başlıca Sicimindığı, Karaçatıepe, Karamagarabeli, Akeşme Sırtı ve Elmadığı yörelerinde yüzeyleyen üye, genellikle K-G ve D-B yönünde uzanan ince kuşaklar şeklinde izlenmektedir (EK-1).

İsmi 2088 rakımlı Elmadığı'ndan alan birim üç ayrı kesit hattında incelenmiştir. Sicimindığı yöresinde üst bölümleri aşınmış olarak izlenen istif, yer yer ince kireçtaşı seviyeleri içeren kalkşistlerle, Elmadığı yöresinde kalkşist seviyeleri içeren yumrulu kireçtaşları ve şistlerle, Kılıçkaya yöresinde ise kalkşist, yumrulu kireçtaşı, kireçtaşı ve şistlerle temsil edilmektedir (Şekil 2.9). Sözkonusu kayaçların istif içerisindeki stratigrafik konumları kesit hatlarına göre değişmektedir. Çoğunlukla istifin alt kesimlerinde karbonat kayaçlar, üst kesimlerinde ise şistler hakimdir. Genellikle bej renkli olan kalkşistler, bazen gri, beyaz, pembe ve yeşilimsi beyaz renklidirler. İnce (10-15 cm) ve orta (20-30 cm) tabakalanma gösteren kayaçlarda tabakalanmaya uyumlu şistozite düzlemleri gözlenir. Şistozite düzlemlerinin kalınlıkları alttan üste doğru giderek azalmaktadır. Deformasyonlara karşı kısmen sünek

SİCİMİNDAĞI
KESİTİ

ELMADAĞI
KESİTİ

KILIÇKAYA
KESİTİ

Kalınlık (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	Kalınlık (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	Kalınlık (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
57		Sarımsı gri renkli, sık şistozite düzlemleri içeren, iri bloklar şeklinde parçalanmış kalkşıstler.	22		Yeşil renkli, masif görümlü, seyrek yumrulu, yer yer erime boşluklu, kendi içinde yoğun kıvrımlı şistler.	11		İnce kalkşıst seviyeleri kapsayan yeşil renkli çok kıvrımlı şist ve yumrulu kireçtaşları.
120		Gri renkli kireçtaşı tabakaları içeren bej renkli kalkşıstler.	40		Bej renkli, yoğun şistoziteli kalkşıstlerle, yeşilimsi bej renkli yumrulu kireçtaşı araldanması.	5		Sarımsı bej renkli kalkşıstler.
15		Gri renkli yoğun şistoziteli kalkşıstler.	12		Erime boşlukları içeren yeşilimsi bej renkli yumrulu kireçtaşı.	22		Yer yer ince kalkşıst seviye ve mercekleri içeren, yeşil renkli, çok kıvrımlı şist ve yumrulu kireçtaşı araldanması.
10		Kireçtaşı ara tabakalı bej renkli kalkşıstler.	4		Kahverimsi sarı renkli kalkşıstler.	3		Sarımsı bej renkli, yoğun şistoziteli kalkşıst seviyesi kapsayan açık gri renkli, rekristalize kireçtaşları.
15		Yer yer pembemsi renkler gösteren kirli beyaz renkli yoğun şistoziteli kalkşıstler.	2			10		
23						4		

Şekil 2.9. Üç ayrı yerde incelenen Elmadağı üyesine ait dikme kesitlerin korelasyonu.

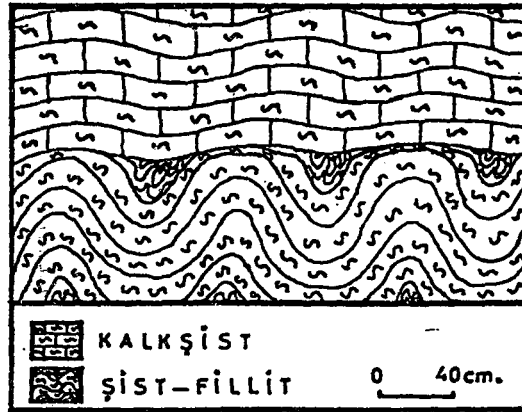
davranmış olan birim, inceleme alanında yer alan diğer karbonat kayalara göre kırık tektoniğinden daha az etkilenirken, yaygın bir şekilde küçük ölçekli W, M, Z ve akma kıvrım yapıları kazanmıştır. Bunların yanısıra gelişen kırıkların bir kısmı kalsit, bir kısmı da götit mineralleri tarafından dolgulanmıştır. Ayrıca tektonik hatlar boyunca yerleşmiş olan demir yatak ve zuhurlarına yakın kesimlerde de düzensiz sınırlı ankeritik kütleler ile yaygın siderit damarları görülür. Bu demir mineralleri uygun fiziko-kimyasal şartlar altında limonite dönüşerek yakın çevrelerini kırmızıya çalan pas rengine boyamışlardır.

Kalkıştılar, incekesitlerinde % 60-70 oranında 0,3-0,8 mm boyutunda kalsit, % 15-20 oranında şistozite düzlemlerine paralel olarak dizilmiş serisit ve muskovit, % 5 oranında 0,4 mm boyutunda kataklastik kırılımlı kuvars mineralleri ile % 4-5 oranında opak mineral içermektedir. Opak mineraller, ince kılcal damarcıklar şeklinde izlenen götitlerle sedimanter kökenli özşekilli pirit porfiroblastlarından ibarettir.

Kalkıştılar, istifin üst kesimlerine doğru kil boyutunda malzeme oranının artmasıyla birlikte tedrici olarak yumrulu kireçtaşlarına geçiş yapmaktadır. Söz konusu kayaç, 5-10 cm uzunluğunda, 3-5 cm kalınlığında, bej renkli rekristalize karbonat yumrularının, sarımsı yeşil renkli şistlerden oluşan bir matriks içerisinde yanyana dizilmeleriyle oluşmuştur. Kayaç içerisinde karbonat yumruları ile matriks oranı yaklaşık olarak birbirine eşittir. Ancak, bazen matriks, bazen de karbonat yumruları hakimdir. Genellikle yeşilimsi renk tonunun izlendiği, masif yapılu yumrulu kireçtaşlarında yer yer ince-orta tabakalanma yapısı görülür. Jeolojik zamanlar boyunca etkili olan karbonik asitli yüzey sularının karbonat yumrularını eritmesi sonucu, kayaçta boşluklu bir yapı gelişmiştir. Buna dayanarak İplikçi ve Ayhan (1982) gibi bazı yazarlar bu birimi, fileli kireçtaşı şeklinde tanımlamışlardır.

Petrografik incelemelere göre, karbonat yumruları oldukça küçük boyutlu kalsit kristallerinden oluşmaktadır. Bunların arasında 0,3-0,5 mm boyutunda, kataklastik kırılımlı kuvars kristalleri de görülmektedir. Yer yer küçük topluluklar oluşturan kuvars kristallerinin oranı, yumruların dış kesimlerine doğru daha da artmaktadır. Karbonat yumrularını çevreleyen matriksten alınan incekesitlerde, % 50-60 klorit, % 15-20 belirgin yönlenmeli serisit, % 8 paralel bir dizilim sunan iri muskovit, % 6 silt boyutunda kuvars ve % 5-6 oranında da opak mineral tespit edilmiştir. Kuvarslı, serisitli kloritşist bileşimindeki bu bölümlerde iri muskovit kristallerinde oluşum sonrası deformasyona işaret eden 90° 'ye yakın bükülmeler görülmektedir.

Yumrulu kireçtaşları ve kalkşistlerle sık sık ardalanmış veya onlarla tedrici geçişli olarak bulunan yeşilimsi renklerdeki şistler, sağlam ve dayanıklı bir özellik taşımaktadır. Kendi içerisinde çok kıvrımlı bir yapı sunan şistler, tektonik hareketler sırasında kalkşist ve yumrulu kireçtaşlarına göre daha fazla kıvrımlanmıştır (Şekil 2.10). Mineralojik bileşimleri



Şekil 2.10. Kılıçkaya yöresinde birlikte deformasyona uğramış olan Elmadığı üyesine ait kalkşistler ile şistlerin farklı ölçülerde kıvrımlanması.

yumruların arasını dolduran yeşilimsi renkli matriks ile hemen hemen aynıdır.

Inceleme alanında etkili olan bölgesel metamorfizma sonucu ilksel yapı ve dokusunu tamamen kaybetmiş olan Elmadığı üyesinde fosil izine rastlanmamıştır. Tüm Toroslar'da fosilli Kambriyen için kılavuz bir seviye oluşturan yumrulu kireçtaşları, özellikle Konodont faunası açısından büyük bir öneme sahiptir. Ancak, derlenen örnekler üzerinde yapılan çalışmalarda yaş tayinine yarayacak fosillere rastlanmamıştır.

Karaçatıpe formasyonuna ait Uyuzpınarı üyesi üzerine tedrici geçişli olarak gelen Kartalkaya formasyonuna ait Elmadığı üyesi, üste doğru aynı formasyona ait Egrisögütdere üyesine tedrici geçiş yapmaktadır (EK-3).

Kalınlığı üç ayrı yerde ölçülmüş olan üye, Elmadığı'nda 40 m, Kılıçkaya'da 60 m, Sicimindığı'nda 120 m kalınlık sunmaktadır (Şekil 2.9). Bazı yerlerde kalınlığı 5-10 m'ye kadar düşen üyenin ortalama kalınlığı 40 m'dir.

2.1.3.2. Egrisögütdere üyesi (EÖke)

İsmi Egrisögüt Dere'den alan üye, alt kesimlerinde yumrulu kireçtaşı-kalkşist; üst kesimlerinde ise metakumtaşı-metakuvarsit merceklerini kapsayan şist ve fillitlerden oluşmaktadır (EK-3).

Inceleme alanının genellikle kuzey yarısında yayılım gösteren bu üye başlıca; Küçühtahtafırlatan Tepe kuzeyinde, Egrisögüt Dere ve Domuztümseği civarında, Karaçatı Tepe'de, Elmadığı çevresinde, Beltepe yakınlarında, Kızıl Tepe, Tozlu Tepe ve Yedigöz mevkiilerinde yüzeylenmektedir. Birimin en iyi yüzeylenmesi Egrisögüt Dere yakınında, Mentüş Dere'si boyunca görülür. Daha önceleri Küpeli (1986) ve Öncel (1989) tarafından Kartalkaya formasyonu şeklinde tanımlanan birim, bu çalışmada "Egrisögütdere üyesi" olarak adlandırılmıştır.

Genellikle yeşilimsi renkli kayalardan oluşan üye, yer yer bej, açık kahve, krem, mor, vişne ve koyu gri renkli bölümler de içermektedir. Yumuşak topografyalı, ince-orta tabakalı, bazen de laminalı bir yapı sunan bu kayalar, tabakalanmaya uyumlu olarak gelişen sistrozite düzlemlerine sahiptirler.

Yörede etkili olan tektonik hareketler sırasında üyeye ait birimler, çok kıvrımlı ve kısmen de kırıklı bir yapı kazanmışlardır. İnceleme alanının birçok yerinde formasyon içi kıvrımlanmalar şeklinde görülen, küçük ölçekli antiklinoryum ve senklinoryum yapıları; izoklinal, harmonik ve disharmonik kıvrımlar, W, Z ve S tipi kıvrım yapıları ile akma kıvrımlarına rastlanmaktadır.

Tektoniğin fazlaca etkili olduğu kesimlerde ise aşırı kıvrımlanmalara bağlı olarak gelişen faylanmalar sonucu önemli ölçüde killeşmiş ezik zonlar mevcuttur.

Egrisöğütdere üyesi, Domuztümseği Tepe'nin doğusundan itibaren başlayan ve kuzeydoğu yönünde uzanan bir kesit hattı boyunca incelenmiştir. Üye tabanda yer yer yumrulu kireçtaşı ve kalkşist merceklerini kapsayan açık yeşil renkli kuvars fillitlerle başlamaktadır. Sık sistrozite düzlemlerine sahip olan az kıvrımlı ve kırıklı, sütkuvars damarlı bu fillitler % 60 serisit, % 30 kuvars ve % 10 oranında kil boyutunda malzeme kapsamaktadır. Kalkşist ve yumrulu kireçtaşı mercekleri, yer yer 50-100 m uzunluğa ve 25-30 m kalınlığa ulaşırlar. Topografyada çıkıntılı bir morfoloji oluşturan kalkşist ve yumrulu kireçtaşları, birbirleriyle sık sık yanıl ve düşey yönlü fasiyes değişimleri gösterirler.

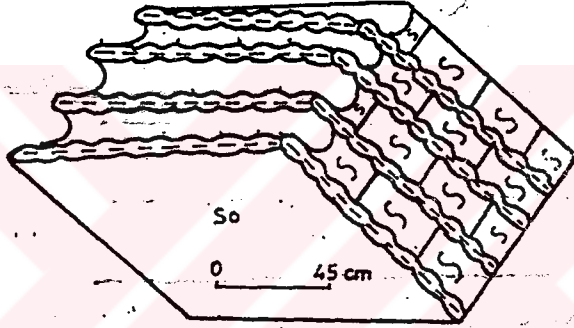
Bej renkli, ince tabakalı kalkşistler oldukça kıvrımlı ve kısmen de kırıklı bir yapı sunarlar. Üye için karakteristik olan kıvrım yapıları, kalkşistlerde çok belirgin bir şekilde görülür. Bilhasşa akma kıvrımları, W, Z ve S tipi kıvrımlar ile budinajlanma yapıları çok yaygındır. Kalkşistler gerek ornatılmaya müsait kimyasal bileşimleri, gerekse cevherli çözeltilerin hareketlerini kolaylaştıran süreksizlik

düzlemlerine sahip olmaları sebebiyle yöredeki demir cevher yerleşimi açısından da önem arz etmektedirler. Tektonik hatlar boyunca hareket eden cevherli çözeltiler, kalkşistler içerisinde bazı siderit ve hematit cevherleşmeleri ile ankeritik bileşimli kütlelerin oluşumunu sağlamışlardır. Ayrıca, üyenin diğer şist ve fillitik kesimlerini kateden fay hatları boyunca da yer yer dayk görünümü baritli hematit damarları izlenmektedir.

Bej veya yeşilimsi renkli yumrulu kireçtaşları, şistli yapıları bir matriks içerisinde yüzen irili ufaklı, pembe-beyaz renkli karbonat yumrularından oluşur. Kartalkaya formasyonunun tabanında yer alan yumrulu kireçtaşlarına göre bunlar daha az oranda karbonat yumrusu içermektedir. Kayaç içerisinde ortalama % 15-20 oranında bulunan yumruların bir kısmı, yüzey sularının etkisiyle matrikse göre daha çabuk eriyerek bu kesimlerde boşluklar ortaya çıkmıştır. Aynı şekilde kalkşistler içerisinde de 4-5 cm kalınlığındaki yeşilimsi renkli fillit seviyeleri, karbonatlara göre daha az eridiğinden yüzeyde birbirine paralel hafif ondülasyonlu çıkıntılar oluşturmuştur (Şekil 2.11). Kalkşistlerden alınan incekesitlerde karbonatlı seviyeler, yer yer 0,7-1 mm boyutunda kalsit kristalleri içeren mikrokristalli kalsitlerden, fillit seviyeleri ise belirgin yönlenebilir iri muskovit kristalleri de içeren serisitlerden oluşmaktadır. Her iki seviye içerisinde de yer yer silt-kum boyutunda kuvars taneleri görülmektedir.

Üyenin tabanında yer alan ve içerisinde yumrulu kireçtaşı-kalkşist mercceklerini içeren açık yeşil renkli kuvarsfillitler, üste doğru tedrici olarak koyu gri renkli, kaygan yüzeyli, sedefimsi parlaklığa sahip, 3-4 mm kalınlığında ince plakalar şeklinde ayrılabilen, çatlak ve kırıkları sütkuvars dolgulu kuvars fillitlere geçmektedir. Bu seviye üzerinde ise koyu gri renkli, bitümlü şistler yer almaktadır. Sık sık küçük ölçekli formasyon içi kıvrımlanmalar gösteren sözkonusu şistler üzerine yeşilimsi renkli, seyrek şistozite düzlemleri

kapsayan çok çatlaklı ve kırıklı, kendi içerisinde yaygın kıvrımlanmalar gösteren fillit ve metasilttaşları gelmektedir. Metasilttaşları, genellikle yeşil renkli fillitik bölümler içerisinde 3-6 mm kalınlığındaki laminalar şeklinde yer alırlar. Fillitlere göre daha sert olan beyaz veya açık gri renkli bu seviyeler, yörede etkili olan kıvrım tektoniği sırasında fillitler kadar sünek davranamayıp kıvrım eksenleri boyunca mikrofaylanma, uzama, buçınajlanma ve kopma yapıları kazanmışlardır. Fillitlerde ise tektonik hareketler sırasında ortaya çıkan eksen düzlemi klivajları boyunca kinkbantları oluşmuştur.



Şekil 2.11. Kızıl demir yatağının kuzey-batısında Egrisöğütüdere üyesine ait kalkşistler içerisinde yer alan karbonatlı seviyelerin fillitik seviyelere göre daha fazla erimesi sonucu ortaya çıkan oluk yapıları.

Metasilttaşları, birbirleriyle kenetlenmeli sınırlara sahip, yer yer kataklastik kırıklımlı, hafif yönlenmeli silt boyutundaki kuvarslardan oluşmaktadır. Dalgalı sönme gösteren kuvarslar arasında yer yer % 5-6 oranında matris izlenmektedir. Fillitler ise % 60-70 oranında iyi yönlenmeli serisit, % 15-20 oranında 0,08 mm boyutunda kuvars ve az oranda da yönlenmeye uyumlu muskovit mineralleri içermektedirler.

Üye üste doğru koyu gri renkli, kaygan yüzeyli, ince plâkalar şeklinde ayrılabilen, sütkuvars damarlı, bazen

koyu yeşil renkli bölümler içeren şistlere geçmektedir. En üstte ise yeşil renkli, sert topografyalı, orta (10-15cm)-kalın (20-30 cm) tabakalı, yaygın bir şekilde pirit pseudomorfları kapsayan metakumtaşları yer almaktadır. İnceleme alanının bazı kesimlerinde ise yaklaşık olarak aynı seviyelerde mor veya yeşilimsi beyaz renkli, orta-kalın tabakalı, düzgün eklem sistemlerine sahip, spekülartli sütkuvars damarlarını içeren metakuvarsitler gözlenmektedir. Bu birimler, İnfraakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonunun en üstünde yer alan metakuvarsitlerle yakın benzerlik içerisindedir. Bunlar birbirlerinden stratigrafik konumlarına göre ayırtedilebilmektedirler.

Metakumtaşları, incekeşitlerinde % 55-60 oranında, 0,7-1 mm boyutunda kötü yuvarlaklaşmış, orta boylanmalı, genellikle küt köşeli kuvars, % 40-45 oranında yer yer serisit ve klorit içeren matriks ile % 3-4 oranında opak mineral içermektedir. Dalgalı sönmeli, bazen kataklastik kırılımlı ve hafif yönlenneli kuvars taneleri matriks içerisinde yüzmektedir.

Kartalkaya formasyonuna ait Elmadağı üyesi üzerine tedrici geçişli olarak gelen Egrisöğütdere üyesinin kendi içerisinde çok kıvrımlı oluşu ve üst sınırının inceleme alanında gözlenemeyişi sebebiyle kalınlığı tam olarak ölçülememiştir. Ancak, arazi gözlemleri sonucu üyenin en az 1500 m kalınlığa sahip olduğu belirlenmiştir (EK-3).

Elmadağı ve Egrisöğütdere üyelerinden oluşan Kartalkaya formasyonu içerisinde fosil izine rastlanmamıştır. Formasyonun tabanında yer alan ve tüm Toros kuşağında Kambriyen yaşlı birimlerde kılavuz bir seviye şeklinde izlenen yumrulu kireçtaşlarının rekristalizasyona uğraması nedeniyle konodont tayini yapılamamıştır. Bundan dolayı Kartalkaya formasyonunun yaşı lito ve kronostratigrafik olarak denestirilebildiği Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı Armutludere formasyonu (Ayhan, 1988) ile aynı kabul edilmiştir.

Kartalkaya formasyonu; Bakırdağı civarında Kerkez-tepe, Babadere ve Armutludere formasyonları (Metin,

1984); Kozan-Feke-Mansurlu yöresinde (Ayhan, 1988); Pınarbaşı-Sarız Mağara yöresinde (Demirtaşlı, 1967); Tufanbeyli yöresinde (Özgül ve diğ., 1973); Saimbeyli yöresinde (Tutkun, 1984) tarafından tanımlanan Armutludere formasyonu; Horzum (Kozan) yöresinde Kabaktepe formasyonu (Temur, 1986); Silifke yöresinde Ovacık formasyonu (Demirtaşlı, 1982); Seydişehir yöresinde Seydişehir ve Sobova formasyonları (Dean ve Monod, 1970); Derik civarında Sosink formasyonu (Ketin, 1966) ile deneştirilebilir özelliktedir (EK-4).

2.1.4. Yıglıtepe formasyonu (Py)

Gri renkli kireçtaşları ile temsil olunan Yıglıtepe formasyonu, Yedigöz Mevkif'nin 1,5 km güneybatısında, küçük bir alanda yüzeylemektedir. Formasyon adlaması, Demirtaşlı'dan (1967) alınmıştır.

Yıglıtepe formasyonu, 2,5-3 m kalınlığında, bej, açık veya koyu gri renkli, ince-orta tabakalı, yer yer kuvarslı siderit damarları içeren kireçtaşı seviyesi ile başlamaktadır. 0,1-0,3 mm boyutunda kalsit kristallerinden oluşan kireçtaşları, bazı kesimlerde % 10-15 oranında dolomit ve % 7-8 oranında da opak mineral içermektedirler. Bu seviye üste doğru tedrici olarak koyu gri renkli Mizzia'lı kireçtaşlarına geçmektedir.

Tüm Toroslar'da Permiyen için karakteristik olan bu birim, çoğunlukla masif yapılı, bazen de orta-kalın tabakalanmalıdır. Bol miktarda ikincil kalsit ve daha az oranda da siderit damarlarını kapsayan kayaç, % 3-4 oranında opak mineral içeren 0,2-0,4 mm boyutundaki kalsit kristallerinden oluşmaktadır. İri kalsit kristallerinde basınç ikiz lamelleri ve kristal sınırları boyunca stilolitik yapılar görülür. Rekristalizasyon sonucu ilksel dokusunu büyük ölçüde kaybetmiş olan Mizzia'lı kireçtaşları, üste doğru yer yer kalkşist özelliği gösteren, gri renkli ince-orta tabakalı bol çatlaklı ve

kırıklı, kireçtaşlarına geçmektedir. İnceleme alanında üst kesimleri tamamen aşınmış olan Yığlıtepe formasyonu, bol miktarda kalsit damarı içeren, gri renkli, ince tabakalı kireçtaşları ile son bulmaktadır.

Kendisinden daha yaşlı birimler üzerine açılı bir uyumsuzlukla gelen 150 m kalınlığındaki formasyon, Jura-Alt Kretase yaşlı Karakızoluğu formasyonu tarafından da açılı bir uyumsuzlukla örtülmektedir (EK-3). Birimin tabanında yer alan uyumsuzlukla ilgili ayrıntılı açıklama "tektonik" bölümünde verilmektedir. Formasyon içerisinde makro olarak da tanınabilen bol miktarda Mizzia Sp. türü alg bulunmaktadır. Alglerin yaşamasına uygun sığ, sıcak ve düşük enerjili denizel bir ortamda çökelmiş olan Üst Permiyen yaşlı bu birim, Tufanbeyli-Sarız yöresinde (Demirtaşlı, 1967), Saimbeyli yöresinde (Tutkun, 1984), Mansurlu (Feke) yöresinde (Ayhan, 1988) tarafından tanımlanan Yığlıtepe formasyonu; Derebaşı (Develi)-Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) yörelerinde (Metin, 1984) tarafından tanımlanan Yığlıtepe kireçtaşı; Aladağlar-Yahyalı yöresinde Karlığın formasyonu (Ayhan ve Lengeranlı, 1986), Horzum (Kozan) yöresinde ise, Kızıldağ formasyonu (Temur, 1986) ile denestirilebilir.

2.1.5. Karakızoluğu formasyonu (Jkk)

Karakızoluğu formasyonu, birbirleriyle sık sık yanal ve düşey yönlü fasiyes değişimleri yapan metakonglomera, fillit, şist, kalkşist ve rekristalize kireçtaşları ile temsil edilmektedir.

İnceleme alanının batısında izlenen bindirme hattına paralel bir şekilde KB-GD yönünde 20 km uzanım gösteren formasyon, genişliği en fazla 2 km olan dar bir kuşak içerisinde başlıca Karakızoluğu Tepe, Mağarabeli Tepe, Karakızoluğu Gedik Sırtı, Çokçanınbaşı ve Sarpınar Tepe civarında yüzeylemektedir (EK-1).

İsmi 2097 rakımlı Karakızoluğu Tepe'sinden alan formasyon, birbirine yakın iki ayrı kesit hattında incelenmiştir. Bunlardan ilki, sözkonusu tepeden başlayarak

güneydoğuya doğru, ikincisi ise aynı tepenin yaklaşık olarak 400 m. güneybatısından itibaren, güneybatıya doğru uzanmaktadır. Bu kesit hatlarından elde edilen bilgiler genelleştirilmiş bir dikme kesit üzerinde gösterilmiştir (EK-3).

Formasyon, ortalama kalınlığı 300 m olan ve son 50 m'lik bölümü içerisinde yer yer şist-fillit ve kalkşist merceklerini içeren metakonglomeralarla başlamaktadır. Açık veya koyu gri renkli, masif yapılı, bazen çok kalın tabakalı (50-70 cm) olan metakonglomeralar, genellikle inceleme alanında yüzeylemiş olan daha yaşlı birimlere ait çakıl ve blokları kapsamaktadır. Az veya hiç yuvarlaklaşmamış, çok kötü boylanmalı bu elemanlar, karbonat çimento veya silt-kum boyutunda malzeme içeren killi bir matriks ile tutturulmuştur. Kayaç içerisinde yer alan en yaygın bileşen koyu gri renkli Üst Permiyen yaşlı Miz-zia'lı kireçtaşı bloklarıdır. Bunları Infrakambriyen ve Alt Paleozoyik yaşlı metakumtaşı, metakuvarsit, şist, fillit, dolomit, kireçtaşı ve yumrulu kireçtaşı birimlerinin çakıl ve blokları takibetmektedir. Ayrıca, yaş ve kaynağı belirlenemeyen daha birçok kırıntılı eleman bulunmaktadır.

Bazen monojenik, bazen de polijenik metakonglomera özelliği gösteren kayaçta genellikle kırıntılı tane miktarı, tutturucudan daha fazladır. Bu haliyle ortokonglomera özelliği gösteren birim, bazı bölümlerde tane oranının azalması sonucu parakonglomera veya çakıllı kireçtaşı özelliği de kazanabilmektedir. Tektonik hareketler sırasında kırık tektoniğinden etkilenen metakonglomeralar, birbirini kesen düzgün eklem sistemleriyle 2-3 m³ lük iri bloklara ayrılmışlardır. Erimeye müsait kimyasal bileşim ve uygun atmosferik şartların desteğinde kayaç yüzeyinde çok belirgin lapyalar oluşmuştur (Şekil 2.12). Kayaç matriksine ait örneklerin incekesitlerinde; birbirlerine paralel bir şekilde dizilim sunan serisit ve muskovit minerallerinin yanısıra, metamorfizma sonucu kısmi bir yönlendirme kazanmış olan silt-kum boyutundaki kuvars ve kayaç parçaları izlenmektedir.

Tabandan itibaren 200 m devamlılık gösteren, koyu gri renkli metakonglomeralar, üste doğru 50 m kalınlığa sahip bej renkli polijenik metakonglomeralara tedrici

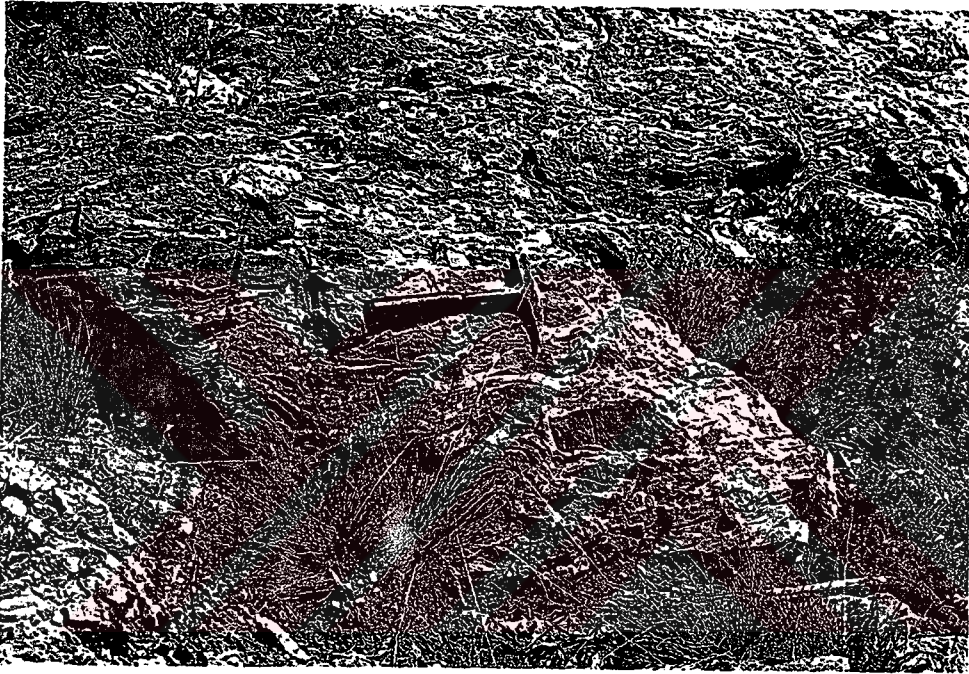
geçiş yaparlar. Genellikle kötü yuvarlaklaşmış, krem renkli killi kireçtaşı çakıl ve bloklarından oluşan karbonat çimentolu kayaç, daha az oranda da yeşil renkli, 20-25 cm boyutuna ulaşan hiç yuvarlaklaşmamış şist, fillit ve yumrulu kireçtaşı parçalarını kapsamaktadır. Bu seviye üzerine ani bir fasiyes değişikliği ile yeşil renkli sık şistozite düzlemlerini kapsayan, yer yer küçük ölçekli kıvrımlanma yapıları gösteren 5 m kalınlığındaki fillitler gelmektedir. Yanal yönde fazla



Şekil 2.12. Kaynarıpınar kuzeyinde birbirini kesen düzgün eklem sistemleriyle iri bloklara ayrılmış, tipik lapyra şekilleri içeren Karakızoluğu formasyonuna ait parakonglomeralar.

devam etmeyen merceksi geometrili fillitler üzerinde 45 m kalınlığında, sert topografyalı, bej renkli, belirgin yönlenmeli bileşenler içeren karbonat çimentolu metakonglomeralar görülmektedir. Yer yer yeşil renkli şist, fillit mercekleri ile birlikte bej renkli kalkışist merceklerini de içeren, masif yapılı, az çatlaklı ve kırıklı, genellikle kendi içerisinde kıvrımlı kayacın ana bileşeni, istifin tabanında yeralan metakonglomeralarda

oldugu gibi yine Üst Permiyen yaşı koyu gri renkli Miz-
zia'lı kireçtaşı çakıl ve bloklardır. Yığıltepe forma-
syonuna ait bu blokların bir kısmı 50-60 cm boyutundadır
(Şekil 2.13). İkinci derecede bol bulunan sarımsı kahve
veya bej renkli dolomit çakıl ve bloklarının, Kartalkaya
formasyonuna ait Menteşdere üyesinden kaynaklandığı tah-
min edilmektedir. Çimentoya göre daha çabuk erimeleri
sebebiyle, kayaç yüzeyinde bu bileşenlerle ilgili



Şekil 2.13. Karakızoluğu Tepe'sinin 700 m
güneydoğusunda yer alan, bol miktarda Üst Permiyen
yaşı koyu gri renkli kireçtaşlarına ait çakıl
ve blokları bulunduran ve bileşenleri belirgin
yönlenme gösteren metakonglomeralar.

çukurluklar ortaya çıkmıştır. Bolluk bakımından üçüncü
sirayı alan gri veya mor renkli, sedimanter kökenli he-
matit laminaları içeren metakuvarsit parçaları, keskin
kenarlara sahip, oldukça köşeli hiç yuvarlaklaşmamış
bileşenlerdir. Sert olmaları sebebiyle kayaç yüzeyinde
belirgin çıkıntılar oluşturmuşlardır. İnceleme alanında
yüzeyleyen İfrakambriyen yaşı metakuvarsitlerden kay-
naklandığı sanılan bu elemanlar, yer yer 15-20 cm boyu-

tunda bloklar şeklindedirler. Kayaç içerisinde görülen diğer bileşenler ise, genellikle yeşil renkli, hiç yuvarlaklaşmamış şist, fillit ve yumrulu kireçtaşı çakıl ve bloklarıdır. Bunların birçoğu, Alt Paleozoyik yaşlı formasyonlardan kaynaklanmıştır. Kaynağı ve yaşı belirlemeyen değişik litolojilere ait sedimanter kökenli elemanlar da içeren sözkonusu metakonglomeralardan sonra, taşıyıcı enerjisinin azalması sonucu çökelmiş olan malmmeden oluşmuş 80 m kalınlığında fillitler görülmektedir. Bunlar yeşil veya mavimsi yeşil renkli, 15-20 cm de bir hafif dalgalı şistozite düzlemleri içeren, masif görünümlü fillitlerle başlamaktadır. 10 m'lik bu ilk seviyeyi 30 m kalınlığında mavimsi gri renkli fillitler takibetmektedir. Yer yer kalkışist özelliği gösteren bu seviyeden sonra tedrici olarak 40 m kalınlığında koyu yeşil renkli, seyrek şistozite düzlemleri kapsayan fillitlere geçilmektedir. Bu fillitlerden sonra formasyona ait istif, birbirleriyle iç içe bulunan metakonglomera, kalkışist ve kireçtaşlarının oluşturduğu 30 m kalınlığındaki bir seviye ile son bulmaktadır (EK-3): Bu seviye içerisinde 10-15 m kalınlığa sahip olan mavimsi gri renkli kalkışistler, belirgin şist yapıllı olup, yer yer mermer özelliği göstermektedirler.

Yörede etkili olan tektonik hareketler sonucu, buraya kadar anlatılan litolojiler içerisinde gelişmiş çatlak ve kırıkların büyük bir bölümünde limonite dönüşmekte olan hematit ve siderit içerikli sükkuvars dolguları, bir bölümünde ise ikincil kalsit dolguları görülmektedir. Yörenin önemli demir yataklarından biri olan Karakızoluğu yatağı, bu formasyona ait karbonat çimentolu metakonglomeralar içerisindeki eklem sistemleri boyunca, formasyonun doğu sınırına yakın irili ufaklı bir çok zuhur ise, diskordans yüzeyi boyunca epijenetik olarak yerleşmişlerdir. Dolgu ve ornatım yoluyla yerleşmiş olan cevher kütlelerinin yakın çevresi yaygın bir şekilde ankeritlemiştir. Bu formasyonla ilgili olarak yapılan in-

celemelerde şu özellikler belirlenmiştir. Formasyonda çökelme ortamının oldukça duraysız olduğuna işaret eden farklı kayaç türleri, birbirleriyle yanal ve düşey yönde sık sık fasiyes değişimleri göstermektedirler. Ayrıca, genellikle az veya hiç yuvarlaklaşmamış bileşenleri kapsayan konglomeralarla ilgili malzemelerin çok kısa mesafelerden taşındıkları anlaşılmaktadır. Konglomeralarda boylanmanın çok kötü oluşu ve oldukça iri bloklar içermesi, süratli bir sedimantasyonu ve taşıyıcı enerjisinin çok yüksek olduğunu ortaya koymaktadır. Karakızoluğu demir yatağının bu formasyon içerisine tektonik kontrollü olarak yerleşmiş olması yöredeki demir cevherleşmelerinin Karakızoluğu formasyonundan daha sonra oluştuğunu göstermektedir.

Karakızoluğu formasyonu, inceleme alanında yüzeylemiş olan Infrakambriyen ve Paleozoyik yaşlı birimler üzerine açısal bir uyumsuzlukla gelmektedir. 410 m kalınlığa sahip olan bu birimin üst kesimleri tamamen aşınmış olup, Maestrihtiyen'de bölgeye yerleşen Delialiuşağı Ofiyoliti'nin bu birimleri de tektonik bir dokanakla üzerlediği tahmin edilmektedir.

Metamorfizma sonucu ilksel yapı ve dokusunu kısmen kaybetmiş olan birim içerisinde fosil izine rastlanmamıştır. Ancak konglomeraların hakim bileşenlerinden olan koyu gri renkli kireçtaşı çakıl ve blokları, inceleme alanında yüzeylemiş olan Üst Permiyen yaşlı Mizzia'lı kireçtaşlarına aittir. Buna göre metakonglomeraların çökelimi, Üst Permiyenden sonra, fakat Maestrihtiyen'de bölgeye yerleşen ofiyolitlere ait hiçbir eleman içermemesi sebebiyle de Maestrihtiyen'den önce muhtemelen Jura - Alt Kretase'de gerçekleşmiştir.

Uzaktan bakıldığında genellikle kireçtaşı görünümünde olan formasyon, metamorfizma sonucu sağlam ve dayanıklı bir yapı kazanmış olup, sert topoğrafyalı bir morfoloji sergiler. Sözkonusu birim, Ayhan'ın (1988) çalışmasında Alt-Orta Kambriyen yaşlı Değirmentaş formasyonu içerisinde ele alınmıştır.

Karakızoluğu formasyonunun yakın çevrede yeralan Jura-Alt Kretase yaşlı birimlerle litolojik benzerliği yoktur. Genelde inceleme alanının kuzey kesimlerinde Bakırdağı yöresinde 1200 m kalınlık sunan Jura-Alt Kretase zaman aralığında çökelmiş birimler, Köroglutepe formasyonuna (Metin, 1984) ait komprehensif bir karbonat istifisi şeklinde izlenmektedir. İnceleme alanının güneyinde Mansurlu (Feke) yöresinde ise, sözkonusu Jura-Alt Kretase yaşlı birimler, Alt Jura'dan itibaren başlayarak Alt Kretase sonuna kadar çökelmiş olan Köroğlu formasyonuna (Ayhan, 1988) ait karbonat istifisi ile temsil edilmektedir. Buna göre kendine has özellikleriyle yakın çevrede yeralan aynı yaşlı birimlerden çok farklı bir çökme ortamını karakterize eden Karakızoluğu formasyonu, oldukça lokal özelliklere sahip bir litofasiyes topluluğudur.

2.1.6. Delialiuşağı ofiyoliti (Kdof)

Toroslar'da yaygın bir şekilde izlenen ofiyolitik kayaçlar, Doğu Toroslar'ın batısında Pozantı'dan başlayarak GB-KD yönünde Faraşa'ya (Kayseri) kadar uzanan 120 km uzunluğunda, maksimum 30 km genişliğinde bir kuşak oluşturmaktadırlar. Değişik yazarlar tarafından Ultrabazik masif (Çağatay ve Çağlayan, 1978); Pozantı-Faraşa peridotit napı (Tekeli, 1980); Pozantı-Karsantı ofiyolit karmaşığı (Anıl, 1986) şeklinde isimlendirilen allohton konumlu bu kuşak, Toroslar'ın Aladağlar bölgesinde Maestrihtiyen'de kıta kenarına yerleşmiş olup, tabanda ofiyolitli melanj, üzerinde metamorfik dilim ve en üstte de peridotit napı olmak üzere üçlü bir ofiyolit dizisi oluşturmaktadırlar (Tekeli ve Erler, 1990). Özgül (1976) tarafından Bozkır birliğine dahil edilen Pozantı-Faraşa ofiyolit kuşağı içerisinde yeralan Delialiuşağı ofiyoliti, inceleme alanının batı kesiminde K - G uzanımlı bir kuşak şeklindedir. İsmi Delialiuşağı

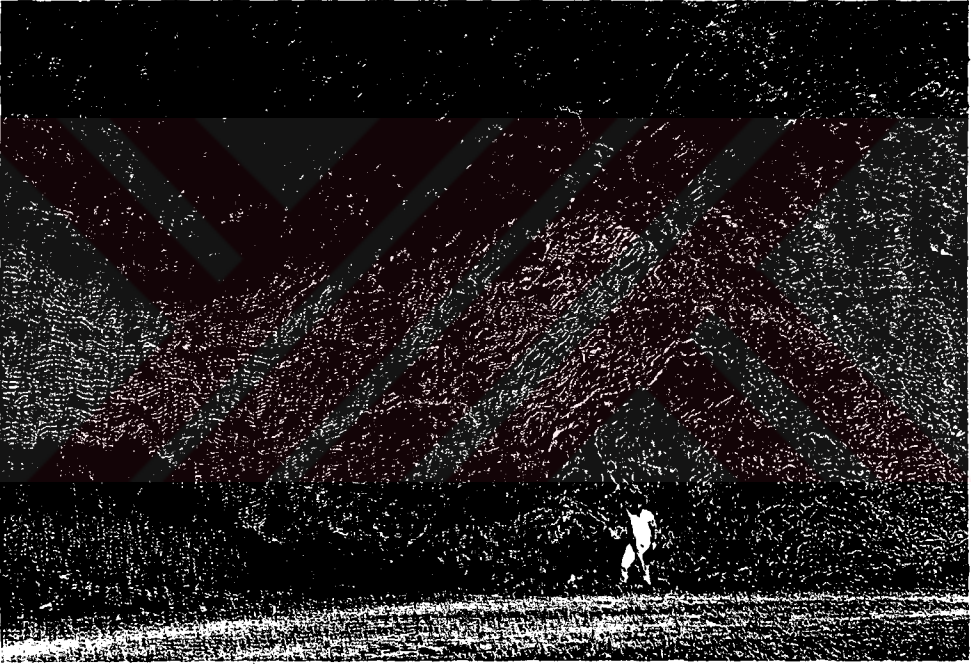
Köyü'nden alan bu birim, yukarıda anılan üçlü ofiyolit dizisine ait, metamorfik dilim ve peridotit napı bölümlerini kapsamaktadır.

2.1.6.1. Metamorfik dilim

Çalışma alanında tabanı görülemeyen metamorfik dilim içerisinde çört bantlı pelajik şeyller, metakuvarsitler, amfibolit ve metagabrolar ile metaçört ve metaradyolarit gibi metamorfik kayalar bulunmaktadır. Düzlemsel yapı unsurları (laminalanma, bantlanma, tabakalanma ve şistozite düzlemleri gibi) birbirlerine uyumlu olan sözkonusu kayaların birbirleriyle olan sınır ilişkileri net olarak belirlenememiştir. metamorfik dilim içerisinde en yaygın litolojiyi oluşturan kırmızımsı kahverenkli pelajik şeyller, 20-40 cm aralıklarla 5-6 cm kalınlığında oldukça sert çört bantları içermektedirler (Şekil 2.14).

Yaklaşık olarak 150 m kalınlık sunan çok kıvrımlı ve kısmen de şistif yapıllı şeyller, üste doğru amfibolitlere geçer. Şistif yapıllı bu birim, 5-10 cm kalınlığındaki açık gri renkli plajioklaslı seviyeler ile koyu yeşil renkli kesimlerin aralanmasından oluşmaktadır. Daha sert olan ve birçok mikrofaylarla atıma uğratılmış açık gri renkli seviyeler incekesitlerinde amfibol, piroksen ve feldispat içermektedirler. Yaygın serisitleşmelerin gözleendiği kayaç, piroksenli amfibolit bileşimlidir. Koyu yeşil renkli şistif kesimler ise, % 70 oranında, yer yer özşekilli amfibol, % 30 oranında da piroksen içermektedirler. Serisitleşme, serpantinleşme, uralitleşme ve karbonatlaşmaların izlendiği kayaçta amfibol ve piroksenler belirgin bir şekilde yönlenmiştir. Buna göre kayaç, piroksenli amfibolit şeklinde tanımlanmıştır. Amfibolitlerle aynı seviyede görülen açık gri renkli metakuvarsitler incekesitlerinde % 95 kuvars, % 4 oranında mercegiimsi klorit ve çubuksu muskovit mineralleri ile %

1 oranında opak mineral kapsamaktadır. Üstte gri ve koyu yeşil renkli bölümlerin ardalandığı bantlı metagabrolar yer almaktadır. Söz konusu kayaç % 55 oranında plajiyoklas, % 45 oranında da amfibol ve piroksen minerallerini kapsamaktadır. Hafif yönlenmeli bir doku gösteren amfibol ve piroksen kristalleri genellikle 0,5-1 mm boyutundadır. Feldispatların sınırları boyunca düzensiz adacıklar şeklinde yaygın karbonatlaşmalar ile seyrek olarak serisitlenmeler izlenir. Bazen uralitleşme belirtileri de tesbit edilen birimde feldispatların ağırlık kazanmasıyla açık renkli kesim, diğer minerallerin artmasıyla da koyu



Şekil 2.14. Delialıuşağı Köyü'nün doğu kesiminde yüzeyleyen kırmızımsı kahverenkli, yoğun çört bantları içeren pelajik şeyller.

renkli kesim ortaya çıkmaktadır. Metamorfik dilimin en üst kesimlerinde izlenen kırmızımsı vişne renkli metaçört ve radyolaritler, topografyada sert çıkıntılı bir morfoloji oluşturmuşlardır. Incekesitlerinde hafif yönlenmeli, ortalama % 30 oranında radyolaryaya ve % 70 oranında mikrokristalli kuvars içeren kayaç, yer yer ikincil kuvars damarlarıyla katedilmektedir.

2.1.6.2. Peridotit napı

Inceleme alanında Delialıuşağı ofiyolitinin % 80'den fazlasını teşkil eden ve metamorfik dilim üzerine tektonik bir dokanakla gelen, yer yer diyabaz dayklarıyla kesilmiş peridotit napı, harzburjit, dunit ve piroksenitler ile bunların ikincil ürünü serpantinitlelerden oluşmaktadır. Ayrıca, peridotit napı içerisinde yer yer, tektonik dokanaklı pelajik kireçtaşı blokları da görülmektedir (EK-1).

Peridotit napı içerisinde birbirleriyle sık sık bir arada görülebilen ultrabazik kayalardan en yaygın olanı harzburjitlerdir. Ultrabaziklerin yaklaşık olarak 2/3' ünü oluşturan harzburjitler, kırmızımsı kahverenkli- dir. Kayaç, farklı yönlerde gelişen eklem sistemleriyle parçalanmıştır. Genellikle mikrokristalli olan birim içerisinde, yeşil renkli, sedefimsi parlaklıkta, bazen 2-3 mm boyutunda iri piroksen (diyallag) kristalleri veya kristal toplulukları görülebilmektedir. Bazı kesimlerde krem renkli dunit mercek veya bantlarını da kapsayan birimde, seyrek olarak küresel ayrışma yapıları (Eksfoliasyon) izlenmektedir.

Ultrabazik kayalar içerisinde harzburjitlerden sonra bolluk bakımından ikinci sırayı alan piroksenitler, açık veya koyu yeşil renkli, sedefimsi parlaklıkta 2-8 mm boyutunda iri piroksen kristalleri içermektedir. Yer yer mikrokristalli olarak da izlenen kayaç, bazı kesimlerde oksidasyon etkisi sebebiyle kırmızımsı bir renk göstermektedir. Harzburjitlere göre daha kırılğan olan piroksenitler, birçok eklem sistemiyle katedilerek çok çatlaklı ve kırıklı bir yapı kazanmışlardır. Mikrokristalli piroksenitlerde ender olarak 5-10 cm kalınlığındaki açık ve koyu renkli seviyelerin ardalanması sonucu bantlı yapıların oluştuğu görülmür. Yer yer % 3-4 oranında saçılımlı kromit mineralleri içeren bu kayaç, özşekilli veya yarı özşekilli piroksen kristallerinden oluşmuştur. Kristal sınırları boyunca yer yer klorit-

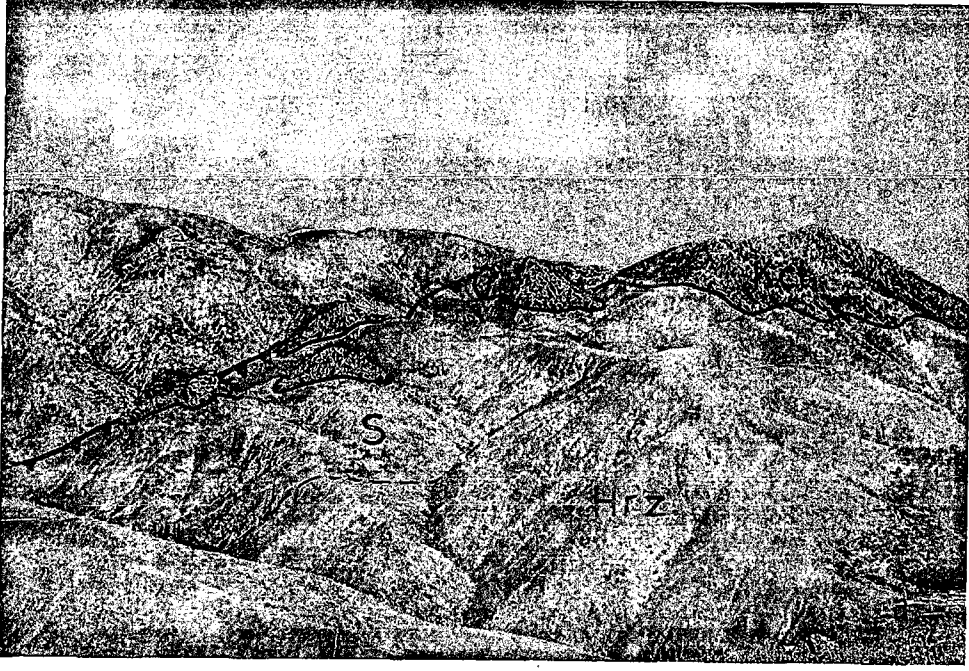
leşmeler izlenmektedir.

Peridotit napı içerisinde harzburjit ve piroksenitlere göre daha az oranda bulunan dunitler, sarımsı kahve veya hafif yeşilimsi sarı renklidirler. Genellikle merccek, nadiren de ince tabakamsı seviyeler şeklinde görülürler. Dunitler, inceleme alanında yeralan kromit zuhurlarının en önemli yankayacıdır. Yapılan bir incekesitte % 95'in üzerinde, yer yer serpartinleşmiş olivin, % 3 serpantin mineralleri, % 2 oranında da özşekilli kromit kristalleri tespit edilmiştir. Bazen özşekilli olarak izlenen düzensiz çatlaklara sahip olivin kristalleri, çatlakları boyunca serpartinlere dönüşmüştür.

Inceleme alanında yeralan ultrabazik kayalar, özellikle tektonik hatlar boyunca etkili olan hidrasyon olaylarının etkisi ile önemli ölçüde serpartinleşerek yeşil renkli, yumuşak, kaygan yüzeyli serpartinitlere dönüşmüştür. Çok çatlaklı ve kırıklı bu kayaç, birçok yerde toprağımsı bir görünümündedir. Yörede en önemli serpartinleşme Katrançukuru, Çataldaş ve Ovacık tepelerinin doğusundan geçen bindirme hattına paralel, yaklaşık 1 km genişliğindeki bir kuşak içerisinde görülür (Şekil 2.15). Tektonik hareketlerle yoğun ezilmelerin ortaya çıktığı bu kuşakta serpartinitler büyük ölçüde ayrışarak toprağımsı bir görünüm kazanmışlardır. Sözkonusu serpartinit kuşağı içerisinde Katrançukuru Tepe'nin doğusunda küçük ölçekli bazı kromit zuhurları da yer almaktadır. Bazı kesimlerde oksidasyon sonucu kahverenkli olan serpartinitler, ultrabazik kayaların yüzeyinde 2-3 cm kalınlığında bir zon oluştururlar. Dıştan içe doğru azalan bir serpartinleşmenin izlendiği bu zonlarda, çatlak ve kırıkların büyük bir bölümü manyezitler tarafından dolgulanmıştır (Şekil 2.16).

Petrografik incelemelerde çok az miktarda olivin ve piroksen reliktleri ile özşekilli kromit kristallerini içerdiği belirlenen serpartinitlerin tamamına yakın bir bölümü serpartin minerallerinden oluşmaktadır.

Peridotit napı içerisinde yeralan ultrabazik kayaç



Şekil 2.15. Ofiyolit bindirme hattına paralel bir kuşak şeklinde uzanan altere serpantinitle (S), pelajik kireçtaşı blokları (Kçt.) ve ön planda harzburjitler (Hrz.).



Şekil 2.16. Yaşlıpınar Dere Mevkii'nde piroksenitlerde eklem düzlemleri boyunca dıştan içe doğru gelişen serpantinleşme ile çatlak ve kırık dolguları şeklinde görülen beyaz renkli manyezitler.

topluluğu, yer yer diyabaz daykları tarafınadan kesilmektedir. Yeşil renk tonunun hakim olduğu bu damar kayaçları, genellikle 5-10 m uzunluğunda, 2-3 m kalınlığında, mercek geometrili dik veya dike yakın konumlu sert çıkıntılar şeklinde gözlenmektedir. Incekesitlerinde % 45-50 oranında plajiolas, % 50 oranında da amfibol ve piroksen belirlenen kayaçta, karbonatlaşma ve serisitleşmeler yaygındır. Bileşenleri hafif bir yönlenme gösteren kayaç, metadiyabaz özelliğindedir. Metamorfizmadan etkilenmeyen ofitik dokulu bazı kesimler ise dolerit bileşimlidir.

Peridotit napı içinde tektonik dokanaklı olarak gri renkli, masif yapılı, bol çatlaklı ve kırıklı pelajik kireçtaşı blokları yer almaktadır (EK-1). Taze yüzeylerinde beyaz renkli ve kompakt görünümlü bu birim, aşınmaya karşı gösterdiği direnç sebebiyle Delialiuşağı ofiyoliti içerisinde Katraçukuru ve Ovacık Tepe gibi en önemli yükseltileri oluşturmuşlardır. Adı geçen iki tepe arasında yine pelajik kireçtaşlarının oluşturduğu ve bindirme hattında paralel bir dizilim gösteren daha küçük tepecikler yer almaktadır. Boyutları onlarca metreden kilometrelere kadar değişen pelajik kireçtaşı bloklarının alt sınırlarında çok ezikli, breşleşmiş serpantinize zonlar görülür.

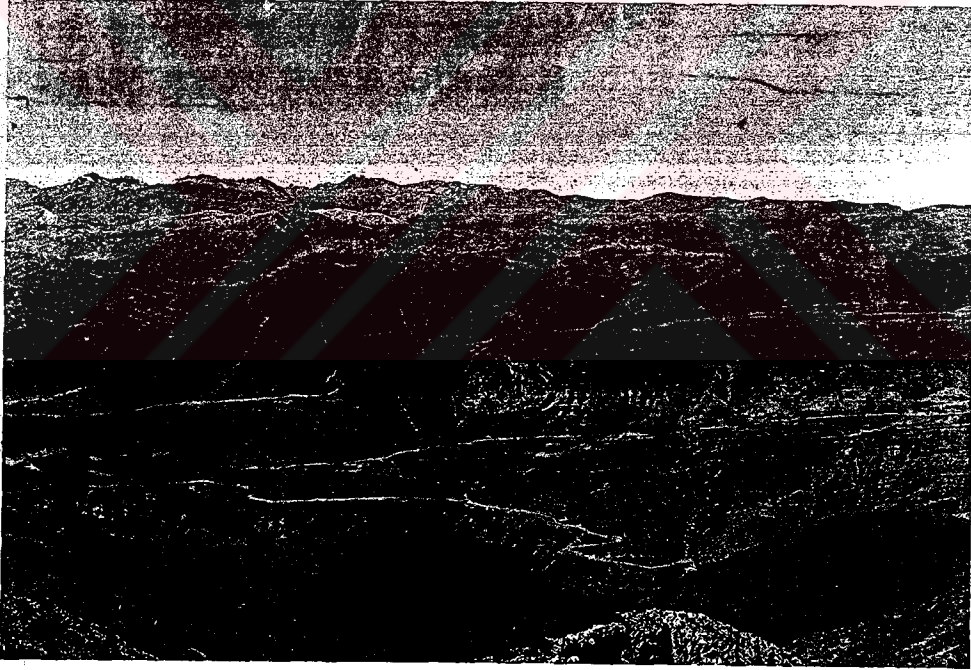
Mikroskobik incelemelerde pelajik kireçtaşlarının mikrokristalin kalsitlerden oluştuğu ve % 1-2 oranında da opak mineral içerdiği belirlenmiştir. Rekristalizasyon süreci ile ilksel dokusunu kaybetmiş olan kireçtaşlarının, Beyaz Aladağlar'daki Üst Kretase yaşlı pelajik kireçtaşlarıyla yakın benzerlik içerisinde olduğu Blumenthal (1939) tarafından vurgulanmıştır.

Kalınlığı tam olarak belirlenemeyen Delialiuşağı ofiyoliti, Üst Kretase öncesi tüm birimler üzerine tektonik bir dokanakla gelmektedir. Yerleşim sonrasında da tektonik hareketlerden kısmen etkilendiği anlaşılan ofiyolit kuşağı, bindirme hattı boyunca çeşitli yönlerde doğrultu atımlı faylarla kesilerek ötelenmiştir (EK-1).

Katrançukuru doğusunda bindirme hattı boyunca ve inceleme alanının dışında Faraşa (Çamlıca) yöresinde tektonik hatlara bağlı olarak epijenetik kökenli demir cevher zuhurları da içeren Delialiuşağı ofiyoliti, konglomera-marn ardalanmasından oluşan Miyosen yaşlı Zebil formasyonu tarafından açılı bir uyumsuzlukla örtülmektedir (EK-3).

2.1.7. Zebil formasyonu (Mz)

Esas olarak konglomera-marn ardalanmasından oluşan birimde daha az oranda kumtaşı, silttaşı ve kireçtaşı gibi kayalar da bulunmaktadır (Şekil 2.17). Formasyon adlaması, Ulakoğlu (1984) tarafından yapılmıştır. Aladağ-



Şekil 2.17. Kendisinden daha yaşlı birimler üzerine açılmal bir diskordansla gelen Zebil formasyonunun (Mz) Zamantı Irmagının batısında Mesozoyik yaşlı kireçtaşları (Kçt) üzerindeki konumu. Arka planda Aladağlar görülmektedir.

lar'ın doğusunda geniş alanlar kaplayan Zebil formasyonu, inceleme alanının kuzeybatı kesiminde küçük bir alanda yüzylemektedir (EK-1). Başlıca Turgut, Çamurlu, Avkasıl,

Seksenveren ve Şarлак tepeleri ile Kayapınar Sırtı mevkilerinde mostra veren Alt Miyosen yaşlı bu sedimanter istifin tipkesit yeri, inceleme alanının dışında Avluğa Köyü'nün 2 km KB'sında yer alan 1486 rakımlı Zebil Tepe'dir (Ulakoglu, 1984).

Formasyon kapsadığı demirli bileşenler sebebiyle kırmızımsı bir oksidasyon rengine sahiptir (Şekil 2.19). Birimin hakim litolojilerinden birini oluşturan konglomeralar, kırmızı veya gri renkli, kalın tabakalı (1-2 m), sağlam ve dayanıklı bir kayaktır. Marnlara göre daha az aşındığından vadi yamaçlarında çıkıntılar oluşturur.

Konglomeralar, inceleme alanında ve yakın çevresinde yüzeylemiş olan daha yaşlı birimlere ait iyi yuvarlaklaşmış çakıl ve blok boyutundaki elemanları kapsamaktadır. Bu elemanların birçoğu Paleosen-Eosen ve Üst Permian yaşlı kireçtaşları ile bölgede yer alan ofiyolitik kayalardan türemişlerdir. Bunların yanısıra, ~~çaha birçok~~ ~~litolojiye ait kırıntılı malzeme içeren kayac.~~ aynı zamanda yöredeki demir yatak ve zuhurlarından kaynaklanan cevher çakıl ve bloklarını da kapsamaktadır. Silisçe zengin götit ve daha az oranda limonitize siderit bileşimli cevher parçaları, orta derecede yuvarlaklaşmışlardır. Kayacın esasını oluşturan ve genellikle 5 ile 20 cm arasında boyutlara sahip olan çakıl ve bloklar, ya gri renkli bir karbonat çimento, ya da silt-kum boyutunda ince tanelerin oluşturduğu kırmızımsı renkli killi bir matriks tarafından tutturulmuşlardır. Kaba elemanların oranı çimento ve matrikse göre daha fazladır. Buna göre kayac polijenik ortokonglomera şeklinde tanımlanabilir. Bazı kesimlerde bağlayıcı oranının artmasıyla birlikte kayac parakonglomera özelliği kazanmakta veya tamamen kireçtaşı, marn, silttaşı ve kumtaşı gibi birimlere tedrici geçiş göstermektedir. Yer yer derecelenme yapısı gösteren konglomeralar, bazen bir tabaka içerisinde kaba taneli konglomera ile başlayıp, üste doğru tedrici olarak ince taneli kumtaşlarına ve silttaşlarına geçebilmektedir. Bu geçişler bazen ani bir fa-

siyes değişikligi şeklinde de gözlenebilmektedir.

Konglomeralardan sonra formasyon içerisindeki en önemli kayaç türü marndır. Soluk yeşil, bej ve vişne çürüğü renkleri gösteren marmlar, ince tabakalı, oldukça yumuşak ve kırılğan bir birimdir. Atmosferik şartlar altında kolayca ayrışabilen marmlar, vadi yamaçlarında konglomera tabakaları arasında büyük oyuklar oluştururken, düzlüklerde veya hafif yayvan çukurluklarda tarıma elverişli rezidüel karakterli toprakları oluşturmuşlardır.

Zebil formasyonu, oluşumundan sonra ilksel konumunu bozacak şekilde önemli tektonik hareketlere uğramadığından tabaka konumları yatay veya yataya yakındır (Şekil 2.17). Ancak, bazı kesimlerde gravite etkisiyle ortaya çıkan çökmeler sonucu tabakalar 7-8'lik bir eğim kazanmış, bazı kesimlerde ise epirojenik hareketlere bağlı olarak küçük ölçekli blok faylanmalar gelişmiştir.

Tipkesit yerinde 550 m. kalınlığa sahip olan Zebil formasyonunun tam bir seri şeklinde çökeldiği belirtilmektedir (Ulakoğlu, 1984). Mevcut incelemelere göre Zebil formasyonu Adana havzası ile ilgili denizel ortamların kollar şeklinde kuzeye doğru uzanan transgresyon ürünleridir (İlhan, 1976). İnceleme alanında bu kalın sedimenter istifin sadece 50 m'lik taban bölümü görülebilmektedir.

Formasyon, Infrakambriyen, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimler ile Maestrihtiyen yerleşim yaşına sahip ofiyolitik kayalar üzerine belirgin bir açılı uyumsuzlukla gelmekte, Kuvaterner yaşlı alüvyon ve yamaç molozları tarafından da açılı bir uyumsuzlukla örtülmektedir. Aladağlar-Yahyalı yöresinde ise sözkonusu formasyon üzerine açıl bir uyumsuzlukla Pliyosen yaşlı volkanik tuf-aglomera ve bazaltlarla temsil olunan Göynük formasyonu gelmektedir (Ulakoğlu, 1984).

İnceleme alanı ve yakın çevresinde çoğunlukla ayrışmış olarak mostra veren formasyon içerisinde fosil

bulunmamıştır. Ancak, konglomera seviyeleri içerisinde alınan kireçtaşı çakıllarının paleontolojik kesitlerinde Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı şu fosiller belirlenmiştir:

Alveolina sp.,

Fabiania sp.,

Eorupertia sp.,

Discocyclus sp.,

Asterigerina sp.,

Miliolidae

Bu fosillere göre, formasyonun Orta Eosen'den daha genç olduğu kesinlik kazanmaktadır.

Ulakoğlu (1984) tarafından yapılan polen analizlerinde, marnlar içerisinde yer alan kömürlü seviyelerde, Alt Miyosen yaşlı çok sayıda polen türü tespit edilmiştir. Buna dayanarak, inceleme alanında Zebil formasyonu'nun alt bölümlerini temsil eden konglomera ve marnların da Alt Miyosen yaşlı olduğu kabul edilmiştir.

Formasyon, Aladağlar güneyinde Miyosen konglomeraları (Ayhan, 1983); Yahyalı (Ulakoğlu, 1984) ve Aladağlar (Tekeli ve diğ., 1988) yörelerinde Zebil formasyonu; Dikme yöresinde (Öncel, 1989) Dikme formasyonu; Horzum (Kocan) yöresinde (Temur, 1986) Karahamza formasyonu; Saimbeyli (Tutkun, 1984) ve Feke (Ayhan, 1988) yörelerinde Sümbüldağı formasyonu; Tufanbeyli yöresinde (Özgül ve diğ., 1973) Demiroluk formasyonları ile deneştirilebilir özelliktedir. Ancak, Demiroluk formasyonunun yaşı yazarlarca Orta Eosen (Lütesiyen) olarak belirlenmiştir. Dolayısıyla iki formasyon arasında sadece litostatigrafik bir deneştirme sözkonusudur.

2.1.8. Alüvyon ve yamaç molozları (Qa)

Kvarterner yaşlı bu birimler, inceleme alanında ve yakın çevresinde yüzelemiş olan daha yaşlı birimlere ait kil-blok boyutundaki malzemeleri kapsamaktadır. Az veya hiç tutturulmamış olan bu kırıntılı elemanlar

alüvyon, yamaç molozu, elüvyal yelpaze ve toprak örtüleri şeklinde görülmektedirler.

Dere yataklarında yeralan alüvyonlar, beslenme alanında yüzeyleyen çeşitli litolojilere ait kırıntılı malzemenin değişik oranlarda karışımından ibarettir. Çok kısa mesafelerden taşındığı anlaşılan oldukça köşeli veya az yuvarlaklaşmış taneler arasında yer yer demir cevher parçaları da bulunmaktadır. Akış rejimindeki düzensizlikler nedeniyle çok kötü bir boylanma ile çökelmiş olan birimin kalınlığı yer yer 50-100 m'ye kadar ulaşmaktadır.

Drenaj ağının yeterince gelişmediği sarp topografyalı kesimlerde, fiziksel ayrışma olayları ile ortaya çıkan kil-blok boyutundaki kayaç parçaları, yerçekimi etkisiyle aşağılara doğru yuvarlanarak yamaç eğiminin azaldığı kesimlerde yamaç molozlarını, dağ eteklerinde ise alüvyal yelpazeleri oluşturmuşlardır. İnceleme alanında özellikle Ovacık Tepe ve Katrançukuru Tepe'nin güneyi ile Çaldağı'nın doğu kesimlerinde izlenen bu tür oluşuklar, genellikle tutturulmamış ve hiç yuvarlaklaşmamış, kireçtaşı çakıl ve bloklarını kapsamaktadır. İneksizmaz Dere'de ise aynı oluşuklar sist, fillit ve metakuvarsit parçalarını içerirler.

Genellikle Alt Miyosen yaşlı Zebil formasyonu ile daha yaşlı pelitik kayaçlar üzerinde görülen toprak örtüleri, belirli fiziksel ve kimyasal ayrışmaların ürünleridir.

İnceleme alanında yeralan Kuvaterner yaşlı bu güncel oluşuklar, daha yaşlı tüm birimler üzerine açılı bir uyumsuzlukla gelmektedirler (EK-3).

2.2. Tektonik

Toridler ana tektonik birliği içerisinde yeralan inceleme alanı, Doğu Toroslar'ın batısında yoğun naplanma

olaylarının gerçekleştiği Aladağlar'ın hemen doğusunda bulunmaktadır. Bilindiği gibi Toros silsilesi içerisinde, Özgül (1976) tarafından farklı havza şartlarını yansıtan birlikler ayırılmıştır. Çalışma alanında yüzeyleyen Infrakambriyen-Miyosen zaman aralığında çökelmiş otokton konumlu birimler, sözkonusu birliklerden Geyikdağı birliğine; Maestrihtiyen'de bölgeye yerleşen allokton konumlu ofiyolitik kayaçlar ise Bozkır birliğine dahil edilmiştir. Alpin ve Alpin öncesi tektonik hareketlerden etkilenen inceleme alanında, Alpin öncesi tektonik hareketlere ait sadece bir uyumsuzluk yüzeyi belirlenmiştir. Muhtemelen Hersiniyen orojenezine bağlı olarak ortaya çıkan bu uyumsuzluk yüzeyi, çok küçük bir alanda yüzeyleyen Üst Permiyen yaşlı karbonat kayaçlar ile daha yaşlı birimler arasında görülür (EK-3). İnceleme alanının diğer kesimlerinde ise, esas olarak Alt Paleozoyik yaşlı birimler yayılım gösterdiğinden Alpin ve Alpin öncesi hareketleri birbirinden ayırdetme imkânı yoktur.

İnceleme alanında görülen kıvrımlı, kırıklı, bindirmeli, devrik yapılar esas alınacak olursa, bunların Neo-Tetis'in evrimiyle ilgili Erken-Orta Alpin hareketleri sonucunda ortaya çıktıkları anlaşılır. Bunun yanı sıra, Geyikdağı birliği içerisinde Kambriyen'den günümüze kadar epirojenik hareketlerin de etkili olduğu bilinmektedir (Özgül, 1976). Alpin hareketlerin kesin delilleri arasında iki uyumsuzluk yüzeyi ile ofiyolitik kayaçların kıtalar üzerine yerleşmesine ilişkin bir bindirme yer almaktadır. Anılan uyumsuzluklardan ilki Paleozoyik'ten Mesozoyik'e geçişte görülür. Muhtemel yaş Jura-Alt Kretase olan birimler, Paleozoyik ve Paleozoyik öncesi oluşmuş tüm birimler üzerine açılı bir uyumsuzlukla gelmektedir (EK-3). İnceleme alanı ve yakın çevresinde Üst Kretase sonunda gerçekleşen ve Alp Orojenezinin Laramiyen fazıyla ilgili kompresyonel streslerle ortaya çıktıkları tahmin edilen yoğun kıvrımlanma, naplanma, kırılma, bindirme ve devrilme hareketleri sırasında Neo-Tetis okyanus tabanına ait ofiyolitik kayaçlar, kıtalar üzerine doğru

itilerek, o günün paleotopografyasında yüzeyleyen bütün birimlerin üzerine bindirmiştir. Benzer şekilde Anatolid-Torid Platformu ve Arabistan Platformu'nun kuzey kesimleri Üst Kretase boyunca yaygın ofiyolit bindirmelerine sahne olmuştur (Ketin, 1983). Adı geçen tektonik hareketlerden sonra büyük ölçüde karasallaşan inceleme alanında hızlı bir aşınma dönemi başlamış ve Miyosen'e kadar devam etmiştir. Miyosen'de kuzeye doğru kollar şeklinde ilerleyen Adana havzasıyla ilgili denizel ortamların transgresyon ürünleri olan konglomera ve marnlar (İlhan, 1976), ofiyolitler dahil Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı tüm birimler üzerine açılı bir uyumsuzlukla çökelmiştir (EK-3). Bu uyumsuzluk yüzeyi, Alpin hareketleriyle ilişkili olarak ortaya çıkan uyumsuzluklardan ikincisini oluşturmaktadır.

Yatay veya yataya yakın bir konumda izlenen konglomera ve marnlar, henüz orojenik faaliyetlerden etkilenmemişlerdir. Ancak, inceleme alanının dışında sözkonusu birimlerin epirojenik hareketlere bağlı olarak gerçekleşen blok faylanmalarla önemli ölçüde yükseldikleri bilinmektedir.

Inceleme alanının yaklaşık olarak 50 km kadar batısında bulunan sol yanal atımlı Ecemiş Fayı, hemen onun doğusunda Aladağlar yöresinde görülen naplar ve ofiyolit bindirmeleri ile blok fayları, yakın yöredeki başlıca tektonik yapıları oluştururlar. Bunlardan naplar, ofiyolit bindirmeleri ve blok fayların büyük bir bölümü Üst Kretase'de gerçekleşmiş hareketlerle ilgilidir. Buna karşılık, Ecemiş Fayı ise, Lütesiyen sonrasında ortaya çıkmıştır.

Bu ana tektonik yapıların oluşumunu sağlayan kuvvetler, inceleme alanında da etkili olmuştur. Bölgesel olarak Üst Kretase sonunda karasal hâle geçen çalışma sahasında Alpin Orojenezi'ne ilişkin tektonik hareketlerle kıvrımlı, kırıklı, naplı, bindirmeli ve devrik yapılar ortaya çıkmıştır (EK-1).

2.2.1. Kıvrımlar

Inceleme alanında etkili olan tektonik hareketler sırasında büyük ölçekli kıvrımlardan ziyade, formasyon içi kıvrım niteliğinde küçük ölçekli çok sayıda kıvrımlar meydana gelmiştir. Bu kıvrımlar, önem derecelerine göre sırasıyla anlatılacaktır.

2.2.1.1. Büyük ölçekli kıvrımlar

Eksenleri genellikle KD-GB, KB-GD VE K-G yönünde uzanan büyük ölçekli kıvrımlar aşağıda önem sıralarına göre anlatılmışlardır.

- Çokçanınbaşı ve Kurudere senklinalleri

Bu senklinaller toplam 5 km'yi aşan eksen uzunluklarıyla inceleme alanının en önemli kıvrımlarını oluştururlar (EK-1). Başlangıçta birbirinin devamı olan bu senklinaller, daha sonra etkili olan tektonik hareketler sırasında Cinnidere fayı ile kesilerek 675 m sol yönlü bir atıma uğramıştır. KB-GD yönünde uzanan senklinallerden birincisi, kuzeybatıda Karakızoluğu Gedik Sırtı'ndan başlayarak, güneydoguya doğru Çokçanınbaşı Tepe'nin güneyinden geçerek Yedigöz Mevkif'ne, oradan da Cinni Dere'ye kadar uzanır. İkincisi ise Cinni Dere'den başlar, Kuru Dere yatağını takibederek Cilbeher Tepe'nin kuzeyinden geçer ve yaklaşık 500 m sonra çalışma alanının dışına çıkar (EK-1). Bu senklinallerin oluşumları sırasında Çokçanınbaşı Tepe yakınında yer alan Infrakambriyen-Alt Paleozoyik ve Jura-Alt Kretase yaşlı birimler birlikte kıvrılmışlardır. Bu durum yukarıda zikredilen kıvrımın, Jura-Alt Kretase'den daha sonra oluştuğuna işaret eder. Infrakambriyen yaşlı birimler içerisinde görülen Kurudere senklinalinin güney kanadı Cilbeher Tepe, kuzey kanadı ise Tozlu Tepe bindirmeleri-

nin altında kalmaktadır. Her iki kesimde de bindirme yüzeyinin altında kalan Infrakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonuna ait birimler ile üzerinde kalan Karaçatıtepe ve Kartalkaya formasyonlarına ait Alt Paleozoyik yaşlı birimler farklı tabaka konumlarına sahip olup, farklı kıvrım yapıları sergilemektedirler (EK-1 ve 2). Özellikle Tozlutepe bindirme yüzeyinin üzerinde kalan birimler KD-GB uzanımlı yaklaşık 1 km uzunluğunda her iki yönde de dalımlı bir senklinal yapısı sunmaktadır. O halde, bindirme olayı Çokçanınbaşı ve Kurudere senklinallerinin oluşumundan sonra gerçekleşmiş olmalıdır. Bu veriler, inceleme alanında etkili olan önemli tektonik hareketlerin Üst Kretase ve daha sonraki zaman dilimlerinde meydana geldiği görüşünü desteklemektedir.

- Mağaradere antiklinal ve senklinali

Inceleme alanının kuzeybatı kesiminde yaklaşık olarak birbirlerine paralel bir şekilde uzanan Mağaradere antiklinal ve senklinali Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı Kartalkaya formasyonuna ait şist-fillit türü kayalar içerisinde izlenmektedir (EK-1 ve 2). GB-KD yönünde uzanan heriki kıvrımdan Mağaradere antiklinalinin eksen uzunluğu yaklaşık olarak 5 km'dir. Güneybatıda Karakızoluğu Dere'sinin 500 m doğusundan başlayan, daha sonra kuzeydoğu yönünde Mağara Dere'yi keserek Şehitler Mezarlığı'na, oradan da kuzeydoğuya doğru bükülen Mağaradere antiklinali bundan sonra Demirçoluğu Mevkii üzerinden Menteş Dere'sinin 500 m kuzeydoğusuna kadar uzanır. Şehitler Mezarlığı yakınında bu antiklinalin kuzey kanadı, Miyosen yaşlı konglomeralar ve Kuvaterner yaşlı alüvyonların altında kalmaktadır. Mağaradere antiklinali ile birlikte gelişmiş olan 3,5 km uzunluğundaki Mağaradere senklinali, Karakızoluğu Deresi'nin 500 m doğusundan başlar ve kuzeydoğu yönünde Mağara Dere'yi keser, biraz daha kuzeydoğuya doğru bükülerek Degirmen Dere yakınına kadar uzanır.

- **Çulfaseki antiklinali**

Inceleme alanının doğu kesiminde yeralan 4 km uzunluğundaki Çulfaseki antiklinali, Infrakambriyen yaşlı Sicimindagi formasyonuna ait birimler içerisinde gelişmiştir. Attepe'nin yaklaşık olarak 650 m kuzeybatısında bir fay hattından başlamakta, GB-KD yönünde Cinnikoyak Dere'yi keserek Tahtafırlatan Tepe'ye doğru uzanmaktadır. Antiklinalin dalımı kuzeydoguya dogrudur (EK- 1 ve 2).

- **Cinnikoyak senklinali**

Bu senklinal, inceleme alanının doğu kesiminde Infrakambriyen yaşlı Sicimindagi formasyonuna ait birimler içerisinde görülür. GB-KD yönünde yaklaşık olarak Cinnikoyak Dere'ye paralel bir şekilde uzanan 3 km uzunluğundaki Cinnikoyak senklinali, Ümmügülsüm Dere'de sağ yönlü dogrultu atımlı bir fay tarafından 400 m atıma ugratılmıştır. Güneybatı yönündeki uzanımı Tozludere fayı ile kesiklige ugrayan senklinal, kuzeydoguda Abacı Sırtı mevkiinde yeralan bir fayla sınırlanmaktadır (EK-1).

- **Karakızoluğu senklinali**

Inceleme alanının batısında Karakızoluğu formasyonuna ait muhtemelen Jura-Alt Kretase yaşlı metakonglomeralar içerisinde gelişen bu senklinal, GB-KD yönünde 2 km'lik bir uzanımına sahiptir. Senklinal dogrultusu boyunca iki yönlü bir dalım göstermektedir (EK-1 ve 2).

- **Mağarabelitepe antiklinali**

Yaklaşık olarak K-G yönünde uzanan ve 2 km uzunluğa sahip olan Mağarabelitepe antiklinali, dom yapılı bir antiklinaldir. Dom, farklı dogrultularda gelişmiş birçok fay ve kırık sistemi ile katedilerek parçalanmıştır. Bu

yapıyla ilgili olarak Magarabeli Tepe'den Karanmagrabeli'ne kadar izlenen tüm birimler KD'ya; Karançukuru ofiyolit bindirme hattına kadar izlenen birimler ise, GB'ya doğru eğimlidir. Aynı şekilde Magarabeli Tepe'nin kuzeyindeki birimler K-KD ve KB yönünde; güneyindeki birimler ise G-GB ve GD yönünde eğimlidir.

2.2.1.2. Küçük ölçekli kıvrımlar

Esas olarak şist, fillit ve kalkşist gibi sünek davranışlı birimler içerisinde görülen küçük ölçekli kıvrım yapıları arasında simetrik, asimetrik, yatık, devrik antiklinal ve senklinaller, izoklinal ve disharmonik kıvrımlar, W, M, S ve Z tipi kıvrımlar, antiklinoryum ve senklinoryum yapıları ile akma kıvrımları son derece yaygındır (Şekil 2.18). Değinilen kıvrımların oluşumları sırasında şist ve fillit türü kayalar içerisinde yer alan rijit davranışlı metakumtaşı, metakuvarsit, metasilttaşı ve rekristalize kireçtaşlarına ait lamina, bant veya tabakalarda; kesme klivajları, yalancı tabakalanmalar, budinajlar, akma ve kopma yapıları ile bazı kıvrım kanatlarında incelmeler, eksen bölgelerinde de kalınlaşmalar ortaya çıkmıştır. Sünek davranışlı kesimlerde de yaygın olarak eksen düzlemi klivajı veya yapraklanmalar gelişmiştir.

Inceleme alanında kıvrım tektoniğini aydınlatmak amacıyla Infrakambriyen, Alt-Orta Kambriyen ve Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı; Sicimindagi, Karaçattepe ve Kartalkaya formasyonlarına ait tabaka ölçüleri esas alınarak doku diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 2.19, 2.20 ve 2.21). Alınan ölçülere göre diyagramları yapılan tüm birimler, muhtemelen kesişen eksen sistemlerine sahip kıvrımlanma geçirmişlerdir. Bu sebeple tabaka ölçümlerine ait doku diyagramlarında dom ve küvet yapılarına has küçük kuşak simetrileri elde edilmektedir. Herbir birimden ayrı ayrı yapılmış olan doku diyagramlarında bile

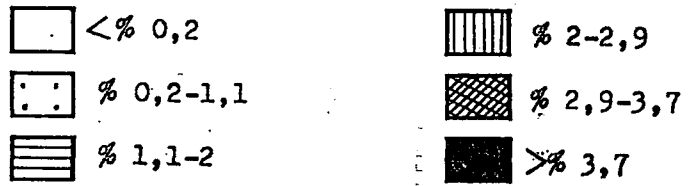
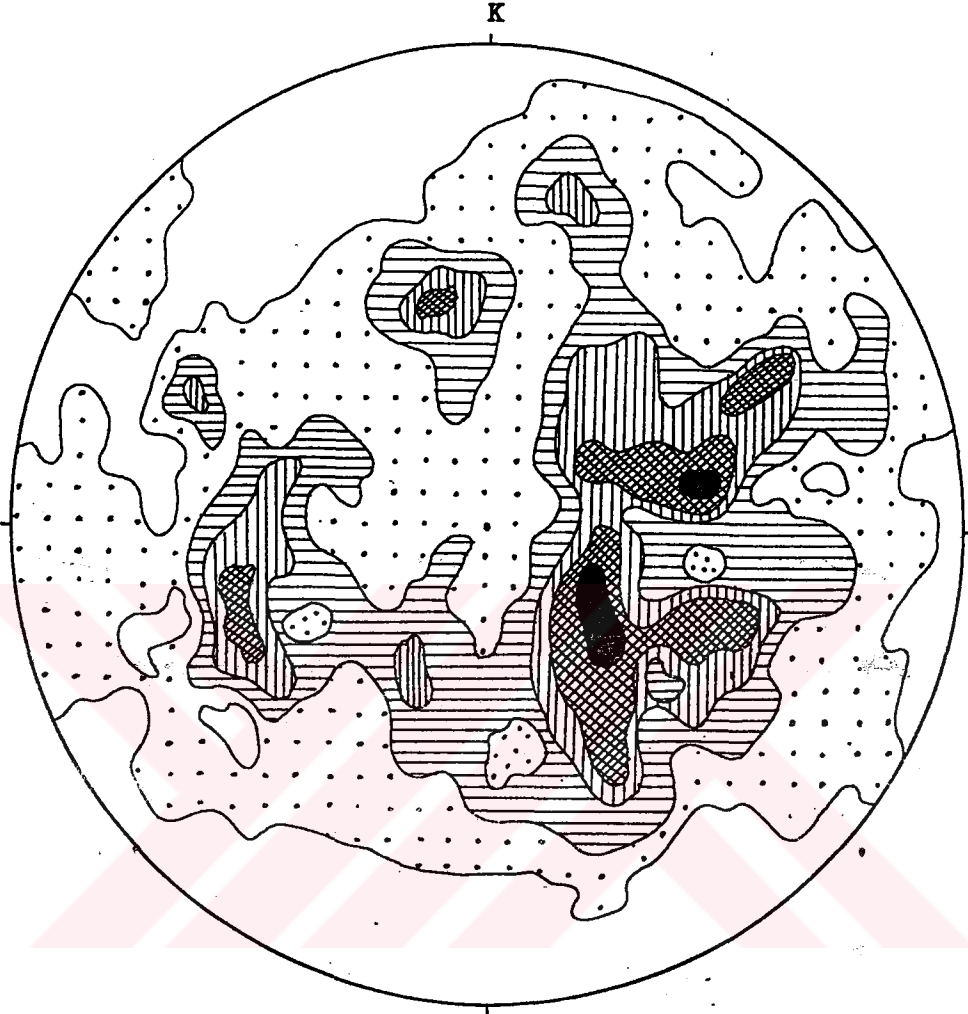
benzer tektonik stilin (konik kıvrım) varlığı bariz olarak görülebilmektedir.



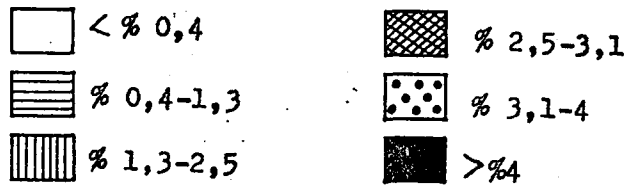
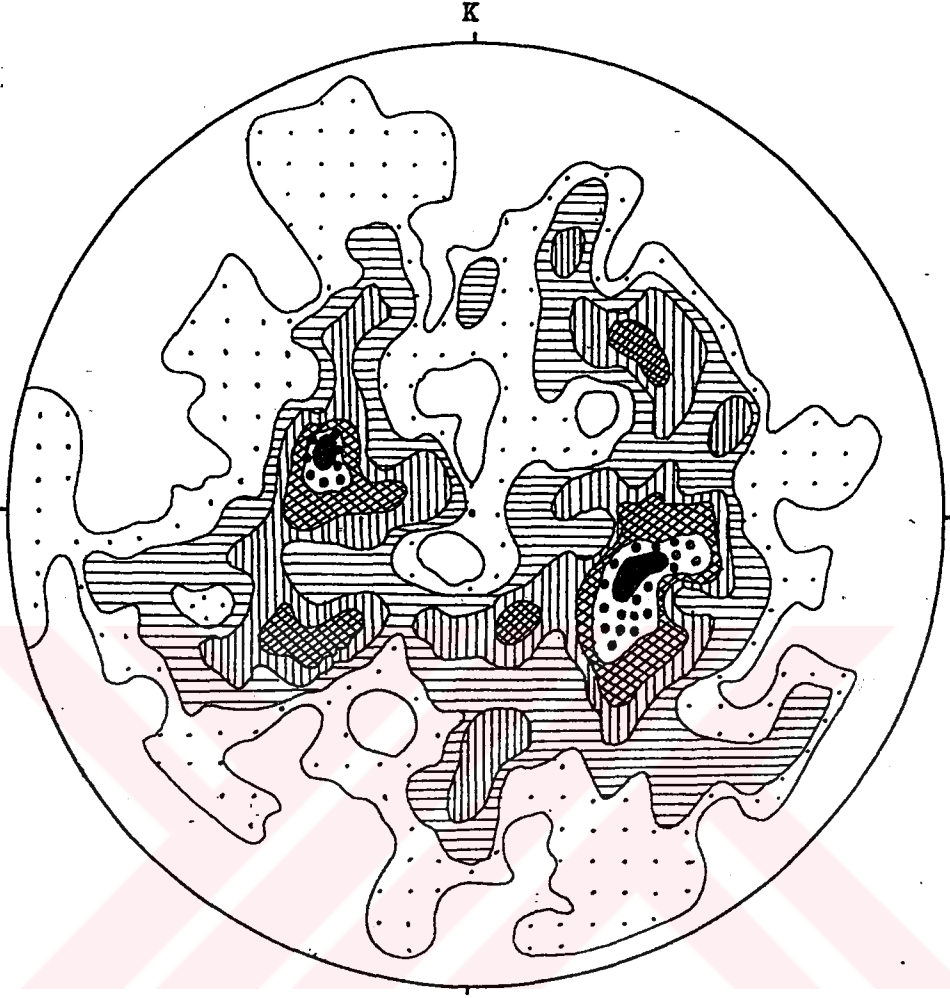
Şekil 2.18. Kılıçkaya yöresinde Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı Kartalkaya formasyonuna ait kalkışist (K.Ş.) ve şistler (Ş.) içerisinde görülen Z ve S tipi kıvrım yapıları.

2.2.2. Devrik yapılar

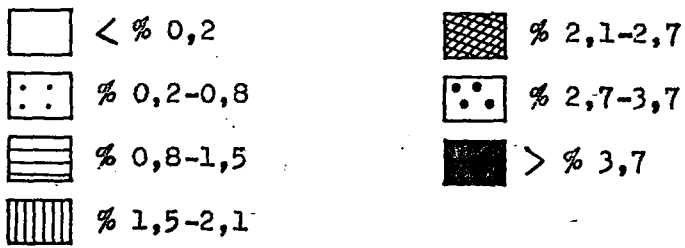
Yörede etkili olan tektonik hareketlerle birlikte gerçekleşen kıvrımlı, kırıklı, bindirmeli yapıların yanında, devrik yapılar da gelişmiştir. İnceleme alanında Çaldagı, Ovacık Tepe güneydogusu ve Küçüktahtafırlatan Tepe kuzeybatısında olmak üzere üç ayrı yerde devrik yapı belirlenmiştir. Bunlardan Çaldagı ve Ovacık Tepe yakınında etkili olan devrilme hareketleri sonucunda, İfrakambriyen-Alt Paleozoyik yaşlı Sicimindagı, Karaçatıpe ve Kartalkaya formasyonlarına ait birimler, Küçüktahtafırlatan Tepe civarında ise sadece Alt Paleo-



Şekil 2.19. Sicimindeki formasyonuna ait birimlerden alınan 232 adet tabaka ölçüsü için hazırlanan doku diyagramı.



Şekil 2.20. Karaçatetepe formasyonuna ait birimlerden alınan 113 tabaka ölçüsü için hazırlanan doku diyagramı.



Şekil 2.21. Kartalkaya formasyonuna ait 305 tabaka ölçüsü için hazırlanan doku diyagramı.

zooyik yaşı Karaçatıepe ve Kartalkaya formasyonuna ait birimler devrik bir konum kazanmışlardır (EK-1 ve 2).

2.2.3. Kırıklı yapılar

Alpin ve Alpin öncesi tektonik hareketler sırasında, kumtaşı, kireçtaşı ve konglomera gibi kompeten birimlerin varlığı inceleme alanında kıvrım tektoniğinden çok, kırık tektoniğinin etkili olmasına imkân sağlamıştır (EK-1). Zira, yaklaşık olarak 146 km² 'lik küçük bir alanı kapsayan inceleme alanında küçük ve büyük ölçekli olmak üzere ikiyüze yakın fay, bazı bindirme yapıları, büyük fayların sınırladığı bloklu yapılar ile birçok eklem sistemi belirlenmiştir. Yörede belirlenen bu yapıların Alpin veya Alpin öncesi hareketlerden hangisine ait olduğu, Infrakambriyen ve Paleozoyik yaşı birimlerin geniş alanlar kaplaması nedeniyle ayırteedilememektedir. Ancak, bütün Toroslar'da olduğu gibi bu yapıların esas olarak Alpin hareketleri sonucunda ortaya çıktıkları kabul edilmektedir.

2.2.3.1. Çatlaklar

Inceleme alanında yüzeyleyen kumtaşı ve kireçtaşı gibi rijit davranışlı birimlerde çok evreli deformasyonlarla ilgili olarak değişik doğrultularda gelişmiş düzgün çatlak sistemleri ortaya çıkmıştır. Infrakambriyen yaşı Sicimindagi formasyonuna ait metakuvarsitler ile Alt-Orta Kambriyen yaşı Karaçatıepe formasyonuna ait rekristalize kireçtaşları için kontur diyagramları hazırlanmıştır. Metakuvarsitlerden alınan 300 adet çatlak ölçüsü için hazırlanan kontur diyagramından elde edilen hakim çatlak düzlemlerinin konumu, birinci grup çatlaklar için K89D / 88GD, ikinci grup çatlaklar için K 14D / 70 KB ve K2B / 70 KD'dur. Rekristalize kireçtaşlarından alınan

200 adet çatlak ölçüsü için hazırlanan kontur diyagramından elde edilen hakim çatlak düzlemlerinin konumu, birinci grup çatlaklar için K30D / 84GD, ikinci grup çatlaklar için K46B / 58GB ve K82B/40KD'dur (Şekil 2.22 ve 2.23). Her iki birimde de birinci grup çatlaklar, KD doğrultulu ve GD eğimlidir. Bu durum her iki birimin birlikte deformasyona uğradıklarını göstermektedir.

2.2.3.2. Faylar

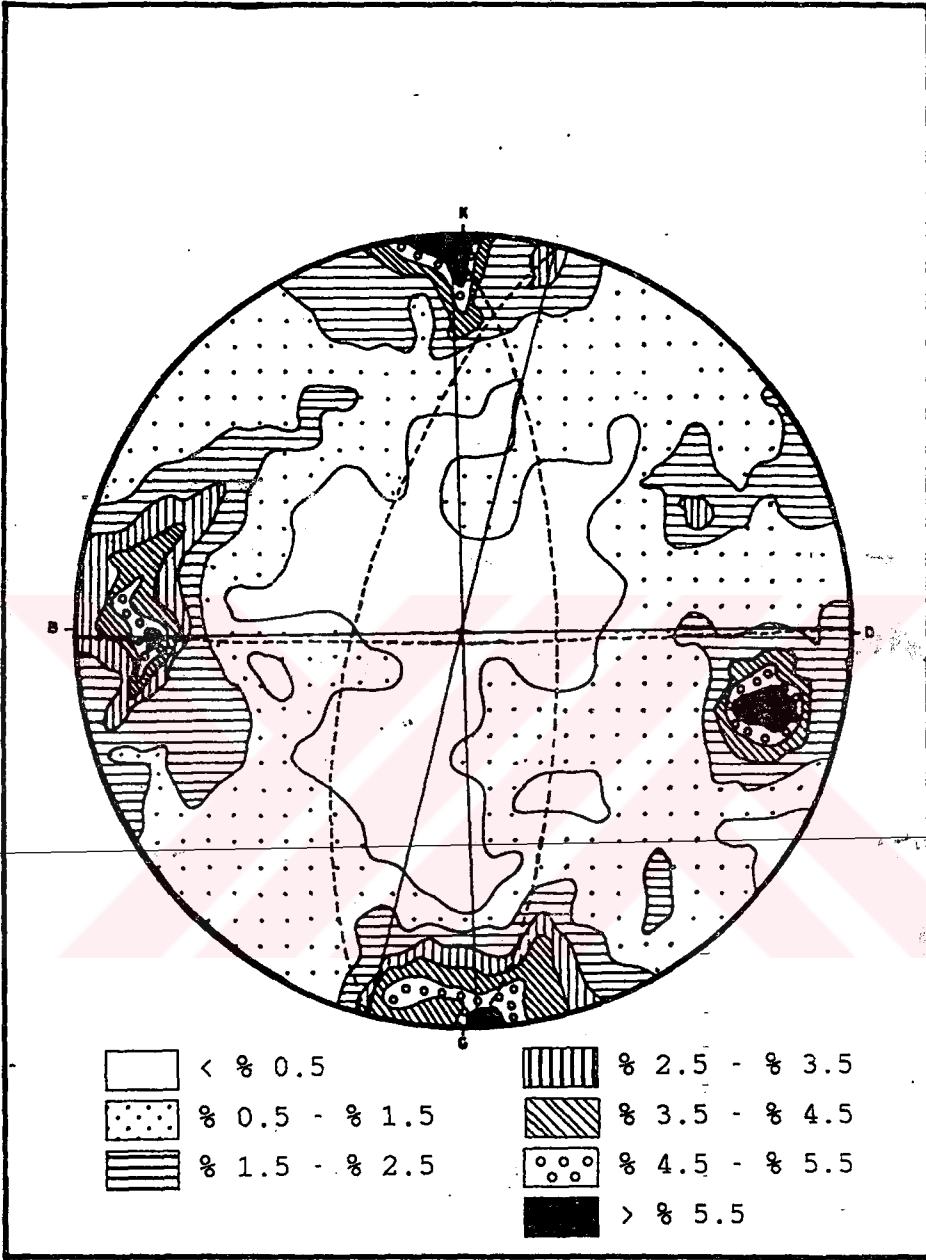
Çalışma alanında belirlenen çok sayıda fay, oluşum mekanizmalarına göre normal, ters ve doğrultu atımlı faylar olmak üzere üç grup altında incelenmiştir.

2.2.3.2.1. Normal faylar

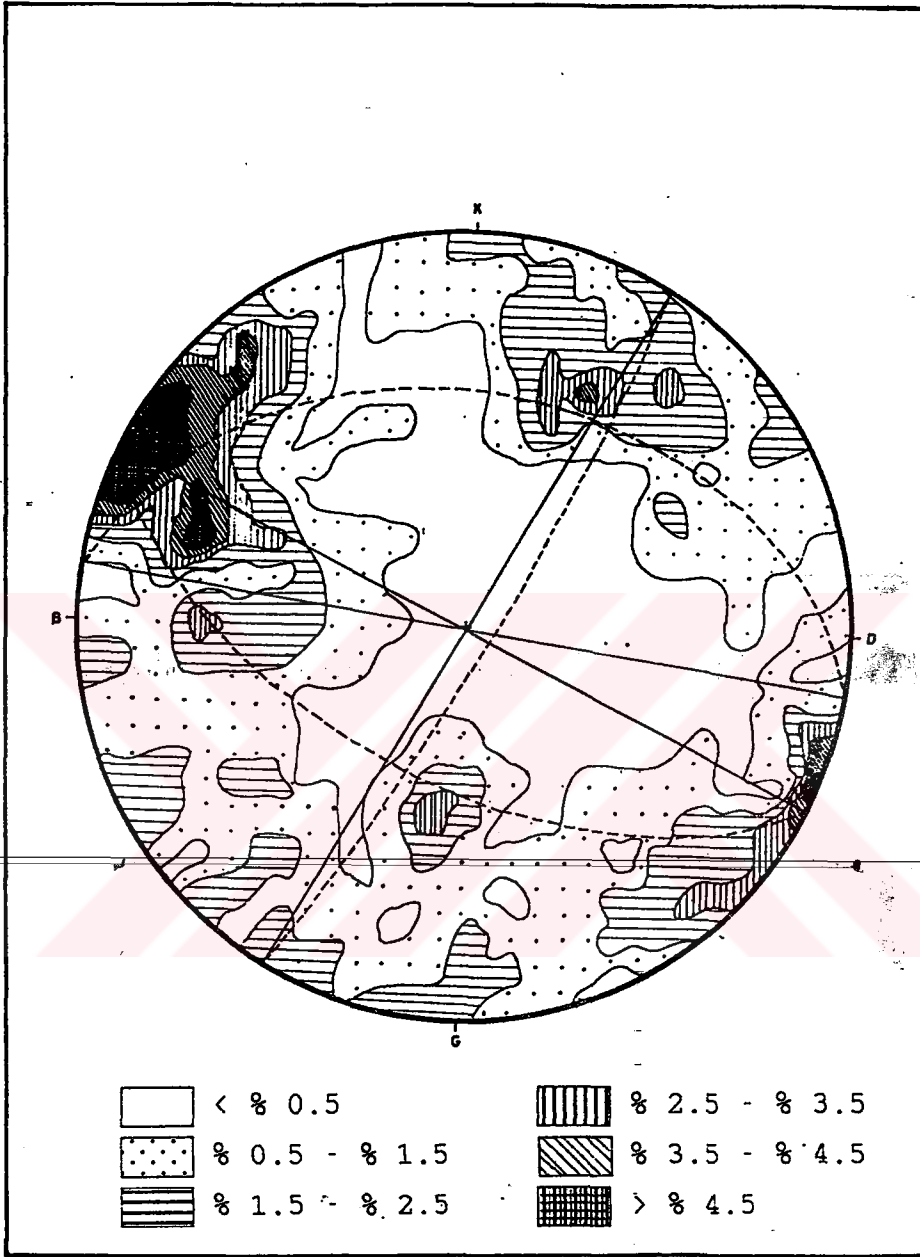
Normal faylar, yörede en fazla gözlenen fay türünü oluşturmaktadır. ~~Cevherli çözeltilerin göçü ve cevher yerleşimi açısından da büyük bir öneme sahip olan bu faylar, farklı doğrultularda gelişmiş olup, yer yer küçük graben ve horst yapılarını sınırlarlar. İnceleme alanının çoğu yerinde normal fayların doğrultu atımlı faylarla kesildikleri görülür (EK-1). Bu faylardan önemli olanları aşağıda kısaca tanımlanmıştır.~~

-Attepe fayı-1

İnceleme alanındaki demir cevherleşmesi açısından büyük bir öneme sahip olan Attepe fayı-1, KB-GD yönünde uzanmaktadır. Her iki yönde de doğrultu atımlı faylarla sınırlanan Attepe fayı, GD'da Ümmügülsüm Dere kavşağından başlayarak KB yönünde Attepe demir yatağına, oradan da Magarabeli demir yataklarının yaklaşık olarak 500 m kuzeydoğusuna kadar uzanmaktadır (EK-1). Eğim atımlı normal



Şekil 2.22. Sicimindagi formasyonuna ait metakumtaşlarından alınan 300 çatlak ölçüsü için hazırlanmış kontur diyagramı.



Şekil 2.23. Karaçatıtepe formasyonuna ait birimlerden alınan 200 çatlak ölçüsü için hazırlanmış kontur diyagramı.

bir fay şeklinde izlenen yaklaşık 4,5 km uzunluğundaki Attepe fayı, Attepe demir yatağının GD sınırında ve yatağın yaklaşık KB'sında doğrultu atımlı faylar ile önce sol, sonra da sağ yönlü atımlara ugramıştır. Attepe demir yatağının bulunduğu kesimde küçük bir graben oluşturan Attepe fayı, esasında birbirine paralel bir şekilde uzanan küçük faylarla birlikte bir fay zonu hüviyetine sahiptir. Burada yatağın doğu kesimini sınırlayan ana fay, $70-80^{\circ}$ 'lik açılarla GB'ya doğru eğimlidir. Aynı fay Mağarabeli demir yatağında $50-55^{\circ}$ ile yine GB'ya doğru eğimlidir. Yani kuzeye doğru gidildikçe fayın eğimi önemli ölçüde azalmaktadır.

-Kızıl fayı

Çalışma alanının kuzeyinde yer alan Kızıl fayı, kavisli bir yapıya sahiptir ve iç bükey tarafı güneye doğru eğimlidir. Doğuda, Uyuzpınarı'nın hemen kuzeydoğusundan başlayan bu fay batıya doğru bükülerek Kızıl demir yatağına ve Degirmendere yatağının yaklaşık 100 m güneybatısına kadar uzanır. Uzunluğu 2,5 km'yi bulan eğim atımlı normal fay niteliğindeki Kızıl fayının her iki ucu eğim atımlı normal faylar tarafından sınırlandırılmıştır. Ayrıca, Kızıl demir yatağının doğu ve batı kesimlerinde birçok doğrultu atımlı fay tarafından atıma uğratılan Kızıl fayı, doğu ucundan Kızıl yatağının bulunduğu yere kadar $55-60^{\circ}$ 'lik açılarla güneye doğru eğimli normal bir fay, buradan itibaren Degirmendere yatağının batısına kadar da eğim atımlı ters bir fay şeklinde izlenmektedir. Kızıl ve Degirmendere yataklarının oluşmasına imkân hazırlayan Kızıl fayı, inceleme alanında yer alan önemli cevher taşıyıcı kanallardan ikincisini oluşturur (EK-1).

-Kartalkaya fayı

İnceleme alanının kuzeydoğu kesiminde yer alan bu fay,

GB-KD yönünde uzanmaktadır. Uyuzpınarı'nın hemen kuzeydoğu kesiminden başlayarak kuzeydoğuya doğru Kartalkaya yatağına ve oradan da Kızlap Dere'ye kadar uzanan Kartalkaya fayı, buradan çalışma alanının dışına çıkmaktadır. Saha içerisindeki uzunluğu yaklaşık 2,5 km kadardır. Kartalkaya demir yatağı yanında bu faya 1 km uzunluğunda ikinci bir fay daha eşlik etmektedir. Söz konusu fayların her ikisi de 70-80°'lik açılarla GD'ya doğru eğimli normal faylar olup, KB-GD yönünde uzanan doğrultu ve eğim atımlı genç faylar tarafından kesilmişlerdir (EK-1).

- Glipos-Tozludere fayı

KB-GD yönünde uzanan bu faylar, başlangıçta birbirinin devamı şeklinde olup, daha sonra etkili olan tektonik hareketler sırasında Cinnidere fayı tarafından sol yanal yönde yaklaşık olarak 200 m'lik bir atıma uğratılmıştır. Doğuda Çaldığı zirvesinden başlayan Tozludere fayı, KB'ya doğru Tozlu dere yatağını takibederek Cinnidere fayına ulaşır. Buradan itibaren yatağı boyunca uzandığı Glipos Dere'nin adını alarak kuzeybatı yönünde Mağara Dere'ye kadar devam eder. Güneydoğuda doğrultu atımlı bir fay, kuzeybatıda ise düşey atımlı bir fay tarafından sınırlanan Glipos ve Tozludere fayları, düşey atımlı faylardır. Fayların toplam uzunlukları 7 km civarındadır (EK-1 ve 2).

- Akeşme fayı

Güneyde Yedigöz Mevkii'nin 500 m kuzeybatısından başlayan Akeşme fayı, Akeşme Dere yatağını takibederek yaklaşık K-G yönünde Beltepe'nin 500 m kuzeybatısına kadar uzanır. Düşey atımlı bir fay olduğu tahmin edilen, yaklaşık 5 km uzunluğundaki Akeşme fayı her iki yönde de faylarla sınırlanmaktadır (EK-1 ve 2).

- Küçühtahtafırlatan fayı

Yaklaşık D-B yönünde uzanan 3 km uzunluğundaki bu fay, batıda Uyuzpınarı Dere'sinden başlayarak doğuya doğru Küçühtahtafırlatan Tepe'nin 500 m kuzeyinden geçmekte, 750 m sonra da eğim atımlı normal bir fayla sınırlanmaktadır. KB-GD ve KD-GB yönünde uzanan doğrultu atımlı genç faylar tarafından kesilerek atıma uğratılan bu fay, eğim atımlı normal bir faydır. Fay, yaklaşık 65-70°'lik açılarla K ve KB'ya doğru eğimlidir. Bu faylanmayla birlikte aynı kesimde bir de devrik yapı ortaya çıkmıştır (EK-1 ve 2).

2.2.3.2.2. Doğrultu atımlı faylar

Genellikle KB-GD ve KD-GB yönünde uzanan doğrultu atımlı faylar, inceleme alanında belirlenen diğer fay türlerinden daha genç olup, birçok yerde onları keserek atıma uğratırlar. Bir kısmı oblik atımlı olan sözkonusu fayların uzunlukları çoğunlukla 1 km'nin altındadır. Saha içerisindeki doğrultu atımlı fayların en önemlisi Cinnidere fayıdır. KD-GB yönünde uzanan bu fay, yaklaşık olarak 10 km uzunluğundadır. Güneyde Yedigöz Mevkii yakınından çalışma alanına giren Cinnidere fayı kuzeydoğu yönünde önce Cinnidere, sonra da Cinnikoyak ve Başyurt Dere yataklarını takibederek 2441 rakımlı tepenin 300 m güneydogusundan inceleme alanının dışına çıkmaktadır. Cinnidere fayı, Yedigöz Mevkii yakınında birbirinin devamı olan Çokcanınbaşı ve Kurudere senklinal eksenlerini 675 m sol yönde atıma ugratarak birbirinden ayırmıştır. Kuzeydoguya doğru, yine Glipos-Tozludere faylarını 200 m'lik sol yanal yönlü bir atıma ugratmıştır. Kuzeydoguya doğru giderek azalan atım miktarı, Ümmügülsüm Dere kavşağında 75 m kadardır (EK-1).

Cinnidere fayının da kuzeydoğu kesiminde daha genç sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylarla kesilerek 25

ile 60 m arasında değişen atımlara ugratıldığı görölr. Uzunluğu 2,5-3 km arasında olan genç faylar KB-GD yönünde gelişmişlerdir. Bunlardan güneybatıdan kuzeydoğuya doğru izlenen oblik atımlı ilk ikisi sağ yönlüdür. Bunlardan birincisi Attepe'nin 750 m, ikincisi ise Sicimindağı'nın 400 m kuzeydoğusundan geçmektedir. Küçüktahtafırlatan Tepe'nin batısında kalan diğer doğrultu atımlı faylardan birincisi sol, ikincisi ise sağ yönlüdür (EK-1).

Yine inceleme alanının güneydoğusunda Çaldağı zirvesinden Oruçlu Dere'ye doğru uzanan KB-GD yönünde gelişmiş sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar yer almaktadır (EK-1). Ayrıca, çalışma alanının güneybatı kesiminde Katrançukuru ofiyolit bindirme kuşasını Çataldaş Tepe yakınında KB-GD yönünde keserek 150 m atıma ugratan sol yönlü doğrultu atımlı bir fay izlenmektedir. Belirtilen verilerin ışığı altında bu fayların Üst Kretase'de gerçekleşen bindirme olayından daha sonra meydana geldikleri söylenebilir.

2.2.3.2.3. Ters faylar ve bindirme fayları

Yörede pek yaygın olmamakla birlikte uzunluğu 1 km'nin üzerinde olan üç ters fay tesbit edilmiştir. Bunlar doğudan batıya doğru Çaldağı, Attepe-2 ve Beltepe faylarıdır. Çaldağı fayı KD-GB yönünde, diğer iki fay ise KB-GD yönünde uzanmaktadır (EK-1).

Inceleme alanında okyanus tabanına ait kayaçların kıtalar üzerine itilmesi sonucu ortaya çıkan ofiyolitik bindirme ve kıta içi bindirme olmak üzere jenetik açıdan iki tür bindirme sözkonusudur. Bunlardan kıta içi bindirmeler, fazla atımları olmayan ekaylanmalar şeklindedirler (EK-1).

- Katrançukuru ofiyolit bindirmesi

Aladağ'ların doğusunda Pozantı'dan başlayarak Faraşa'ya kadar uzanan 120 km'lik bir ofiyolitik kayaç kuşağı izlenmektedir. Bozkır birliğine dahil edilen allokton konumlu bu kuşağın, inceleme alanı içerisine giren, yaklaşık K-G uzanımlı 11 km'lik doğu sınırı, Katrançukuru ofiyolit bindirmesi olarak isimlendirilmiştir. Sözkonusu bindirme kuşağının K ve G yönündeki uzantısı çalışma alanı dışında kilometrelerce devam etmektedir.

Inceleme alanının batı kesiminde yüzeyleyen ve Delialıuşağı ofiyoliti şeklinde isimlendirilen Neo-Tetis okyanus tabanına ait ofiyolitik diziyeye ait kayaçların Üst Kretase'de (Maestrihtiyen) bölgeye yerleşmesi ile ortaya çıkan ofiyolit bindirme kuşağı, güneyde Ovacık Tepe'nin 1,5 km güneyinden inceleme alanına girmektedir. Kuzeye doğru Ovacık, Çataldaş ve Katrançukuru tepelerinin doğusundan geçerek Koruyeri Tepe'nin 300 m güneyinde Miyosen yaşlı Zebil formasyonuna ait konglomeraların altında devam etmektedir. Buradan itibaren Menteş Deresine kadar örtülü durumda bulunan bindirme hattının

uzanımı saha gözlemleri dikkate alınarak belirlenmiştir. KD-GB ve KB-GD yönünde uzanan doğrultu atımlı faylarla kesilerek atıma uğratılan bindirme hattı boyunca breşik bir yapı kazanan ofiyolitik kayaçlar, bindirmeye paralel bir kuşak boyunca önemli ölçüde serpantinleşmişlerdir. İnceleme alanında ortalama 30-35°'lik bir açıyla batıya doğru eğimli olan bindirme düzlemi boyunca Infrakambriyen ve Alt Paleozoyik yaşlı birimler ile ofiyolitik kayaçlar ve bazen de pelajik kireçtaşları yanyana gelmişlerdir (Ek 1). Hacet Tepe kuzeyinde Infrakambriyen yaşlı birimler üzerinde yeralan allokton konumlu pelajik kireçtaşı blokları dikkate alınırsa, ofiyolit bindirme kuşağının geçmiş zamanlarda daha doğudan geçtiği anlaşılmaktadır. Ancak, zamanla etkili olan aşınma olayları sonucunda bugünkü konumunu kazanmıştır.

- Tozlutepe-Cilbehertepe-Ziyarettepe ekayları

Inceleme alanının güney kesiminde yeralan Infrakambriyen yaşlı Sicimindagı formasyonuna ait metakuvarsitler üzerine Alt Paleozoyik yaşlı Karaçattepe ve Kartalkaya formasyonlarına ait karbonatlar ile şist-fillit türü kayaç toplulukları faylı bir dokanakla gelmektedir. Tozlu, Cilbeher ve Ziyaret Tepe'de Infrakambriyen yaşlı birimler üzerinde sanki bir şapka şeklinde yeralan Alt Paleozoyik yaşlı birimler, başlangıçta Infrakambriyen'i örten büyükçe bir mostranın kalıntılarıdır. Bu birimlerin faylı dokanakları boyunca, özellikle Ziyaret Tepe'nin doğusu ve Cilbeher Tepe'nin kuzey kesimlerinde olmak üzere, rijit davranışlı metakuvarsit ve kireçli dolomitlerde breşleşmeler görülür. Cilbeher ve Tozlu tepelerde bindirme yüzeyinin altında ve üstünde bulunan birimler birbirlerinden farklı tabaka konumlarına ve kıvrımlanmalara sahiptir. Ancak, Ziyaret Tepe'de birimler arasında kısmi bir uyumluluk söz konusudur. Burada sadece tepenin doğu kesiminde yer alan metakuvarsit tabakalarının dikleştikleri görülür. Her üç yüzeylemede de bindirme hatlarını genellikle KD-GB ve KB-GD yönünde keserek atıma uğratan doğrultu atımlı genç faylar yeralmaktadır (EK-1). Esas ekaylanma olayı, Infrakambriyen yaşlı birimler ile Alt Paleozoyik yaşlı birimler arasında olmakla birlikte, bindirme hareketleri sırasında Alt Paleozoyik yaşlı birimlerin birbirleri üzerinde kaymaları sırasında, ince dilimler şeklinde izlenen ekaylı yapılar ortaya çıkmıştır. Alt Paleozoyik yaşlı istifin, Infrakambriyen yaşlı metakuvarsitler üzerinde hareketleri esnasında altta bulunan Karaçattepe formasyonuna ait karbonat kayaçların bir bölümü sürtünmelere bağlı olarak mekanik parçalanmaya maruz kalmışlar ve böylece ilksel düzenlerini kaybetmişlerdir. Zira, Tozlu Tepe'de bindirme yüzeyi boyunca Alt-Orta Kambriyen yaşlı Karaçattepe formasyonuna ait üyelerden bazen Menteşdere, bazen Uyuzpınarı, bazen de her ikisi birden kaybolmaktadır (EK-1).

- Kızıltapurtepe ve Uykuçukuru bindirmeleri

Normal stratigrafik istifte birbirleriyle uyumlu olan Infrakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonuna ait metakuvarsitler ile Alt-Orta Kambriyen yaşlı Karaçattepe formasyonuna ait kireçli dolomit ve dolomitli kireçtaşları, Kızıltapur Tepe civarında bölgede etkili olan tektonik hareketler sırasında muhtemelen buldukları yerde, formasyon sınırları boyunca küçük çaplı kayma hareketleri sonucunda naplı ve bindirmeli bir yapı kazanmışlardır (EK-1). Yer yer breşik zonlar veya kayma kertikleri izlenen bindirme hatları, çeşitli yönlerde gelişen doğrultu atımlı genç faylarla kesilerek atılmıştır. Kızıltapur Tepe batısından geçerek KB'ya doğru uzanan bindirme hattı, Uykuçukuru Tepe'nin 750 m GB'sında Akeşme fayı ile sınırlanmaktadır. Bu kesimde ve Kızıltapur Tepe'nin doğusunda bindirme hatları boyunca küçük çaplı demir cevher zuhurları izlenmektedir. Uykuçukuru Tepe'nin B ve GB'sında Kartalkaya formasyonuna ait Elmadığı üyesi, KD'dan GB'ya doğru itilerek Karaçattepe formasyonuna ait Uyuzpınarı üyesi üzerine bindirmiştir. Uykuçukuru Tepe'nin KB'sında da Kartalkaya formasyonunun Egrisöğütdere üyesi, ilk önce aynı formasyonun Elmadığı üyesi üzerine, biraz daha kuzeyde ise Karaçattepe formasyonunun Uyuzpınarı üyesi üzerine bindirmiştir (EK-1 ve 2).

2.2.4. Uyumsuzluklar

Inceleme alanında Alpin ve Alpin öncesi hareketleri karakterize eden üç uyumsuzluk yüzeyi belirlenmiştir. Bunlardan Alpin öncesi hareketlere ait uyumsuzluk, Üst Permiyen yaşlı birimlerin tabanında görülmektedir. Yörede çok küçük bir alanda mostra veren Üst Permiyen yaşlı Yıglıtepe formasyonu, Infrakambriyen, Kambriyen ve Ordovisiyen yaşlı birimler üzerine açılı bir uyumsuzlukla gel-

miştir. Ancak, inceleme alanında yeterli mostra olmadığı için bu ilişki sadece Infrakambriyen ile Üst Permiyen yaşlı birimler arasında görülebilmektedir. Üst Permiyenin tabanındaki uyumsuzluk, bölgesel ölçekli olup, yakın çevrede çalışma yapan birçok araştırmacı tarafından da belirlenmiştir. Feke (Ayhan, 1988), Saimbeyli (Tutkun, 1984), Tufanbeyli (Özgül ve diğ., 1973) ve Gümüşali Köyü (Demirtaşlı, -1979) civarında inceleme yapan araştırmacılar bu uyumsuzluktan bahsetmektedirler. Fakat, bu kesimlerde sözkonusu uyumsuzluk; Üst Karbonifer ile Alt Permiyen'i içine alan bir stratigrafik boşluğa karşılık gelirken, inceleme alanında Ordovisiyen'in en üst kesimleri dahil Silüriyen, Devoniyen, Karbonifer ve Alt Permiyen'i içine alan bir stratigrafik boşluğa karşılık gelmektedir. Bu durumda iki ihtimal ortaya çıkmaktadır; inceleme alanında ya Ordovisiyen'den sonra Üst Permiyen'e kadar karasal ortam şartları hüküm sürmüştür, ya da yakın çevrede olduğu gibi Ordovisiyen'den sonra da denizel ortam şartları bir süre daha devam etmiş ve daha sonra Hersiniyen Orojenezine bağlı hareketlerle karasallaşan bölgede birimler, Ordovisiyen'e kadar aşınarak taşınmış, Üst Permiyen'de ise Yıglitepe formasyonu, önemli ölçüde penetlenleşmiş olan bu paleotopografya üzerinde çökelmeye başlamıştır. Yakın çevredeki istiflerin Kambriyen'den Alt Karbonifer sonuna kadar devamlılığı ve bu uyumsuzluğun bölgesel nitelikte olduğu dikkate alınacak olursa, ikinci ihtimalin geçerliliği daha fazladır. Ancak, Ordovisiyen'den sonra çökelpenin ne kadar devam ettiği bilinmemektedir.

Alpin hareketleriyle ilgili uyumsuzluklardan birincisi, yöredeki ikinci uyumsuzluk yüzeyini oluşturmaktadır. Sözkonusu uyumsuzluk yüzeyi, Paleozoyik'ten Mesozoyik'e geçişte görülür. Burada muhtemelen Jura-Alt Kretase yaşlı Karakızoluğu formasyonuna ait metakonglomeralar, Paleozoyik ve Paleozoyik öncesi tüm birimler üzerine belirgin bir açılı uyumsuzlukla gelmektedir. İnceleme alanının batı kesiminde K-G uzanımlı bir

kuşak şeklinde görülen metakonglomeralar, yörede yüzeyleyen Üst Permiyen, Kambriyen, Infrakambriyen ve Ordovisiyen yaşlı birimlere ait bol miktarda çakıl ve blok kapsamaktadır. Uyumsuzluk sınırı boyunca demir zuhurları ile su kaynakları yer almaktadır. Bu uyumsuzluk, yörede Triyas'ı da içine alan bir stratigrafik boşluğa karşılık gelmektedir (EK-3).

Alpin hareketleriyle ilgili olarak ortaya çıkan uyumsuzluklardan ikincisi ise, Miyosen yaşlı Zebil formasyonunun tabanında yer almaktadır. Alpin Orojenezi'nin Laramiyen-Saviyen fazlarıyla ilgili olarak ortaya çıktığı tahmin edilen bu uyumsuzluk yüzeyi, inceleme alanında Paleojen'i kapsayan bir stratigrafik boşluğa karşılık gelmektedir. (EK-3). Yörede Miyosen başlarından itibaren transgresif olarak Zebil formasyonu çökelmeye başlamıştır. Bir taban konglomerasıyla başlayan bu formasyon; Infrakambriyen, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimler üzerine çok belirgin bir açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Birim, bol miktarda Paleosen-Eosen, Permiyen ve daha yaşlı çökellere ait çakıl ve bloklar, Maestrihtiyen bindirme yaşına sahip ofiyolitik kayaç parçaları ile yer yer demir cevher parçalarını kapsamaktadır. Yoğun ofiyolit bindirmelerine sahne olan inceleme alanı ve yakın çevresinde gözlenemeyen Paleojen yaşlı birimlere ait kırıntılı elemanlar, çalışma alanının uzağında bulunan mostralardan kaynaklanmış olmalıdırlar.

3. MADEN YATAKLARI

3.1. Tarihçe

Yeryüzünde en bol bulunan madenlerden biri olan demirin bilinen tarihi, M.Ö. 4000 yıllarına kadar uzanmaktadır. Bu tarihlerde Mısır'da kullanılmış olan demirin meteorit olduğu ve altından daha büyük bir değer taşıdığı tahmin edilmektedir. Daha sonraki tarihlerde M.Ö. 2700 yıllarında Çin'de demirin ilk defa minerallerinden elde edildiği bilinmektedir (Baydur, 1984). Arkeoloji verileri, Türklerin demir ve bakırı Orta Asya'daki ilk vatanlarındanberi kullandıklarını göstermektedir (Engin, 1986).

Anadolu'da demir ile ilgili ilk çalışmaların M.Ö. 2000 yılında Etiler zamanında başladığı, Boğazköy kitabelerinden anlaşılmıştır (Oral, 1971). Demirin ilk defa Anadolu'da kullanıldığını ileri sürenler de vardır. Hatta manyetitini ismini, Manisa'nın bu devirdeki adından "Magnesia"dan aldığı ileri sürülmektedir (Gümüş, 1979).

Orta Anadolu'daki Zamantı Bölgesi'nde bulunan Kaleköy kurşun- çinko yatakları ile Kozan ilçesi Inniktepe demir yatakları Romalılar zamanında işletmeye açılmıştır. Ayrıca Attepe (Mansurlu- Feke) yöresindeki demir madenlerinin Hitit ve Romalılardan beri bilindiği tahmin edilmektedir. Konu ile ilgili olarak, söz konusu yörede eski işletmelere ait izabe kalıntıları ile yaygın cüruf döküntülerine rastlanmaktadır.

Inceleme alanında yer alan demir yataklarının daha sonraları Osmanlılar tarafından işletildiğini gösteren o döneme ait küçük galeriler, tahkimat kalıntıları, işletmecilikte kullanılan kazma ve kürek kalıntıları (Önder ve Şahin, 1985; sözlü görüşme) ile metal üzerine işlenmiş Osmanlı dönemine ait bir arma bulunmuştur (Küpeli, 1986). Ayrıca, İbrahim Paşa'nın 1877 yılında

Avusturya'lı mühendis Russeger'e Mansurlu yöresinde incelemeler yaptırttığı, yörede işletmeye yönelik prospeksiyon mahiyetindeki ilk çalışmaları yapan Lucius (1927) tarafından belirtilmektedir. Bu ilk çalışmalardan sonra, esas işletmeye yönelik kapsamlı çalışmalar 1966 yılından itibaren MTA tarafından başlatılmıştır. Yörenin genel jeolojisini ve sondajlı aramaları kapsayan bu çalışmalar ile bölgenin en önemli demir yatağı olan Attepe'de 21 adet sondaj yapılmış ve sonuçta 3.3 milyon ton cevher rezervi tespit edilmiştir. Bu çalışmaları müteakiben altı yıllık bir aradan sonra 1974 yılında, Mansurlu demirlerinin yeniden ayrıntılı bir şekilde incelenmesini ve önceki çalışmaların revizyonunu amaç edinen, Adana - Feke - Saimbeyli, Kayseri - Develi - Yahyalı ve Niğde - Çamardı sınırları içerisinde kalan sahaların prospeksiyonu yapılmıştır. Bu genel değerlendirmeden sonra diğer bazı bölgelerle birlikte Attepe (Mansurlu - Feke) yöresinde ve özellikle Attepe, Mağarabeli, Kızıl ve Menteş yataklarında detaylı çalışmalar önerilmiştir. 1975 tarihinden itibaren önerilen bu sahalarda detaylı çalışmalara başlanarak Mansurlu demir yataklarında 1:25000 ölçekli jeolojik harita çalışmaları yapılmıştır. 1976 yılında önceki çalışmalar ve sondaj neticelerinin de değerlendirilmesinden sonra Attepe, Mağarabeli, Kızıl, Menteş ve Uyuzpınarı yataklarında ayrıntılı çalışmalarla birlikte sondaj faaliyetlerine başlanmıştır. 1977 yılında aynı yataklarda sondajlı aramalar ve 1:1000, 1:2000 ölçekli detaylı harita alımları tamamlanmıştır. Belirtilen çalışmalar sonucu Attepe'de 4901 m'lik 43 adet sondaj ile 34 milyon ton, 509 m'lik 8 adet sondaj ile Mağarabeli yatağında 1.406.000 ton, 635 m'lik 11 adet sondaj ile Kızıl ve Menteş yatağında 3.621.000 ton, 72 m'lik 2 adet sondaj ile Uyuzpınarı'nda 326.000 ton cevher rezervi tesbit edilmiştir. Toplam olarak, bu yatakların hepsinde 6118 m'lik 64 adet sondaj yapılarak 39.263.000 ton cevher rezervi tesbit edilmiştir. Söz konusu yataklarda işletme faaliyetlerine

1978'de başlanmış ve özellikle, 1981'den sonra bu faaliyetler daha da hızlanarak devam etmiştir. Attepe, Kızıl ve Uyuzpınarı yataklarında hâlen işletme faaliyetleri devam etmektedir. Kartalkaya, Menteş ve Mağarabeli yataklarında ise üretime son verilmiştir. Ancak, Mağarabeli yataklarında bir miktar daha cevher bulunmaktadır. Bu çalışmalara ek olarak genellikle inceleme alanının batı yarısında yer alan yataklarda da benzer şekilde detay jeoloji harita alımları ve sondajlı aramalarla rezerv tesbitine çalışılmıştır.

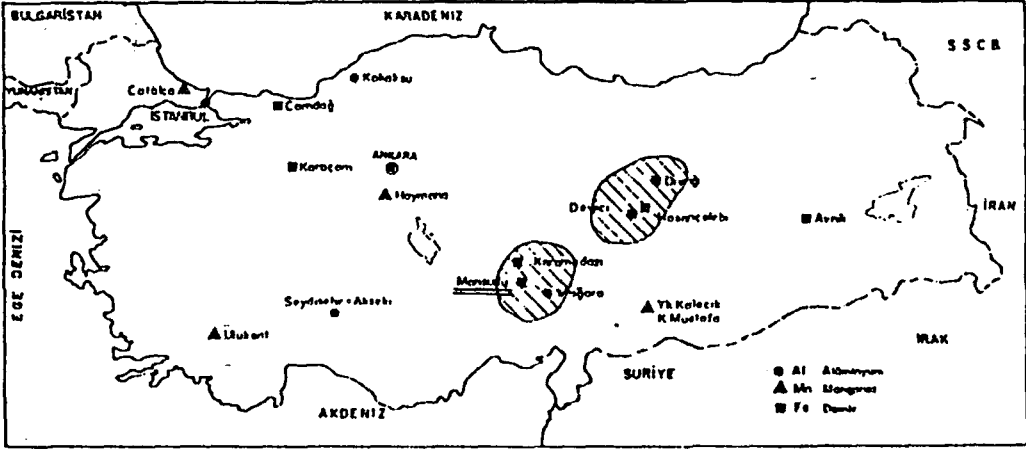
Bilindiği gibi Doğu Toroslâr'ın batısında yeralan, Pozantı - Faraşa Peridotit Napı, ekonomik değer taşıyan birçok krom yatağını kapsamaktadır. İnceleme alanında görülen ve aynı peridotit napının kuzeydoğu kesimini oluşturan ofiyolitik kayalar içerisinde de bazı krom zuhurlarına rastlanmaktadır (EK-1). Adı geçen yörelerde ilk olarak 1948 yılında belirlenen krom cevherleşmeleri, 1951 yılında işletilmeye başlanmıştır (Helke, 1955). Hâlen devam etmekte olan krom işletme faaliyetleri, özel madencilik kuruluşları tarafından yürütülmektedir.

3.2. Demir Yatak ve Zuhurları

Doğu Toros Kuşağı'nın Kayseri ile Adana il sınırında, Feke ilçesine bağlı Mansurlu Kasabası'nın hemen kuzeyinde yeralan ve yaklaşık olarak 146 km²'lik bir alanı kapsayan inceleme alanı, Divriği (Sivas) bölgesinden sonra Türkiye'nin işletilebilir nitelikteki ikinci büyük demir provensini oluşturmaktadır (Şekil 3.1). Söz konusu provens Attepe, Kızıl, Mağaradere, Mağarabeli, Kartalkaya, Karakızoluğu, Menteş, Uyuzpınarı ve Mağarabelitepe gibi önemli demir yatakları ile birçok zuhuru kapsamaktadır (EK- 1);

Kökenleri, kapsadıkları cevher mineralleri ve geçirdikleri karstik süreçler açısından önemli ölçüde

birbirlerine benzeyen bu yataklardan Attepe ve Kızıl, provensin en önemli yataklarını oluşturmaktadırlar.



Şekil 3.1. Türkiye'nin önemli demir provensleri (Engin, 1986).

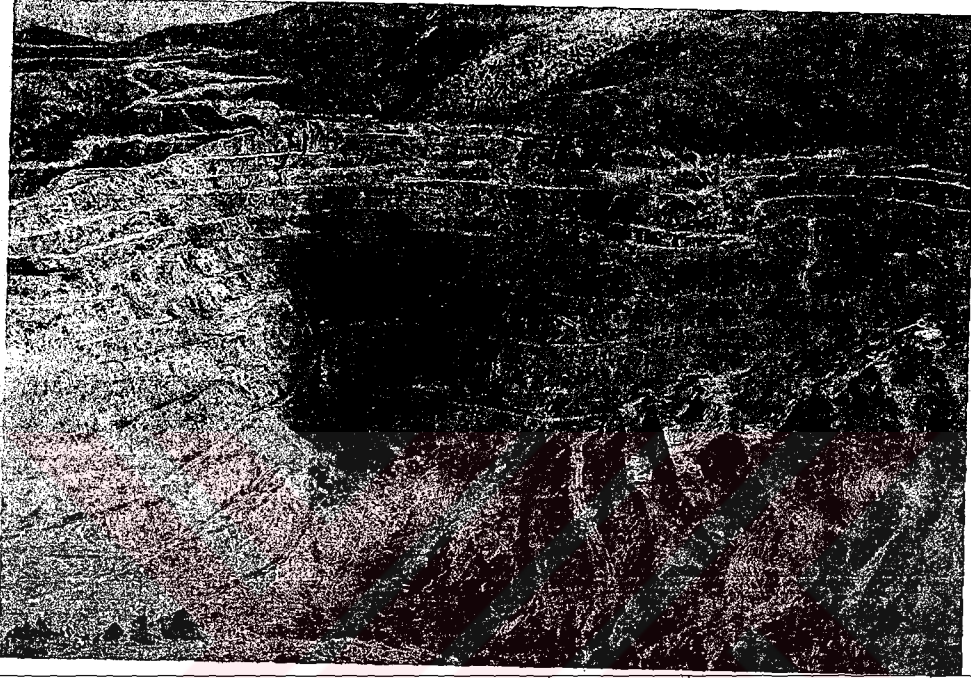
3.2.1 Attepe yatağı

Yörenin en büyük rezervine sahip olan Attepe demir yatağı, ismini yatağın 1,5 km doğusunda bulunan 2012 rakımlı Attepe'den almaktadır. Diliboş Pınarı'nın 800 m doğusunda yer alan yatak, 1801 rakımlı tepenin güneydoğu yamacındadır (EK-1).

3.2.1.1. Yatak geometrisi ve yankayaç ilişkileri

Kuzey ucu geniş ve yuvarlağımsı yatık bir (L) harfine benzeyen Attepe yatağının doğu ve batı bölümleri faylarla sınırlanmıştır (EK-1, Şekil 3.2). Yatağın 2:3'ünden daha fazlasını oluşturan geniş kuzey kesimi, KB-GD yönünde uzanmakta olup, 50 m uzunluğunda ve ortalama 140 m genişliğindedir. yatağın BKB- DGD uzanımlı güney bölümü ise 250 m uzunluğunda, 75 m genişliğinde,

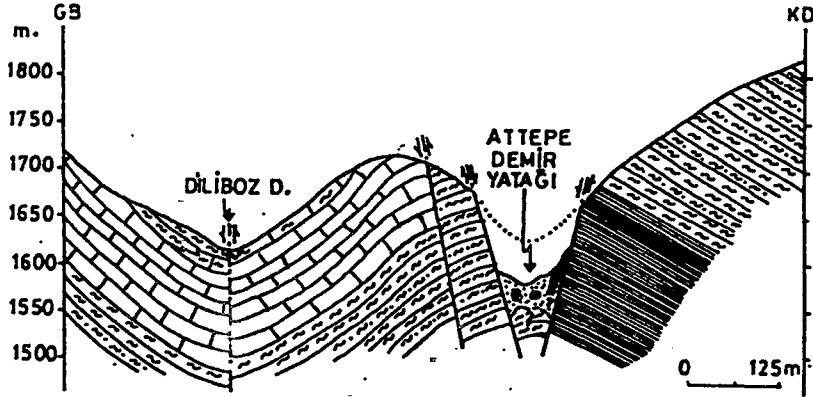
ince uzun bir cevher kütlesi ile temsil edilmektedir. Yatakta yapılan sondaj çalışmalarına göre cevher kütlesinin tabanı, 1480 m kotuna kadar inmektedir (Henden ve Önder, 1980). Yatağın genişliği ise derinlere doğru azalmaktadır (Şekil 3.3. ve 3.2).



Şekil 3.2. Attepe demir yatağına güneydoğudan bakış.

Yatağı çevreleyen yankayaçların büyük bir bölümü şist ve fillitlerden ibaret olmakla birlikte, cevherin geniş olan kuzeybatı kesimi Karaçattepe formasyonuna ait dolomit ve kireçtaşları içerisinde yer almaktadır. Cevher kütlesinin doğu sınırında yörenin en yaşlı birimi olan Sicimindağı formasyonuna ait organik madde ve pirit kapsamı yüksek şeyl, fillit ve şistlerin oluşturduğu Attepe üyesi yüzeyler (EK-1, Şekil 3.3). Cevher kütlesinin yankayaçlarla olan ilişkisi, güneydoğu ve kuzeybatı uçları dışında tamamen faylıdır. Yatağın doğusunda bulunan faylar 70° - 80° ile güneybatıya, batısında bulunanlar ise 70° - 75° ile kuzeydoğuya eğimli olup, Attepe yatağının bulunduğu kesimde derine doğru daralan bir graben ve

yatağın batı kesiminde de ince bir dilim şeklinde yukarıya doğru yükselen horst yapısı gösterirler (Şekil 3.3, EK; 2, D-D', H-H').



AÇIKLAMALAR

	KARAÇATPE FM.		LİMONİT-GÖİT
	SİCİMİNDAĞI FM.		SİDERİT
	KARTALKAYA FM.		

Şekil 3.3. Attepe demir yatağının jeolojik konumu.

Yatağın doğu ve batı bölümlerini sınırlayan faylar, güney kesimde BKB- DGD yönünde etkili olan sol yanıl atımlı bir fay tarafından kesilmiştir. Muhtemelen Cevher yerleşiminden sonra ortaya çıkmış olan bu fayın etkisi sebebiyle belirtilen kesimlerde cevherler tamamen breşik veya ezikli bir görünüm kazanmıştır. Ayrıca, buralarda sık sık kayma yüzeylerine rastlanmaktadır.

Cevher kütlesinin yerleşmiş olduğu grabenin oluşum mekanizmasına yatağın batı ve kuzeybatı kesimlerinde görülen, nisbeten az deforme olmuş birimler ışık tutmaktadır. Buna göre, yörede etkili olan tektonizma sırasında kıvrımlanan kayalar yatağın batısında bulunan Diliboz Pınarı'ndan itibaren doğuya doğru bir antiklinal

ve bir de senklinal oluşturmşlardır. Ancak, kumtaşı, kireçtaşı ve kalkşist gibi kayaçların rijit davranışları, antiklinal ekseninde ve senklinalin kanat uçlarında kırılmalara sebep olmuştur. Böylece, kanat uçlarından faylanan senklinalin tabanı derinlere doğru çökerek sözkonusu graben yapısını oluşturmuş ve bu arada çöken blokta yeralan karbonat kayaçlar; çakıl ve blok boyutuna kadar parçalanarak cevher yerleşimi için son derece uygun bir ortam hazırlanmıştır. Böyle breşik bir ortama yerleşmiş olan cevher kütlesinin yankayaçlarla olan dokanakları oldukça düzenlidir (Şekil 3.2). Sadece kuzeybatı kesiminde kireçtaşlarının içerisine doğru düzensiz bazı sokulumlar yapmaktadır ve bunu, tedrici olarak 100-125 m genişliğinde ankeritik bir kuşak izlemektedir. Grabenin oluşumu sırasında çöken blokta yeralan karbonat kayaçlar, tektonik bir dokanakla yatağın doğu, batı ve güney kesimlerinde Sicimindagi formasyonuna ait pelitik kayaçlarla yanyana gelmişlerdir. (EK-2; D-D, -H-H').

3.2.1.2. Yatağın kuzey bölümünün özellikleri

Hâlen açık işletme yöntemiyle üretim yapılan yatakta çeşitli işletme basamakları teşkil edilmiş ve 1989 yılı işletme sezonu sonunda yatağın kuzeybatı kesimindeki basamak sayısı onikiye ulaşmıştır. Basamak yükseklikleri 10-20 m arasında değişmektedir. İşletme sırasında 1800 m kotundan itibaren yaklaşık 1550 m kotuna kadar yatağın merkezi kısmından cevher alınmıştır. Böylece, cevher kütlesinin uzunluğu, genişliği ve derinliği boyunca gözlem yapabilme imkânı doğmuştur. Yatağın en üst bölümünde tektonik hareketlerden sonra kireçtaşlarının kazanmış oldukları milonitik yapıyı yansıtan ve cevherli çözeltiler tarafından ornatılamamış çakıl ve blok boyutlu kireçtaşları görülmektedir. Breşler içerisindeki kovuklar çoğunlukla, ikincil nitelikli kalsit ve aragonit mineral-

leri tarafından dolgulanmıştır. Bazı kovuk yüzeylerinde de limonitli yüzey suları tarafından oluşturulan sarı renkli boyanmalar görülür. Yine cevher kütlelerinin en üst seviyelerinde ankeritik kuşak içerisinde yeralan bir kırık boyunca % 30-40 oranında masif yapıli spekülalitler ile % 60-70 oranında da toprağımsı limonitler izlenmektedir. Düzensiz sınırlara sahip olan damar şeklindeki bu cevher kütlesi içerisinde sık sık iri özşekilli kalsit kristallerine rastlanmaktadır. Yatağıın üst kesimlerinden aşağılara doğru inildikçe kısmen breşik, kısmen de kovuklu bir yapı sunan, çatlak ve kırıkları boyunca önemli ölçüde sarı renkli toprağımsı limonitlere dönüşmüş ve hâlen güncel olarak da yer yer limonite dönüşmekte olan hematitler yeralır. İkincil ürünlerden sarı renkli limonitler, vişne kırmızısı rengeindeki hematitleri kuşatmaktadır. Hematit ve limonitlerin içerisinde yer yer yarı özşekilli siderit kristallerine rastlanmaktadır. Bazen karbonatların içerisinde doğru düzensiz damarlar şeklinde sokulumlar yapan cevher, bütünüyle asimile edilememiş ankeritik özellikteki dolomit bloklarını kapsamaktadır. Yaklaşık olarak 1730 m kotunda cevher kütlesi hâlâ kireçli dolomitler içerisinde bulunmaktadır. Bu kesimde, yankayaçtan cevhere doğru bir zonlanma ayırtedilir. En dışta ankeritlerle başlayan zonlanma iç tarafa doğru, sideritik kireçtaşı blokları, kovuklu yapıya sahip çok az miktarda hematit ve bol miktarda da limonit kapsamaktadır. Limonitler, toprağımsı görünümlü, kısmen de kovuklu bir yapıya sahiptirler. Çok az miktarda hematit kalıntıları ve bol miktarda da özşekilli kalsit kristalleri içerirler. Yaklaşık olarak aynı seviyelerde cevher kütlelerinin merkezi kesiminde oluşan karstik bir boşluk içerisinde, kil-blok boyutunda hematit, limonit, götit ve karbonat kayaç parçaları tabakamsı yapılar oluşturacak şekilde depolanmışlardır (Şekil 3.4). İşletme faaliyetleri sırasında büyük ölçüde tahrip edilmiş olan bu karstik oluşuk, cevher yerleşiminden sonra etkili olan karstik faaliyetlerin en

Önemli delilleri arasındadır.

Cevher kütlesinin tabanına yakın kesimlerinde, yaklaşık olarak 1550 m kotunda başlıca cevher bileşenlerini götit, hematit, siderit ve limonitler oluşturmaktadır. Birçok yatak içi karstik boşluğun yer aldığı bu kesimde boşluk yüzeylerinde kolloform yapıllı götitler çökelmiştir. Sideritler, genellikle hematitler içerisinde izlenen kısmen hematitleşmiş veya limonite dönüşmüş düzensiz sınırlı relikler şeklindedir. Hematitler içerisinde yer alan çatlak ve kırıklar boyunca sık sık ikincil kalsit damarlarına rastlanmaktadır.



Şekil 3.4. Attepe demir yatağının kuzeybatı kesiminde, cevher kütlesi içerisinde gelişmiş karstik bir boşlukta çökelmiş tabakamsı yapılar gösteren karst sedimanları (Sag alt köşe civarı).

Cevher kütlesinin daha alt kesimleri genellikle hematit ve götit minerallerinden ibarettir. Cevher içerisinde yer yer boyutları 20-30 m³'ü bulan, yoğun siderit damarlı ankeritik kireçtaşı blokları görülmektedir. Irili ufaklı birçok karstik boşluk içeren bu bloklarda boşluk yüzeyleri böbregimsi, kabugumsu,

sarkit-dikit yapılı götitler tarafından sıvanmıştır. Adı geçen Kandilcik Dere'nin cevher kütlesini katettiği hat boyunca güncel karstik boşluklar gelişmiştir. Çapları desimetre ile birkaç metre arasında değişen bu boşluklar içerisinde de tipik kolloform yapılı götitler izlenmektedir (Şekil 3.5).



Şekil 3.5. Attepe yatağında cevher kütlesinin taban kesiminde yeralan karstik boşluklarda gelişen sarkit-dikit yapılı götitler ve kalsit sıvaları.

Genel olarak Attepe yatağının kuzeybatı bölümünde, cevher kütlesinin üst kesimlerinde limonitlerin, alt kesimlerinde ise hematit ve götitlerin hakim olduğu söylenebilir.

3.2.1.3. Yatağın güney bölümü ve siderit damarları

Attepe yatağının üçte birinden daha az bir bölümünü teşkil eden ve oluşum sonrası tektonik hareketlerin etkisinde kalan güney kesimdeki cevherler, oldukça kırıklı,

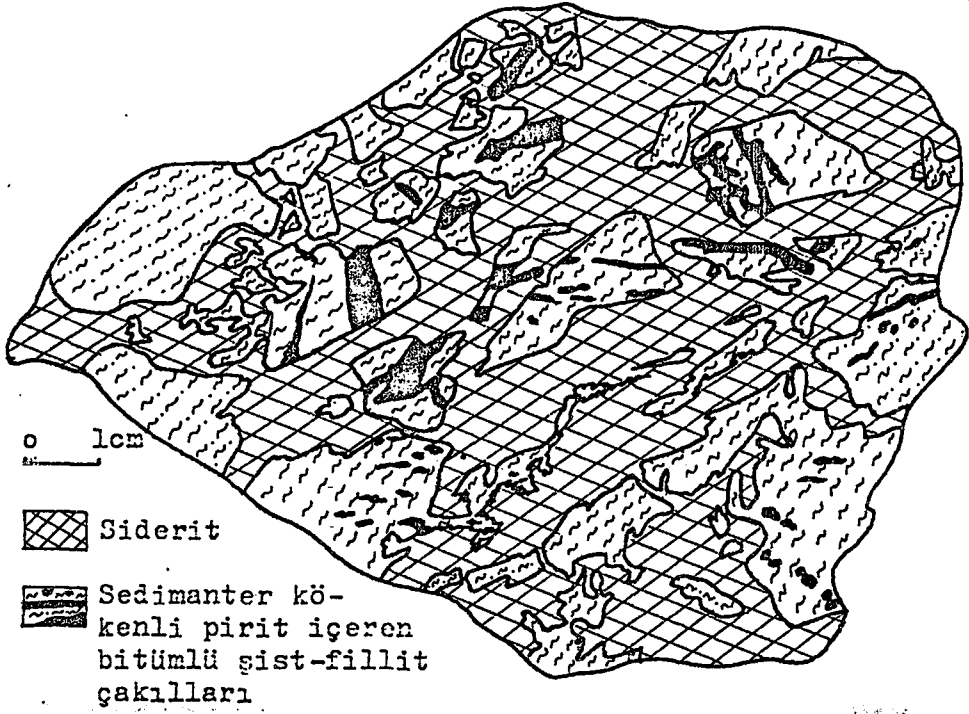
bloklı, yankayaçlarla karışık bir yapı kazanmışlardır. Kandilcik Dere'nin güneydoguya doğru uzanan küçük kolu makaslama hareketlerinin en etkili olduğu bu kesimin içerisinde geçmektedir.

Kandilcik Dere'nin küçük kolu boyunca son derece ezikli bir yapı gösteren şistlerin çatlak ve kırıkları üst seviyelerde limonit dolguludur. Limonitlerin bir kısmı, daha sonra yüzey sularıyla taşınarak yerlerinde boşluklar kalmıştır. Ezik zon boyunca alt seviyelere inildikçe çatlak ve kırıklarda spekülait ve götit mineralleri görülmektedir. Yakın çevrede ise kısmi ankeritleşmeler gözlenir. Ayrıca, ezik zon içerisinde yer yer sütkuvars damarlarına da rastlanmaktadır. Bu kesimde cevher kütlelerinin doğu sınırında yer alan bitümlü şistler içerisinde siderit damarları bulunmaktadır. Attepe yatağında hematitlerle birlikte esas birincil cevherleşmeyi temsil eden sideritler, yatağın diğer kesimlerinde yoğun bir şekilde etkili olan karstik faaliyetler sonucu limonit, götit ve ikincil hematitlere dönüşmüşlerdir. Yaklaşık olarak 1600 m kotunda 1 m kalınlığında bir damar şeklinde başlayarak yatak tabanına doğru kalınlığı 10 m'nin üzerine çıkan, KD-GB uzanımlı siderit damarı, Attepe yatağında günümüze kadar korunmuş en önemli siderit mostrasıdır (Şekil 3.6). İlksel kalınlığı muhtemelen daha fazla olan bu siderit damarları önemli ölçüde limonitlere dönüşmüşlerdir. Yaklaşık olarak 1500 m kotunda yer alan siderit damarıyla ilgili olarak; soldan sağa doğru 5-6 m kalınlığında masif yapıllı ayrışmamış sideritler, bunun hemen yanında 3-4 m kalınlığında ayrışmış limonitize sideritler ve daha sağda ise metrelerce izlenebilen toprağımsı limonitler görülür (Şekil 3.6). Buradaki limonitlerin tamamı sideritlerden türemişlerdir. Bej veya sarımsı kahve renkli olan ayrışmamış sideritler, masif veya breşik yapıllıdırlar. Bazen mikrokristalli olarak da izlenen sideritler genellikle iri (6-8 mm) kristalli olup, ortalama kristal boyu 3-4 mm civarındadır. Breşik yapıllı cevher örneklerinde

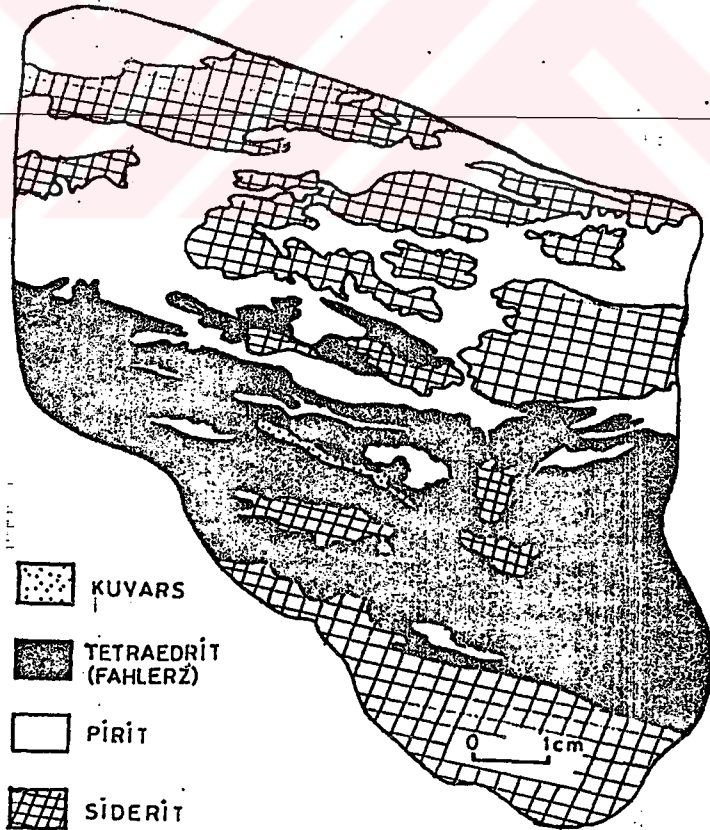


Şekil 3.6. Attepe demir yatağının doğu sınırında yüzeyleyen bitümlü şistler içerisinde oksidasyon ve karstlaşma olaylarından kısmen korunmuş bir siderit damarının görünümü (S: Ayrışmamış siderit ; LS : kısmen ayrılmış siderit)

tam olarak ornatılamamış Infrakambriyen yaşlı Attepe üyesine ait sedimanter kökenli pirit içeren bitümlü şist ve fillit çakılları yaygındır (Şekil 3.7). Attepe'de en önemli birincil cevher mineralini oluşturan sideritlere başlıca tetraedrit (fahlerz), pirit ve kalkopirit gibi cevher mineralleri ile kuvars ve kalsit gibi gang mineralleri eşlik etmektedir. Birbirleriyle çok girift sınır ilişkilerine sahip olan birincil cevher parajenezindeki bu mineraller tipik ornatım dokuları sergilemektedirler (Şekil 3.8). Örnekte yaklaşık 2.5 cm kalınlığında bir tetraedrit bandı ile bu bant içerisinde siderit, pirit ve kuvarstan ibaret adacıklar izlenmektedir. Bazı siderit örneklerinde yer alan gri renkli metalik parlaklık gösteren tetraedritler ile masif yapıllı piritler, oldukça düzensiz sınırlara sahip süreksiz damarlar şeklindedirler (Şekil 3.9).

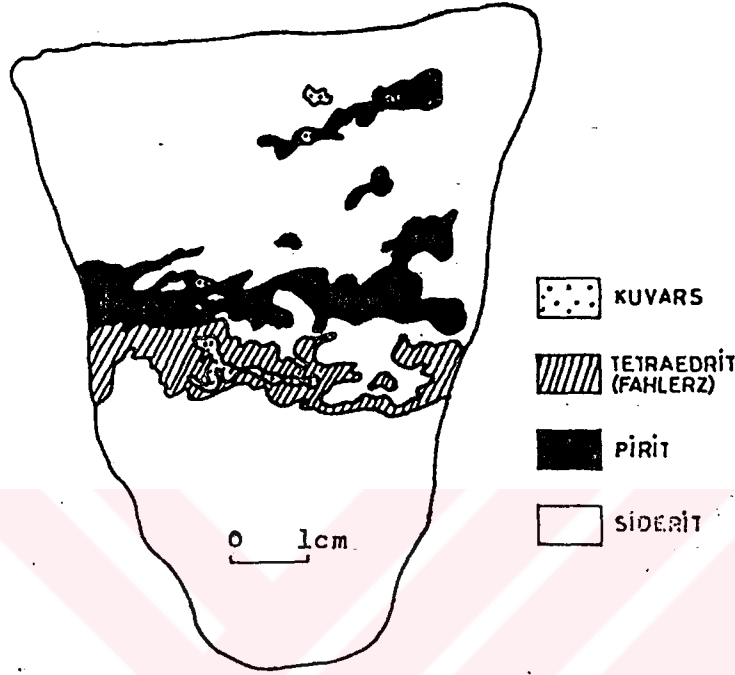


Şekil 3.7. Piritli şist-fillit çakılları içeren breşik yapılı sideritler.



Şekil 3.8. Attepe yatağında, siderit, pirit, fahlerz ve kuvars ilişkisi.

Yapılan incelemelere göre sideritlerden ikincil nitelikli hematit, götit ve limonitler, piritlerden limonitler, tetraedrit ve bunlara göre daha az olan kalkopiritlerden ise malahit ve azuriler ile tetraedritlerden zinnober türemiştir.



Şekil 3.9. Sideritler içerisinde süreksiz pirit ve tetraedrit damarları.

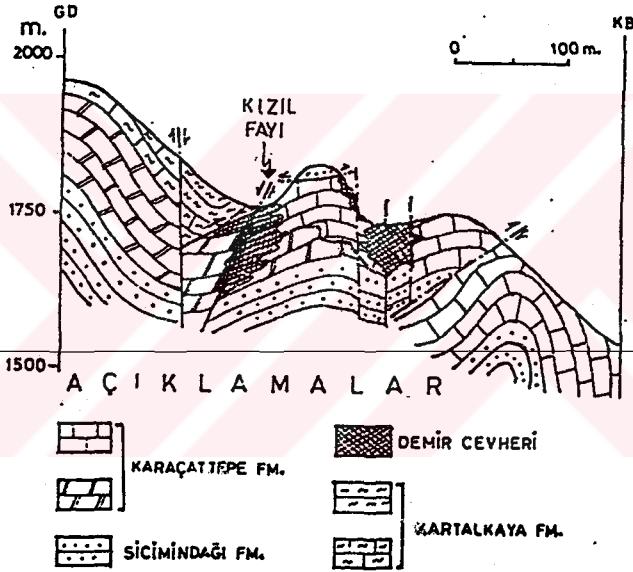
Attepe yatağının güneydoğu kesiminde hakim olan cevher bileşeni toprakımsı limonitlerdir. Cevher içerisinde yer yer korunmuş kireçtaşı, şist ve fillit blokları görülür. Yer yer 1 m³ boyutuna ulaşan bazı fillit bloklarında ornatma sonucu dıştan içe doğru gelişmiş, 4-5 cm kalınlığında ince sideritli kuşaklar izlenmektedir.

3.2.2. Kızıl yatağı

Karaçat Tepe'nin 700 m kuzeybatısında, 1831 rakımlı tepenin üzerinde yeralan Kızıl demir yatağı, Attepe'den sonra yörenin ikinci büyük demir yatağını oluşturur. Yatağa Kızıl ismi, cevherin kırmızı renk tonuna izafeten

yöre halkı tarafından verilmiştir.

Ortalama 60°'lik bir açıyla güneye doğru eğimli olan Kızıl Fayı, yatağın bulunduğu kesimde Karaçattepe formasyonuna ait karbonat kayaçlar ile Kartalkaya formasyonuna ait pelitik kayaçları yanyana getirmiştir (EK-1). Karaçat Tepe'nin kuzey yamacından itibaren Kızıl yatağına, oradan da Menteş Deresi'ne kadar uzanan, yaklaşık GD-KB yönlü bir kesit hattı boyunca, birbirini takipeden küçük ölçekli kıvrım yapıları ile bu kıvrımların genellikle eksen bölgelerinde gelişmiş olan aşırı kırılma ve blok faylanmalar görülmektedir (Şekil 3.10). Cevher yerleş-



Şekil 3.10. Kızıl demir yatağının jeolojik konumu

minde büyük rol oynayan bu tektonik yapıların oluşumu sırasında özellikle Karaçattepe formasyonuna ait karbonat kayaçlar, cevherli çözeltilerin göçü ve yerleşimi açısından son derece müsait breşik bir yapı kazanmışlardır. Yatağın bulunduğu kesimde Kızıl Fay düzlemi boyunca 20-30 m kalınlığında çok ezikli, breşik bir zon ortaya çıkmıştır. Ayrıca, karbonat kayaçların içerisinde oluşan tâlî fay düzlemleri boyunca da yer yer benzer breşik zonlar izlenmektedir. Bu tip breşik zonların

içerisine, büyük çapta ornatım, kısmen de dolgu biçiminde yerleşen cevherler, genellikle düzensiz sınırlara sahip kütle ve damarları oluşturmuşlardır. Birincil cevherler ile zamanla bunlardan türeyen ikincil cevherler, Kızıl Fayı boyunca 350-400 m uzunluğunda, ortalama 100 m genişliğinde KD-GB uzanımlı cevherli bir zon şeklinde ortaya çıkmışlardır (Şekil 3.11).



Şekil 3.11. Kızıl demir yatağını temsil eden ve Karaçatıpe formasyonuna ait karbonatlar (€k) içerisinde yer alan cevherli kuşağın (C.K.) kuzeyden görünümü. €Ok. : Kartalkaya fm., I€s : Sici mindağı fm.

Bu zonun genişliği güneybatı kesiminde 150-200 m, kuzeydoğu kesiminde ise 50-60 m kadardır. Ana cevherleşmelerden uzaklaştıkça izlenen kısmi ankeritleşmeler de dikkate alınırsa cevherli zonun uzunluğu 450 m'yi, ortalama genişliği 100 m'yi bulmaktadır. Cevherin tamamen karbonat kayalar içerisinde kalan kuzey kesimi, ornatımlarla ilgili olarak son derece düzensiz girintili çıkıntılı bir sınıra sahiptir. Buna karşılık, Kızıl Fayı ile sınırlanan güney kesiminde ise, Kartalkaya formasyo-

nuna ait ornatılması zor, düşük permeabiliteli pelitik kayaçların yerilmesi sebebiyle sınır daha düzenlidir (EK-1, Şekil 3.10).

3.2.2.1. Yatak bölümleri

Kızıl yatağını temsil eden cevherli zon içerisinde yapısal ve litolojik faktörlerin yanısıra, karstik süreçlerin de etkisiyle ortaya çıkan düzensiz geometrili üç ayrı ocak bulunmaktadır (EK-1). Bunlar güneybatıdan kuzeydoğuya doğru; I., II. ve III. Ocak şeklinde isimlendirilmişlerdir. Birbirleriyle bağlantılı olan bu ocaklardan I. ve III. Ocak, Karaçatıpe formasyonuna ait karbonat kayaçların içerisinde, II. Ocak ise, Kızıl Fay hattı üzerinde Karaçatıpe formasyonuna ait karbonatlar ile Kartalkaya formasyonuna ait şist ve fillitlerin tektonik dokanagında yer almaktadır. Bugüne kadar yapılan işletme faaliyetleri sonucu I. ve III. Ocak'taki cevherin tamamına yakın bir bölümü alınmıştır. Esas işletme faaliyetleri ise, II. Ocak'ta yürütülmektedir.

3.2.2.1.1. I. Ocak

Yatakta yapılan işletme sonrasında, I. Ocak'ta yer alan esas cevherin birbirleriyle irtibatlı üç ayrı karstik boşluk içerisinde depolanmış olduğu anlaşılmaktadır. Güneybatıdan itibaren bu ocaktaki ilk iki karstik boşluk, K70B doğrultulu bir cevher damarının üzerinde gelişmiştir. Bu kesimde birincil cevherleşmeyi temsil eden hematit damarı, yaklaşık olarak 50 m uzunluğunda ve 15 m genişliğindedir. Kuvars ve barit gibi gang mineralleri içeren masif yapıllı hematitli kısımlar, çatlak ve kırıkları boyunca limonitlere veya kolloform yapıllı götitlere dönüşmüşlerdir. Yankayaç olarak izlenen orta-kalın tabakalı kireçli dolomitler, oldukça kırıklı ve

bloklu bir yapı sunmaktadırlar.

I. Ocak'taki genellikle tabana doğru daralan dolinlerin birbirleriyle birleşerek oluşturduğu karstik boşluklardan birincisi 70 x 50 m, ikincisi ise 40 x 15 m boyutunda elipsoidal kesitler vermektedirler. Bunlar, taban topografyaları çok düzensiz boşluklar olup, derinlikleri yamaç eğimine bağlı olarak kuzeye doğru gittikçe azalmaktadır. Söz konusu boşlukların güney kesimindeki derinlikleri 25-30 m civarındadır. I. Ocak'ta yer alan üçüncü karstik boşluk, uzun eksenini K75D doğrultusunda uzanan güneybatı ucu kapalı bir U şeklinde olup, yaklaşık 100 m uzunluğunda, 70-80 m genişliğinde ve ortalama 15 m derinliğindedir. Dar bir erime kanalıyla ikinci karstik boşluğa bağlanır. Bu karstik oluşunun hemen güneyinde 1831 rakımlı tepede, Karaçatıtepe formasyonuna ait karbonat kayalar üzerine tektonik bir dokanakla gelen Sicimindağı formasyonuna ait metakuvarsitler, cevher kütlesini üstten sınırlamaktadırlar (Şekil 3.12).

3.2.2.1.2. II. Ocak

Karstik etkilerin pek görülmediği II. Ocak'ta Kızıl Fayı boyunca yerleşen cevher, fay düzlemi boyunca 20-30 m kalınlığında bir cevher damarı oluşturmuştur. Çoğunlukla hematitlerin hakim olduğu damarda ayrışma süreçlerine bağlı olarak birincil cevherlerin önemli bir bölümü, limonit ve götit gibi ikincil cevher bileşenlerine dönüşmüşlerdir. Bu kesimde işletme amacıyla açılmış olan K32D doğrultusunda uzanan 20-30 m genişliğinde, 50-60 m uzunluğunda bir yarma bulunmaktadır. Yarmanın duvarlarında karstik şekillerden değişken boyutlu dolinlerin kesitleri görülmektedir. Bu ocaktaki cevher damarı, güneybatıya doğru 10-15 m daha devam ettikten sonra incelerek son bulmaktadır.



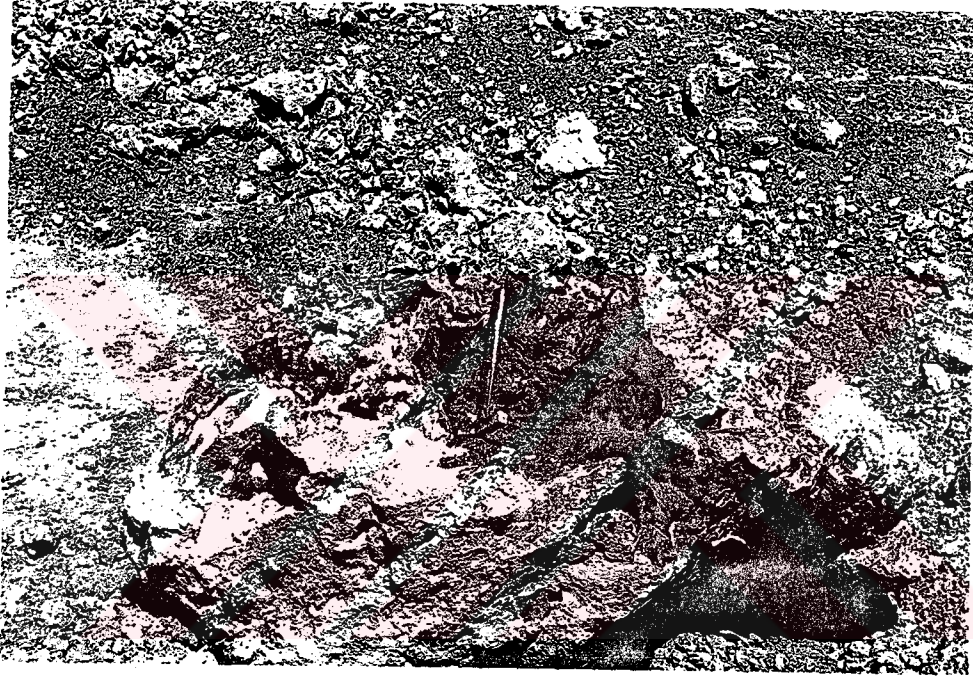
Şekil 3.12. 1831 rakımlı tepede, Karaçatıpe formasyonuna ait karbonatlar (Kçt) üzerine tektonik bir dokanakla gelen Sicimindağı formasyonuna ait metakuvarsit (Qzt) birimi.

3.2.2.1.3. III. Ocak

Masif yapıllı kalın tabakalı kireçli dolomitlerin içerisinde yeralan bu ocakta karstlaşmanın etkisi daha da belirgindir. Cevher alındıktan sonra geriye birbirleriyle irtibatlı 20-30 m çaplarında dairesel yapıllı kesitler veren iki karstik boşluk kalmıştır. Bunlar yaklaşık olarak 7-8 m çapında daha küçük bir boşluk ile birbirlerine bağlanmaktadır. Oldukça düzensiz bir taban topografyası gösteren bu dolinler, ortalama 10-15 m derinliğe sahiptirler.

Kızıl demir yatağını temsil eden cevherli zon içerisinde yapılan ayrıntılı incelemelere göre, inceleme alanında görülen birçok demir yatağında olduğu gibi Kızıl demir yatağında da birincil cevher yerleşiminden sonra karstlaşma süreçleri son derece etkili olmuştur.

Tâli faylar ve eklem sistemleri ile kontrol edilen birçok karstik boşluğun yer aldığı bu yatakta, karstik olaylar Attepe ve diğer bazı demir yataklarından daha da etkili olmuştur. Bu sebeple yataktaki esas cevher bileşenlerini ikincil nitelikli, toprağımsı görünümlü limonitler, kolloform yapıllı götitler ve hematitler oluşturmaktadır (Şekil 3.13). Ayrışma olaylarından korunabilmiş, bazı yankayaç kütlelerinin içerisinde görülen



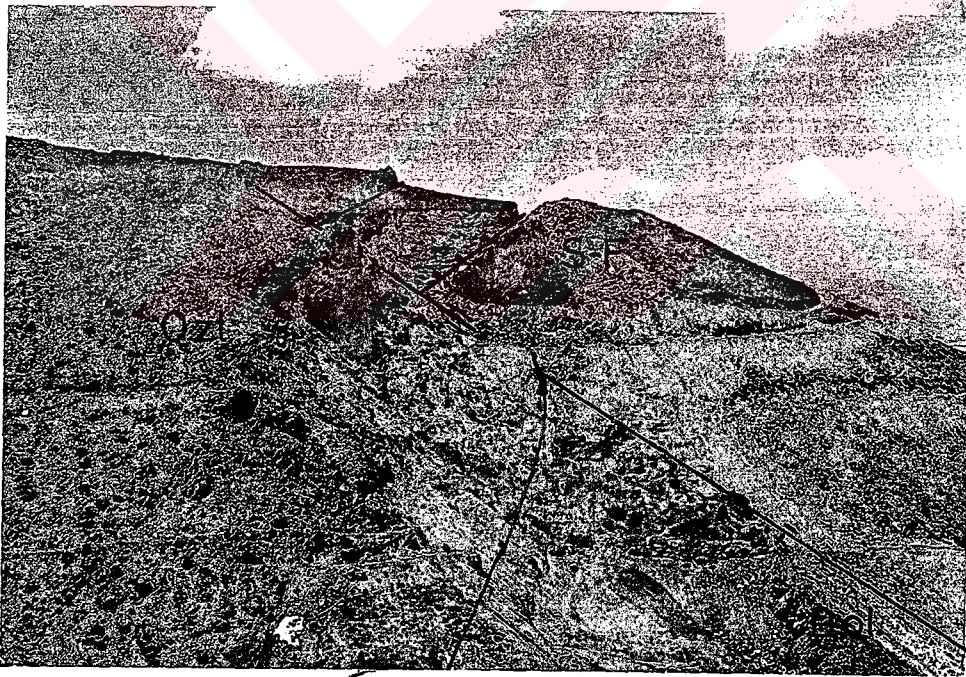
Şekil 3.13. Kızıl yatağında hakim cevher bileşenlerini oluşturan limonitler (kırmızımsı pas renkli) ile böbreğımsi, kabuğımsu kolloform yapılar gösteren götitlerden (siyah) bir görünüm.

birincil cevher mineralleri siderit, ankerit ve hematitlerden; bunlara eşlik eden gang mineralleri ise kalsit, kuvars ve baritlerden ibarettir.

3.2.3. Değirmendere yatağı

Kızıl fay hattında yer alan bu yatak, Değirmendere'nin

400 m kuzeydogusunda, Kızıl yatağının ise, 750 m güneybatısındadır (EK-1). Hâlen devam eden işletme faaliyetleri sonucunda yataktaki cevherin önemli bir bölümü alınmıştır. Kızıl Fayı bu kesimde birbirine paralel bir şekilde uzanan egim atımlı ters fayların oluşturduğu bir fay zonu niteliğindedir. Belirtilen fay zonu ile Infrakambriyen yaşlı metakuvarsitler, doğudan batıya doğru önce Alt-Orta Kambriyen yaşlı dolomitler, sonra da Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı şist ve fillitlerle yan yana gelmişlerdir. Bu birimlerin breşik yapılı tektonik dokanağı boyunca yerleşen cevher, KD-GB yönünde uzanan 300 m uzunluğunda, ortalama 30 m kalınlığında cevherli bir kuşak oluşturmuştur. (Şekil 3.14). Bu kuşak içerisinde en önemli cevherleşme, kuşağın güneybatı kesimi-



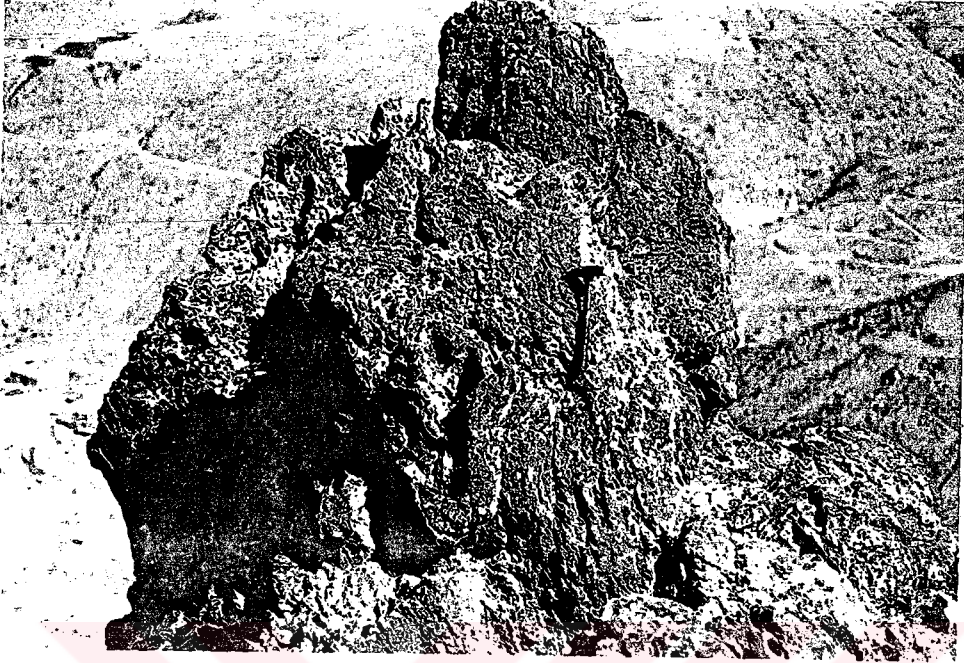
Şekil 3.14. Kızıl Fayı boyunca gelişen cevherli kuşak ile Degirmendere yatağına kuzeydogudan bakış. Qzt : Metakuvarsit (İCs); Dol : Dolomit (Çk) Ş-F : Şist, fillit (ÇOk).

minde gerçekleşmiştir. Burada 20 m kalınlığa sahip olan kuşağın alt ve üst kesimini sınırlayan fay düzlemleri boyunca yoğun hematit cevherleşmeleri görülür. Bu cev-

herleşmelerle birlikte altta bulunan birinci ters fay boyunca 100 m uzunluğunda, 10-15 m kalınlığında, K75D / 45GD konumlu, masif yapıllı hematit cevher kütlesi ortaya çıkmıştır. Kartalkaya formasyonuna ait pelitik kayalar içerisinde yer alan cevher kütlesinin fay aynasıyla belirlenen üst sınırı oldukça düzenli iken, karbonatça zengin kesimlerde gerçekleşen ornatımlar dolayısıyla alt sınırı az çok düzensiz bir görünüm sunmaktadır. Dalım yönünde giderek incelen cevher kütlesinin derinlerde kireçtaşlarına bağlı olarak tekrar kalınlaşabileceği muhtemeldir.

Tavanında metakuvarsitler, tabanında şist ve fillitler bulunan ikinci ters fay boyunca izlenen cevherleşme, taban bloğuna ait kayalar içerisinde gelişmiştir. Mineralizasyonla ilgili demirli çözeltilerin, silisçe zengin kısmen breşik, kısmen de şistli yapıllı yankayacı tam olarak ornatamadıklarından breşik ve şistli yapıllı bir cevher damarı ortaya çıkmıştır. Yer yer 2-4 cm boyutunda iri barit kristalleri içeren hematit cevherleşmesinin fay hattı boyunca izlenebilen mostraları, dayk görünümlü sert morfolojiler sunmaktadır (Şekil 3.15). K70D / 50GD konumlu bu cevher damarının uzunluğu 150 m, kalınlığı ise 10-15 m kadardır. Uzanımı boyunca yer yer kesikliğe uğrayan hematit damarı, hem kuzeydoğu, hem de güneybatı yönünde daralmaktadır.

Cevher kuşağı içerisinde kuzeydoğu yönünde giderek cevher konsantrasyonu azalmaktadır. Metakuvarsit-dolomit dokanağı boyunca ince damarlar şeklinde siderit-hematit cevherleşmeleri ile bunların çevresinde belirgin ankeritleşmeler gözlenmektedir. Kızıl yatağında olduğu gibi burada da etkili olan karstlaşma ve oksidasyon olayları ile hematit, siderit ve ankerit gibi birincil cevher mineralleri götit ve limonitlere dönüşmüşlerdir. Yer yer 10-70 cm çapında gelişen karstik boşlukların da izlendiği cevherli zonda, boşlukların çeperlerinde kolloform yapıllı götitler görülmektedir.



Şekil 3.15. Degirmendere yatağında Kartalkaya formasyonuna ait şistleri ornatarak yerleşen dayk. görünümlü baritli hematitler.

3.2.4. Menteşdere bölgesi yatak ve zuhurları

3.2.4.1. Menteşdere yatağı

İsmi Menteş Deresi'nden alan yatak, Domuztümseği Tepesi'nin 750 m batısında, Karaçatıtepe formasyonuna ait karbonat kayalar içerisinde yer alır (EK-1). Cevher, K80D / 75KB konumlu ters bir fay hattına yerleşmiştir. Şu anda terk edilmiş olan yatakta daha önce yapılan işletme faaliyetleri sonucunda yaklaşık 500 m uzunluğunda, 8-10 m genişliğinde, tabana doğru daralan uzun bir yarma açılarak cevherin tamamı alınmıştır. Sadece, tavan bloğunda yer alan yanıl atımlı faylar boyunca izlenen işletilmesi zor cevherler bırakılmıştır. Bu cevherler, Domuztümseği Tepesi'nin batısında, KD-GB yönünde uzanan

dik bir yamaçta 15-20 m kalınlığındaki kireçli dolomit seviyesi içerisinde yüzeylemektedirler (EK-2, I-I'). Yataktaki birincil cevherleşmeyi; yer yer kuvars ve kalsit mineralleri içeren siderit, 10-15 cm uzunluğunda iri barit kristalleri kapsayan hematit ve ankeritler temsil etmektedir. Ancak, yatakta etkili olan karstlaşma süreçleri sonucunda sözkonusu birincil cevher mineralleri, büyük çapta limonit ve götitlere dönüşmüştür. Bu sebeple Menteşdere yatağında izlenen hakim cevher bileşenleri götitler ile toprağımsı görünümlü limonitlerdir. Karstik olaylarla, birincil cevherleşmeye ilişkin geometriler önemli ölçüde bozulmuştur. Özellikle tavan bloğu içerisinde yer alan doğrultu atımlı faylar ve bazı kırık hatları boyunca gelişmiş, çapları 10-15 cm ile 70-80 cm arasında değişen, irili ufaklı birçok karstik boşluklar görülmektedir. Bu boşluklarda kolloform yapıllı götitler, yaklaşık 1.5 cm boyutunda iri özşekilli kalsit ve kuvars kristalleri ile ışınal veya konsantrik yapıllı limonit boyamalı aragonit kristalleri izlenmektedir.

3.2.4.2. Menteşdere zuhurları

Menteşdere yatağının yaklaşık olarak 400 ve 750 m kuzeydoğusunda iki ayrı zuhur bulunmaktadır (EK-1). Menteşdere yatağına daha yakın olan birinci zuhur, Domuztümseği Tepesi'nin 500 m kuzeybatısındadır. Cevherleşme, KB-GD yönünde uzanan muhtemel bir fay ile KD-GB yönünde uzanan sol-yanal atımlı fayın kesişme noktasında, Kartalkaya formasyonuna ait şist ve fillitlerin içerisinde yer almaktadır. Dolgu ve kısmen de ornatım biçiminde gerçekleşen cevher yerleşimleri sonucunda, D-B yönünde uzanan 30-40 m uzunluğunda, oldukça düzensiz sınırlara sahip cevherli bir zon oluşmuştur. K-G yönünde açılan üç adet yarma ile cevherleşmenin 2-3 m derinlere kadar devam ettiği belirlenmiştir.

Zuhurdaki başlıca cevher minerallerini sert götit,

yer yer speküleritleşmiş hematit ve siderit oluşturmaktadır.

Menteşdere yatağına daha uzak bir konumda bulunan ikinci bir demir zuhuru, Domuztümseği Tepesi'nin 375 m kuzeybatısındadır. Sag-yanal atımlı bir fay hattına yerleşen bu zuhur, Kartalkaya formasyonuna ait kalkıştiller ile fillitlerin faylı dokanağında yer almaktadır. K80B / 85KD konumlu bir damar şeklinde izlenen cevher kütlesi, 20 m uzunluğunda, 3 m genişliğindedir. Breşik yapılı götit, hematit ve sideritlerin oluşturduğu cevher kütlesi, tabana doğru 2-3 m kadar bir devamlılık göstermektedir.

3.2.5. Uyuzpınarı yatağı

İsmi Uyuzpınarı'ndan alan yatak, inceleme alanının kuzey kesiminde, Karaçat Tepe'nin 1 km kuzeydoğusundadır (EK-1). Cevherleşme, Karaçattepe formasyonuna ait karbonatlar ile Kartalkaya formasyonuna ait pelitik kayaçların faylı dokanağında yer alır (EK-1). K15B / 70GB konumlu ters fay hattında bulunan yatağın uzunluğu 70 m, genişliği ise 10-30 m arasında değişmektedir. Breşik yapılı şist ve fillitler içerisinde çökelmiş olan demirli çözeltiler, oldukça düzensiz bir cevher kütlesi oluşturmuşlardır. Yataktaki birincil cevher mineralini temsil eden iri (2-4 cm) barit kristalli hematitler, genellikle masif, bazen de breşik ve kovuklu yapıdadırlar. Cevherli kuşak içerisinde, hematitlerin oluşturduğu damar tipi cevherleşmeler ile düzensiz geometrili oldukça iri hematit blokları yaygındır.

Karstlaşma olaylarının birçok yatakta olduğu gibi Uyuzpınarı yatağında da son derece etkili olduğu belirlenmiştir. Karstlaşma sırasında pelitik kayaçlar içerisinde yer alan karbonatlı bölümler eriyerek küçük çaplı dolinler ve bunları birbirine bağlayan yatay veya yataya yakın konumlu karstik kanallar meydana gelmiştir.

Bu süreçler sırasında hematitlerin büyük bir bölümü de limonitlere dönüşmüştür. Daha sonra yüzey suları tarafından kolloidal çözeltiler şeklinde taşınan bu limonitler ve kil-silt boyutundaki yankayaç parçacıkları, karstik boşluklar içerisinde konsantrik yapılar oluşturacak şekilde çökelmiştir. Buna karşılık cevher ve yankayaç parçalarına ait kum-blok boyutlu kırıntılı malzemeler, yer yer tabakamsı yapılar oluşturacak şekilde kötü bir boylanma ile depolanmışlardır.

Karstik boşluklar içerisinde çökelen limonitler, özellikle ana fay boyunca açılan ve karstik kanalları takibeden 8-10 m uzunluğundaki küçük galerilerden kazılarak alınmakta, daha sonra yatağın doğu tarafından geçen dere yatağında birbiri ardına yapılmış küçük havuzlarda kaba kırıntılar ayrılarak elde edilen kil-silt boyutundaki son ürün, boya yapımında kullanılmak üzere iç piyasaya sürülmektedir.

3.2.6. Kartalkaya yatağı

Inceleme alanının kuzeydoğu kesiminde bulunan yatak, Domuztümseği Tepesi'nin 750 m güneydoğusunda, Kartalkaya ile 1881 rakımlı tepenin arasında yer almaktadır (EK-1).

Yapısal olarak KD-GB yönünde uzanan eğim atımlı normal bir fay hattında bulunan yatağın, doğu ve batı kesimlerini biri ters, diğeri normal olmak üzere KB-GD gidişli diğeri iki fay sınırlamaktadır. Şu anda terkedilmiş olan yatakta daha önce yapılan işletme faaliyetleri ile ekonomik nitelikteki cevherin tamamı alınmıştır. Açık işletme yöntemlerinin uygulandığı üretim sonucu, yatak yerinde, KB-GD yönünde uzanan üç tarafı faylarla sınırlı tabana doğru daralan bir boşluk ortaya çıkmıştır (Şekil 3.16). Pasa sahasında yapılan gözlemlere göre, yataktan çıkarılan yankayaçın büyük bir bölümünü Karaçatıtepe formasyonuna ait dolomit blokları oluşturmaktadır. Ayrıca, yatağın doğu ve batı bölümlerinde aynı birime ait küçük



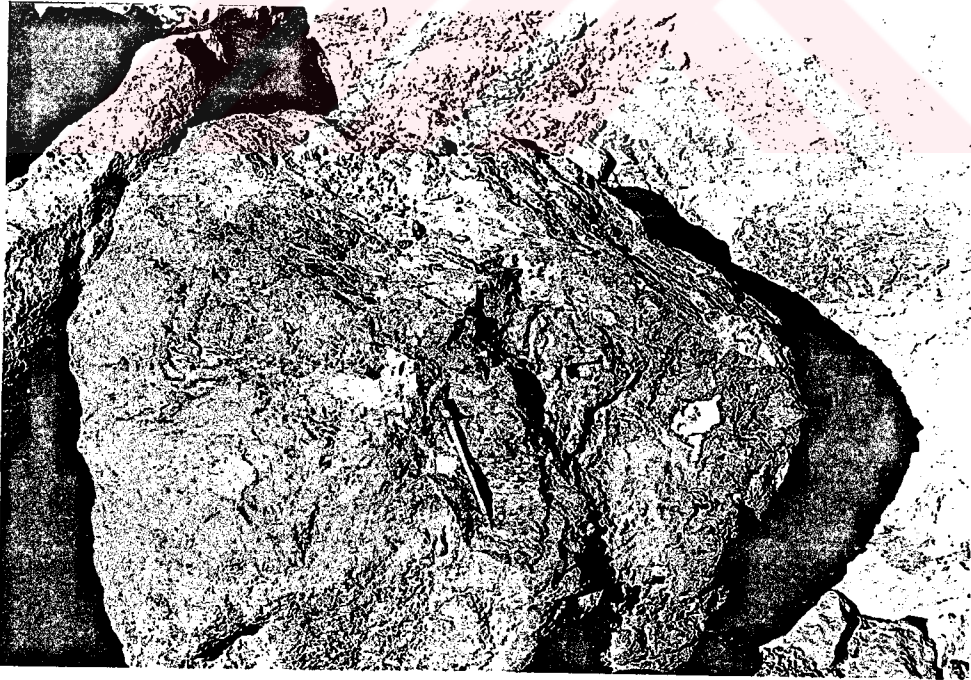
Şekil 3.16. Üç tarafı faylarla sınırlı Kartalkaya yatağına kuzeybatıdan bakış; sağda metakuvarsitler, diğer kesimlerde ise şist ve fillitler izlenmektedir.

mostralar izlenmektedir. Buna göre, cevherleşme öncesinde, ortalama 30-40 m derinliğe sahip olan sözkonusu boşluğun bulunduğu kesimde dolomitlerin yer aldığı anlaşılmaktadır. Tektonizma sırasında son derece kırıklı, kısmen de milonitik bir yapı kazanan bu birim, faylanmalarla birlikte yatağın doğu ve güney tarafında Kartalkaya formasyonuna ait şist ve fillitlerle; batı tarafında ise Sicimindağı formasyonuna ait metakuvarsitlerle dokanak haline gelmiştir (EK-2, A-A'). Büyük çaptaki ornatımlarla gerçekleşen esas cevher yerleşimi, yatağın güney kesimini sınırlayan $70-75^\circ$ ile güneydoğuya doğru eğimli normal fay hattı ile ilişkilidir. Ornatım doku örneklerine yatağın güneybatı kesiminde Kartalkaya zirvesine doğru uzanan ince damar tipi cevherleşmenin kalıntılarında ve yataktan çıkarılan iri yankayaç bloklarında sıkça rastlanmaktadır. Kartalkaya zirvesini kateden bir fay boyunca oluşan cevher damarı, metakuvarsit-

lerle düzenli, dolomitlerle oldukça düzensiz bir sınır ilişkisine sahiptir. Cevherli bileşenler dolomitler içerisindeki çatlak ve kırıklara doğru düzensiz sınırlı sokulumlar yapmış ve yankayacı önemli ölçüde ornata-
 matmışlardır. Ayrıca, yatakta yapılan incelemelere göre, cevherli çözeltilerin yatağın kuzeyi dışında 3 tarafını saran şist, fillit ve metekuarsitleri, ornata-
 madıklarından bu birimler içerisinde ince (cm-dm) damar tipi hematit cevherleşmeleri ortaya çıkmıştır. Kısmen stokvörk yapılı olan bu cevherleşmeler, şistozite düzlemleri ile çatlak ve kırıklar boyunca izlenmektedir.

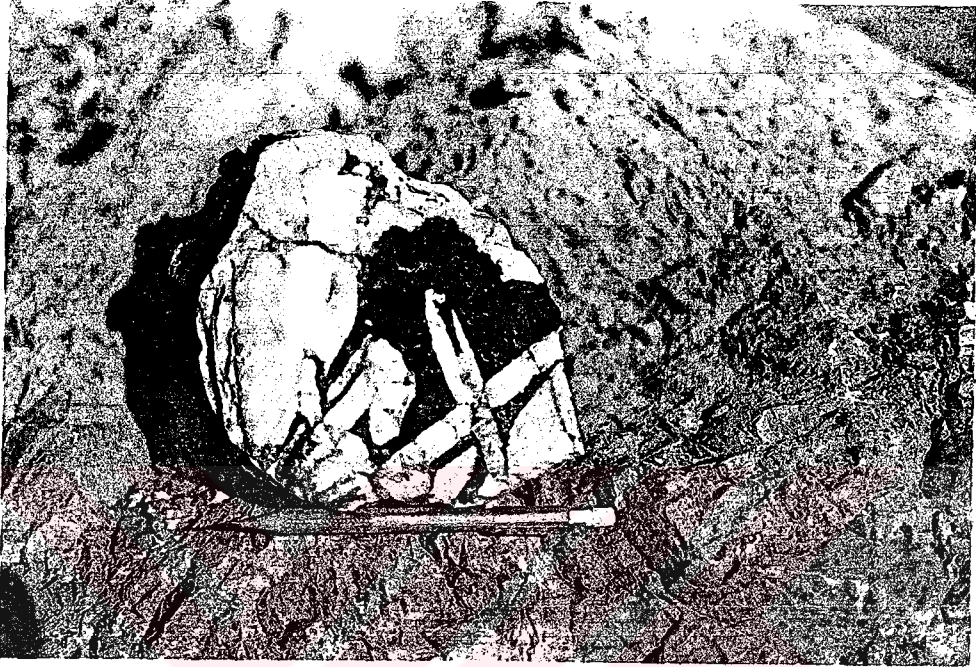
Kartalkaya yatağında hakim cevher bileşenleri; top-
 rağımsı görünümlü limonitler ile kovuklu yapı gösteren götitlerdir.

Cevherleşme sonrasında karstik faaliyetlerle ilgili olarak, gelişen çözeltiler; hem yankayaç içerisinde, hem de cevherli bölümlerdeki kovuk yüzeylerinde çökerek tipik kolloform yapılı götit ve limonitleri oluşturmuşlardır (Şekil 3.17). Yatakta az miktarda rastlanan



Şekil 3.17. Kartalkaya yatağında, karstik etkilerle oluşmuş konsantrik yapılı götit (siyah renkli), limonit (kırmızımsı sarı renkli) ve kal-sitler (beyaz renkli) topluluğu.

birincil cevher mineralleri arasında en yaygın olanı, 7-8 cm boyutunda iri özşekilli barit kristalleri içeren hematitlerdir (Şekil 3.18). Yer yer götit veya limonite dönüşmüş olan masif yapılı hematitlerin yanısıra daha az



Şekil 3.18. Kartalkaya yatağında birincil cevherleşmeyi temsil eden, iri özşekilli barit kristalleri (beyaz) içeren ve yer yer götite dönüşmüş siyah renkli hematitler.

oranda iri kristalli (1-6 mm) sideritler ile kısmen stokvörk yapılı çok sayıda ince hematit ve siderit damarlarını kapsayan ankeritik kütleler bulunur. Yatağın başlıca gang minerallerini ise, makro olarak da izlenebilen barit, kalsit ve kuvars temsil etmektedir.

3.2.7. Mağarabeli yatakları

Inceleme alanının kuzey kesiminde, Mağarabeli mevkiinin yaklaşık 1.5 km kuzeydoğusunda birbirine yakın konumda üç yatak bulunmaktadır. 500 m'lik bir mesafe içerisinde yer alan bu yataklar, uzanımları yönünde

dogudan batıya dogru I., II. ve III. yatak şeklinde isimlendirilmişlerdir. MTA tarafından yapılan çalışmalarda % 53.85 Fe, % 7.42 SiO₂ ve % 1.37 MnO içeren 1.406.000 ton demir cevher rezervi tesbit edilmiştir. Ancak bugüne kadar yapılan işletme faaliyetleri ile II. ve III. yataktaki cevherlerin tamamı, I. yataktaki cevherin ise tamamına yakın bir bölümü alınmıştır.

I. Yatak, rezerv bakımından en büyüktür. Cevherleşme, Sicimindagi formasyonuna ait metakuvarsitler ile Karaçatıtepe formasyonuna ait kireçtaşlarının faylı dokanağında oluşmuştur. Yatağın kuzeydogu kesiminde kalan cevher kütlesi, K-G / 44B konumlu Attepe Fayı boyunca, kireçtaşlarının altına dogru incelererek dalan, mercek geometrili bir damar görünümündedir (EK-2, B-B').

Magarabeli yataklarının en küçüğü olan II. Yatak, Karaçatıtepe formasyonuna ait kireçtaşları içerisinde, K40D / 80KB konumlu bir fay hattında bulunur (EK-1). Yataкта işletme faaliyetleri sırasında KD-GB yönünde uzanan 75 m uzunluğunda, ortalama 12-13 m genişliğinde, tabana dogru daralan bir yarma açılarak cevher alınmıştır.

III. Yatak, Karaçatıtepe formasyonu içerisinde yer alan K43D / 50-70KB konumlu, eğim atımlı normal bir fay hattındadır. Cevher yerleşimi, tektonik hatlar boyunca izlenen ornatımlar sonucunda gerçekleşmiştir. Bu sebeple, yatağın batı kesiminde kısmen düzenli olan cevher-yankayaç ilişkisi, diğer kesimlerde tamamen düzensizdir. Yapısal özellikleri bakımından karstlaşmaya müsait olan kireçtaşlarının içerisinde bazı karstik boşluklar görülmektedir. Özellikle, yatağın batı kesiminde yer alan bu boşluklar içerisinde ışınsal yapıllı kalsit ve aragonit mineralleri çökelmiştir. Karbonat minerallerinden büyük bir bölümü boşluk çeperlerinden içe dogru büyürler. Bunların bir bölümü de boşluk içerisine düşen yankayaç bloklarının yüzeylerine dik konumda büyümüşlerdir.

Magarabeli yataklarının üçünde de hemen hemen aynı mineral parajenezleri izlenmektedir. Az oranda görülen

birincil cevher mineralleri; siderit, ankerit ve hematitlerden ibarettir. Bu minerallerin ikincil ürünü olan toprağımsı görünümlü limonitler ile kovuklu yapıya sahip olan götit ve hematitler, hakim cevher bileşenlerini oluşturmaktadır (Şekil 3.19). Başlıca gang mineralleri ise kalsit, kuvars ve barittir.



Şekil 3.19. Mağarabeli yataklarından I. Yatakta izlenen toprağımsı limonitlerden bir görünüm. Kçt: Dolomitli kireçtaşı.

3.2.8. Mağarabeli Tepe civarındaki yatak ve zuhurlar

Mağarabeli Tepe civarında yaklaşık olarak 4 km²'lik bir alan içerisinde Mağaradere, I., II. ve Mağarabelitepe yatağı şeklinde isimlendirilen dört yatak ile I. ve II zuhur şeklinde isimlendirilen iki zuhur bulunmaktadır (EK-1).

3.2.8.1. Mağaradere yatağı

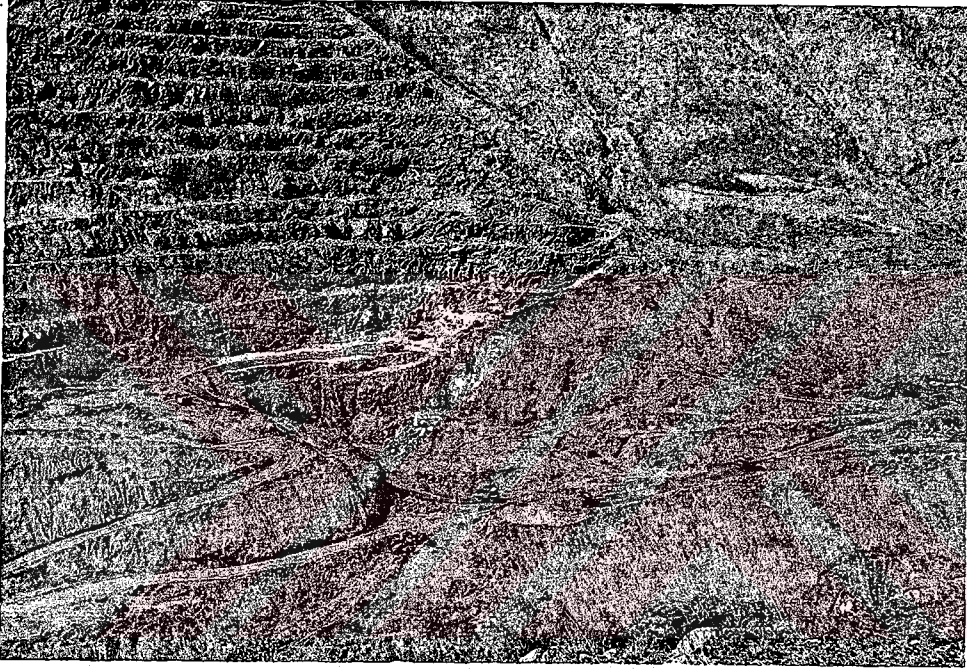
Yörede hâlen işletilen önemli demir yataklarından biri de Mağaradere yatağıdır. İsmi Mağara Dere'den alan yatak, inceleme alanının batı kesiminde bulunan

Mağarabeli Tepe'nin yaklaşık olarak 1 km kuzeydogusunda yer almaktadır (EK-1).

Yatak, yapısal olarak her iki yönde dalımlı Mağarabelitepe antiklinalinin dogu kanadındadır. Cevherleşme, antiklinal eksenini verev olarak kesen egim atımlı normal bir fay hattında oluşmuştur (EK-2, C-C'). Tamamen metazomatik süreçler sonucu yerleşen cevher kütlesi; KD-GB yönünde uzanan 350-400 m uzunluğunda, 30-40 m kalınlığında, 45-50° ile güneydoguya dogru dalımlı bir damar şeklindedir. Batı kesiminde kalınlığı yaklaşık olarak 100 m'yi bulan cevher damarı, kuzeydoguya dogru giderek incelmekte ve yaklaşık 350 m sonra da yer yer birbirini kateden stokvörk yapıllı ince damar tipi cevherleşmelere dönüşerek son bulmaktadır. Yatakta cevherleşmeyi kontrol eden egim atımlı normal fayla birlikte Karaçatıtepe formasyonuna ait dolomitler ile kireçtaşları dokanak haline gelmişlerdir (EK-1). Ana fayla birlikte yatağın dogu ve batı ucunu sınırlayan tektonik hatların oluşumları sırasında oldukça çatlaklı ve kırıklı bir yapı kazanan taban bloğu durumundaki kireçli dolomitler, cevher yerleşimi sırasında kırık hatları boyunca önemli ölçüde ornatılmışlardır. Buna karşılık, yer yer kalkışist seviyeleri içeren tavan bloğu konumundaki kireçtaşları ise hemen hemen hiç ornatılamamışlardır. Sadece, bazı kırıklar boyunca dolgu biçiminde bir yerleşmeyi yansıtan ince damar tipi cevherleşmeler görülür. Cevherler, kimyasal bileşimleri, aşırı ölçüde kırıklanmış olmaları ve yapısal konumları sebebiyle ornatıma daha müsait olan kireçli dolomitler içerisine dogru yerleşmiştir. Bunun sonucu olarak cevher damarının fay aynasına karşılık gelen tavan sınırı oldukça düzenli, buna karşılık taban sınırı son derece düzensiz bir konum kazanmıştır (Şekil 3.20).

Yer yer küçük karstik ceplerin de görüldüğü taban kesiminde cevher alındıktan sonra girintili çıkıntılı bir morfoloji ortaya çıkmaktadır. KD-GB yönünde uzanan Mağarabeli Sirtı'nın oldukça egimli kuzey yamacında yera-

lan Magaradere yatağında 1984 yılında bir madencilik şirketi tarafından işletme faaliyetlerine başlanmıştır. Açık işletme yöntemiyle üretim yapılan yatakta güneydoğuya doğru dalımlı cevheri alabilmek için cevher damarının üst kesiminde çok sayıda basamak oluşturulmuştur. 1984 yılında 100.000 ton üretim yapılan yatakta, günümüze kadar devam eden işletme faaliyetleri ile cevherin önemli bir bölümü alınmıştır.



Şekil 3.20. Magaradere yatağına kuzeyden bakış.

Magaradere yatağında karstlaşmanın yoğun etkisi sebebiyle birincil nitelikli cevher mineralleri yok denecek kadar azalmıştır. Yatakta ana cevher bileşenlerini toprağımsı limonitler ile sert ve kovuklu yapıllı götitler temsil etmektedir. Bunlara bazen toprağımsı, bazen de kovuklu yapıllı olabilen ikincil hematitler eşlik etmektedir.

Birincil cevher minerallerine, ayrışmanın daha az etkili olduğu ana tektonik hatların uzağında yankayaçlar içerisinde görülen ince damar tipi cevherleşmelerde rastlanmaktadır. Bu mineraller arasında masif yapıllı hematit-

ler, iri kristalli sideritler ve ornatım dokulu ankeritler yer almaktadır. Başlıca gang mineralleri ise kuvars, kalsit ve az miktarda görülen barittir.

Mağaradere ve yakın çevresinde ortaya çıkan diğer cevherleşmelere bağlı olarak Karaçatıtepe formasyonuna ait dolomitler büyük çapta ankeritleşmişlerdir. Kırmızımsı pas rengiyle çok uzaklardan kolaylıkla farkedilebilen bu ankeritik zonlar içerisinde kuvarslı siderit ve hematit damarları yaygındır. Bazı bol kuvarslı birincil siderit damarlarında sideritler, ayrışma olayları sonucunda tamamen veya kısmen limonite dönüşerek taşındığından, geriye sadece süt kuvars iskeletleri kalmıştır.

Mağaradere yatağının taban kesiminde, cevher kütlelerinin birincil yapısını da etkileyen bazı endokarsitik çukurluklar görülmektedir. Bu çukurluklar içerisinde kil-blok boyutunda ikincil ve kısmen de birincil cevher parçacıkları depolanmışlardır. Düşey yönde tane boyuna dayalı derecelenme ve bantlanma gibi tipik sedimantasyon izlerinin yanısıra, kolloidal cevherli çözeltilerin kovuk yüzeylerinde oluşturduğu kolloform yapıları ikincil mineral büyümeleri ve konsantrik halkalar şeklinde izlenen ritmik çökeltme yapıları yaygındır. Genellikle götitlerin oluşturduğu kolloform yapılar arasında kabuğumsu, böbreğimsi, sarkit-dikit ve ışınsal yapıları oluşumlara sık sık rastlanmaktadır.

3.2.8.2. I. Yatak

Mağarabeli Tepe'nin 900 m doğusunda yer alan yatak, Karaçatıtepe formasyonu içerisinde KD-GB yönünde uzanan doğrultu atımlı bir fay hattında görülmektedir (EK-1). Tektonizma sırasında doğrultu atımlı fayın yanısıra, farklı doğrultularda gelişmiş küçük ölçekli birçok kırık sistemi izlenmektedir.

Cevherleşme, doğrultu atımlı fay ile K-G / 70B konumlu normal bir fayın kesişme noktasında ortaya

çıkıştır. Esas olarak küçük ölçekli normal faya bağlı olarak gelişen cevher kütlesi, 25-30 m uzunluğunda; ortalama 8 m kalınlığında, batıya doğru dalımlı bir damar şeklindedir. İşletilebilir cevherin hemen hemen tamamı alınan yatakta, yankayaç içerisine doğru sokulum yapan düzensiz sınırlı ince cevher damarları ile cevherleşme sırasında tam olarak ornatılamamış, kısmen ankeritik kireçtaşı blokları kalmıştır. Bu bölümler üzerinde yapılan incelemelere göre, dolgu ve ornatım biçiminde yerleşen cevheri; birincil nitelikli siderit, ankerit ve iri barit kristalleri içeren hematitler temsil etmektedir. Çoğu zaman ankeritler içerisinde birbiriyle kesişen ince damarlar şeklinde görülen sideritlere, kuvars ve kalsit gibi gang mineralleri eşlik etmektedir. Birincil cevher mineralleri çoğunlukla ikincil minerallere dönüşmüşlerdir. Cevherli zonun özellikle kuzey ve batı kesimlerinde karstik olaylara işaret eden birtakım erime boşlukları ve bunların içerisinde yer alan kolloform yapıllı götitler görülmektedir.

3.2.8.3. II. Yatak

Bu yatak, Mağarabeli Tepe'nin 800 m güneydogusunda, Karaçatıpe formasyonu içerisinde yer alır (EK-1). Yatağın 50-60 m kuzeyinde bulunan doğrultu atımlı fayın cevherleşme ile olan ilişkisi belirlenememiştir. Cevherleşme muhtemelen eklem sistemlerinin yoğunlaştığı bir zon içerisinde gerçekleşmiştir.

Cevheri tamamen alınan yatakta 7-8 m çapında, 15-20 m derinliğinde tabana doğru daralan karstik bir boşluk ortaya çıkmıştır. Bu boşluğun duvarlarında izlenen ornatım dokulu, masif yapıllı hematitler ile, bunların ayrışması sonucunda ortaya çıkan götit ve limonitler yataktaki başlıca cevher bileşenleridir. Bunların yanısıra az miktarda rastlanan sideritler, çoğunlukla limonite dönüşmüşlerdir. Güncel olarak da devam eden karstik faa-

liyetlerle, hematitler içerisinde çapları 1-1.5 m'ye ulaşan düzensiz geometrili bazı küçük boşluklar oluşmuştur. Bu boşluklarda karstlaşmayı simgeleyen sarkıt-dikit yapılı kalsit ve aragonitler ile, kolloform yapılar gösteren götitler çökelmiştir (Şekil 3.21). Ayrıca, ana karstik boşluğun hemen KD kesiminde yer alan

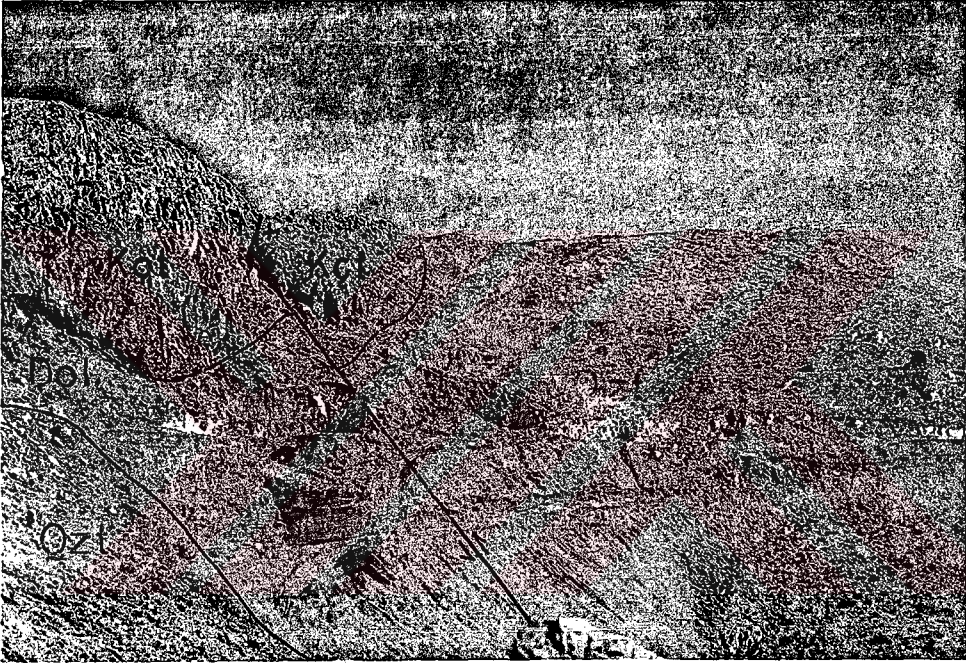


Şekil 3.21. Hematitler içerisindeki düzensiz geometrili karstik boşluklar ile bunların içerisinde oluşmuş sarkıt-dikit yapılı ikincil nitelikli kalsit ve aragonitler (beyaz renkli) (Magarabelitepe yataklarından, II. Yatak)

10-15 m derinliğindeki ikinci bir karst kalıntısında kil-blok boyutunda malzemedan oluşan çok kötü boylanmalı karst sedimanları izlenmektedir. Esas olarak yörede yüzeyleyen şist, fillit, metakumtaşı, kireçtaşı ve dolomit parçalarını kapsayan bu sedimanlar içerisinde sık sık cevher parçalarına da rastlanmaktadır. Bazen karst breşlerinin de görüldüğü yatak tabanındaki cevher çakıl ve blokları, karbonatça zengin karstik sulardan çökelen ikincil nitelikli beyaz renkli kalsitler tarafından çimentolanmıştır.

3.2.8.4. Mağarabelitepe yatağı

Mağarabeli Tepe'nin 500 m kadar güneybatısında yer alan yatak, KB-GD yönünde uzanan eğim atımlı normal bir fay hattındadır (Şekil 3.22). Fay boyunca izlenen cevherleşme 20 m genişliğindeki breşik bir zon içerisindedir. Cevher yerleşimi sırasında, demirli çözeltiler özellikle kireçli dolomitleri ornatmış ve böylece çok düzensiz bir geometri sergileyen siderit ve



Şekil 3.22. Mağarabelitepe yatağına güneyden bakış. Kçt : Dolomitli kireçtaşı, Dol : Ankeritik kireçli dolomit Qzt: Metakuvarsit.

hematit kütleleri ile bunların yakın çevresinde görülen ankeritler oluşmuşlardır. Genellikle, ana fay hattında rastlanan masif yapıli hematitleri, fay hattından uzaklaştıkça, iri kristalli masif yapıli sideritler ile ankeritler takip etmektedir. Hematitlerin bir kısmı, ayrışma olayları sonucunda sideritlerden türemişlerdir. Ankeritik kuşaklar içerisinde birbirlerini kesecek şekilde gelişmiş siderit ve hematit damarları yaygındır.

Bu damarlarda birincil cevher minerallerine kuvars, kalsit ve barit gibi gang mineralleri eşlik etmektedir.

Yatakta karstik olaylar da etkili olmuşlardır. Bu olaylarla birlikte birincil cevherler, önemli ölçüde limonitleşerek ana fay boyunca, yaklaşık 8-10 m çapında gelişen karstik bir boşlukta depolanmışlardır.

3.2.8.5. Mağarabelitepe zuhurları

Mağarabeli Tepe'nin güneybatı kesiminde birbirine yakın üç zuhur bulunmaktadır (EK-1). Bunlar Mağarabeli Tepe'ye en yakın olanından başlamak üzere I., II. ve III. zuhur şeklinde isimlendirilmişlerdir.

I. Zuhur : Mağarabelitepe yatığının 400 m güneybatısında, Karaçattepe formasyonuna ait dolomitler içerisinde yer almaktadır. Dolomitler, bu kesimde KB-GD doğrultulu iki normal fay arasında mostra vermektedir. Kuzeydeki fay boyunca yerleşen cevher, 30 m uzunluğunda, 2-3 m genişliğinde cevherli bir zon oluşturmuştur.

II. Zuhur, Mağarabeli Tepe'nin 850 m güneybatısında, 2082 rakımlı tepenin 150 m kuzeybatısındadır. Burada, KB-GD uzanımlı normal bir fay ile kesilerek sönümlenen üç ayrı fay izlenmektedir. Bu faylardan ikisi KD=GB yönünde, diğeri ise KB-GD yönünde uzanmaktadır (EK-1). Tektonizmanın yoğun olduğu bu kesimde, Sicimindağı formasyonuna ait metakuvarsitler üzerinde küçük bir mostra şeklinde Karaçattepe formasyonuna ait karbonat kayaçlar, bunların üzerinde de açılı bir uyumsuzlukla Karakızologu formasyonuna ait metakonglomeralar görülmektedir.

Dolomit, kireçtaşı ve metakonglomeraları kesen fay hatları boyunca, genellikle ornatım, kısmen de dolgu biçiminde gerçekleşen cevher yerleşimleri sonucu çok düzensiz geometrili cevher kütleleri ortaya çıkmıştır. Yaygın ankeritleşmelerin görüldüğü zuhurda, metakonglomeralar mermer özelliği gösteren kireçtaşlarına göre daha fazla ornatılmışlardır. Kireçtaşları içerisinde gelişen

yaklaşık 4 m çapındaki karstik bir boşluğu, limonitize hematit ve götit blokları çevresinde ışınal olarak büyüyen sarımsı beyaz renkli, limonit boyamalı aragonit ve kalsit kristalleri dolgulamıştır.

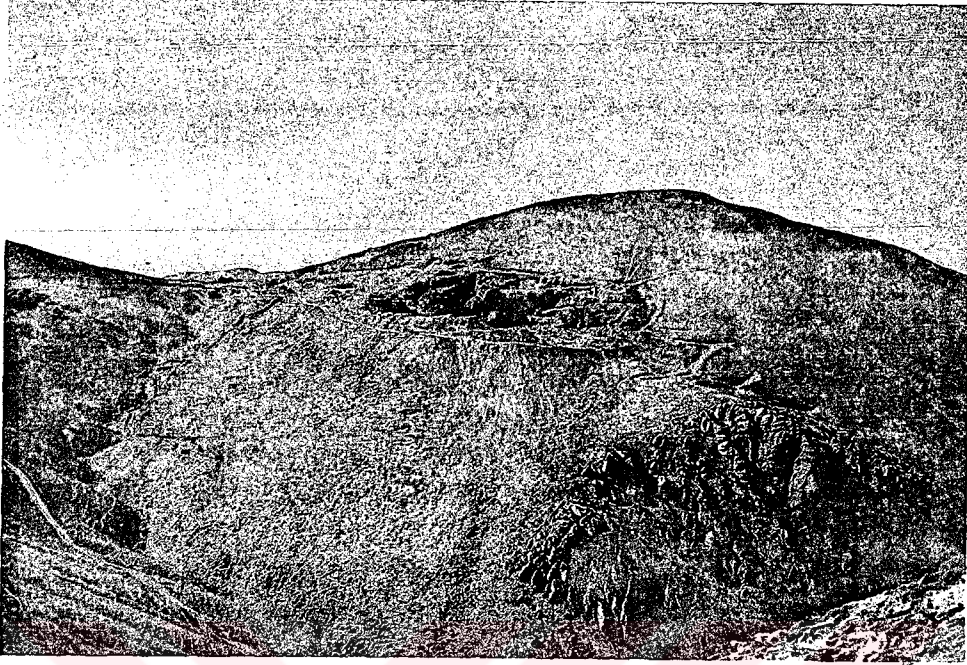
III. Zuhur, Mağarabeli Tepe'nin yaklaşık olarak 1150 m güneybatısında, Karaçatıpe formasyonu ile Kartalkaya formasyonunun tektonik dokanağında yer almaktadır. Cevherleşme, yaklaşık birbirine paralel bir şekilde uzanan KKD-GGB doğrultulu iki normal fay arasında gerçekleşmiştir (EK-1). Tektonizma sırasında breşik bir yapı kazanan dolomit, kireçtaşı, şist, fillit ve metakuvarsitler içerisine dolgu, saçılım ve ornatım biçiminde yerleşen cevher, KD-GB yönünde uzanan 250-300 m uzunluğunda, 30-40 m genişliğinde, batıya doğru dalımlı cevherli bir kuşak oluşturmuştur.

Mağarabelitepe zuhurlarında başlıca cevher bileşenlerini, karstik faaliyetler sonucu hematit, siderit ve ankeritlerden türeyen ikincil nitelikli breşik, kovuklu, kolloform yapıları sert götitler ile toprakımsı görünümlü limonitler oluşturur. Hematit ve sideritlere karstik etkilerden kısmen korunabilmiş ankeritik kütleler içerisinde, genellikle ince damarlar (mm - dm) şeklinde rastlanmaktadır. En önemli gang mineralierini ise, kuvars ve kalsitler ile yankayaca ait kireçtaşı ve dolomit parçaları oluşturmaktadır.

3.2.9. Karakızoluğu yatağı

Attepe yöresinin en önemli demir yataklarından biri olan Karakızoluğu yatağı, inceleme alanının batısında Karakızoluğu Tepe'sinin 400 m kuzeydogusunda bulunmaktadır. Polijenik metakonglomeralar içerisinde oluşan merceksi görünümlü cevherli zon; 200 m uzunluğunda ve 75 m genişliğindedir (EK-1, Şekil 3.23).

Karbonat çimentolu yankayacın hakim bileşenini kireçtaşı çakıl ve blokları oluşturmaktadır. Alpin hare-



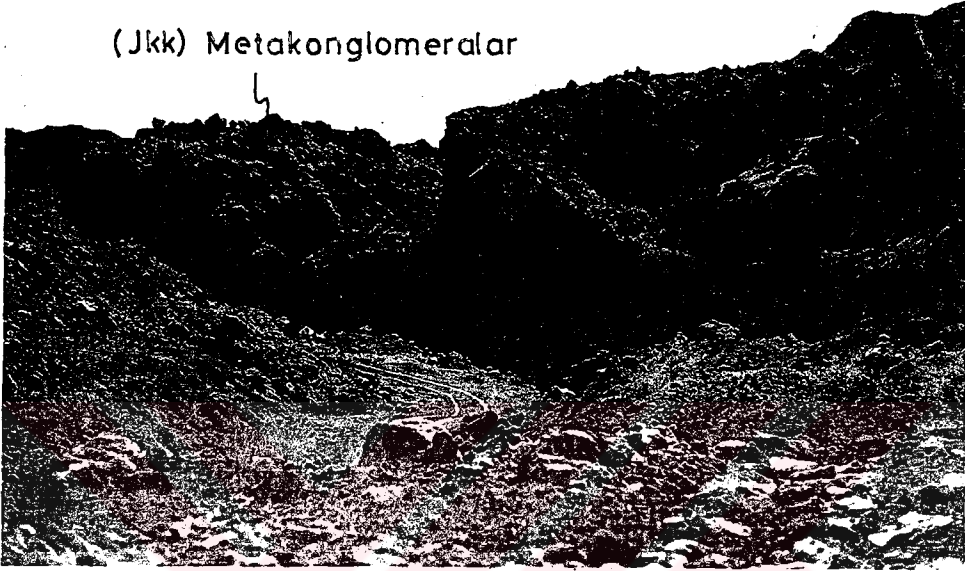
Şekil 3.23. Karakızoluğu demir yatağına kuzeyden bakış.

ketlerinden etkilenen birim içerisinde birimi kateden düzensiz eklem sistemleri ve faylar gelişmiştir. Tektonik hatlar boyunca yerleşen oldukça düzensiz geometrili cevher kütlelerinin sınırlarına yakın kesimlerde, yan kayaç içerisine doğru sokulan cevher bileşenlerinin düzensiz metazomatik ornatım sınırları belirgindir (Şekil 3.24). Bunlarla birlikte yapısal kontrolü net bir şekilde yansıtan damar tipi cevherleşmeler de yaygındır. Bu tip cevherleşmeler, ana cevher kütlelerini birbirine bağlayan, nisbeten kalın kanal dolguları (10-20 cm) şeklinde olabildikleri gibi, cevherleşme sırasında etkili olan hidrotermal alterasyon sonucu gelişen ankeritik zonlar içerisinde de daha ince damarlar (1-5 cm) şeklinde görülürler.

Karakızoluğu yatağında 1984 yılında başlayan ve günümüze kadar aralıklarla devam eden işletme faaliyetleri sonucunda yataktaki cevherin hemen hemen tamamına

yakın bir bölümü alınmıştır. Yatakta, 337.85 m sondaj yapılarak % 53.47 Fe tenörlü 192368.5 ton demir cevher rezervi tesbit edilmiştir (Şahin ve Bakırdag, 1986).

(Jkk) Metakonglomeralar



Şekil 3.24. Karakızoluğu demir yatağında düzensiz geometrili ana cevher kütleleri ve cevheri alınmış karstik bir boşluğun (KB) görünümü.

Tamamen açık işletme yöntemleriyle işletilen yatakta tez çalışmaları sırasında yapılan gözlem ve incelemeler, ana cevher kütlelerini almak amacıyla açılan birbirleriyle irtibatlı iki ayrı ocakta yürütülmüştür. Derinliği 20-25 m'yi geçmeyen, oldukça düzensiz geometrili bu ocakların yan duvarlarında ve çıkarılan cevherlerde cevherleşmeye ait ilksel özellikler belirlenebilmektedir. Buna göre yatakta izlenen esas cevher bileşenlerini, makro olarak gözlenebilen hematit, siderit ve ankerit gibi birincil minerallerin ayrışması sonucunda ortaya çıkmış toprağımsı limonitler ile yaygın bir şekilde kovuklu, kolloform ve breşik yapılar gösteren sert götitler oluşturmaktadır. Breşik yapılı cevherler içerisinde sık sık ornatılamamış yankayaç parçalarına

rastlanmaktadır. Yaygın bir şekilde izlenen kovukların bir kısmı cevher yerleşimiyle ilgili ornatımlarla, bir kısmı yankayacın kazandığı breşik yapılara bağlı olarak, büyük bir bölümü ise endokarstik olaylar sonucu ortaya çıkmıştır. Bundan dolayı cevher yerleşimi esas alınarak birincil ve ikincil kökenli boşluklar ayırtedilebilmektedir. Bu boşluklar içerisine genellikle kolloidal halde taşınan ikincil karakterli cevherli çözeltilerden, başlıca kolloform yapıllı götitler çökelmiştir. En önemli kolloform yapıları; sarkit-dikit, böbregimsi, ışınsal ve kabuğumsu cevher çökeliş biçimleri oluşturur. Götitlerin yanısıra, bazı boşluk yüzeylerinde yine ikincil kökenli, ışınsal yapıllı aragonitler ile iri özşekilli kalsit ve siderit kristalleri büyümüşür. Karstik boşlukların bir kısmında değişik boyutlu birincil cevher parçacıklarıyla birlikte, yankayaç parçalarını da içeren kil-blok boyutlu ikincil cevher bileşenleri çökelmişlerdir.

Yatağın birincil ve ikincil mineral parajenezleri öteki yataklarda olduğu gibidir. Başlıca gang minerallerini kuvars, kalsit ve çok az miktarda rastlanan baritler oluşturmaktadır.

3.2.10. Sicimindagi formasyonu içerisinde yer alan zuhurlar

Infrakambriyen yaşlı Sicimindagi formasyonu, genel olarak şist, fillit, metakumtaşı ve metakuvarsitlerden oluşmaktadır. Genellikle, inceleme alanının doğu kesiminde, bu formasyon içerisinde benzer özelliklere sahip ekonomik boyutlarda olmayan birçok demir zuhuru bulunmaktadır. Söz konusu cevherleşmelerin en tipik örneklerine Attepe Fay hattı boyunca rastlanmaktadır. Fay boyunca izlenen ve bazen 30-40 m genişliğe ulaşan breşik zon, içerisindeki 10 adet zuhur ile inceleme alanının en önemli cevherleşme kuşağını oluşturmaktadır. Bunun

dışında Attepe fayının güneydoğu kesiminde yaklaşık birbirlerine paralel bir şekilde uzanan iki ayrı fay hattında, Sicimindağı'nın 400 m kuzeydoğu ve 1150 m güneydoğu kesiminde; Attepe'nin yaklaşık 1 km kuzeydogusunda, Tozlu Tepe'nin 750 m ve 1 km kuzeykuzeydogusunda; Abacı Sırtı'nın kuzeydoğu kesimleri ile Bukarıarpaçukur Tepe'nin güneydoğu ve kuzeydoğu kesimlerinde bu tip cevherleşmeler görülmektedir (EK-1).

Inceleme alanının batı kesiminde Katrañçukuru ofiyolit bindirme hattının hemen doğusunda da benzer nitelikte zuhurlar vardır. Ancak bunlar, ofiyolit bindirmeyle cevherleşme arasındaki ilişkinin belirlenebilmesi açısından ayrı bir başlık altında incelenmiştir. Yine aynı formasyon içerisinde yer alan Çöndü Köyü'nün güneybatısındaki manyetit zuhuru da kendine has özellikleri sebebiyle ayrıca ele alınmıştır. Cevher yerleşimi, yankayaç, cevher geometrisi, parajenez ve cevherleşme sonrası oksidasyon süreçleri bakımından birbirine benzeyen söz konusu zuhurlar, ayrı ayrı anlatılmamış, bunun yerine tekrarlardan kaçınmak amacıyla bütün zuhurlara ait önemli ortak özellikler topluca verilmiştir.

Tektonik hatlar boyunca meydana gelen breşik zonlar içerisinde yer alan küçük rezervli bu zuhurlar, çoğunlukla silis oranı yüksek, düşük tenörlü sert cevherlerle temsil edilmektedir. Dolgu, saçılım ve kısmen de ornatım biçiminde gerçekleşen cevher yerleşimleri ile yankayaç ağırlıklı, breşik yapıllı oldukça düzensiz geometrili cevher kütleleri ile çatlak ve kırıklar boyunca görülen ince damar tipi cevherleşmeler ortaya çıkmıştır. Hemen hemen bütün zuhurların etrafında limonitli yüzey suları ile cevher ve cevher içerikli yankayaç döküntülerinin oluşturduğu, geniş alanlar kaplayan kırmızımsı sarı renkli bir yüzey kirlenmesi görülür.

Bazen bu tip zuhurlar, Attepe ve Mağarabeli demir yataklarının oluşumunda büyük rol oynayan, Attepe Fayı gibi önemli cevher taşıma kanalları üzerinde bulunmalarına rağmen, cevherli çözeltilerin kolayca ornatabile-

cekleri karbonat kayaçların bu çevrede bulunmayışları ve cevher yerleşimi için uygun tektonik ortamların gelişmemesi sebebiyle sadece yankayacın çatlak, kırık ve gözeneklerine yerleşmiş küçük zuhurlar şeklindedirler. Yankayaç bileşenlerinin büyük oranda silisli veya kuvarsça zengin olması çok sınırlı bir ornatıma yolaçmıştır. Bu ornatımlarla birlikte cevherin silis oranı yükselmiştir. Zuhurlarda başlıca cevher bileşenlerini, yer yer spekülaritleşmiş hematitler ile bunlardan türeyen limonitler ve kovuklu yapıya sahip sert götitler oluşturur. Silis oranı yüksek sert breşik yapıli hematitlerde, ikincil olarak boşluk yüzeylerinde gelişmiş sarkıt-dikit yapıli götit ignecikleri gözlenmektedir. Yer yer sükvars damarlarının görüldüğü bu tip zuhurlarda en önemli gang minerallerini kuvars ve kalsitler oluşturmaktadır.

3.2.11. Katrançukuru zuhurları

Katrançukuru Tepe'nin güneydoğu ve kuzeydoğu kesimlerinde, yaklaşık olarak K-G yönünde uzanan, Katrançukuru ofiyolit bindirme hattıyla ilişkili altı zuhur bulunmaktadır. Güneyden kuzeye sıralanan bu zuhurların özellikleri aşağıda verilmiştir (EK-1).

I. Zuhur, Katrançukuru Tepe'nin 525 m GGD'sunda, bindirme hattının ise 50 m doğusunda; 30 x 15 m²'lik düzensiz sınırlara sahip mercek geometrili bir alan içerisinde izlenmektedir. Cevher, ankeritleşmiş dolomitler ve bunları çeşitli yönlerde kateden baritli hematit damarlarından ibarettir.

II. Zuhur, Katrançukuru Tepe'nin 400 m güneydogusunda, bindirme hattının 100 m dogusundadır. Alt-Orta Kambriyen yaşli dolomitleri alt sınırı boyunca ornatarak yerleşen cevher kütleli, 8 m uzunluğunda, 5 m kalınlığında 40-45° ile batıya doğru dalımlı merceksi bir damar görünümündedir.

III. Zuhur, Katrançukuru Tepe'nin 250 m güneydoğusunda, bindirme hattının 50 m doğusundadır. Ankeritik dolomitler içerisinde yer alan zuhur, baritli hematitlerin oluşturduğu iki cevher damarını kapsamaktadır. Tabakamsı damar şeklinde izlenen cevher kütlelerinden birincisi, 10-15 m uzunluğunda, 1-1.5 m kalınlığında olup, K10D / 50KB konumludur. İkincisi ise 35 m uzunluğunda, ortalama 60 cm kalınlığında ve K20D / 55KB konumludur. Yankayacı oluşturan ankeritik dolomitler içerisinde de 2-10 mm kalınlığında stokvörk yapılı yoğun siderit damarları izlenmektedir. Cevher kütlelerinden ayrışma sonucu zamanla türeyen çakıl ve bloklar geniş bir alana yayılmışlardır.

IV. ve V. Zuhurlar, Katrançukuru Tepe'nin 375 ve 650 m kuzeydoğusunda, bindirme hattında yer almaktadırlar. 1-1.5 m³'lük bloklar şeklinde izlenen breşik yapılı cevher, metakuvarsitler içerisine yerleşen baritli hematitlerden ibarettir.

VI. Zuhur, Koruyeri Tepe'nin 500 m güneyinde, ofiyolit bindirme hattının 100 m doğusundadır. K-G uzanımlı normal bir fay hattında izlenen cevherleşme, Infrakambriyen yaşlı metakuvarsitler içerisinde yer alan breşik yapılı baritli hematit veya hematitli baritlerin oluşturduğu ince damarlardan ibarettir.

Bütün zuhurlarda birincil cevher minerallerinden yaygın bir şekilde türeyen limonitler, yüzey sularıyla çevreye taşınarak kırmızımsı pas renkli yüzey kirlenmelerini oluşturmuşlardır.

3.2.12. Çöndü zuhuru

İnceleme alanının güneydoğu kesiminde, Çöndü Köyü'nün yaklaşık olarak 1 km güneybatısında yer alan zuhur, Sici mindağı formasyonuna ait pelitik kayalar içerisinde görülen iki ayrı kireçtaşı merceği ile ilişkilidir. Zuhurun 30-40 m kuzeybatısında KD-GB uzanımlı normal bir

fay görülür (EK-1). Ancak cevherleşmenin bu fay ile ilişkisi belirlenememiştir. Tekonizma sırasında çok kırıklı bir yapı kazanan kireçtaşları içerisinde eklem sistemleri boyunca yerleşen manyetitler, uzanımları yönünde 10-30 m kadar devamlılık gösteren K5D / 20KB konumlu iki cevher merceğini oluşturmuşlardır. 7-8 m ara ile izlenen 3 ve 15 m kalınlığındaki mercek geometrili cevher kütlelerini, masif yapılı, sert spekülartli manyetitler oluşturmaktadır. Yüzeyde birbirinden ayrı olarak mostra veren bu cevherler 1-1.5 m³ boyutunda iri bloklar şeklinde parçalara ayrılmışlardır. Manyetit bloklarının yayılım gösterdiği cevherli alanın uzun ekseni yaklaşık K70B doğrultusunda uzanmaktadır. Manyetitler tarafından ornatılan ince-orta tabakalı, bazen laminalı, çört bantları içeren açık gri renkli dolomitli kireçtaşları bazen ankeritlemiştir. Üstte bulunan manyetit merceği içerisinde cevher yerleşimi sırasında tam olarak ornatılamamış çörtlü ankeritik kireçtaşı seviyeleri mevcuttur. Sağlam ve dayanıklı bir yapı arzeden manyetit blokları içerisinde oksidasyon süreçleri ile 1-3 cm çapında düzensiz sınırlı limonit öbekleri ortaya çıkmıştır. Bunların bir kısmı yüzey sularıyla taşınarak yerlerinde boşluklar oluşmuştur. Çatlak ve kırıklar boyunca kısmen sist ve fillitler içerisinde de yerleşen cevherler, ince spekülartli manyetit damarları şeklindedirler. Benzer şekilde Oruçlu Köyü'nün 500 m güneydoğusunda dere yatakları içerisinde damar tipi manyetit cevherleşmeleri izlenir. İnceleme alanının dışında kalan bu cevherleşmeler, Infrakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonuna ait mavimsi yeşil renkli orta-kalın tabakalı metakumtaşları içerisinde yer almaktadır. 1-15 cm arasında kalınlıklar sunan cevher damarları, dolgu biçiminde bir yerleşimi yansıtan düzenli sınırlara sahiptir. Masif yapılı cevherlerin gözleendiği damarlarda manyetitlerle birlikte pirit, kuvars ve kalsit mineralleri bulunmaktadır.

3.2.13. Ankeritik kuşaklar ve bunlarla ilgili bazı küçük zuhurlar

Inceleme alanında yaygın olarak görülen ankeritleşmeler ve karbonatlara bağlı cevher yerleşimleri, esas olarak Karaçatıpe formasyonuna ait kireçli dolomitler içerisinde, daha az olarak da dolomitli kireçtaşları ve Karakızoluğu formasyonuna ait metakonglomeralar içerisinde gerçekleşmiştir.

Kolay kırılımlı, genellikle masif veya kovuklu yapıya sahip olan ankeritler, yaygın olarak siderit ve hematit cevher damarlarını kapsarlar. Kalınlıkları mm ile dm arasında değişen, kısmen stokvörk yapıları bu damarlarda birincil cevher mineralleriyle birlikte makro olarak ayırtedilebilen kuvars, kalsit ve barit gibi gang mineralleri izlenmektedir. Bu minerallerden kuvarslar sideritlere, baritler ise daha çok hematitlere eşlik etmektedir. Parajenezde bulunan gang minerallerinin yer yer ağırlık kazanması sonucu sideritli kuvars, hematitli barit, sideritli, hematitli kalsit ve hiç cevher minerali içermeyen sütkuvars ve kalsit damarları ortaya çıkmıştır. Cevher yerleşiminden sonra da etkili olan tektonik olaylarla birçok cevher damarında mikrofaylar oluşmuş ve bunlar değişik doğrultularda atıma uğramışlardır.

Inceleme alanında en önemli ankeritleşmeler, Mağarabeli Tepe kuzeydoğusu, Mağaradere yatağı batısı, Uykuçukuru Tepe'nin güneybatısı ile Ziyaret Tepe ve Kızıltapur Tepe'lerinin etrafında, kireçli dolomitler içerisinde izlenmektedir (EK-1). Bu kesimlerde bazı küçük çaplı cevher zuhurlarını da kapsayan ankeritler, ayrışma olayları sonucu önemli ölçüde limonitlere dönüşerek uzak mesafelerden farkedilebilen tipik kırmızımsı sarı renkli yüzey kirlenmelerini oluşturmuştur.

Kızıltapur Tepe'den başlayarak kuzeye doğru Uykuçukuru ve Beltepe'ye kadar uzanan sırtın doğu ve batı yamaçlarında karbonat kayalar içerisinde bazı demir zuhurları bulunmaktadır (EK-1). Bu sırtın doğu tarafında

yer alan zuhurlarla ilgili bilgiler bir tablo şeklinde verilmiştir (Tablo 3.1), Daha önceki çalışmalarda Hanyeri demir cevherleri şeklinde geçen batı taraftaki cevherleşmeler, Uykuçukuru Tepe'nin yaklaşık olarak 750-800 m güneybatısında önemli ölçüde ankeritleşmiş kireçli dolomitlerle, dolomitli kireçtaşlarının tektonik dokanagında yer almaktadır. Çatlak ve kırıklar boyunca çok düzensiz ornatım saçakları oluşturan cevherleşme, bindirmeye paralel bir şekilde yer yer kesikliklere uğrayarak yaklaşık 75-100 m kadar devam etmektedir. 35-40°'lik bir açıyla güneydoğuya doğru dalım gösteren cevher kuşağında başlıca cevher minerallerini breşik yapıli hematit ve sideritler, gang minerallerini ise barit, kalsit ve kuvarslar temsil etmektedir.

Ankeritik zonlar içerisinde benzer özelliklere sahip daha küçük çaplı siderit-hematit cevherleşmeleri vardır. Bunlar: Ziyaret Tepe'in 500 m güneydoğusunda, Kızıltapur Tepe'nin 500 m güneybatısında (burada hematitler spekülartleşmiştir), Karaçat Tepe'nin 350 m kuzeybatısında (siderit ağırlıklı), Cilbeher Tepe'nin 350 m kuzeybatısında (siderit ağırlıklı) ve Tavşankırı Tepe'nin 150 m doğusunda yer almaktadır (EK-1).

İnceleme alanında yer alan bütün yataklarda etkisini gösteren karstik olaylar, ankeritik kuşaklar üzerinde de etkili olmuştur, ankeritler kovuklu yapısını, ornatım esasındaki mineral dönüşümü, limonitleşen cevherin iyice ayrışarak taşınması ve karstlaşma gibi etkenlerle kazanmıştır. Ayrışma olaylarıyla birlikte ankeritik kuşakta yer alan birincil nitelikli cevher bileşenleri, limonit ve götit gibi ikincil cevher bileşenlerine dönüşmüştür.

3.2.14. Mağaradere zuhuru

İsmi ni Mağara Dere'den alan zuhur, Koruyeri Tepe'nin 1300 m güneydoğusunda, Mağara Dere'nin 375 m batısındadır.

Tablo 3.1. Kireçtaşları içerisinde yer alan zuhurların özellikleri

Zuhurun yeri	Zuhurun şekli	Zuhurun yan kayaçlarla ilişkisi ve cevher yerleşimi	Zuhurdaki cevher mineralleri	Zuhurda görülen oksidasyon olayları
Kızıltepe T.'nin 750 m KD'sündedir.	Kuzey-güney uzanımı 50 m uzunluğunda 1,5 m genişliğinde, 45°'lik bir açıyla batıya doğru eğilmiş bir damardır. Damarın batı taraftaki uzanımı belirsizdir.	Rekristalize dolomitli kireçtaşları içerisinde yer almaktadır. Cevher damarının alt ve üst sınırları düzenli, konumu ise yan kayaçların tabakalı yapısına uyumsuzdur. Cevher dolgu şeklinde yerleşmiştir.	Kırmızımsı siyah renkli, masif yapıli hematit, götüt ve limonitlerdir.	Cevher : yan kayaçla yaptığı dokanaklar boyunca çok hafif bir limonitleşmeye uğramıştır. Bazı kovuklarda ise böbreğimsi, yahut sarkit-dikit şeklinde götüt mineralleri gelişmiştir.
Kızıltepe T.'nin 700 m KD'sündedir.	K50B/33 KD konumlu kırık boyunca yerleşmiş olan cevher damarı 3-4 m uzunlukta ve 70 cm kalınlıktadır.	Dolomitli kireçtaşları içeren içerisinde yer alır. Ornatım yoluyla yerleşmiştir. Dokanakları grünilik çikimlidir.	Sarı renkli toprağimsi limonitlerle, siyah renkli böbreğimsi götüt ve hematitlerdir.	Götüt ve limonitler oluşmuş olup, limonitlerin bir kısmı yüzey suları ile taşınarak çevredeki kayaların kırıklarını dolgulamıştır.
Kızıltepe T.'nin 575 m KD'sündedir	K70B/30GB konumlu 30 m uzunluğunda 10 m kalınlığında bir damar şeklindedir. Damar boyunca açılmış yarma ve galeri girişleri bulunmaktadır.	Rekristalize dolomitli kireçtaşları ile ankeritik kuşağın sınırında yer alır. Cevher damarının dokanakları kısmen de grünilik çikimlidir, cevher dolgu ve ornatım biçiminde yerleşmiştir.	Siyah renkli, orta derecede sert, masif yapıli hematit, sarkit-dikit şeklinde siyah renkli götüt ve az miktarda da sarı renkli toprağimsi limonitlerdir.	Yüzey kesimlerde limonitleşme, galeri girişlerinin taban ve tavanında sarkit-dikit şekilli götüt oluşumları.
Kızıltepe T.'nin 500 m kuzeyindedir.	2 x 5 m boyutlarında bir mercer şeklindedir.	Dolomitli kireçtaşları içerisinde yer alır. Sınırlar oldukça düzensiz olup, ornatım biçiminde yerleşim görülmektedir. Cevherle dokanak halindeki kireçtaşları ankeritleşmiştir.	Limonitler ve götütler görürdür.	Yüzey sularıyla çevreye taşınan limonitler, zuhurun etrafında kırmızımsı sarı renkli kirlenmiş bir zon oluşturur.

Magaradere senklinal eksenine yakın bir kesimde gelişen normal bir fay hattında görülen cevherleşme, Kartalkaya formasyonuna ait pelitik kayalar içerisinde yer almaktadır. Cevher kütlesi K15D / 70GD konumlu fay düzlemi boyunca yerleşmiş dayk görünümüne sahip bir damardır (Şekil 3.25). Yüzeyde yer yer 1-1.5 m yüksekliğinde sert

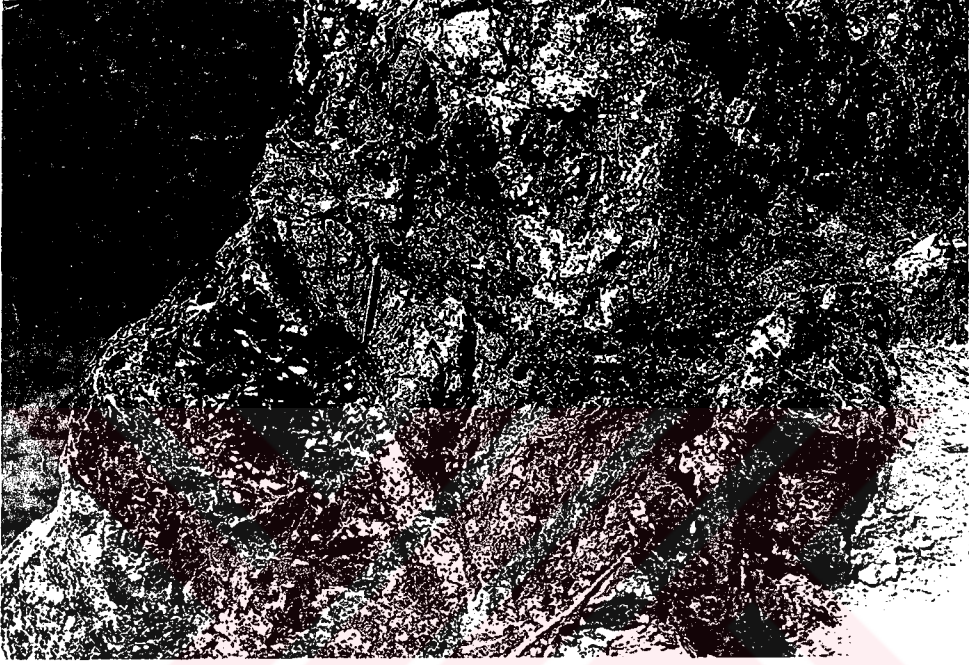


Şekil 3.25. Kartalkaya formasyonuna ait şist ve fillitler içerisinde yer alan baritli hematit veya hematitli barit damarı (B.D.).

çıkıntılar oluşturan 250 m uzunluğundaki bu damar, 2 ile 4 m arasında değişen kalınlıklara sahiptir. Cevher damarının fay aynasıyla sınırlanan üst yüzeyi oldukça düzenli, alt yüzeyi ise kısmen düzensizdir. Fay düzlemi boyunca taban bloğunda meydana gelen tektonik zon içerisine dolgu, saçılım ve kısmen de ornatım biçiminde yerleşen cevher, kuvarsca zengin şist ve fillitleri ornatmamıştır. Bu sebeple cevher kütlesi içerisinde yer yer şist-fillit bloklarına rastlanmaktadır (Şekil 3.26).

Birincil nitelikli hematit ve bunların ikincil ürünü olan götitler, zuhurdaki başlıca cevher bileşenlerini oluşturmaktadır. Genellikle breşik, kısmen de kovuklu bir

yapı sunan cevher, bol miktarda iri (3-8 cm) barit kristallerini kapsamaktadır. Genel olarak baritli hematitlerin oluşturduğu cevher kütlesi içerisinde, barit oranının yer yer % 50'nin üzerine çıkmasıyla birlikte baritli hematitlerden hematitli baritlere geçiş yapılmaktadır.



Şekil 3.26. Magaradere zuhurunda, iri barit kristalleri (beyaz renkli) içeren hematitler (siyah renkli) ve bunlar içerisinde yer alan oranatılmamış şist ve fillit kalıntıları (sarımsı kahve).

3.2.15. Diğer zuhurlar

3.2.15.1. Domuztümseği zuhuru

Domuztümseği Tepe'sinin 250 m güneydoğu kesiminde yüzeyleyen bu zuhur, KB-GD yönünde uzanan egim atımlı iki normal fayın kesişme noktasında, Karaçatıpe formasyonuna ait kireçtaşları ile Kartalkaya formasyonuna ait

fillitlerin normal dokanagında oluşmuştur (EK-1). Yaklaşık olarak K40B / 42GB konumlu 30-40 m uzunluğunda, 8-10 m kalınlığında mercek geometrili bir zonda kısmen limonitleşmiş hematit ve az miktarda siderit yer almaktadır. Cevherleşme sırasında kireçtaşlarının kısmen ornatılması sebebiyle zuhurun taban kesimi düzensizdir.

3.2.15.2. Sicimindağı zuhuru

Zuhur, Sicimindağı'nın 300 m güneybatısındadır (EK-1). 75 m uzunluğunda, 10-15 m kalınlığında tabakamsı bir damar görünümünde olan cevher kütlesi, Sicimindağı formasyonu ile Karaçatıtepe formasyonunun tektonik dokanagındadır. Yaklaşık olarak K-G yönünde uzanan cevher damarı, karbonat kayaların altına doğru dalmaktadır. Başlıca cevher minerallerini, masif veya breşik yapıllı silisli hematitler ile bunların ikincil ürünü limonitler oluşturmaktadır.

3.2.15.3. Dilibozpınarı zuhuru

Diliboz Pınarı'nın 300 m güneybatısında yer alan cevherleşme, Karaçatıtepe formasyonu ile Kartalkaya formasyonunun faylı sınırında oluşmuştur (EK-1). BKB-DCD yönünde uzanan cevher, kireçli dolomitler içerisine tektonik hatlar boyunca izlenen ornatım süreçleriyle yerleşmiş olup, yoğun siderit damarlarını kapsayan ankeritik kesimler görülür. Başlıca cevher bileşenlerini toprağımsı görünümlü limonitler, sarkıt-dikit şeklinde izlenen kolloform yapıllı götitler ile masif yapıllı sert hematitler oluşturmaktadır.

Yer yer küçük çaplı karstik boşlukların da görüldüğü düzensiz geometrili zuhurda, daha önce yapılan işletme faaliyetleri ile işletilebilir cevherin tamamına yakın bir bölümü alınmıştır.

3.2.15.4. Cinnidere zuhuru

Inceleme alanının güney kesiminde, Yağbağ Tepe'nin 625 m BKB'sında yer alan zuhur, Cinni Dere'nin yaklaşık 400 m doğusundadır (EK-1). KD-GB uzanımlı normal bir fay hattında görülen cevherleşme, Sicimindağı formasyonu ile Karaçatıtepe formasyonunun tektonik dokanağında yer alır. Dolgu ve ornatım biçiminde gerçekleşen cevher yerleşimleri sonucu 15 m uzunluğunda 2-3 m kalınlığında, doğuya doğru dalımlı bir cevher kütlesi oluşmuştur. Bu kesimde küçük bir alanda yüzeyleyen dolomitlerin büyük bir kısmı aşınarak ancak 3-5 m kalınlığındaki bölümü kaldığından dolomitlerle ilişkili olan cevher kütlesi de daha fazla gelişmemiştir. Cevher damarının doğu sınırında, ışınsal yapıları kalsitlerin dolguladığı yaklaşık 3 m çapında karstik bir boşluk izlenmektedir. Zuhurdaki en önemli cevher bileşenleri; hematit, götit, limonit ve siderittir. Masif yapıları hematitler yer yer spekülartleşmiştir. Sideritler, ankeritler içerisinde ince damarlar şeklindedir.

Zuhurun yakınında bulunan izabe kalıntılarına göre önceden işletildiği anlaşılan Cinnidere zuhurunda, günümüzde yapılan çalışmalarla birlikte cevherin bir bölümü daha alınmıştır. Geriye metakuvarsitler içerisindeki silis oranı yüksek breşik yapıları cevherler kalmıştır.

3.2.15.5. Karakızoluğu zuhurları

Karakızoluğu Tepesi'ne 1.5 km kadar uzaklıkta, yaklaşık olarak K-G yönünde bir dizilim sunan dört adet demir zuhuru bulunmaktadır. Karakızoluğu formasyonuna ait metakonglomeralar içerisinde görülen bu zuhurlardan kuzeydekiler, adigeçen formasyonun tabanında bulunan diskordans hattında, güneydekiler ise diskordans hattının hemen üst kesiminde yer almaktadırlar (EK-1).

Oldukça düzensiz sınırlara sahip damar ve mercek geometrili bu zuhurlarda breşik yapıllı götit ve hematitler en önemli cevher bileşenleridir. Eklem sistemleri boyunca konglomeralar içerisine doğru sokulum yapan ornatım dokulu bazı cevher damarlarının etrafında kısmi ankeritleşmeler izlenmektedir.

Karakızoluğu zuhurlarından güneyde bulunanı, K-G yönünde uzanan 35-40 m uzunluğunda, yaklaşık olarak 20 m kalınlığında doguya dogru dalımlı bir damar, kuzeydeki ise, 80 m uzunluğunda, 8-10 m yüzey genişliğinde cevherli bir kuşak şeklindedir. Ortada kalan çok düzensiz sınırlı diğer iki zuhur ise, kısmen mercek geometrili dir. Kuzey kesimde yeralan zuhurlarda 337.8 m, 10 adet sondaj yapılarak % 42.79 Fe, % 26.38 SiO₂, % 2.44 Al₂O₃ ve % 0.92 MnO içerikli toplam 192368.5 ton cevher rezervi tesbit edilmiştir (Şahin ve Bakırdağ, 1985).

3.3. Demir Yatak ve Zuhurlarının Karstlaşması

Inceleme alanında özellikle karbonat kayaçların içerisinde yeralan demir yatak ve zuhurlarında değişik geometrik özellikler sunan irili ufaklı birçok karstik boşluğa rastlanmaktadır.

Karstlaşma süreçleriyle ilgili olarak yöredeki her bir yatak ve zuhurda ortaya çıkan ikincil cevher bileşenleri hakkındaki ayrıntılı bilgiler, daha önce verildiğinden bu bölümde sadece konu ile ilgili genel özelliklere değinilecektir.

Erime süreçlerinin bir sonucu olan karstlaşma, eriyebilir nitelikteki kayaç kütlelerinin mevcudiyetine, karstik şekillerin korunması ise, eriyen kütlelerin dayanımlılığına ve erime hızına bağlıdır. Buna göre çok kolay eriyebilir nitelikteki jips ve kayatuzu gibi kütlelerin yanında karbonatlar; erime hızlarının düşük oluşu ve dayanımlı olmaları sebebiyle karstik şekillerin

korunması açısından karstlaşmaya uygun en önemli kütleleri oluştururlar. Bununla birlikte bütün karbonatların aynı oranda karstlaştığı söylenemez. Çünkü karstlaşmada karbonatların;

- Kimyasal bileşimleri,
- Erime ve çökme özellikleri,
- Porozite ve permeabiliteleri,
- Kalınlık ve stratigrafik konumları

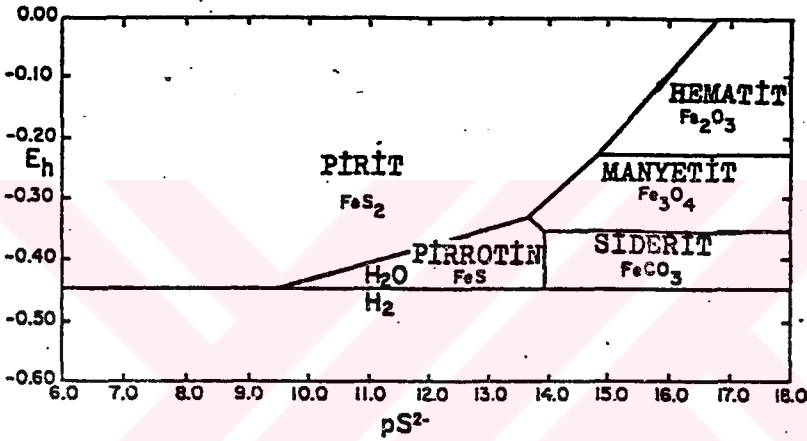
önemli rol oynamaktadır. Bu kriterlerin yanısıra, klimatolojik etkiler, topografya, bitki örtüsü ve zaman karstlaşmada çok önemli diğer faktörleri oluşturur (Lukasev, 1970; Zuffardi, 1976; Ketin, 1982).

Inceleme alanında karstlaşmanın gerçekleştiği en önemli birimler, cevher yerleşimi açısından da büyük bir öneme sahip olan Karaçatıtepe formasyonuna ait kireçli dolomit, dolomitli kireçtaşları ve Karakızolugu formasyonuna ait karbonat çimentolu metakonglomeralardır. Tekrarlanan tektonik hareketler sırasında yoğun çatlaklı ve kırıklı bir yapı kazanan sözkonusu birimler ile bunlarda bulunan tektonik kontrollü karbonatlı cevherleşmeler; gerek bileşimleri, gerekse yapı ve dokuları bakımından karstlaşmaya elverişli bir konumdadırlar. Özellikle, cevherleşme sonrasında etkili olan tektonik hareketler sonucunda cevher kütleleri içerisinde makro ve mikro-seviyede ortaya çıkan süreksizlikler, yatak içi karstlaşmada önemli rol oynamışlardır. Toros kuşağında yaygın olan karbonat kayaçların Miyosen öncesi ve sonrasında olmak üzere çok fazla karstlaşmalara sahne olması ve bu olayların hâlen devam etmesi (Ayhan, 1983; Kuşçu, 1983; Temur, 1986; Çevrim ve diğ., 1986; Lengeranlı ve diğ., 1986; Karadağ, 1987), günümüzde olduğu gibi geçmişte de karstlaşmaya müsait CO₂'ce zengin karstik suların oluşabileceği bol yağışlı, nemli iklim şartlarının hüküm sürdüğünü göstermektedir. Ancak, inceleme alanında yüzeyleyen Karaçatıtepe formasyonuna ait karbonat kayaçların maksimum 240 m kalınlığında, nispeten ince bir stratigrafik seviye oluşturması ve bu formasyonun

altında geçirimsizliği fazla, aşırı ölçüde kırıklanmaya uğramış metakumtaşı ve metakuvarsit gibi birimlerin yer alması, karstlaşmada yatay yönlü su dolaşımını önemli ölçüde engellemiştir. Bu sebeple, çalışma alanında Zuffardi (1976) ve Bernard (1976) tarafından belirlenen tipik olgun bir karst sisteminin bütün zonları gelişmemiştir. Genellikle derin vadilerle birbirinden ayrılmış olan yüksek tepe ve yamaçlarda mostra veren kireçtaşı ve bunlara bağlı cevherleşmeler, muhtemelen yeraltı su seviyesinin üzerinde kalan süzülme zonu çerçevesinde karstlaşmışlardır. Yatak ve zuhurlarda çoğunlukla, düşey yönde gelişmiş olan dolin ve boşlukların yaygınlığı da bu tezi doğrulamaktadır. Ekzokarstik oluşumların yaygın olmadığı inceleme alanında daha ziyade tektonizma, litoloji ve topografya ile kontrol edilen cevher içi endokarstik oluşumlar izlenmektedir. Attepe, Karakızoluğu ve diğer bazı yataklarda karstik boşlukların içerisinde yer yer süperjen kökenli cevherli çözeltilerden kimyasal olarak çökelmiş olan ikincil sideritlerin varlığı, karstlaşma sırasında bazen Eh değerinin negatif, pH değerinin ise nötr veya nötre yakın olduğunu göstermektedir. Zira, sideritin çökebilmesi için düşük pS^{-2} , yüksek CO_2 basıncı, nötre yakın pH değeri (düşük pH değerinde siderit çözünür), yüksek Fe^{+2} / Ca^{+2} oranı (bu durumda kalsit ve aragonit oluşumu azalır) ve düşük Eh, yani indirgeyici bir ortam gerekmektedir (Şekil 3.27).

Birincil cevher yerleşiminden sonra etkili olmaya başlayan karstlaşma süreçleriyle birlikte sözkonusu cevherler, birincil geometri, yapı, doku ve bileşimlerini önemli ölçüde kaybederek ikincil nitelikli cevher bileşenlerine dönüşmüş ve bunlar gelişen endokarstik boşluklarda yeniden çökerek karst sedimantasyonuna ait tipik yapılar gösteren, ekonomik nitelikteki karstik cevherleşmeleri oluşturmuşlardır. Yapılan gözlemlere göre karstlaşmaya ilişkin birinci evrede; özellikle cevher kütleleri içinde ve yankayaçlarda oluşan süreksizlik zon-

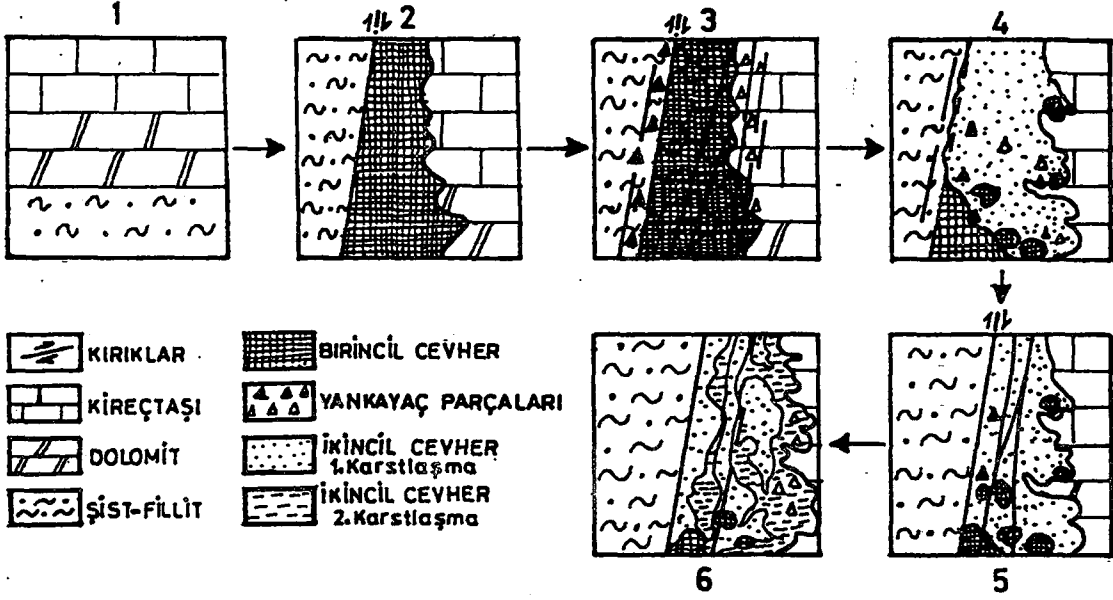
ları ile karbonatlı cevher minerallerinin kristal sınırları ve dilinimleri boyunca süzülen CO_2 , H_2SO_4 ve $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ bileşenlerince zengin, eritme kapasiteleri yüksek asitik karakterli yüzey sularının etkisiyle birincil cevherler ile karbonat kayalar farklı oranlarda ayrıışmışlardır. Ayrıışma ile birlikte yavaş yavaş ilksel dokusunu kaybeden masif yapıllı birincil cevherlerden top-ragımsı görünümlü ikincil cevher bileşenleri türemeye başlamıştır. Zamanla daha da etkili olan müteakip karst-



Şekil 3.27. Anaerobik ortam şartlarında Eh ve pS^{2-} 'nin fonksiyonu olarak bazı demir mineral-
lerinin stabilite alanları (Berner, 1964).

laşma evreleri sonucunda ortaya çıkan ikincil cevherler, koloidal çözeltiler veya kırıntılı malzemeler şeklinde yatak içi taşınmalara maruz kalmışlardır. Çoğunlukla düşey yönde etkili olan taşınmalarla birlikte muhtemelen çok dar boru şeklindeki erime kanalları meydana gelmiştir. Daha sonra tekrarlanarak devam eden ayrıışma ve taşınma olaylarıyla birlikte bu dar kanallar, daha da genişleyerek bugün izlediğimiz mağaramsı boşluklar ve dolinler gelişmiştir. Ancak, sürekli olarak tekrarlanan bu olaylarla birlikte bir taraftan karstik boşluklar oluşurken, diğer taraftan mekanik olarak taşınan birincil

ve ikincil cevher parçaları ile yankayaç elemanları oluşan bu boşlukları doldurmuşlardır (Şekil 3.28).



Şekil 3.28. Attepe yöresinde karstlaşma evrelerinin şematik olarak gösterilmesi.

Karstlaşma süreçleriyle birlikte demirin taşınması ve yaygın olarak sarkıt-dikit ve konsantrik yapılar oluşturacak şekilde yeniden çökmesi ortamın Eh ve pH değerleriyle yakından ilgilidir. Bilindiği gibi demir genellikle iki değerlikli olarak çözültide kalabilmekte, pH'ın 5 ile 9 arasında değiştiği hafif asit veya bazik bir ortamda süratle yükseltgenerek sulu demir oksitler şeklinde çökelmektedir (Mason, 1966). Su da kolayca çözünmeyen ve dolayısıyla kolloidal süspansiyonlar şeklinde taşınan ferrik oksitler $[Fe(OH)_3]$ ise çökeldikten belli bir zaman sonra götite, götitler de sularını kaybederek hematite dönüşmektedir (Sanlı, 1978).

Attepe (Mansurlu-Feke) yöresinde yapılan incelemelere göre, bölgedeki birincil cevherleşmenin muhtemelen Paleosen - Alt Eosen zaman sürecinde gerçekleştiği belirlenmiştir. Bu sebeple, demir yataklar ve zuhurlarında özellikle endokarstik faaliyetler şeklinde izlenen karstlaşma olaylarının başlangıcı da Alt Eosen'den yani, birincil cevher yerleşiminden sonra olmalıdır.

Karstlaşmanın daha yoğun olduğu inceleme alanının batı kesimindeki Aladağlar yöresinde de benzer karstik faaliyetlerin başlangıcı yine bu döneme rastlamaktadır (Ayhan ve Küpeli, 1989).

Yöredeki birçok yatakta bol miktarda cevher çakıllarının varlığı, özellikle limonitleşmenin yaygın olduğu Attepe, Menteş ve Kızıl yataklarında çok sayıda boşluğun bulunması ve bu boşlukların götitlerle sıvanması, götitlerin sarkıt ve dikit benzeri şekiller oluşturması, sözkonusu karstlaşmanın en belirgin delilleri arasındadır. Karstlaşmanın güncel olarak da devam ettiği bazı boşluk yüzeylerinde henüz yeni çökelmiş hidroplastik haldeki ikincil cevher bileşenlerinin varlığından anlaşılmaktadır. Bu tip yeni oluşumlar, özellikle Attepe demir yatağında çok yaygındır.

3.4. Sedimanter Kökenli Piritler ve Organik Madde Çökeli mi

Inceleme alanında temeli oluşturan Infrakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonu, pirit ve hematit gibi sedimanter kökenli cevher minerallerini kapsamaktadır. Bu yönüyle sözkonusu formasyon sedimanter maden yatakları açısından büyük bir öneme sahiptir. Ekonomik boyutlarda yataklanma oluşturmayan bu cevher minerallerinden hematitlere, daha önce "Genel Jeoloji" bölümünde değinilmişti. Bu bölümün konusunu oluşturan sedimanter kökenli piritler ve organik madde artıkları, inceleme alanının en yaşlı birimlerini kapsayan Sicimindağı formasyonuna ait Attepe üyesi içerisinde yer almaktadır. Sadece Attepe demir yatağının doğu ve güneydoğu kesimlerinde küçük bir alanda mostra veren bu üye, 1080 m kalınlığındaki Sicimindağı formasyonunun en alt seviyelerini oluşturmaktadır (EK-3). Esas olarak şist ve fillitlerden ibaret olan koyu gri - siyah renkli bu birim, bazı kesimlerde oldukça fazla kırıklı ve kıvrımlı bir yapı

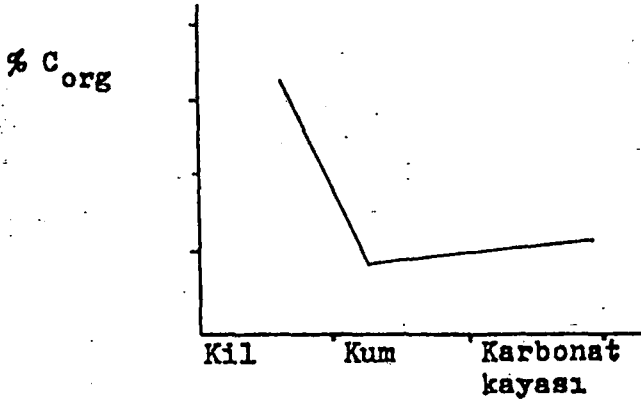
gösterir. İçerisinde % 20- 30 oranına varan organik madde artıkları ile sedimanter kökenli piritler bulunmaktadır. Adı geçen oluşuklar bu bölümdeki incelemenin temelini oluşturduğundan tipik özellikleri ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir. Üyeye ait kayaçların petrografik incelemesi "Genel Jeoloji" bölümünde detaylı olarak verildiğinden bu konuya tekrar değinilmeyecektir.

Dünya'da Prekambriyen yaşlı birimler içerisinde yaşamış canlıların varlığına dair çok az izler bulunabilmiştir. Bunların arasında "Shungit kömürleri" ve bitümlü şistler içerisindeki organik madde artıkları da yer almaktadır. Bu özelliğiyle yer yüzündeki hayatın ilk izlerini taşımakta olan Attepe üyesi, aynı zamanda Türkiye'nin de bilinen en yaşlı bitümlü şist birimini oluşturmaktadır. Diğer taraftan aynı formasyon içerisinde yer alan sedimanter kökenli pirit ve hematitler, yine Türkiye'nin en yaşlı sedimanter metalik cevher oluşumlarını karakterize eder.

Literatürde, ince taneli (pelitik), şistî yapılı organik madde içeren sedimanter kayaçlar bitümlü şist veya bitümlü şeyl olarak tanımlanmıştır. Bu tanımlamalar birbirinin eşdeğeri olup, kayacın içerdiği organik madde miktarına bakılmaksızın ekonomik olarak petrol üretilemeyen bitüm (organik madde artığı = kerojen) içerikli şistî kayaçlara verilen bir addır (Akkuş, 1981). İnceleme alanında yüzeylemiş olan organik madde içerikli, şisti yapılı kayaçlar bu tanımlama çerçevesinde, petrografik özellikleri de dikkate alınarak bitümlü şeyl, fillit ve şist şeklinde isimlendirilmişlerdir. Tissot ve Welte (1978) ve Hunt'a (1975) göre, organik madde kalıntıları yani kerojen; indirgeyici maddelerce bileşimi etkilenen bitki ve hayvan kalıntılarından meydana gelmiş, organik çözücü ve asitlerde çözünmeyen, kimyasal yapısı tam olarak belirlenemeyen katı organik artıklardır. Bu tanım çerçevesinde değerlendirilen organik madde kalıntıları, Attepe üyesi içerisinde oldukça yaygındır. Yapılan mikroskopik ince-

lemelere göre, sözkonusu üyenin kil boyutundaki tanelerden oluşan ince taneli kesimlerinde % 30- 40 ve hatta yer yer % 50-60 oranına ulaşan organik madde kapsamı, birimin silt- ince kum boyutunda tanelere sahip olan kesimlerinde ise % 4-6 oranına kadar düşmektedir. Buna göre, tane boyu ile organik madde kapsamı arasında zıt bir ilişki görülmektedir.

Barker'e (1979) göre, yaşlı kayaçlar içerisinde bulunan organik maddeler, kayaçların çökelmeleri sırasında üstlerinde bulunan su kütlesinin içinden sedimanlar içerisine geçmişlerdir. Özellikle kil mineralleri su kütlesi içerisinde aşağıya doğru çökelirken, çözünmüş halde bulunan organik maddeleri absorbe ederek onlarla birlikte çökelirler. Sedimanların içerisinde çökelmiş organik madde miktarı ve cinsi, çökme ortamına bağlı olarak bazı faktörlerce kontrol edilmektedir. Meselâ, Ronov'un (1958) yaptığı bir araştırmada güncel tortullar içerisinde tane boyu ve organik madde dağılımı arasında iyi bir ilişkinin varlığı tesbit edilmiştir (Şekil 3.29). Buna göre ince taneler, kaba tanelere göre daha fazla organik madde taşıyabilme özelliğine sahiptirler. Ayrıca, çökme ortamının indirgeyici nitelik taşıması organik maddelerin parçalanmadan korunmasını



Şekil 3.29. Organik madde kapsamı ile tane boyu arasındaki ilişkiyi gösteren diyagram (Ronov, 1958).

saglamaktadır. Yine Ronov'a (1958) göre organik madde miktarında ortamın enerji düzeyi de önem taşımaktadır. Yüksek enerjili bir ortamda çökelmiş kayaçlar; az miktarda organik madde içerirken, düşük enerjili bir ortamda çökelmiş olan pelitik kayaçlar; yüksek oranda organik madde içermektedir. Bunun sonucu olarak organik maddeler; kaba taneli kesimlerde taneler arasındaki boşlukları dolduran bir çimento şeklinde çökelirken, ince taneli kesimlerde detritik elemanların, tamamen organik madde içinde yüzdüğü görülür. Üye içerisinde bazı seviyelerde yoğunluk kazanan organik artıkların ritmik olarak tekrarlanan bir çökelim sonucu 1- 2 cm kalınlığında paralel veya çapraz konumlu organik madde kapsayan laminaları oluşturduğu, bu laminaların da bir araya gelmesi sonucunda 2- 3 cm kalınlığa erişen organik madde bantlarının ortaya çıktığı görülmektedir.

Kalınlığı 80 m'yi bulan Attepe üyesi içerisinde yer alan piritli tabakalar öteki kayaçlarla sürekli ardalanmaktadır. Çoğunlukla özşekilli biçimde kristalleşen piritler, genellikle saçılımlar şeklinde gözlenirler. Ayrıca, ince pirit şerit ve mercıklarına rastlanır. Piritlere başlıca kalsit mineralleri eşlik etmektedir. Piritli tabakalarda, yük kalıbı ve diyajenetik kopma yapıları ile mikroçapraz laminalanma ve iç sedimantasyon gibi tipik sedimanter özellikler ayırtedilebilmektedir.

3.4.1. Piritli oluşukların sedimanter özellikleri

Bu oluşuklar bölgede yüzeyleyen istifin taban kesiminde yer alan açık veya koyu gri renkli kalsitce zengin tabakalarda ve laminalarda bulunmaktadır. Bunlar, genellikle yankayaçlarla sürekli bir ardalanma gösterirler. Tabaka ve laminaların bir bölümü oldukça düzenli bir yapı gösterirken, diğer bir bölümü farklı sedimanter ve sindiyajenetik deformasyon yapıları sebebiyle kısmen düzensiz bir konumda bulunurlar. Ayrıca tüm birim diya-

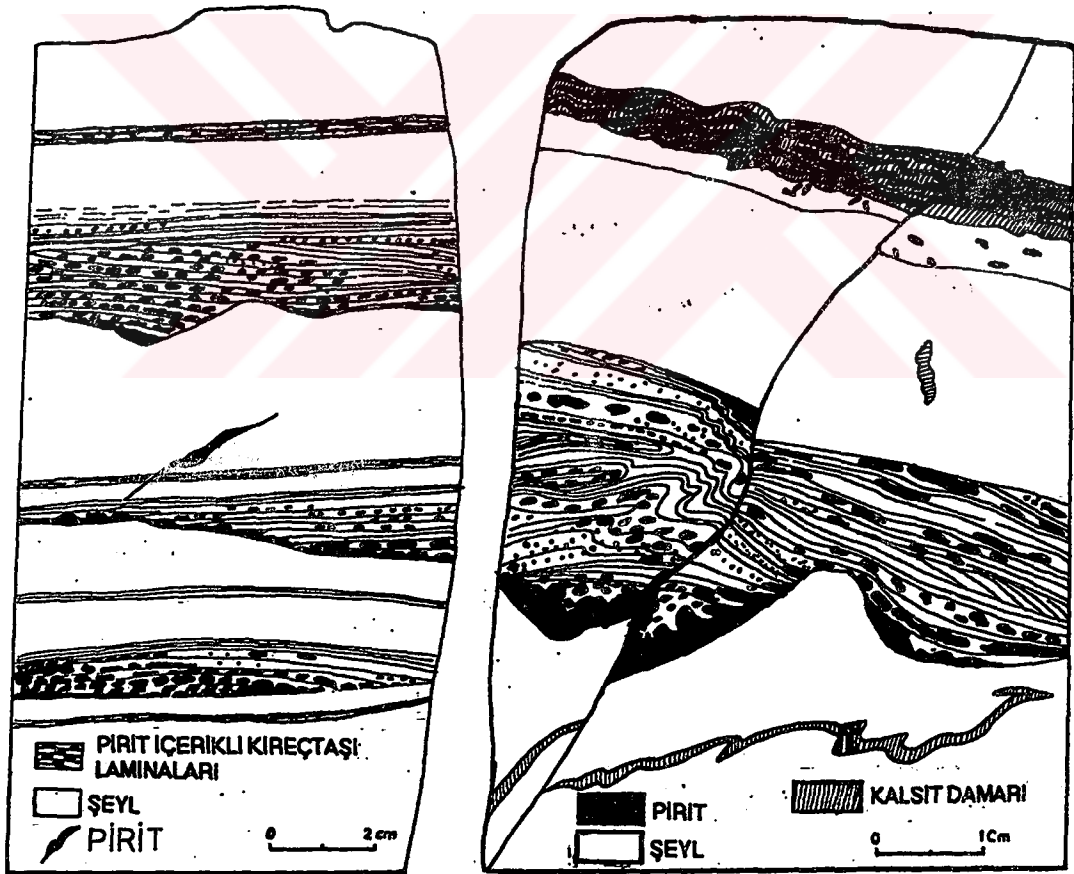
jenez sonrası tektonik kuvvetlerden belirli ölçülerde etkilenmiştir. Gerek arazi gözlemleri, gerekse el örneklerinde yapılan petrografik incelemelerle aşağıda ayrıntılı olarak tanımlanan önemli yapısal ve tektonik özellikler belirlenmiştir.

3.4.1.1. Tabaka taban-tavan yapıları

Pirit oluşukları, çok sayıdaki süreksiz laminaları kapsayan seviyelerde veya belirli tabakalar içinde bulunurlar. Makro düzeyde siyah renkli olan lamina ve tabakaların petrografik incelemelerinde organik madde ve saçılımlı pirit bakımından zengin oldukları, buna karşılık açık gri renkli tabakaların iri kalsit kristalleri ile temsil edildikleri belirlenmiştir. Tabakaların büyük çoğunluğunun alt sınırları düzensiz, üst sınırları ise oldukça düzgündür (Şekil 3.30). Benzer oluşumlar Ekshalatif-Sedimanter kökenli Meggen (Almanya) sülfidli barit yatağında da incelenmiş (Zimmermann, 1970) ve bu tür tabaka altı ve üstü yapıların tipik bir sedimentasyon ortamını yansıttığı vurgulanmıştır. Tabaka altlarının düzensiz bir yapıda olmaları deniz tabanı akıntıları ve yük kalıbı yapılarını şekillendiren süreçlerle ilgilidir. Deniz tabanı akıntıları henüz hidroplastik çamur niteliğindeki şeylleri mekanik erozyona ve hatta kısmen kimyasal erozyona uğratarak düzensiz bir yüzeyin oluşması sağlanmıştır. Şeyl tabakalarının üst yüzeylerinde gelişen çıkıntıların derinliği farklıdır. Ayrıca, kayacın üzerine piritlerin yığışmaları ile gelişen yük kalıbı yapılarında söz konusu çukurların derinlikleri daha da artmıştır.

İncelenen kesimin hemen hemen her yerinde piritçe zengin tabaka ve laminalar ile hidroplastik şeyl tabakaları arasında diyajenetik yük kalıbı yapıları gelişmiştir. Bazı piritli ve kalsitli tabakaların tabanlarında piritler daha fazla yığışarak kalınlıkları 1 cm ile 2 cm arasında değişen tabakalar oluşturmuşlardır.

Pirit tabakalarında çoğunlukla yanal uzanım yönünde bir kaç cm'lik bir mesafede bile sürekli bir kalınlık değişmesi izlenmektedir. Bunlar şekil 3.30 ve 3.31'de görüldüğü gibi şeyl tabakaları veya organik madde içerikli laminalarla yanal geçişlidir. Bu tür yanal geçişli pirit yığışmaları aynı zamanda yük kalıbı yapılarına sahiptirler (Şekil 3.31). Yük kalıbı yapıları iki yolla gelişmiştir. Bazı örneklerde piritlerin belirli bir tabaka oluşturacak şekilde doğrudan şeyl tabakalarının üzerine çökmesi nedeniyle yük kalıbı yapıları ortaya çıkmıştır. Buna karşılık bazı yük kalıbı yapıları iki basamakta gelişmiştir. Buna göre şeyl çökellerinin üst yüzeylerinde çukurluklar oluşacak şekilde akıntı



Şekil 3.30. Piritçe zengin laminalar ile şeyl tabakalarının ardalanması, uyumsuz taban yapıları ve pirit damarcığı.

Şekil 3.31. Uyumsuz taban yapısı, yanal geçiş ve tabaka içi kıvrımlar.

erozyonuna uğraması ve bunu izleyen dönemde demir gelişimiyle ilgili olarak buralarda çok fazla miktarda pirit kristalinin çökmesi sonucunda da sözkonusu yük kalıpları şekillenmiştir. Bu süreçleri izleyen dönemde özellikle geç diyajenetik dönemde gerçekleşen sıkışma kuvvetlerinin etkimesi ile birlikte pirit tabakalarının tabanında var olan düzensiz şeyl çıkıntıları daha da belirginleşerek üstte bulunan tabaka ve laminalarda belirli ölçülerde kıvrımlanmalara yolaçmıştır (Şekil 3.31). Hatta bazı laminalar bu tür şeyl çıkıntıları tarafından kesilmişlerdir.

Her piritli seviyenin altında yük kalıbı yapıları görülmektedir. Bu durum, Şekil 3.31'in en üst bölümünde iri kristalli kalsit mercceklerinin eşlik ettiği yaklaşık 1 cm kalınlıkta piritli bir seviyede sergilenmektedir. Piritli seviye ile alttaki şeyl tabakası arasında yaklaşık 0.5 cm kalınlıklı saçılımlı pirit kristalleri bulduran bir geçiş zonu bulunmaktadır. Burada yük kalıbı yapısının gelişmemesi, bu geçiş zonunun varlığına bağlanabilir. Zira, tüm yük kalıbı yapıları doğrudan şeyl tabakaları üzerine gelen piritçe zengin tabakalarla ilgilidir. Sözkonusu pirit tabakasının tabanında yük kalıbının oluşmamasına karşılık, birçok sedimanter yataкта karakteristik bir öneme sahip olan taban sınırı düzensizliği burada da hemen göze çarpan önemli bir husustur.

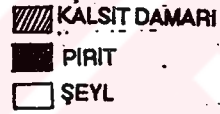
3.4.1.2. Uyumsuz lâminalar

Birçok el örneğinde üst yüzü düzensiz şeyl tabakalarına uyumsuz konumda çökelmiş piritli tabakalar bulunmaktadır. Bu tabakalarda pirit oranı yüzde yüze ulaşmaktadır (Şekil 3.30 ve 3.32). Pirit kristalleri genellikle tabaka uzanım yönüne uyumlu olarak dizilmişlerdir. Hatta şekil 3.32'de görüldüğü gibi piritli laminaların bir kısmı tabandaki şeyl tabakasına uyumlu ko-

numda iken, diğer bir kısmının uç kesimleri ise uyumsuz bir ilişkiye sahiptir. Bu durum, pirit çökelimi öncesinde denizaltı akıntılarının etkisi ile şeyl tabakalarında ortaya çıkan düzensiz yüzeylerden ileri gelen bir yapıdan kaynaklanmaktadır. Bu yüzeyler üzerinde çökelen pirit laminaları hem organik maddece zengin laminalarla, hem de öteki laminalarla yanıl geçişlidir.



Şekil 3.32. Pirit tabakaları, yük kalıpları ve yanıl geçişler.



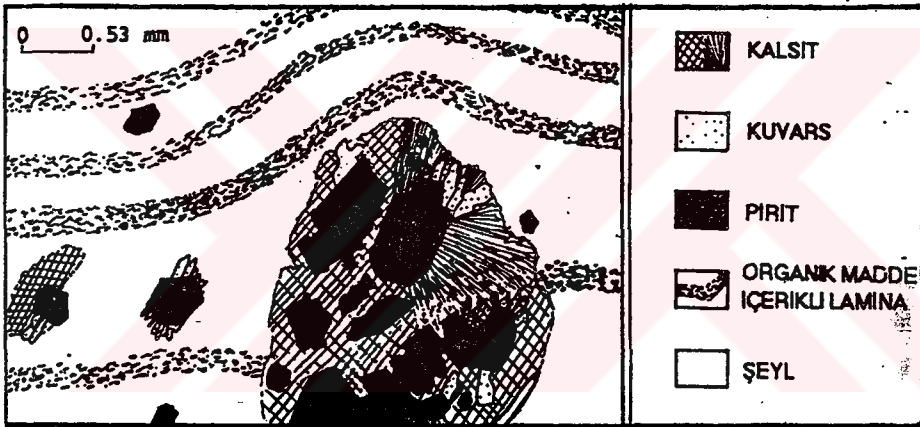
Pirit ve organik madde içerikli seviyelerin kendi içlerinde de bazı uyumsuzluklar gözlenir (Şekil 3.30). Burada en üstteki kalın tabakanın alt bölümleri piritçe zengin laminaları bulundurmasına karşılık, üst bölümlerinde bunlara uyumsuz konumda bulunan ve bir çeşit mikro çapraz laminalanma olarak tanımlanabilen organik maddece zengin laminalar çökelmiştir. O halde, bütün örneklerde belirgin olarak biri açılı, öteki açısız olmak üzere iki mikro uyumsuzluk sözkonusudur.

Bunların yanısıra, bazı kalın tabakalarda tabaka içi kıvrımlanmalar da mevcuttur (Şekil 3.31). Değinilen kıvrım türleri özellikle şeyl ve organik madde içerikli ince laminalarda çok yaygın iken, pirit içerikli laminalarda çok daha az oranda ve zayıf olarak gelişmiştir. Belirtilen mikro kıvrımlar laminaların düşey gravite

vektörü ile yatay sıkışma vektörlerinin etkinliğinde ortaya çıkmıştır. Böylece diyajenetik-tektonik hareketler yoluyla birincil yapılar belirli ölçülerde değişikliğe uğramışlardır.

3.4.1.3. İç sedimantasyon oluşukları

Hem organik madde içerikli laminalarda, hem de bunlarla ardalanmalı şeyllerde belirli bir yönlenme kazanmış, genellikle boyları 3-4 mm'yi bulan mercek görünümlü pirit toplulukları, dikkati çeker (Şekil 3.33). Pirit toplulukları yaklaşık birbirlerine paralel olup, kayacın tabakalanma yüzeyine göre 50-70° arasında değişen

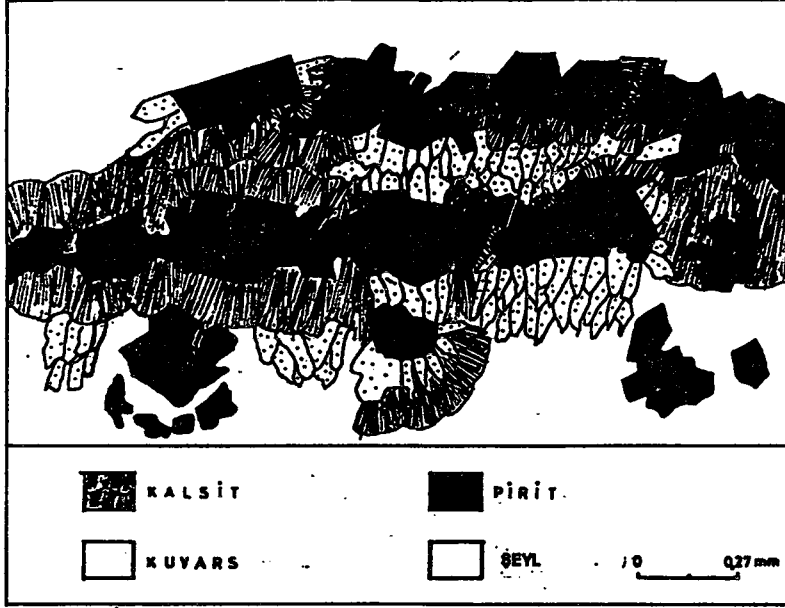


Şekil 3.33. İç sedimantasyon oluşuğu ile üstteki laminaların oluşturduğu jeopedal yapı örneği.

açılarda dizilmişlerdir. Bu pirit toplulukları ile altlarında ve üzerlerinde bulunan organik maddece zengin ince laminalar arasında jeopedal yapılar ortaya çıkmıştır. Hatta, aynı yapılar doğrudan çok sayıda ince laminadan oluşan seviyeler içinde de görülür. Tabakalanmaya verev konumda dizilen bu piritler, büyük bir ihtimalle diyajenetik süreçler sırasında hareketlenen demirli çözeltilerle ilişkilidir. Pirit kümelerinde genellikle piritler 1-2 mm'ye ulaşan iri özşekilli kristaller

şeklindedir. Kristal aralarında değişen oranlarda kalsit ve kuvars ile birlikte çok az miktarda serisit izlenmektedir. Bazı yerlerde yankayaçtan boşluğa doğru büyüyen bu piritler, yer yer kalsitli çözeltiler tarafından kimyasal korrozyona uğratılarak sanki kemirilmiş bir görünüm kazanmışlardır. Böyle yerlerde kalsitli çözeltilerin etkisi ile çözünen demirli bileşiklerden ileri gelen kirlenmeler oldukça yaygındır.

Benzer oluşuklar Bleiberg Kreuth (Kärnten) - Avusturya sedimanter Pb-Zn yataklarında da gözlenmektedir (Schulz, 1968). Özşekilli pirit kristallerinin kenarlarına dik olarak büyüyen ve kabuksu yapılar gösteren kalsit kılıfları bulunmaktadır. Bu şekilde, diyajenetik süreçlerle henüz hidroplastik özellikteki katılaşmamış şeyler gibi çökeller içinde oluşan çatlak ve kanalların madde göçü ve hareketi sırasında kimyasal çözelti erozyonu şeklinde yer yer genişlemesi ve genişleme sonrası ortaya çıkan boşluklarda piritli kalsit ve kuvars gibi minerallerin birlikte çökelmeleri ile "iç sedimentasyon" olarak tanımlanan bir olay gerçekleşmiştir. İç sedimentasyonun gözlemlendiği çözelti boşluklarınının taban ve orta seviyelerinde özşekilli piritlerle temsil edilen "iç tabakalanma" oluşukları ayırtedilmektedir. Buralarda kuvars kristalleri de kalsitler gibi pirit kristallerinin kenarlarına dik olarak büyümüşlerdir. Pirit kristallerini çoğunlukla kalsitler, daha az olarak da kuvarslar çevrelemektedir (Şekil 3.34). Ancak, birçok yerde kalsit kılıfları kuvars kılıflarından daha önce ortaya çıkmışlardır. O halde, pirit, kalsit ve kuvarstan oluşan iç sedimentasyona ait maddeler aynı çözeltinin ürünleridir. Bunlar ritmik-kimyasal çökeltme süreciyle aynı anda farklı birçok bileşen şeklinde çökelmişlerdir.



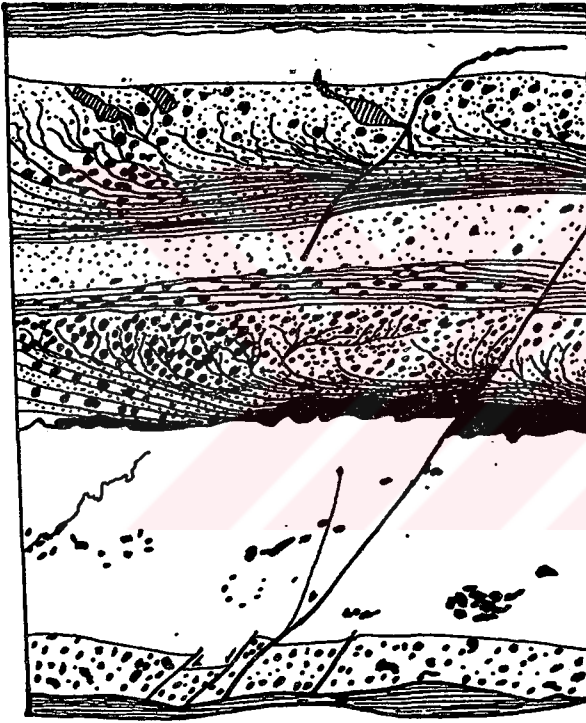
Şekil 3.34. İç sedimantasyon oluşuklarının mikroskopik görünümü.

3.4.1.4. Mikroçapraz laminalanmalar

Kalınlıkları 2.5-3 cm'yi bulan piritli ve organik madde içerikli laminalardan oluşan seviyelerde mikroçapraz laminalanmalar gözlenmektedir (Şekil 3.35).

Bunların tabanlarında yeralan pirit tabakaları ile dokanakları düzensizdir. Piritçe zengin bu kesimi izleyen ve belli bir mesafeye kadar buna paralel konumda uzanan organik maddeli ve piritli laminaların hemen hemen tamamı daha sonra ana tabakanın tavanına doğru kıvrımlı bir yapı kazanmıştır. Bu yapı tipik bir mikroçapraz laminalanmayı karakterize etmektedir. Yapının oluşumunu sağlayan çökellerin hareket yönü Şekil 3.35'de görüldüğü gibi sağdan sola doğrudur. Mikroçapraz laminalarda görülen seviyenin alt bölümünde bir kısmı organik maddece, bir kısmı ise iri ve özşekilli pirit kristalleri içeren kalsitçe zengin laminalar gözlenir. Ayrıca, seviyenin üst bölümlerinde piritin ve kalsitin giderek zenginleştiği, buna karşılık organik maddelerin çok azaldığı görülmektedir. Bu çapraz laminalı bölüm üzerine, genel

tabakalanmaya uyumlu olarak çökelmiş pirit içerikli laminalarla temsil edilen bir bölüm gelmektedir. Nisbeten hareketsiz kapalı bir çökeltme ortamını karakterize eden şeyllerin üzerinde 2-3 cm'lik ince bir tabaka içinde farklı sedimenter yapıların ortaya çıkışı, herşeyden önce tabakaları oluşturan maddelerin hareketleri ve bunların hızları ile kimyasal bileşimin farklılığı gibi ana unsurlara bağlı olarak gelişmiş olmalıdır. Şekil 3.35'de olduğu gibi mikroçapraz laminalanmalı seviyeler arasında yer alan şeyl tabakaları da saçılımlı pirit içerirler.



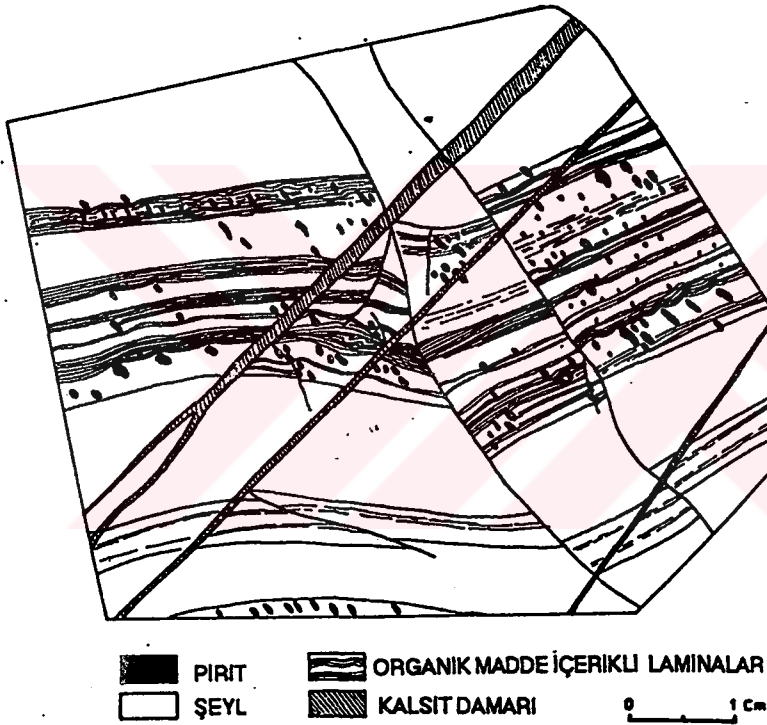
PİRİT
 ORGANİK MADDE İÇERİKLİ LAMİNALAR
 ŞEYL
 KALSİT DAMARI
 0 2cm

Şekil 3.35. Piritli ve organik madde içerikli seviyelerde mikroçapraz laminalanma yapıları.

İncelenen laminalarda piritler oldukça iri taneli olup; basit ikizli büyümelere sahiptirler. Piritler özellikle kalsitce zengin bölümlerde daha iri kristaller halinde bulunurlar. Pirit kristallerinin araları bunlara dik konumda büyüyen ve onları kuşatan ışınal kalsitler tarafından dolgulanmıştır.

3.4.1.5. Öteki jeopedal yapılar

İncelenen el örneklerinde sık sık makro ve mikro düzeyde jeopedal yapılara rastlanmaktadır (Şekil 3.36). Şekil 3.36'da görüldüğü gibi iç sedimantasyon süreciyle çökelen pirit, kalsit ve az miktarda kuvarstan oluşan merceksi şekillerin altlarında ve üzerlerinde yer alan organik madde içerikli laminalarda bu oluşukların şekillerine uyumlu kıvrımlar ortaya çıkmıştır. Aynı yerlerde diyajenezden sonra zayıf bir şekilde etkiyen meta



Şekil 3.36. Yönlenmeli pirit toplulukları ve jeopedal yapılar.

morfik süreçlerle seyrek şistozite yüzeyleri gelişmiştir. İncelenen jeopedal yapılar, çökellerin partikül boyutunun büyüklüğü, boyut şekli, gömülme derinliği, vizkozite ve özgül ağırlık gibi bazı özelliklerin farklılık göstermesinden ileri gelmektedir. Böyle yapılar bir çok

sedimanter maden yatağında çökelme ortamına düşen veya taşınan birey kayaç parçaları veya fosil kırıntılarının altında veya üzerinde bulunan laminaların sıkışma sırasında bu katı maddelerin yüzeylerine uyumlu olarak şekil kazanmaları ile ortaya çıkarlar (Ayhan, 1982). İnceleme alanında iç sedimantasyon vasıtasıyla çözelti boşluklarında daha yoğun pirit topluluklarının çökmesi ve bunlara sıkışma kuvvetlerinin etkimesi ile klasik anlamdaki jeopedal yapılardan biraz daha farklı bir oluşum şekli gerçekleşmiştir.

3.4.1.6. Plastik deformasyon yapıları ve diyajenetik çatlak dolguları

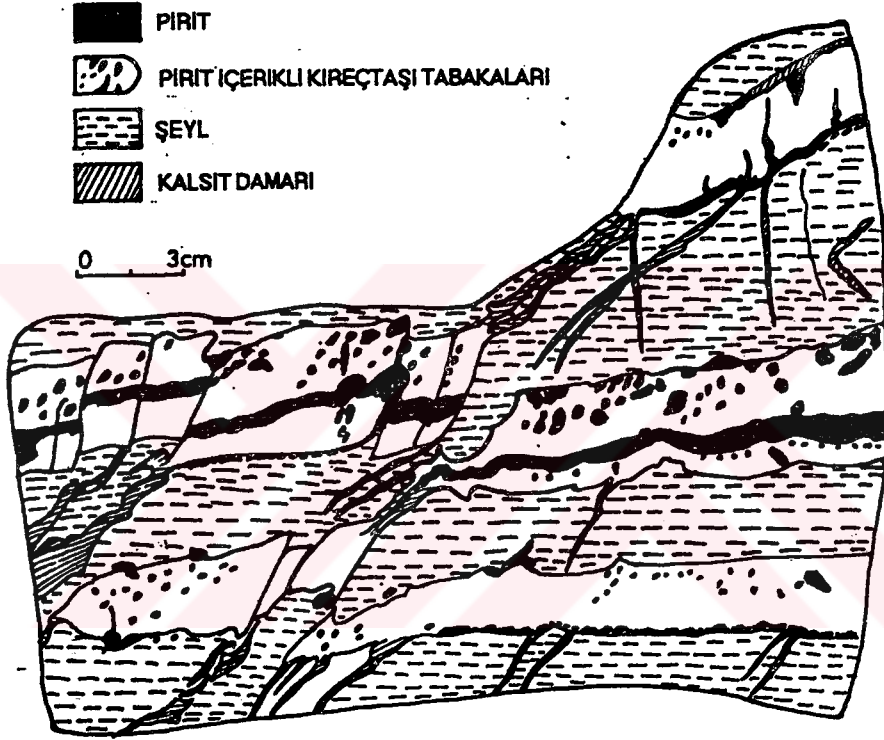
Pirit toplulukları kalsitçe zengin tabaka ve laminalarda ya saçılımlı halde, ya da masif görünümlü pirit mercekleri ve tabakacıkları şeklinde gözlenirler (Şekil 3.32 ve Şekil 3.37).

Sindiyajenetik deformasyona uğrayan piritli kireçtaşı tabakalarında plastik akma, incelmeler ve kopmalar ortaya çıkmıştır. Böylece, tabakaların bir bölümü diğerlerine göre 5 cm kadar ötelenmişlerdir (Şekil 3.37). Kireçtaşı tabakalarında yeralan ince pirit laminaları da yankayaçlarla birlikte diyajenetik süreçlerden etkilenmiş ve yer yer kıvrımlı bir yapı kazanmışlardır. Özellikle, sıkışma kuvvetleri sonucu henüz katılaşmamış pirit laminalarında kıvrımlanma yanısıra, akma dokuları da gelişmiştir.

Gerek çökelme sırasında, gerekse çökelme sonrasında etkili olan tektonik kuvvetlere bağlı olarak belirli çatlak ve kırık sistemleri ortaya çıkmıştır. Bunlardan sintektonik hareketler henüz hidroplastik çamur halinde bulunan çökellerde bazı çatlakların oluşmasını sağlamıştır (Şekil 3.37).

Bu yolla oluşan çatlaklara şeyl sınırında yerleşen pirit laminalarından ya kalsitli tabakaların içine doğru,

ya da şeyllere doğru genellikle düşey yönde göçeden demirli çözeltilerden kaynaklanan kama şekilli pirit mineralleri yerleşmiştir. Bu durum sülfidli mineraller için tipik diyajenetik bir davranış olup, congruent (uyumlu) bir şekli ifade eder (Amstutz ve diğ., 1968). Benzer sindiyajenetik süreçlerle hem organik maddece, hem de piritçe zengin laminalardan göç eden çözeltilerle ilgili



Şekil 3.37. Piritli kireçtaşı tabakalarında plastik deformasyon yapıları.

olarak boyları 3-4 cm'yi bulan düzensiz ince uzun mercikleri andıran pirit damarcıkları ortaya çıkmıştır (Şekil 3.30).

Kalsitçe zengin tabakaların plastik deformasyona uğramasına paralel olarak fazla deforme olan bölümlere karbonatlı çözeltilerin göçmesi sonucu, bu bölümler beyaz renkli iri kalsitlerle dolgulanmıştır. Ayrıca, kalsitçe zengin tabakaların tavan ve tabanından şeyllere doğru uzanan kalsitli damarlar bulunmaktadır. Bu damar-

lar, piritli damarlardan daha sonra ortaya çıkmışlar ve kalsitli damarlardan hareketlenme (mobilizasyon) yolu ile çatlaklara yerleşmişlerdir. Kalsit damarlarından bir kısmının öteki yapıları kesmesi, iki fazlı bir deformasyonu ve bunlarla bağlantılı kalsit yerleşimini yansıtmaktadır.

Belirtilen diyajenetik damar dolguları diyajenez sonrası oluşan çatlaklardan ve bunların dolgularından kolaylıkla ayırte diledi bilinmektedir. Diyajenez sonrasını temsil eden kırıklar, mevcut tabakaları ötelemişler ve daha sonra kısmen iri kalsit mineralleri ile dolgulanmışlardır. Kalsitli damarların kalınlıkları 1 ile 7 mm arasında değişmektedir.

3.5. Mikroskopik İncelemeler

İnceleme alanında yer alan demir yatak ve zuhurlarının başlıca cevher bileşenlerini; demir oksit ve demir karbonat mineralleri ile sülfütlü mineraller oluşturmaktadır. Demir silikatların bulunmadığı yataklarda, az miktarda da bakır karbonatlar görülmektedir.

En önemli cevher bileşenini oluşturan demir oksitler, birincil ve ikincil kökenli olmak üzere iki gruba ayrılmaktadırlar. Bunlardan birincil kökenli olanlar; esas olarak hematit ve çok az oranda görülen manyetitlerden ibarettir.

Birincil demir oksitlere göre çok daha yaygın olan ikincil demir oksitler ise götit, lepidokrosit, ikincil hematit ve limonitlerden oluşmaktadır. Parajenezde bulunan diğer mineral gruplarından demir karbonatlar; siderit ve ankeritlerle, sülfidler; tetraedrit, pirit, kalkopirit ve markazitlerle, ikincil nitelikli bakır karbonatlar ise; malahit ve azuritlerle temsil edilmektedir. Ayrıca, Attepe demir yatagında bakır karbonatlarla birlikte çok az miktarda ikincil nitelikli zinner mineraline de

3.5.1. Birincil cevher mineralleri

3.5.1.1. Hematit

Hematitler, sulu demir oksit grubu minerallerden sonra ikinci yaygın cevher mineralini oluşturmaktadır. Demir yataklarında birincil ve ikincil nitelikli olmak üzere başlıca iki farklı dönemde oluşmuşlardır. Bu bölümde, birincil hematitler incelenecektir.

Genellikle masif yapıllı özşekilsiz olarak izlenen birincil hematitler, yer yer ince uzun çubuksu kristaller şeklinde gözlenirler. Yaygın olarak baritleri, daha az oranda da sideritleri çatlak, dilinim ve kristal sınırları boyunca değişen oranlarda ornatarak kateden birincil hematit damarları, sık sık iskelet dokusu oluşturan barit ve siderit kapanımlarını kapsamaktadır.

Çubuksu hematitler ile masif yapıllı hematitler hemen her yerde birarada bulunurlar. Parlak beyaz renkli çubuksu hematitler, diğerlerine göre daha yüksek bir refleksiye sahiptir. Genellikle, birbirlerine paralel veya ışınsal bir şekilde dizilen, yer yer kıvrımlı ve kırıklı yapılar gösteren çubuksu hematitler, bazen de birbirlerine dik olarak büyümüş demetler şeklindedir. Çubuksu hematitlerin masif yapıllı hematit ve tetraedritlerle olan dokanaklarında bükülme, kıvrımlanma ve kırılmalar daha yaygındır. Özellikle hematitleri kateden tetraedrit damarları boyunca hematit çubukları, damarlara uyumlu bir yönlenme kazanmış ve bazen küçük parçalar şeklinde koparak tetraedritler içerisinde kalmışlardır (Şekil 3.38).

Hematitler, kumtaşlarına yakın kesimlerde izlenen ve yankayaç parçalarını da içeren, silis oranı yüksek sideritleri kısmen ornatmışlardır. Buna karşılık, tamamen kumtaşları içerisinde yer alan hematit mineralizasyonlarında yankayaçta ornatma izine rastlanmaz ve hematitlerin, sadece tane aralarına, ya da yoğun kataklastik kırılım gösteren kuvarsların çatlaklarına yerleştikleri görülür.



Şekil 3.38. Çubuksu hematitler içerisinde doğru sokulum yapan bir tetraedrit damarı (gri renkli) ve damar içerisinde yer alan çubuksu hematit parçaları (H), (Yağda, //N,320 X).

3.5.1.2. Siderit

Inceleme alanındaki demir yataklarında makro olarak pek izlenemeyen siderit damarları, en tipik şekilde, Attepe demir yatağının doğu sınırında yüzeyler. Mikroskopik olarak hemen her parlatma kesitinde relikleri görülen sideritler, Attepe ve yöresindeki demir cevherleşmeleriyle ilgili en önemli birincil cevher mineralidir. Cevher mikroskopunda; soluk gri rengi, düşük refleksiyonu, çatlaklı yapısı, kuvvetli anizotropi ve iç refleksiyonuyla tanınan sideritler, geniş bir tane boyu dağılımı gösterirler. Sideritler, genel olarak iri ve küçük taneli olmak üzere iki gruba ayrılırlar. İncekesitlerinde soluk sarımsı gri renk gösteren iri kristalli sideritlerde ortalama kristal boyu 1-1.5 mm

civarındadır. Yer yer 3-4 mm boyutunda çok iri kristallerin de görüldüğü bu bölümlerin içerisinde, sideritler genel olarak özşekilli veya yarı özşekillidirler. Bazen, oldukça tipik romboedrik kristaller şeklinde izlenen siderit topluluklarında, özellikle iri kristalli sideritler iki yönde gelişmiş, çok belirgin dilinimlere sahiptirler. Ayrışma olayları ile ilgili ikincil cevherlerin oluşumunda bu dilinimler büyük rol oynamışlardır. Ayrıca, iri kristalli siderit yerleşiminden hemen sonra etkili olan bir deformasyon fazında, cevheri kateden bazı çatlak ve kırıklar ortaya çıkmıştır. Bu süreksizlikler boyunca yer yer breşik yapılı ve kataklastik kırıklımlı sideritler bulunmaktadır. Tektonik etkiler; iri kristalli sideritlerde yaygın mekanik ikizlenmeleri, siderit breşlerinin çevresinde de basınç çözünmelerine bağlı stilolitik yapıların gelişmesini sağlamışlardır.

Incekesitlerde daha şeffaf ve açık renkli olan küçük kristalli sideritler, iri kristalli sideritlerin çatlak ve kayma zonlarında yer alırlar. İri kristalli sideritleri baştan başa kateden bu genç siderit topluluklarında tane boyu dağılımı, iri kristalli sideritlere göre daha düzenlidir. Bunların ortalama kristal boyu 0.2 mm civarındadır. Yer yer kendilerinden daha yaşlı iri kristalli sideritlerin kapanımlarını içeren genç sideritler, çoğunlukla yarı özşekillidirler. Bunlarda dilinimlenme ve basınç ikiz lamelleri pek belirgin değildir.

Attepe demir yatağının doğu kesiminde bitümlü şistlerin içerisine doğru tektonik hatlar boyunca sokulum yapan sideritler, breşik yapılı cevherleri oluşturmuşlardır. Bu tip cevherlerde yapılan mikroskopik incelemelerde 1-2 mm boyutunda yaygın yankayaç breşleri görülmektedir. Bitümlü kuvars fillit veya şistlerin oluşturduğu yankayaç breşlerini kısmen ornatan sideritler, çok ince taneli, siyah renkli kömürümsü materyal ile yer yer küçük kristal toplulukları şeklinde izlenen sarımsı kahve renkli grafitleri kapsarlar. Ayrıca, bu kesimden alınan siderit örneklerinde bol miktarda pirit

ve tetraedrit mineralleri ile az oranda kalkopirit ve markazit minerallerine rastlanmaktadır. Gang minerali olarak da kuvars ve kalsitlerin yaygınlığı dikkati çeker.

Sideritler bütün örneklerde çatlak, dilinim ve kristal sınırları boyunca sulu demir oksit ve ikincil hematitlere dönüşmüşlerdir.

Sideritlerin ayrışması ürünü olan ve genellikle sideritlerin dilinimleri boyunca izlenen götit, lepidokrosit ve limonitler, çok sık olarak rastlanan ağsal bir doku oluşturmuşlardır (Şekil 3.39).



Şekil 3.39. Sideritlerin dilinimleri boyunca izlenen sulu demir oksitlerin oluşturduğu ağsal doku (//N, 32X).

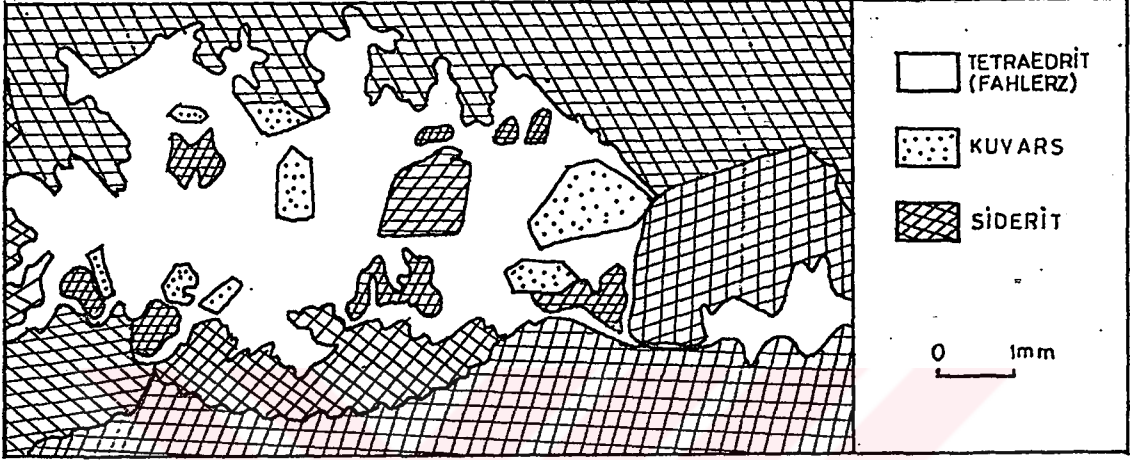
Bu yolla gelişen ikincil bileşenler grubu içerisinde, yaygın olarak iskelet dokusu gösteren siderit reliktlerine rastlanmaktadır.

3.5.1.3. Tetraedrit

Esas olarak sideritlerin, daha az olarak da hematitlerin içerisinde görülen tetraedritler, onları çatlak ve

kristal sınırları boyunca katetmişlerdir.

Tamamen özşekilsiz olarak izlenen bu mineral, oldukça düzensiz sınırlara sahip adacıklar veya ince damarlar şeklindedir (Şekil 3.40). Birçok yerde kuvars ve piritlerle birlikte görülürler. Hem piritler, hem de kuvarslar tetraedritlerden önce ve sonra olmak üzere iki ayrı



Şekil 3.40. Sideritler içerisinde yer alan ornatım dokulu tetraedritler ve bunlar içerisinde görülen özşekilli kuvars kristalleri ile ornatılmayan siderit kapanımları.

fazda gelişmişlerdir. Tetraedrit yerleşimiyle ilgili olarak; tetraedrit-siderit ilişkilerinde sideritler, özellikle dilimimleri boyunca tetraedrit tarafından net bir şekilde ornatılmıştır. Ornatılmayan bazı siderit bölümleri, tetraedritler içerisinde yüzen ornatım dokulu adacıklar şeklinde gözlenirler. Tetraedritler, muhtemelen sideritlerin içerisindeki çatlak ve stilolitik yapılar boyunca izlenen boşluklar içerisinde büyümüş, özşekilli kuvars kristallerinin arasını bir çimento şeklinde dolgulamış ve bu esnada bazı kuvars kristallerini ise dıştan içe doğru kısmen ornatmışlardır (Şekil 3.40).

3.5.1.4. Pirit

Gezgen bir mineral olarak hemen hemen bütün yatak-

larda bulunabilen pirit minerali, inceleme alanındaki yataklarda da gözlenmektedir. Özellikle Attepe demir yatağında izlenen masif görünümlü siderit kütlelerinin içerisinde yer alan piritler, yapılan mikroskopik incelemelere göre üç ayrı oluşum evresine sahiptir.

a- Birinci evre piritleri (Sedimanter kökenli piritler)

Cevherleşmeyle doğrudan ilişkili olmayan birinci evredeki piritler, cevher yerleşimi sırasında İnfraakambriyen yaşlı Attepe üyesine ait bitümlü şeyl-fillit ve şistlerden alınmış olup, siderit cevherleşmesinden önce var olan yaşlı sedimanter kökenli piritlerdir. Bunlar 1-1.5 mm boyutunda iri özşekilli, yoğun kataklastik kırılımlı kristal toplulukları veya masif pirit laminalarının çok evreli deformasyonlar sonucu parçalanmasıyla ortaya çıkan kataklastik kırılımlı pirit toplulukları şeklindedirler. Piritlerin ara boşlukları ve çatlakları siderit ve tetraedritler tarafından dolgulanmıştır. Çok yaygın bir şekilde izlenen bu tip piritlerin bitümlü şeyl-fillit ve şistlerle olan doğrudan ilişkisi birçok kesitte açıkça görülebilmektedir. Bazen bu şekildeki birçok pirit biraraya gelerek % 60-70 oranında pirit içeren sideritli yankayaç breşlerini kapsayan pirit damarlarını oluşturmuşlardır. Sedimanter kökenli piritler ve oluşturdukları sedimanter yapılar, Bölüm 3.4'de ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir.

b- İkinci ve üçüncü evre piritleri (Cevherleşmeyle ilişkili piritler)

İkinci evredeki piritler, tetraedritlerde olduğu gibi, genellikle sideritlerin çatlak ve kristal sınırları boyunca yerleşerek onları özellikle dilinimleri boyunca ornatmışlardır. Tetraedritlere göre daha düzenli sınırlar oluşturan ornatım dokulu bu pirit adacıkları, yer yer 2-

3 mm boyutundadır. İçerisinde sık sık küçük siderit kapanımlarına rastlanmaktadır (Şekil 3.41). Esas olarak birçok özşekilli piritin birarada büyümeleri sonucu ortaya çıkan bu pirit kümeleri, genelde özşekilli kristal toplulukları şeklindedir. Bunun yanı sıra, sideritlerin içerisinde tek tek görülen 0.8 - 1.5 mm boyutunda altıgen şekilli kesitler veren iri pirit porfiroblastları da yaygındır. Bazen, bu evrede gelişen piritler, tetraedritlerin içerisinde kapanımlar şeklinde bulunurlar. İkinci evre piritleri ilk evredekilere göre, daha parlak sarı renkli, az kataklastik kırılımlı ve daha az ayrıışmışlardır.



Şekil 3.41. Sideritlerin kristal sınırlarına yerleşerek onları dilinimleri boyunca önemli ölçüde ornatın pirit ve içerisinde yer alan siderit kapanımları (//N, 32X).

Üçüncü evredeki piritler ise çok az miktardadır ve ikinci evre piritlerine benzemektedir. Bunlar daha küçük, 0.1-0.3 mm boyutlu, yer yer özşekilli ornatım dokulu adacıklar şeklinde olup, sık sık tetraedrit kapanımları içerirler.

Tektonizmanın fazla etkili olduğu, yoğun kataklastik kırılımlı piritler başta olmak üzere bütün piritler; al-

terasyon süreçleriyle birlikte kısmen veya tamamen ikincil hematit ve sulu demir oksit modifikasyonlarına dönüşmüşlerdir.

3.5.1.5. Kalkopirit

Özşekilsiz ve iç yapısız 0.5-0.7 mm boyutunda küçük adacıklar ve ince damarlar şeklinde izlenen yeşilimsi sarı renkli kalkopiritler, iki evrede kristalleşmişlerdir. Tetraedritlerin oluşumundan önce ortaya çıkan kalkopiritler, sideritlerin çatlak ve kristal sınırlarına ornatım dokulu küçük öbekler halinde yerleşmişlerdir. Bunlar, bazen siderit kapanımları içerirler. Tetraedrit yerleşiminden daha sonra gerçekleşen ikinci evre kalkopiritleri ise genellikle tetraedritleri baştan başa kateden ince damarcıklar şeklinde gözlenirler. Bunlar bazen, düzensiz sınırlı küçük topluluklar oluştururlar. Bunların içerisinde seyrek olarak tetraedrit kapanımlarına rastlanmaktadır. Birçok yerde piritlerle yanyana bulunan bu tip kalkopiritler, piritleri de katederler. Kalkopiritler ayrışma derecesine göre kısmen veya tamamen malahit ve azurite dönüşmüşlerdir.

3.5.1.6. Ankerit

Incekesitlerinde kahverenkli görünen ankeritler, genellikle özşekilsiz, bazen de, romboederler şeklindedir. Dolomit ve kalsit kristallerinde yarım kalan ankeritleşmeye işaret eden düzensiz sınırlar görülür. Genelde kristal sınırları boyunca dıştan içe doğru izlenen ankeritleşmeler sonucu demir içeriğindeki farklılıklara bağlı olarak zonlu yapılar ortaya çıkmıştır. Ankeritlerde gelişen kalsit ağırlıklı bazı damarların kenarlarına dik olarak özşekilli siderit ve kuvars kristalleri büyümüş ve bunların arası kalsit kristalleri tarafından

dolgulanmıştır. Ayrıca, ankeritler içerisinde sık sık özşekilli iri kristal toplulukları veya ince damarcıklar şeklinde sideritlere ve bunlardan türeyen sulu demir oksit modifikasyonlarına rastlanmaktadır. Bu tür oluşumlarda sideritlere özellikle özşekilli kuvars kristalleri eşlik etmektedir. Daha az olarak gözlenen hematit damarlarında ise gang minerali olarak özşekilli baritler bulunmaktadır. Her iki durumda da gang mineralleri cevher minerallerinden daha önce kristalleşmiştir.

3.5.1.7. Markazit

Cevher mineralleri arasında çok az miktarda bulunan ve ortalama 0.8 mm boyutunda olan markazitler, Attepe üyesi içerisinde yer alan siderit damarlarında piritlerle birlikte görülürler. Genellikle, dolgu, kısmen de ornatım biçiminde yerleşen markazitler, cevher mikroskopunda nisbeten daha yüksek refleksiyonları ve daha açık sarı-beyaz renkleri ile piritlerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Çoğunlukla, özşekilli olan markazitler, yer yer sideritleri ornatmış ve onların romboedrik formunu almışlardır.

3.5.1.8. Manyetit

Tamamen özşekilsiz veya yarıözşekilli olarak izlenen manyetitler, yer yer hematit ve limonitlere dönüşmüşlerdir. Bazen, özşekilli pirit kristalleri de içeren manyetitlerin içerisinde küçük topluluklar şeklinde görülen limonitler, genellikle kovuk yüzeylerinde böbreğimsi kolloidal dokular oluşturmaktadırlar. Martitleşme sonucunda ortaya çıkan ornatım dokulu, hematitler ise, yer yer spekülaritleşerek ince uzun çubuksu demetler oluşturmuşlardır. Manyetitlerle birlikte gang minerali olarak, kataklastik

kırılımlı ve özşekilli olan dalgalı sönmeli kuvars kristalleri ile tamamen ksenomorf kalsit ve klorit mineraleri de görülmektedir. Bu minerallerin yanısıra manyetitlerin içerisinde sık sık şist-fillit ve kireçtaşı gibi yankayaç breşlerine de rastlanmaktadır. Piritler manyetitleri, manyetitler de eşoluşum dokuları sergileyen kuvars ve kalsit kristalleri ile yankayaç parçalarını ornatmışlardır. Genellikle çatlak dolguları şeklinde görülen kloritler ise, cevher ve diğer gang minerallerinden daha sonra oluşmuşlardır.

3.5.2. İkincil cevher mineralleri

3.5.2.1. Götit ve lepidokrosit

Inceleme alanında yeralan demir yatak ve zuhurlarının en yaygın bileşeni olan sulu demir oksitler, cevher kütlelerinin % 80-90'ını oluştururlar. Bu bileşenler, parlak kesitlerinde tane boyu ve porozite özelliklerine göre değişen renk ve refleksiyon özellikleri gösterirler. İnce taneli, yoğun poroziteli, kahvemsı gri renkli limonitik bölümler, oldukça düşük bir refleksiyona sahiptir. Buna karşılık, götit ve lepidokrositlerin değişik oranlarda bulunduğu kaba taneli bölümlerde ise daha yüksek bir refleksiyon gözlenir. Hafif kahvemsı, parlak gri renkli bu minerallerde belirgin refleksiyon pleokroizması ve mavimsı gri renkli bir iç refleksiyon izlenir.

Esas olarak siderit, hematit ve piritlerin ayrışma ürünü olan sulu demir oksitler, hemen her yerde birbirleriyle iç içe olup, çok grift sınır ilişkilerinin görüldüğü tipik ornatım dokuları sergilemektedirler. Bunların bir kısmı ışınsal yapılı kristaller şeklinde olmakla birlikte, genellikle özşekilsizdirler. Çoğunlukla, masif yapılı hematitlerin içerisindeki kovuk yüzeylerinde, yüksek refleksiyonlu götit veya lepidokrosit-

lerde tipik jel strüktürleri izlenmektedir. Boşluk yüzeylerine dik olarak büyüyen bu minerallerde konsantrik yapılı renk hâleleri kolloform yapıya işaret eden karakteristik oluşumlardır (Şekil 3.42).



Şekil 3.44. Masif yapılı hematitler içerisinde izlenen kolloform yapılı götit veya lepidokrositlerden bir görünüm (//N, 32X).

Yukarıda anılan lepidokrosit ve götitler birbirlerinin tam anlamıyla polimorfik modifikasyonları olmayıp, $FeO(OH)$ bileşimindeki lepidokrosit gerçek anlamda bir hidroksildir. Buna karşılık $FeOOH$ formülüyle ifade olunan götit mineralinin bileşimindeki hidrojenler ise, hidroksil iyonu oluşturmayıp, oksijenler arasında birer katyon şeklindedirler (Ramdohr, 1980). Limonitler ise, adsorbe su içeren götit, lepidokrosit, hidrohematit ve diğer materyallerden ibaret bir topluluktur (Erkan, 1978).

3.5.2.2. İkincil hematit

Birincil hematitlere göre daha yaygın olan ikincil hematitler, genellikle sideritlerin ayrışma ürünleridir. Başlangıç aşamasındaki ayrışma safhalarında ortaya çıkan

hematitler, sideritin romboedrik şeklinin korunduğu 1.6-3 mm boyutunda iri siderit psödomorfları ile sideritlerin dilinimleri boyunca gelişmişler ve hemen her yönde birbirleriyle bağlantılı ağırsal bir doku oluşturmuşlardır. Bu tür oluşumlarda dilinimler boyunca birbirleriyle kesişerek ızgara yapısı oluşturan ornatım dokulu ikincil hematit damarlarının aralarında baklava dilimi, ya da iskelet dokulu adacıklar şeklinde kenarlarından itibaren içe doğru ornatılmış siderit reliktleri görülmektedir. Ayrışmanın ileri boyutlara ulaştığı bazı kesimlerde ise, sideritlere ait kristal ve dilinim izleri tamamen silinerek geriye sadece, yer yer izlenebilen konkav sınırlı limonitize küçük siderit adacıkları kalmıştır.

Hematitler içerisinde çok az miktarda da olsa, yer yer düzensiz sınırlı manyetit reliktlerine rastlanmaktadır. Bu durum, ikincil hematitlerin çok az bir kısmının da martitleşme sonucu manyetitlerden türediğini göstermektedir.

Yaygın bir cevher minerali olan ikincil hematitler, ayrışma süreçleriyle hemen her yerde değişen oranlarda limonitlere dönüşmüşlerdir.

3.5.2.3. Malahit ve azuritler

Genellikle kalkopiritler, bazen de tetraedritlerden ikincil süreçler vasıtasıyla türeyen malahit ve azuritler, türedikleri mineralleri, kristal sınırları boyunca dıştan içe doğru değişen oranlarda ornatmışlardır. Bundan dolayı bu mineraller arasında, girintili çıkıntılı çok düzensiz sınır ilişkilerinin gözlemlendiği belirgin ayrışma dokuları ortaya çıkmıştır.

3.5.2.4. Zinnober

Makro gözlemlere göre sadece Attepe yatağında bir iki yerde sıvalar halinde izlenebilen zinnober minerali, kan kırmızısı rengindedir. Bunlar muhtemelen sideritlerin

içerisinde yaygın olan tetraedritlerin ayrışma ürünü olarak ortaya çıkmışlardır.

3.5.3. Gang mineralleri

Ana cevher kütleleri içerisinde cevher gelimiyle ilgili gang mineralleri son derece azdır. Cevher içerisindeki esas gang türünü, cevherleşme sırasında tam olarak ornatılamayan yankayaç parçaları oluşturmaktadır. Bazen, kuvars bileşenince zengin metakumtaşı, metakuvar-sit, kuvarsfillit ve şist gibi kayaçların içerisinde gerçekleşen cevherleşmelerde, yankayaç oranı cevherden çok daha fazladır. Ankeritleşmiş olan kireçtaşı blokları da, ayrışma sonucu ikincil cevherlere dönüşmemiş işeler gang olarak değerlendirilmektedir. Öte yandan, ankeritik zonlar içerisinde görülen ince damar tipi siderit cevherleşmeleri ile çoğunlukla inceleme alanının kuzey kesiminde yer alan damar tipi hematit cevherleşmelerinin en yaygın gang minerallerini kuvars ve baritler oluşturmaktadır.

3.5.3.1. Kalsit ve dolomit

Kalsit ve dolomitler genellikle yarıözşekilli veya özşekilsiz olup, ince damarcıklar, ya da diğer cevher mineralleri arasında yer alan ornatım dokulu kristal veya kristal toplulukları şeklinde bulunurlar. Cevher minerallerinin ornattığı yankayaçlara ait birincil kalsit ve dolomitlerden başka, cevher içerisindeki çatlak ve kırıklar boyunca izlenen cevherleşme sonrası ikincil genç kalsitler oldukça yaygındır. Cevher gelimiyle ilgili kalsitler ise ankerit ve sideritlerden daha sonra, manyetit ve hematitlerden daha önce çökelmişlerdir.

Genç kalsitlerin bir kısmı cevher içerisindeki çatlak ve boşluklarda 2-3 mm boyutunda iri özşekilli kristaller şeklindedirler. Cevherleşmeye ilişkin ikincil dolomitleşme olayı tam olarak belirlenememiştir. Ankeritler

içerisinde yeralan bazı cevher damarcıklarının etrafında zonlu yapılar gösteren dolomit rombederlerine rastlanmaktadır. Ancak, bunların büyük bir bölümü ankeritlere dönüşmüştür.

3.5.3.2. Kuvars

En yaygın gang minerallerinden biri olan kuvarslar, üç ayrı oluşum evresini karakterize ederler. Bunlardan ilkini, sideritlerin kısmen ornattığı ve katettiği kuvarslar temsil ederler. Yoğun kataklastik kırılımlı ve dalgalı sönmeli olan özşekilsiz kuvarslar, muhtemelen sideritlerin içerisine yerleşmiş olduğu kuvars fillit ve şistlerden alınmıştır ve zamanla bu tip kuvarsların bir kısmında ikincil büyümeler sonucu, kısmi zonlanmalar ortaya çıkmıştır. Manyetit ve hematitler içerisinde de aynı evreye ait kuvarslar yaygındır.

Sideritlerin çatlaklarında yeralan ve diğer cevher mineralleri tarafından araları dolgularan ve yer yer ornattılan veya katedilen, kısmen dalgalı sönmeli, iri özşekilli ikinci tip kuvarslar, birincilere göre daha açık gri renklidirler. Bunlar, çok az kataklastik kırılım gösterirler. Aynı evreye ilişkin kuvarslara baritli hematit damarlarında baritlerle, piritli manyetit damarlarında ise kalsitlerle birlikte rastlanmaktadır. İnce damarlar şeklinde izlenen üçüncü tip kuvarslar ise genellikle özşekilsizdirler. Bunlar muhtemelen cevherleşmeden sonra gelişmiş ve onları baştan başa kateden genç ikincil kuvars damarlarıdır.

3.5.3.3. Barit

İnceleme alanının kuzey kesiminde yüzeyleyen ince damar tipi hematit cevherleşmelerinde çok yaygın olan baritler, çoğunlukla iri özşekilli kristaller şeklindedir. Makro seviyede boyutları 12-13 cm'ye ulaşan ince uzun özşekilli kristallerine rastlanmaktadır. İncekesitlerinde

tipik dilinimleri ve röliyefleri ile kalsit ve kuvarstan kolayca ayırtedilebilen baritler, ornatma süreci ile hematitler içerisinde düzensiz sınırlı adacıklar veya konkav sınırlı damarlar şeklinde kalmışlardır. Birçok iri barit kristali, kenarlarından itibaren hematitler tarafından büyük ölçüde ornatılarak tipik iskelet dokuları oluşturulmuştur. Bazen, özşekilli hematit kristalleri içerisinde barit kapanımları da bulunmaktadır. Bazı baritler kuvarslarla yanyana görülmektedir. Bu durum, eşoluşum dokusunu yansıtmaktadır.

3.5.3.4. Klorit

Genellikle şist, fillit ve metakumtaşları içerisine yerleşen manyetitlerle birlikte görülen klorit mineralleri, çok düzensiz sınırlara sahip ince damarcıklar şeklindedirler. Çoğunlukla parajenezde yer alan manyetit, pirit, kalsit ve kuvars gibi birincil mineralleri katederler. Bazen de belirtilen mineralleri kristal sınırları ve çatlakları boyunca, ornatmışlar ve böylece tipik saçaklar şeklinde bir doku ortaya çıkmıştır.

3.5.3.5. Aragonit

Karstik boşluklar içerisinde ikincil olarak çökelmiş olan aragonitler, incekesitlerinde birbirlerine paralel veya işınsal bir şekilde dizilmiş olan ince uzun çubuksu kristaller şeklinde gözlenirler. Aragonitler içerisinde sık sık limonit içeriginden ileri gelen konsantrik yapılı renk hâleleri görülmektedir.

3.5.4. Süksesyon

Inceleme alanında, basit mineral parajenezleri ile temsil edilen başlıca iki ayrı cevherleşme süreci ayırtedilmiştir. Bunların ilkinde genellikle karbonatlı, ikincisinde ise oksitli demir cevher mineralleri hakimdir.

Cevherleşme süreçleriyle ilgili mineral toplulukları ve herbir topluluğa ait minerallerin muhtemel oluşum sırası ilgili bölümlerde verilmektedir.

I. Karbonatlı cevherleşmeler

Çalışma alanında yer alan ekonomik nitelikteki demir yatak ve zuhurlarının en önemli birincil cevher minerallerini oluşturan siderit ve ankeritler, yöredeki karbonatlı cevherleşme fazını temsil ederler. Damar ve ornatım dokulu çok düzensiz geometrili cevher kütlelerini oluşturan bu fazın ürünleri, genellikle Alt-Orta Kambriyen yaşlı Karaçatıtepe formasyonuna ait dolomit ve kireçtaşlarının içerisinde yer almaktadırlar. Bununla birlikte, inceleme alanında yüzeyleyen diğer karbonat ve karbonatlı kayaların içerisinde de izlenen bu tip cevherleşmeler ile yaygın ankeritik zonlar ve bu zonların içerisinde görülen kısmen stokvörk yapıllı siderit damarları ortaya çıkmıştır. Attepe yöresinde bu faza ilişkin en tipik cevherleşme, Attepe demir yatağında görülmektedir. Attepe yatağında karbonatlı cevherleşmelerle ilgili birincil ve ikincil mineral parajenezleri ile bunların oluşum sırası aşağıda gösterilmiştir:

Kuvars 1

-Siderit 1

- Siderit 2

- Ankerit

- Dolomit (az)

Kalsit

Kuvars 2

Hematit

Pirit 1

Kalkopirit (az)

Tetraedrit

Pirit 2

Kalkopirit 2

Markazit (az)

**Birincil
mineraller**

HematitGötitlepidokrositLimonitMalahitAzuritZinnoberKuarsKalsitAragonitİkincil
mineraller

II. Oksitli cevherleşmeler

Oksitli demir cevher minerallerinin hakim olduğu cevherleşmelerle birlikte esas olarak üç ana mineral topluluğu ortaya çıkmıştır. Herbiri ayrı bir cevherleşme fazını karakterize eden bu topluluklar, piritli manyetitler, kuvarslı hematitler, baritli hematit veya hematitli baritlerden oluşmaktadırlar. Piritli manyetitelere inceleme alanının sadece birkaç yerinde rastlanılmıştır. Daha yaygın olan oksitli cevher türünü ise, kuvarslı hematitler ile baritli hematitler oluşturmaktadır.

a- Piritli manyetitler

İnce damarlar ve küçük merceğimsi kütleler şeklinde izlenen piritli manyetitler, inceleme alanının doğu kesiminde, Infrakambriyen yaşlı şist-fillit ve metakumtaşları içerisinde oluşmuşlardır. Piritli manyetitlerin en önemli mostraları, Çöndü Köyü'nün güneybatısı ile Oruçlu Köyü'nün güneydoğu kesimlerinde görülmektedir. Bunlarla ilişkili mineral parajenez ve mineral oluşum sırası aşağıda verilmiştir:

KuarsKalsitManyetitPiritKloritBirincil
mineraller

Hematit
Götüt
limonit

İkincil
 mineraller

b- Kuvarslı hematitler

Çoğunlukla ince damar ve düzensiz geometrili breşik cevher kütlelerini oluşturan ve yer yer spekülaritleşmiş kuvarslı hematitler, inceleme alanının hemen her yerinde yaygın bir şekilde yüzeylemektedirler. Esas olarak, Infrakambriyen ve Üst Kambriyen - Ordovisiyen yaşlı pelitik kayalar içerisinde yer alan bu tip cevherleşmeler, bazen siderit damarlarıyla birlikte ankeritik zonlar içerisinde de görülürler. Kuvarslı hematitlerle ilişkili süksesyon şöyledir:

Kuvars

Barit (az)

Hematit

Pirit

Tetraedrit (az)

Götüt

Lepidokrosit

Limonit

Malahit

Azurit

Zinnober

Birincil
 mineraller

İkincil
 mineraller

c- Baritli hematitler veya hematitli baritler

Genellikle damar, bazen de düzensiz geometrili masif cevher kütlelerini oluşturan bu fazın ürünleri, inceleme alanının kuzey kesiminde yer alan yatak ve zuhurlarda yaygın bir şekilde yüzeylemektedirler. Bazen yüzeyde dayk görünümü sert çıkıntılar oluşturan baritli hematitlerin en tipik yüzeylemeleri, Magaradere zuhuru ile Degirmendere, Uyuzpınarı, Kartalkaya ve Magarabeli demir

yataklarında izlenmektedir. Bu zuhur ve yataklarda ayırtedilen mineral parajenezi ile bunlarla ilgili süksesyon aşağıda verilmiştir:

<u>Barit</u>	Birincil mineraller
<u>Kuvars (az)</u>	
<u>Hematit</u>	İkincil mineraller
<u>Pirit</u>	
<u>Götüt</u>	
<u>lepidokrosit</u>	
<u>Limonit</u>	

3.6. Jeokimyasal İncelemeler

İnceleme alanında yer alan demir yatak ve zuhurlarının jeokimyasal özelliklerini aydınlatmak amacıyla yörenin en önemli demir yatağını oluşturan ve öteki yataklara göre daha fazla jeolojik verilerin toplanabildiği Attepe yatağına ait siderit ile bunlardan türeyen ikincil cevherleri temsil eden örnekler ve bazı sülfidli cevher minerallerinin analizleri yapılmıştır.

3.6.1 Sideritlerin jeokimyasal özellikleri

Demir yatak ve zuhurlarının en önemli birincil cevher mineralini sideritler oluşturmaktadır. Esas olarak Attepe demir yatağının doğu kesiminde yüzeyleyen sideritler, karstik etkilerden korunmuş damarlar şeklinde gözlenirler. Bu damarlardan alınan 19 adet masif siderit numunesinin mineralojik ve kimyasal analizleri yapılmıştır. X-Ray difraktometre cihazında yapılan incelemelerde siderit, kalsit ve kuvars mineralleri tesbit edilmiştir.

Kimyasal analiz çalışmaları, O.D.T.Ü. laboratuvar imkânlarından yararlanılarak yürütülmüştür. Çalışmalar sırasında cevher numunelerine ilişkin FeO ve SiO₂ konsan-

trasyonları kolorimetrik spektrofotometrede, diğer element konstantrasyonları ise atomik absorpsiyon spektrofotometre (AAS) cihazında okunmuştur. Elde edilen analiz sonuçları, Tablo 3.2'de topluca gösterilmiştir. Bu tabloda yer alan uygun elementler arasındaki ilişkiler, korelasyon katsayıları hesaplanarak incelenmiştir. Korelasyon katsayısı 0,7000'den büyük olanlar kuvvetli; 0.7000 ile 0.4500 arasında olanlar zayıf; 0.4500'den daha küçük olanlar ise çok zayıf korelasyonlu element çiftleri olarak kabul edilmiştir (Tablo 3.3).

Attepe sideritlerinin FeO konsantrasyonları % 39.02 ile % 61.09 (ortalama % 51.45) arasında, FeO'ye bağlı Fe konsantrasyonları ise, % 30.36 ile % 47.53 (Ortalama % 40.03) arasında değişmektedir (Tablo 3.2.). Nisbeten düzenli bir dağılım sunan FeO konsantrasyonları, diğer elementlerle çok zayıf korelasyonludur. Buna göre, cevherleşme sırasında büyük ölçüde bağımsız olarak hareket eden FeO ve buna bağlı Fe, çok zayıf da olsa Cu ile negatif bir korelasyona sahiptir (Tablo 3.3). Dünyanın önemli bazı siderit yataklarının ana element içerikleri (Tablo 3.4)'de Attepe demir yatağından elde edilen sonuçlarla karşılaştırıldığında, yataklara ait Fe konsantrasyonlarının yaklaşık olarak % 30 ile 40 arasında değiştikleri görülür. Bu açıdan ele alındığında, siderit yataklarında Fe içeriklerinin genellikle birbirlerine yakın olduğu ortaya çıkmaktadır. Ancak, Fe içeriği yönünden Attepe sideritleri, tabloda yer alan hidrotermal kökenli diğer yataklar arasında daha çok Ouenza ve Jerissa sideritlerine yakın bir benzerlik gösterirler.

Analiz edilen siderit numunelerinin SiO₂ konsantrasyonları ; %0.46 ile 13.38 (ortalama % 5.30) arasındadır. Mg, Cu ve Zn ile çok zayıf negatif, diğer elementler ile de pozitif korelasyonlar göstermektedir. SiO₂ içeriği yönünden Attepe sideritleri, Ouenza ve Jerissa, Bilbao, Vares-Drozkovac, Alquife ve Las Piletas yatağı sideritlerine benzerdir. Bu yataklardan ilk ikisi; hidrotermal-metazomatik kökenli olmasına karşılık, Vares-Drozkovac

Numune numarası	%		ppm										
	FeO	Fe	SiO ₂	Zn	Mn	Cu	K	Ca	Mg	Pb	Co	Ni	Cr
U 1	59.24	46.09	8.77	-	38.50	3.76	0.76	9.50	0.60	Eser	Eser	0.28	Eser
U 2	47.94	37.29	2.89	1.33	41.50	50.00	0.88	9.00	0.66	"	"	0.20	-
U 3	59.46	46.26	5.51	2.95	63.00	49.50	0.65	9.40	0.50	"	"	0.55	-
U 4	60.87	47.36	6.01	0.55	48.50	45.00	1.05	8.00	0.60	"	"	0.50	-
U 5	60.76	47.27	5.73	0.93	45.50	25.00	1.15	8.00	0.77	"	"	0.55	-
U 6	48.91	38.05	9.28	1.48	44.00	38.00	0.98	10.00	0.72	"	"	0.28	-
U 7	60.98	47.44	9.20	2.60	36.50	57.00	1.04	6.00	0.50	"	"	0.50	-
U 8	61.09	47.53	3.62	0.38	50.00	3.25	1.80	9.00	0.55	"	"	0.50	-
U 9	40.63	31.61	10.00	2.00	33.00	122.00	1.30	6.00	0.45	"	"	1.20	-
U 10	54.35	42.28	3.19	2.80	47.00	154.00	1.03	2.50	0.68	"	"	0.08	-
U 12	50.33	39.15	1.01	3.18	45.00	119.00	0.93	5.00	0.70	"	"	0.05	-
U 13	41.96	32.64	0.73	4.65	44.00	146.00	0.95	7.50	0.65	"	"	0.20	-
U 14	53.91	41.94	5.87	5.48	40.00	150.00	1.48	7.00	0.74	"	"	0.04	-
U 15	46.30	36.02	8.81	3.08	51.10	170.00	0.93	8.00	0.38	"	"	0.13	-
U 16	53.04	41.27	1.15	-	48.00	-	0.88	9.50	0.63	"	"	0.15	-
U 18	58.80	45.75	4.04	0.78	58.00	33.00	0.80	7.50	0.40	"	"	0.10	-
U 19	39.46	30.70	1.09	1.28	20.00	171.00	0.88	3.50	0.50	"	"	0.28	-
U 20	40.54	31.54	13.38	0.55	64.00	8.00	0.73	9.00	0.55	"	"	0.10	-
U 30	39.02	30.36	0.46	1.23	66.00	18.00	0.73	8.50	0.55	"	"	-	-
Aritmetik Ortalama	51.45	40.03	5.30	1.85	46.53	71.71	0.99	7.52	0.59	-	-	0.30	-

Tablo 3.3. Siderit numunelerine ait bazı element çiftleri arasındaki korelasyon katsayıları.

	FeO	SiO ₂	Ni	Zn	Mn	Cu	K	Ca	Mg
FeO	1.0000								
SiO ₂	0.0698	1.0000							
Ni	0.1359	0.3557	1.0000						
Zn	-0.1632	-0.1136	-0.1456	1.0000					
Mn	0.0888	0.0511	-0.3119	-0.1310	1.0000				
Cu	-0.3918	-0.1693	-0.0581	0.7424	-0.4727	1.0000			
K	0.2631	0.0299	-0.3569	0.1637	-0.3120	0.1260	1.0000		
Ca	0.1680	0.2642	0.0056	-0.3682	0.4849	-0.7206	-0.1174	1.0000	
Mg	0.1497	-0.2284	-0.2401	0.1703	-0.1427	-0.0612	0.1976	0.0225	1.0000

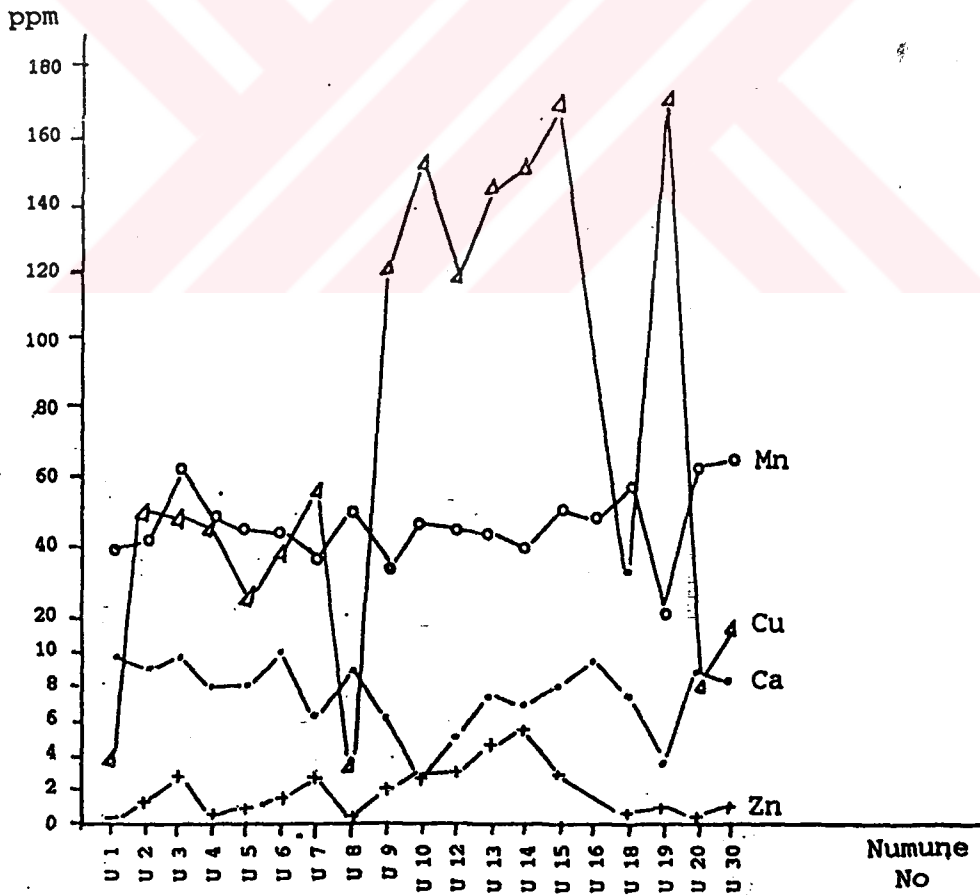
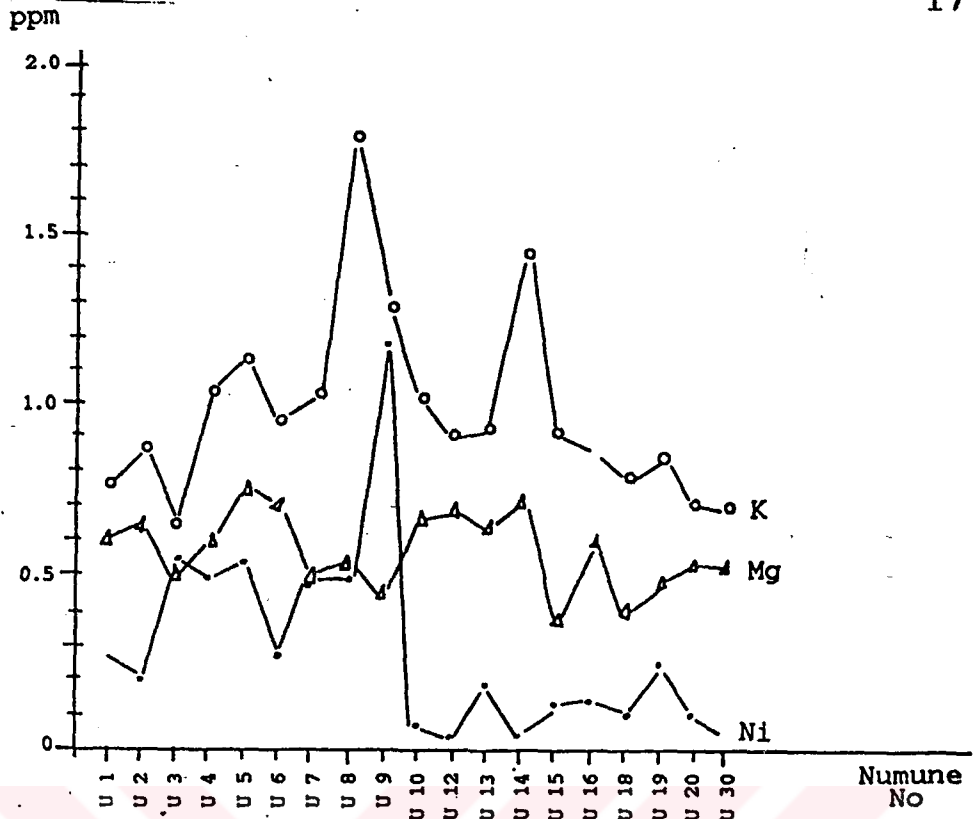
volkano-sedimanter, diğerleri ise sedimanter ve/veya erken diyajenetik kökenlidirler. Tablo 3.4'de de görüldüğü gibi, SiO₂ ve Fe içerikleri benzer kökenli yataklarda da birbirlerinden farklı olup, bu bileşenlerle demir yataklarının kökenleri arasında belirgin bir ilişki bulunmamaktadır.

Ancak, kökeni bazik bir magmatizmaya ilişkili olan Siegerland yatağında SiO₂ içeriğinin, diğer yataklara göre çok daha yüksek, buna karşılık Fe içeriğinin ise daha düşük değerler aldığı görülmektedir.

Zn konsantrasyonları iki numunede ölçülemedi. Diğer numunelerde ise, 0.38 ile 5.48 ppm (ortalama 1.85 ppm) arasında değişen değerler gösterdikleri belirlenmiştir. Sadece Cu elementi ile kuvvetli pozitif bir korelasyon gösteren Zn, diğer elementlerle çok zayıf korelasyonludur (Tablo 3.3, Şekil 3.43). Hidrotermal-metazomatik kökenli Ouenza ve Jerissa sideritlerinde 63 ile 107 ppm arasında değişen Zn içerikleri (Pohl ve diğ., 1986), bazik volkanizmaya ilişkili volkano-sedimanter kökenli Deveci sideritlerinde 10 ile 850 ppm arasındadır (Ünlü, 1985).

(% olarak), (+ Pohl ve diğ., 1983).

Yatak ismi	Köken	Fe	SiO ₂	CaO	MgO	Mn	Literatür
Attepe (Türkiye)	Hidrotermal metazomatik	40.03	5.30	7.52 ppm (CaO)	0.59 ppm (Mg)	46.53 ppm	Bu çalışma
Ouenza ve Jerissa (Kuzey Afrika)	"	41.00	2-7	0.50	-	(1.42) ⁺	Walter ve Zitzman (1977)
Erzberg (Avusturya)	"	33.48	3.89	7.07	4.40	1.94	Holzer ve Pirkl (1977)
Bilbao (İspanya)	"	30.58	4.72	2.19	12.19	1.05	Botke (1981)
Siegerland (Almanya)	Hidrotermal (Bazik-magmatik)	29-31	16-20	0.80-1	2-3	5-6	"
Vares-Smreka (Yugoslavya)	Volcano-sediman- ter (Bazik kökenli)	37.27	8.36	0.62	0.80	3.50	"
Vares-Drozkovaç (Yugoslavya)	"	38.89	4.10	0.67	1.47	3.80	"
Deveci (Türkiye)	"	36.65	3.52 (Si)	1.97 (Ca)	2.22 (Mg)	4.57	Ünlü (1985)
Alquife ve Las Piletas (İspanya)	Sedimanter ve/veya erken diyajenetik	39.00	4.43	1.35	1.75	1.40	Torres-Ruiz (1983)



Şekil 3.43. Siderit numunelerinde ölçülen bazı iz element içeriklerinin grafiksel gösterimi.

Bu verilere göre, Attepe sideritlerinin her iki yatak grubundan da çok daha düşük oranlarda Zn içerdiği ortaya çıkmaktadır.

Analizi yapılan siderit numunelerinin Mn konsantrasyonları, 20 ile 66 ppm (ortalama 46.53 ppm) arasında ölçülmüştür. Mn, Cu ile zayıf negatif, Ca ile de zayıf pozitif korelasyonludur (Tablo 3.3, Şekil 3.43). Tablo 3.4'de görüldüğü gibi bazik kayalarla ilişkili hidrotermal ve volkano-sedimanter kökenli yataklarda belirgin bir artış gösteren Mn içerikleri, sedimanter ve diğer hidrotermal-metazomatik kökenli yataklarda daha düşüktür. Attepe sideritlerinin Mn içerikleri ise, her iki yatak grubundan daha da düşüktür.

Örneklerdeki Cu konsantrasyonu, 3.25 ppm ile 171 ppm (ortalama 71.71 ppm) arasında değişen değerler gösterirler. Zn ile kuvvetli pozitif, Ca ile kuvvetli negatif, Mn ile de zayıf negatif korelasyonlu Cu, esas olarak sideritler içerisinde yer alan kalkopirit ve tetraedrit minerallerinden kaynaklanmaktadır (Tablo. 3.3; Şekil 3.43).

Ouenza ve Jerissa sideritlerinde 8 ile 15 ppm arasında değişen Cu konsantrasyonları (Pohl ve diğ., 1986), Siegerland sideritlerinde 1000 ile 3000 ppm (Botke, 1981), Devinci sideritlerinde ise, 10 ile 5800 ppm (ortalama 222 ppm) arasındadır (Ünlü, 1985). Bu verilere göre, bazik magmatik ve volkanik aktivite ile ilişkili Siegerland ve Devinci yataklarında Cu değeri yüksek, buna karşılık, hidrotermal metazomatik kökenli Ouenza ve Jerissa yataklarında oldukça düşük degerdedir. Attepe sideritlerinde ise Cu içeriklerinin her iki yatak tipine de benzemediği, ancak bazik bir kökene dayalı volkano-sedimanter ve hidrotermal-metazomatik kökenli yataklara göre, çok daha düşük olduğu görülmektedir (Tablo 3.2).

Siderit numunelerinin K konsantrasyonları, 0.65 ppm ile 1.80 ppm (ortalama 1.00 ppm) arasında ölçülmüştür. Diğer elementlerle çok zayıf korelasyonlar gösteren K, bu elementlerden bağımsız olarak hareket etmektedir (Tablo

3.3; Şekil 3.43).

K içeriği; Ouenza ve Jerissa sideritlerinde 24 ile 938 ppm (ortalama 209.20 ppm) (Pohl ve diğ., 1986), Deveci sideritlerinde 500 ile 2530 ppm (ortalama 1800 ppm) olarak ölçülmüştür. Bu değerlere göre, Attepe sideritlerinin K içerikleri çok düşüktür. Volkano-sedimanter kökenli Deveci sideritlerinde yüksek K içeriği, sideritler içerisinde yer alan killi seviyelerdeki kil minerallerine bağlanmıştır (Ünlü, 1985).

Analiz edilen siderit numunelerinin Ca konsantrasyonları, 2.50 ile 10 ppm (ortalama 7.52 ppm) arasında, Mg içerikleri ise 0.38 ile 0.77 ppm (ortalama 0.59 ppm) arasında değişmektedir (Tablo 3.2).

Ca, Cu ile kuvvetli negatif, Mn ile de zayıf pozitif korelasyonlar gösterirken; Mg, dağılımı hiçbir elementle ilişkili değildir (Tablo 3.3, Şekil 3.43).

Attepe sideritlerinde, diğer yataklara göre son derece düşük olan Ca, Mg ve Mn içerikleri, sideritlerin önemli ölçüde saf olduğunu göstermektedir (Tablo 3.3). Oysa siderit-menyazit ve siderit-rodokrozit mineralleri arasında katı çözelti serilerinin olduğu bilinmektedir (Deer ve diğ., 1975). Attepe sideritleri içerisinde manyazit ve rodokrozit minerallerine rastlanmamış olması, siderit çökelişi sırasında cevherli çözeltilerin yeterince Mg ve Mn içermediğini göstermektedir.

Siderit numunelerinin Pb, Co ve Cr konsantrasyonları, atomik absorpsiyon spektrofotometresinin dedeksiyon limitlerinin altında kalması sebebiyle ölçülememiştir. Ancak, Pb ve Co içeriklerinin bu cihazın minimum okuma sınırı olan 2 ppm'den daha düşük değerlerde olduğu söylenebilir. Sadece bir numunede eser miktarda ölçülen Cr konsantrasyonu, diğer numunelerde çok daha azdır.

Siderit örneklerinin Ni konsantrasyonları ise, Ni içeriği belirlenemeyen bir numune dışında, diğer örneklerde 0.04 ppm ile 1.20 ppm (ortalama 0.30 ppm) arasında değişmektedir.

Ni konsantrasyonları, Ouenza ve Jerissa sideritlerinde

4 ile 24 ppm (ortalama 12.50ppm) (Pohl ve diğ., 1986); Deveci sideritlerinde ise 9 ile 310 ppm (ortalama 70 ppm) arasında değişmektedir (Ünlü, 1985).

Ouenza ve Jerissa sideritlerinde ölçülen Ni içeriklerinin, Erzberg sideritlerindekiyle yakın, Rudnany sideritlerinden ise çok daha düşük olduğu belirtilmektedir (Pohl ve diğ., 1986). Buna göre, Attepe sideritlerinin Ni içeriği sözkonusu yataklardan ve Deveci sideritlerindeki-lerden çok daha düşüktür.

3.6.2. İkincil cevherlerin jeokimyasal özellikleri

3.6.2.1. Attepe Yatağı

Birincil cevherlerde olduğu gibi, ikincil cevherlerin jeokimyasal özelliklerinin aydınlatılması hususundaki incelemeler de Attepe yatağında yürütülmüştür. Bu amaçla, yataktan alınan nokta numunelerinin yanı sıra, 1985, 1986 ve 1987 yıllarında üretilen ikincil cevherlere ait komple kimyasal analiz sonuçları da kullanılmıştır. Ayrıca, iki nokta numunesi, mineralojik bileşim yönünden X-Ray Difraktometre cihazında incelenmiştir. X-Ray analizleri sonucunda ATP-11 numunesinde hematit, götit ve lepidokrosit, ATP-15 numunesinde ise sadece götit mineralleri belirlenmiştir.

Karabük Demir Çelik İşletmeleri laboratuvarlarında gerçekleştirilen komple kimyasal analiz sonuçları, Tablo 3.5'de topluca verilmiştir. Tabloda yer alan uygun element çiftleri arasındaki ilişkiler, korelasyon katsayıları hesaplanarak araştırılmıştır. Korelasyon katsayıları, sideritlerin incelenmesinde olduğu gibi kuvvetli, zayıf ve çok zayıf olmak üzere üç grupta toplanmaktadırlar (Tablo 3.6).

İkincil cevher örneklerinde en düşük Fe içeriği % 52,06, en yüksek değer ise % 61,98 (ortalama % 58,17) olarak ölçülmüştür. Attepe yatağının kuzey kesiminde daha

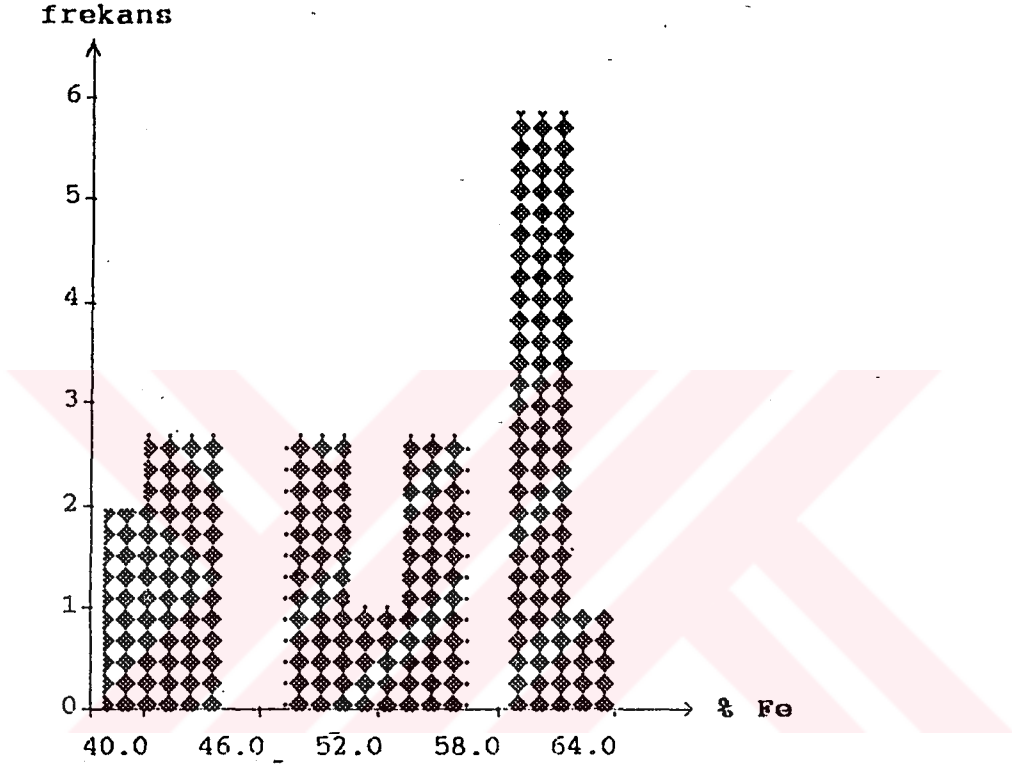
Tablo 3.5. Attepe demir yatağına ait ikincil cevher örneklerinin bazı anave iz element konsantrasyonları.

Numune numarası	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	% K ₂ O	CaO	MgO	Mn	Cu	Pb	Zn	PbM As	S	P	Ti
ATP-15	60.30	2.94	0.57	0.04	0.42	0.25	1.09	50	10	10	eser	200	eser	
ATP-16	61.42	1.48	0.58	0.08	eser	0.47	0.99	50	10	10	eser	300	eser	
ATP-17	60.86	0.78	0.50	0.07	0.42	0.18	0.85	50	10	10	eser	300	eser	
ATP-18	61.98	0.66	0.45	0.11	0.28	0.14	1.10	40	eser	10	eser	200	eser	
ATP-19	61.98	0.74	0.23	0.05	0.14	0.43	0.72	40	eser	10	eser	400	eser	
ATP-20	60.58	1.18	0.62	0.06	0.28	0.29	0.56	50	10	10	eser	500	eser	
ATP-13	59.47	2.04	0.45	0.07	0.28	0.25	0.62	50	10	10	eser	300	eser	
ATP-14	63.10	1.96	0.85	0.04	0.28	0.25	0.62	40	eser	10	10	300	eser	
ATP- 7	51.37	2.34	0.36	0.09	8.54	0.50	0.75	40	"	10	eser	400	eser	
ATP- 9	60.58	3.18	0.53	0.06	eser	0.43	0.61	40	"	10	eser	200	eser	
ATP-10	61.14	2.68	0.48	0.07	0.14	0.21	0.62	50	"	10	10	200	eser	
ATP-11	59.47	2.80	0.68	0.09	0.14	0.18	0.75	40	"	10	eser	400	eser	
ATP-12	61.70	2.18	0.69	0.10	0.14	0.14	0.52	50	"	10	eser	200	eser	
1985 yılı	57.28	4.24	0.23	0.05	1.04	0.14	0.90	100	"	100	100	700	eser	
1985 yılı	57.77	3.41	0.41	0.08	0.62	0.09	1.03	100	"	100	100	eser	100	60
1985 yılı	54.84	6.62	1.00	0.18	0.99	0.21	1.34	100	"	200	200	100	100	180
1986 yılı	55.80	6.13	0.90	0.16	0.99	0.24	1.30	100	"	200	100	300	200	180
1987 yılı	58.36	2.52	0.31	0.06	1.82	0.14	0.96	200	"	100	400	300	200	60
1987 yılı	55.87	5.47	0.56	0.17	0.79	0.24	1.41	200	"	100	400	300	400	180
1987 yılı	58.88	3.65	0.21	0.05	1.30	0.15	0.97	100	"	100	100	300	100	60
Aritmetik Ort.	59.14	2.85	0.55	0.08	0.93	0.25	0.89	74.50		110		295		
1985 yılı	57.67	3.41	0.41	0.08	0.62	0.09	1.03	100		100	100	eser	100	60
1985 yılı	57.93	3.99	0.46	0.08	0.36	0.10	0.94	100		100	100	"	eser	60
1985 yılı	52.06	9.87	1.85	0.04	0.49	0.42	1.29	100		100	500	"	200	360
1986 yılı	53.13	8.84	1.64	0.03	0.44	0.45	1.38	100		200	400	300	300	360
1987 yılı	56.29	6.32	1.04	0.20	0.58	0.28	0.86	100		100	600	400	200	-
1987 yılı	52.77	9.61	1.62	0.27	0.19	0.38	1.43	200		200	500	500	400	120
1987 yılı	57.94	4.84	0.56	0.12	0.65	0.23	0.90	100		100	100	300	100	120
Aritmetik Ort.	55.40	6.70	1.08	0.12	0.48	0.28	1.08	114.30		128.60	328.60	214.30	185.70	154.30
Genel Aritmetik Ort.	58.17	3.85	0.69	0.093	0.81	0.25	0.94	84.80		114.80		274.07		

Tablo 3.6. Attepe yatağına ait ikincil cevher örneklerinin bazı ana ve iz element konsantrasyonları arasındaki korelasyon katsayıları.

	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Mn	CaO	MgO	Cu	Zn	As	S	P
Fe	1.0000										
SiO ₂	-0.8066	1.0000									
Al ₂ O ₃	-0.5891	0.8374	1.0000								
Mn	-0.6477	0.7233	0.5838	1.0000							
CaO	-0.4863	-0.0584	-0.1853	-0.0462	1.0000						
MaO	-0.3200	0.2471	0.4230	0.0724	0.2721	1.0000					
Cu	-0.5347	0.5914	0.3451	0.6530	-0.0164	-0.1548	1.0000				
Zn	-0.7029	0.8211	0.5387	0.7848	-0.0372	-0.0472	0.7064	1.000			
As	-0.6643	0.7988	0.6994	0.6138	-0.0449	0.1658	0.7635	0.6995	1.0000		
S	0.0031	-0.0824	-0.0850	-0.1851	0.1591	0.2564	0.0396	0.0674	0.0189	1.0000	
P	-0.6587	0.7794	0.6771	-0.0446	0.1580	0.8533	0.7521	0.8572	0.8572	0.0413	1.0000

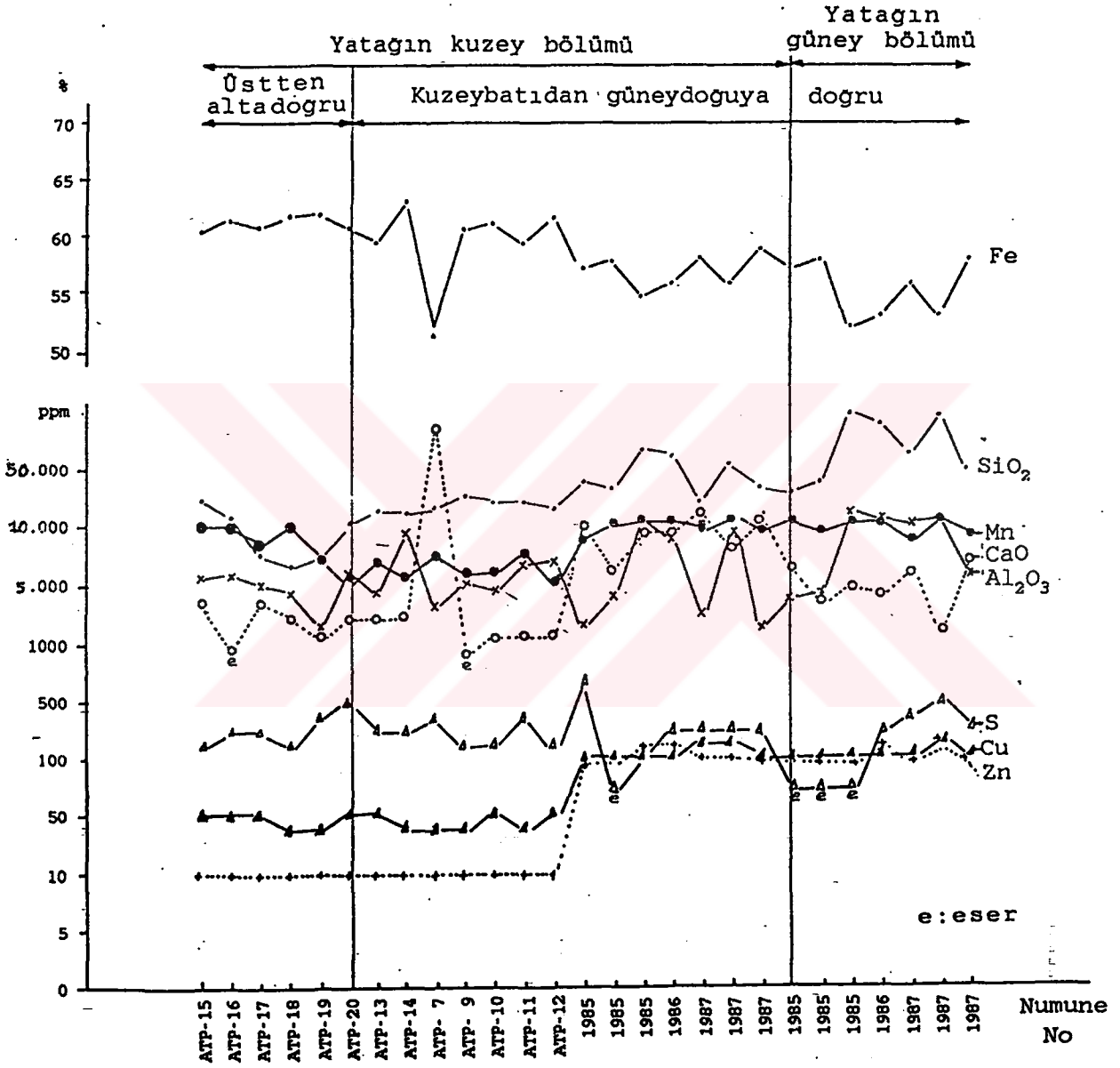
yüksek olan Fe içerikleri, güneye doğru giderek azalmaktadır (Tablo, 3.5). Nisbeten düzenli bir dağılım sunan Fe konsantrasyonlarının ikincil cevherler içerisindeki frekansı Şekil 3.44'de gösterilmiştir. Esas olarak götit, lepidokrosit ve ikincil hematitlere bağlı olan Fe elementi, SiO_2 ve Zn ile kuvvetli As, P, Mn, Al_2O_3 , Cu ve CaO ile de



Şekil 3.44. Attepe Yatağı ikincil cevher örnekleri içerisindeki Fe elementinin dağılım frekansı.

zayıf negatif korelasyonludur (Tablo 3.6; Şekil 3.45). Bazı demir yataklarına ilişkin siderit ve ikincil cevher örneklerinin ana ve bazı iz element içerikleri Tablo 3.7'de gösterilmiştir. Attepe yatağına ait ikincil cevherlerin demir içeriği, bu tabloda yer alan diğer yataklara göre daha yüksektir. Öte yandan söz konusu yatakların ikincil cevherlerinde ölçülen Fe değerleri sideritlerdekilere göre daha yüksektir.

Fe ile kuvvetli negatif bir korelasyon gösteren SiO_2



Şekil 3.45. Attepe Yatağına ait ikincil cevher örneklerinin bazı ana ve iz element içeriklerini gösteren grafik.

Tablo 3.7. Değişik yataklara ait birincil (siderit) ve ikincil cevher örneklerinin bazı element konsantrasyonları (% olarak).

Yatak ismi	Cevher türü	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	P	S	Yazar adı
Attepe	(Siderit)	40.03	5.30		7.52 ⁺	0.59 ^x			Bu çalışma
	İkincil	58.17	3.85	0.69	0.81	0.25	es.-0.04	0.0274	
Ouenza ve Jerissa	(Siderit)	41.00	2-7	0.80	0.50	-	0.036	0.01	Walther ve Zitzman (1977)
	İkincil	54.20	2-7	0.80	4.00	-	0.036	0.01	
	İkincil	45-63	3.80	0.40	6.20	-	0.002	0.05	
Bilbao	(Siderit)	30.58	4.72	1.68	2.19	12.19	0.015	0.25	Botke (1981)
	İkincil	47.58	11.46	4.62	0.78	1.25	0.038	0.08	
Alquife ve Las Piletas	(Siderit)	39.00	4.43	1.55	1.35	1.75	0.008	2.04	Torres Ruiz (1983)
	İkincil	52.78	5.50	1.45	4.09	0.41	0.007	0.02	

+ Ca için okunmuştur. x Mg için okunmuştur (ppm)

Not: Yatakların kökeni Tablo 3.4.de verilmiştir.

konsantrasyonları, % 0.66 ile % 9.87 (ortalama % 3.85) arasında değişen değerler almaktadır. Yankayaç bileşimiyle yakından ilişkili olan SiO₂ konsantrasyonları, kuvars bileşenince zengin metapelitik kayaçların yer aldığı yatağın güney bölümünde daha yüksektir (Tablo 3.5, Şekil 3.45). Metapelitik kayaçlar içerisinde ortalama % 46.71 oranında SiO₂ ölçülmüştür (Ünlü ve Stendal, 1986). Önemli ölçüde yankayaçtan kaynaklanan SiO₂; Al₂O₃, Zn, As, P, Mn ve Cu ile kuvvetli pozitif bir korelasyona sahiptir (Tablo 3.6, Şekil 3.45). Attepe yatağında sideritlere göre, ikincil cevherlerde daha düşük olan SiO₂ konsantrasyonu, Ouenza ve Jerissa yataklarında birbirlerine eşit veya yakın, diğer yatak örneklerinde ise ikincil cevherlerde daha

yüksektir (Tablo 3.7).

Attepe yatağı ikincil cevher örneklerinde % 0,21 ile % 1.85 (ortalama % 0,69) arasında değişen Al_2O_3 konsantrasyonları, yatağın güney bölümünde daha yüksek olup, muhtemelen alüminyum içeriğindeki bu artış, yankayacı oluşturan Infrakambriyen yaşlı metapelitik kayalar içerisindeki kil minerallerinden kaynaklanmaktadır. Bu kayalar içerisinde X-Ray analizleri sonucunda smektit, illit ve kaolinit grubu kil minerallerinin varlığı tespit edilmiştir. Ayrıca, aynı kayalar içerisinde Ünlü ve Stendal (1986) tarafından ortalama % 12,15 oranında Al_2O_3 konsantrasyonu ölçülmüştür. Al_2O_3 içeriği yönünden, Attepe yatağı hidrotermal-metazomatik kökenli Quenza ve Jerissa yataklarına kısmen benzerlik gösterirken, Tablo 3.7'de yer alan diğer yataklara göre çok daha düşük oranda Al_2O_3 içermektedir.

Analiz edilen cevher örneklerinde düzensiz bir dağılım sunan K_2O değerleri, % 0.03 ile % 0.18 (ortalama % 0.09) arasında değişmektedir (Tablo 3.5). Quenza ve Jerissa sideritlerinde K oranı % 0.002 ile % 0.094 (ortalama % 0.029) arasındadır (Pohl ve diğ., 1986). Attepe sideritlerinde ortalama % 0.0001 olan K içeriğinin ikincil cevherlerde yüksek olması, muhtemelen pelitik ve kırıntılı yankayaçlar içerisinde yer alan K'ca zengin bazı minerallerin ayrışması sonucunda ortaya çıkan süperjen kökenli bir zenginleşmeye işaret etmektedir.

Attepe yatağı oksidik (ikincil) cevher örneklerinde CaO oranları eser ile % 1.82 arasında, MgO konsantrasyonları ise % 0.09 ile % 0.50 arasında (ortalama % 0.25) değişmektedir. Attepe yatağı oksidik cevherleri, CaO içeriği açısından Bilbao yatağı oksidik cevherlerine yakın benzerlik göstermektedir. Ancak Quenza, Jerissa, Alquife ve Las Piletas yatağı oksidik cevherlerine göre çok daha düşük oranlarda CaO içermektedir (Tablo 3.7).

Tablo 3.7'de birbirleriyle karşılaştırılan yataklardan Bilbao yatağı hariç, diğer yataklarda CaO oranının, sideritlerde ikincil cevherlere göre daha düşük olduğu

görülmektedir.

MgO oranı, Quenza ve Jerissa yataklarına ait cevher örneklerinde ölçülememiş olmasına rağmen, Bilbao, Alquife ve Las Piletas yataklarına ait cevherlerinde ölçülen değerler Attepe yatağı cevherlerine göre daha yüksektir (Tablo 3.7).

Zn ve P ile kuvvetli, Cu ve As ile de zayıf pozitif korelasyonlar gösteren Mn, analiz edilen ikincil cevher örneklerinden % 0.52 ile % 1.43 (ortalama % 0.94) arasında değişen değerler almaktadır (Tablo 3.5-3.6 ve Şekil 3.45). Değişik kökenli demir yataklarına ait birincil ve ikincil cevherlerdeki Mn içerikleri Tablo 3.8'de sunulmuştur. Tabloda görüldüğü gibi Attepe yatağı, Mn içeriği yönünden diğer yataklara göre daha düşüktür.

Tablo 3.8. Bazı demir yataklarına ait siderit ve ikincil cevherlerdeki Mn içerikleri.

Yatak ismi	Köken	Cevher türü	% Mn	Yazar adı
Attepe (Türkiye)	Hidrotermal metazomatik	ikincil	0.94	Bu çalışma
		siderit	0.0047	
Bilbao (İspanya)	"	ikincil	1.24	Botke (1981)
		siderit	1.05	
Alquife ve Las Piletas	Sedimanter ve/veya erken diyajenetik	ikincil -siderit	1.5-2 1-1.5	Torres-Ruiz (1983)

Analizi yapılan cevher örneklerinde 40 ile 200 ppm (ortalama 84.80 ppm) arasında değerler alan Cu elementi, P, As ve Zn ile kuvvetli pozitif bir korelasyona sahiptir (Tablo 3.5-3.6, Şekil 3.45). Attepe yatağı sideritleri içerisinde kalkopirit ve tetraedrit mineralleri şeklinde konsantre olan Cu, oksidik cevherler içerisinde de bu bi-

rincil minerallerden türeyen malahit ve azurit gibi bakır karbonat minerallerinin bünyesinde konsantre olmuşlardır. Güney kesiminde 114.30 ppm, kuzey kesiminde ise 74.50 ppm civarındadır. Yatağın orta kesiminden güneye doğru Cu içeriklerinin giderek yüksek değerlere sahip olması bu kesimde yankayacı oluşturan Infracambriyen yaşlı bitümlü ve bol piritli metapelitik kayalar içerisinde Cu bulunması ile ilgilidir. Ünlü ve Stendal (1986) tarafından sözkonusu yankayaçlar içerisinde ortalama 126.10 ppm Cu ölçülmüştür.

Attepe yatağının kuzey kesiminden alınan 13 numunesinde yapılan Pb analizleri sonucunda, beş örneğin 10'ar ppm, diğer örneklerin ise eser miktarda Pb içerdikleri görülmüştür (Tablo 3.5). Birincil cevher örnekleri içerisinde de son derece düşük olan Pb içerikleri, yankayaç analizlerinde 3 ppm ile 21 ppm (ortalama 10 ppm) arasında ölçülmüştür. (Ünlü ve Stendal, 1986).

10 ppm ile 200 ppm (ortalama 114.80 ppm) arasında değişen Zn konsantrasyonları, P ile kuvvetli, As ile de zayıf pozitif bir korelasyona sahiptir (Tablo 3.6, Şekil 3.45). Attepe yatağının orta ve güney kesimlerinde daha yüksek olan Zn içeriği, 100 ile 200 ppm arasında değişirken, kuzey kesimde 10 ppm gibi sabit bir değer göstermektedir. Aynı yataktan alınan siderit numunelerinde çok düşük olan Zn içeriklerinin, ikincil cevherlerde yüksek oluşu, karstlaşma süreçleriyle birlikte ortaya çıkan süperjen kökenli bir zenginleşmeye işaret etmektedir (Tablo 3.2).

Attepe yatağının kuzey kesimlerini temsil eden numunelerde daha düşük olan As konsantrasyonları, Tablo 3.5'de yer alan ilk 13 numunenin 11'inde eser miktarda ölçülmüştür. Maksimum 600 ppm'e ulaşan As konsantrasyonu, yatağın güney kesiminde ortalama 328.60 ppm civarındadır. P, SiO₂ ve Cu ile kuvvetli; Zn, Mn ve Al₂O₃ ile de zayıf pozitif korelasyonlar gösteren As, Fe ile de zayıf negatif bir korelasyona sahiptir (Tablo 3.6, Şekil 3.45). Hidro-

termal-metazomatik kökenli Ouenza ve Jerissa sideritlerinde 80 ile 225 ppm arasında değişen As içerikleri (Pohl ve diğ., 1986) , Kanada'da yeralan Cuyuna, Marquette, Menominee ve Mesabi yatağı bantlı demir formasyonlarında eser ile 140 ppm arasındadır (Ohle, 1972). Bu verilere göre, sedimanter kökenli yataklarda As içeriğinin hidrotermal kökenli yataklara göre daha düşük oranda olduğu anlaşılmaktadır.

Tablo 3.5'de yatağın kuzey kesimini temsil eden numunelerin ilk 14'ünde eser miktarda ölçülen P, maksimum 400 ppm'e kadar çıkmaktadır. P, As, Cu, SiO₂, Mn ve Zn ile kuvvetli, Al₂O₃ ile de zayıf pozitif korelasyonludur (Tablo 3.6, Şekil 3.45). Attepe yatağının güney kesiminde daha yüksek oranda bulunan P, ortalama 185.70 ppm civarındadır. hidrotermal-metazomatik kökenli Ouenza ve Jerissa yatağı cevherlerinde ölçülen P oranı, Pohl ve diğ., (1986) tarafından sedimanter kökenli yataklarla karşılaştırılabilecek kadar düşük bulunmaktadır. Bu yatağa göre Attepe'de daha düşük olan P oranı, sedimanter kökenli yataklara daha da yakındır. Meselâ sedimanter kökenli Alquife ve Las Piletas yatağında ortalama P oranı birincil cevherlerde 80 ppm , ikincil cevherlerde ise 70 ppm civarındadır (Tablo 3.7).

Analiz edilen ikincil cevher örneklerinde S konsantrasyonları eser ile 700 ppm arasındadır. Tablo 3.7'de bazı siderit yataklarına ait birincil ve ikincil cevher örneklerindeki S konsantrasyonları görülmektedir. Tablodan da görüleceği gibi benzer kökenli Attepe, Bilbao, Ouenza ve Jerissa yataklarında S konsantrasyonları birbirlerinden farklıdır. Buna karşılık Attepe yatağı ikincil cevherleri S içeriği yönünden sedimanter kökenli Alquife ve Las Piletas yataklarına daha çok benzemektedir.

Attepe yatağı ikincil cevher örneklerinde Ti içerikleri eser ile 360 ppm arasında değişmektedir. Yatağın güney kesimine ait örneklerde ortalama Ti içeriği 154.30 ppm civarındadır (Tablo 3.5).

Hidrotermal-metazomatik kökenli Ouenza yatağı oksidik

cevherlerinde ölçülemeyen Ti içeriği, Jerissa oksidik cevherlerinde 500 ppm olup, Attepe yatağı cevherlerine göre daha yüksek orandadır (Walther ve Zitzmann, 1977).

3.6.2.2. Faraşa zuhuru

Inceleme alanının yaklaşık 30 km batısında yer alan Faraşa zuhuru, Kayseri ile, Yahyalı ilçesi, Faraşa Köyü yakınındadır.

Önder (1978) tarafından incelenen bu zuhur, ofiyolitik kayaçların içerisindeki bir kireçtaşı bloku ile radyolarit blokunun faylı dokanagında yer alır. Metasomatik süreçler sonucunda yerleşen cevher, oluşum yönünden Attepe ve yakın çevresindeki yatak ve zuhurlara büyük benzerlik göstermektedir. Zuhurdaki başlıca cevher bileşenlerini limonitler, gang minerallerini ise kuvars ve kalsitler oluşturur. Jeokimyasal incelemeler için bu zuhurdan alınan 7 adet cevher numunesinin MTA Laboratuvarlarında ana ve bazı iz element analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları, (Tablo 3.9)'da Attepe yatağı ikincil cevher örneklerine ait analiz sonuçlarıyla karşılaştırmalı olarak verilmiştir.

Faraşa zuhurunda hakim cevher bileşenlerini, Attepe'de olduğu gibi limonit ve ikincil hematitler oluşturmasına rağmen, Fe içerikleri Attepe yatağı ikincil cevher örneklerine göre çok daha düşüktür. Buna karşılık SiO_2 ve Al_2O_3 oranları önemli ölçüde yüksektir. Meselâ % 19.55 ile % 35.85 arasında değişen SiO_2 konsantrasyonu, Attepe sideritlerindeki SiO_2 konsantrasyonundan beş misli daha fazladır. Aynı şekilde, % 1.07 ile % 3.94 arasında değişen Al_2O_3 içerikleri ise, Attepe yatağı ikincil cevher örneklerindeki Al_2O_3 oranına göre, üç misli daha fazla olup, Cevherli çözeltilerin çökelmeden önce, tektonik hatlar boyunca ofiyolitik kayaçlar içerisinde göçetmeleri, Faraşa zuhurunda SiO_2 ve Al_2O_3 gibi bileşenlerin yoğunluk kazanmasına, demir tenörünün ise düşmesine sebep olmuştur.

Tablo 3.9. Attepe yatağı ve Faraşa zuhuru ikincil cevher örneklerinin ana ve iz element içeriklerinin karşılaştırılmalı tablosu.

Yatak adı	%										ppm									
	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Mn	Ca	Mg	Cu	Pb	Zn	As	S	P	Ti	Co	Cr	Ni	V			
Faraşa	Mak.	46.27	35.85	3.94	0.07	0.15	0.04	8900	20	1500	120	1200	2100	400	70	100	70	150		
	Min.	34.85	19.55	1.07	0.004	0.02	0.02	400	-	-	10	200	500	400	-	40	20	-		
Attepe	Mak.	61.98	9.87	1.85	1.43	1.82 ^x	0.50 ^x	200	10	200	600	700	400	360	eser ⁺	0.007 ⁺	1.20 ⁺	-		
	Min.	52.06	0.66	0.21	0.52	eser	0.09	40	eser	10	eser	eser	eser	eser	eser ⁺	-	0.04 ⁺	-		

+ Attepe yatağı birincil cevher (siderit) örneklerinde ölçülmüştür.

x Değerler CaO ve MgO için okunmuştur.

ve Al_2O_3 gibi bileşenler bakımından zenginleşmiştir.

Ofiyolitik kayaçlar içerisinde yer alan Faraşa zuhurunun iz element içeriği açısından Attepe yatağına göre; Pb ve As elementleri dışında, konsantrasyonu ölçülen diğer element içerikleri daha yüksektir. Özellikle Cr, Co, Ni, Ti, Cu, Zn ve S oranları, Faraşa'da önemli ölçüde artmıştır. İz element içeriklerinin artışı, özellikle Cr, Co, Ni ve Ti gibi bazik bir kökene işaret eden iz elementlerin yüksek değerler vermesi, cevherli çözeltilerin bu elementleri ofiyolitik kayaçlardan çözdüğünü göstermektedir. Diğer taraftan lateritik Fe-Ni-Co yataklarında olduğu gibi, süperjen kökenli ayrışmalara bağlı bu elementlerden bazılarının zenginleşmeleride gözardı edilmemelidir.

Faraşa zuhuruna ait cevher numunelerinin element konsantrasyonları arasındaki ilişki, korelasyon katsayıları hesaplanarak araştırılmıştır (Tablo 3.10). Buna göre, Fe ile SiO_2 arasında kuvvetli, Fe ile Mg ve Al_2O_3 arasında da zayıf negatif korelasyonlar görülmektedir. Fe ile Co ve Ni arasında çok zayıf negatif, Fe ile V arasında zayıf, Fe ile Cr arasında da çok zayıf pozitif korelasyonlar izlenmektedir.

3.6.3. Bazı sülfidli minerallerin analizleri

Attepe demir yatağında yüzeyleyen siderit damarları içerisindeki pirit, tetraedrit ve kalkopirit mineralleri ile yatağın doğu bitişiginde yer alan Infrakambriyen yaşlı Attepe üyesi içinde oluşan sedimanter kökenli piritlerin analizleri de yapılmıştır. Heidelberg (Almanya) Üniversitesi Mineraloji-Petrografi Enstitüsü'nde yürütülen analizler sırasında, ARL Seme-Semq. Molibden tipi mikrop-rop cihazı kullanılmıştır.

3.6.3.1. Piritlerin ana ve bazı iz element analizleri

Analiz için seçilen pirit numuneleri, makro ve mikro

Tablo 3. 10. Faraşa zuhuruna ait element konsantrasyonları arasındaki korelasyon katsayıları

Al ₂ O ₃	As	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	Mg	Mn	Ni	P	S	SiO ₂	V	Zn
Al ₂ O ₃ 1.0000														
As -0.4383	1.0000													
Ca -0.0610	0.2130	1.0000												
Co 0.8828	-0.2969	0.0252	1.0000											
Cr 0.6632	-0.6440	-0.3965	0.6757	1.0000										
Cu 0.8562	-0.3872	0.1491	0.7886	0.5709	1.0000									
Fe -0.3604	0.1869	-0.1929	-0.3975	0.1120	-0.0668	1.0000								
Mg 0.7813	0.0859	-0.0187	0.7864	0.2402	0.5270	-0.6057	1.0000							
Mn 0.8939	-0.3546	0.1739	0.9814	0.6524	0.8346	-0.4030	0.7354	1.0000						
Ni 0.8466	-0.3631	0.1862	0.9699	0.6910	0.8357	-0.3116	0.6518	0.9906	1.0000					
P -0.5474	0.7483	-0.0265	-0.5239	-0.6200	-0.2708	0.5247	-0.2689	-0.5785	-0.5592	1.000				
S -0.1070	0.7559	-0.0215	-0.1262	-0.1588	-0.1866	0.4269	0.1592	-0.1749	-0.1832	0.4610	1.0000			
SiO ₂ -0.0562	-0.0314	0.1597	-0.0826	-0.4401	-0.3731	-0.8754	0.2730	-0.0739	-0.1698	-0.3329	-0.3264	1.0000		
V -0.1194	0.3631	-0.3920	-0.1263	0.2764	-0.1510	0.7457	-0.1448	-0.1973	-0.1515	0.3044	0.7953	-0.6698	1.0000	
Zn 0.7765	-0.3476	-0.0988	0.9158	0.6641	0.8341	-0.2232	0.6144	0.8793	0.8936	-0.3182	-0.2873	-0.2634	-0.1669	1.0000

seviyede yapılan gözlemler sonucunda damar tipi ve sedimenter kökenli olmak üzere iki ana gruba ayrılmışlardır. Damar tipi piritler, siderit damarları içerisinde tetraedrit ve kalkopirit gibi diğer sülfürlü minerallerle birlikte bulunurlar. Sedimenter kökenli piritler ise, yer yer siderit damarlarını da kapsayan Infrakambriyen yaşlı Attepe üyesine ait bitümlü metapelitik kayalar içerisinde dirler. Sedimenter piritler, sinjenetik özşekilli pirit kristalleri, sinjenetik masif yapıllı pirit tabakaları ve diyajenetik pirit kümeleri olmak üzere kendi aralarında üç alt gruba ayrılırlar.

Jeokimyasal incelemeler için mikroskopik gözlemlere dayalı olarak sideritlerle ilişkili piritlerden 7, sedimenter kökenli piritlerden de toplam 32 adet örnek seçilerek ana ve bazı iz element analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları Tablo 3.11, 3.12, 3.13 ve 3.14'de topluca görülmektedir. Tablo 3.15'de ise herbir gruba ait pirit numunelerinin ana ve iz element konsantrasyonları karşılaştırmalı olarak verilmiştir.

Yapılan incelemeler sonucunda, Co, Ni, Ti, V, Se ve As gibi elementlerin birçok araştırmacı tarafından piritlerin kökenini belirlemede karakteristik iz elementler olarak kullanıldığı görülmüştür (Fleischer, 1955; Coleman ve Delevaux, 1957; Hawley ve Nichol, 1959, 1961; Loftus-Hills ve Solomon, 1967; Cambel ve Jarkovsky, 1968; Anderson 1969; Raiswell ve Plant, 1980). Bu çalışmada pirit numunelerinin As, Co, Ni, Cu, Se, Hg, Sb, Te, Bi, Tl, Ag ve Au içeriklerini belirlemek amacıyla yapılan iz element analizlerinde, örneklerin ilk yedi element dışında, diğer iz elementleri içermedikleri belirlenmiştir.

Analizi yapılan pirit numunelerinin ortalama Fe konsantrasyonları, sideritlerle ilişkililerde % 42.84, sedimenter kökenlilerden özşekilli piritlerde % 44.46, masif yapıllı pirit tabakalarında % 45.92, diyajenetik piritlerde % 43.20 dir. Ortalama S konsantrasyonları ise aynı sıraya göre % 50.99, % 52,40, % 53.30 ve % 52.40 dir. Pirit örneklerinin tamamı dikkate alındığında düzenli bir

Tablo 3.11. Siderit damarları içerisinde yer alan piritlere ait ana ve bazı iz element içerikleri.

Numune No	%			ppm					
	Fe	S	As	Co	Ni	Cu	Se	Hg	Sb
AT-1	43.16	51.18	1.49	Eser	290	630	1010	1710	Eser
AT-2	43.30	51.81	0.33	"	Eser	Eser	Eser	Eser	"
AT-3	42.27	50.02	1.66	"	380	6790	1360	1770	4070
AT-4	42.51	50.90	1.03	"	Eser	2140	390	Eser	1110
AT-9	42.88	51.14	0.54	"	"	4140	380	"	Eser
AT-10	43.47	51.79	0.41	"	"	330	Eser	"	"
AT-11	42.25	50.07	2.52	"	"	4300	"	2410	"
Aritmetik Ortalama	42.84	50.99	1.14						

Tablo 3.12. Sedimanter kökenli özşekilli pirit porfiroblastlarının ana ve bazı iz element içerikleri.

Numune No	%			ppm					
	Fe	S	As	Co	Ni	Cu	Se	Hg	Sb
P1	45.04	53.58	Eser	Eser	Eser	Eser	Eser	-	Eser
P2	44.54	53.58	Eser	"	460	"	"	-	"
P3	44.50	52.15	0.06	590	240	"	"	Eser	"
P4	44.10	51.11	0.09	Eser	280	"	"	"	"
P5	43.88	52.97	Eser	210	Eser	"	"	-	"
P6	44.56	52.02	Eser	Eser	210	430	280	-	"
P9	45.17	51.55	0.06	"	310	Eser	360	Eser	"
P10	44.96	53.49	Eser	"	790	"	190	"	"
P11	43.89	52.07	0.05	"	570	"	Eser	-	"
P12	43.86	51.75	0.07	"	740	"	300	-	"
P13	44.61	52.14	0.06	4650	Eser	320	Eser	-	"
Aritmetik Ortalama	44.46	52.40			327.27				

Tablo 3.13. Sedimanter kökenli masif piritlerin ana ve bazı iz element içerikleri.

Numune No	%			ppm					
	Fe	S	As	Co	Ni	Cu	Se	Hg	Sb
MP1	46.13	53.42	Eser	Eser	40	400	Eser	Eser	Eser
MP2	46.38	52.95	1.00	"	Eser	360	"	"	"
MP3	45.63	52.36	0.13	"	"	520	"	"	"
MP4	46.09	54.05	0.11	"	340	830	"	"	"
MP5	45.54	52.89	0.16	"	Eser	1230	"	"	"
MP6	46.15	52.96	0.06	"	"	Eser	"	"	"
MP7	45.71	53.94	Eser	"	"	360	"	Eser	"
MP8	45.76	53.83	"	"	600	Eser	400	"	"
Aritmetik Ortalama	45.92	53.30							

Tablo 3.14. Diyajenetik kökenli piritlerin ana ve bazı iz element içerikleri

Numune No	%			ppm					
	Fe	S	As	Co	Ni	Cu	Se	Hg	Sb
P1	43.15	52.18	0.07	Eser	760	240	Eser	Eser	Eser
P2	42.46	52.15	0.08	"	300	220	"	"	"
P3	42.36	52.22	Eser	"	450	460	"	"	"
P4	41.16	52.57	0.12	"	330	260	"	"	"
P6	42.91	53.18	Eser	"	220	Eser	"	"	"
P7	43.33	53.30	"	"	300	"	430	"	"
P8	43.63	52.53	"	"	1210	"	420	1350	"
P9	43.07	52.41	"	"	1210	200	Eser	1380	"
P10	43.69	52.29	"	"	750	Eser	200	Eser	"
P11	44.30	52.40	0.06	"	1140	"	Eser	"	"
P13	43.20	51.85	Eser	"	1090	"	300	"	"
P14	44.25	52.31	"	"	650	"	290	"	"
P15	44.04	51.81	"	"	330	"	Eser	"	"
Aritmetik Ortalama	43.20	52.40			672.31				

Tablo 3.15. Damar tipi ve sedimanter kökenli piritlerin ana ve bazı iz element içeriklerinin minimum ve maksimum değerleri.

Köken	Değerler	%		ppm						
		Fe	S	As	Co	Ni	Cu	Se	Hg	Sb
Damar tipi Piritler	Mak.	43.47	51.81	2.52	Eser	380	6790	1360	2410	4070
	Min.	24.25	50.02	0.33	Eser	Eser	Eser	Eser	Eser	Eser
Sinjenetik özşekli Pirit kristalleri	Mak.	45.17	53.58	0.94	4650	790	430	360	Eser	Eşer
	Min.	43.88	51.11	Eser	Eser	Eser	Eser	Eser	-	Eser
Sinjenetik masif yapıllı pirit tabakaları	Mak.	46.38	54.05	0.16	Eser	600	1230	400	Eser	Eser
	Min.	45.54	52.36	Eser	Eser	Eser	Eser	Eser	-	Eser
Diyajenetik pirit kümeleri	Mak.	44.30	53.30	0.12	Eser	1210	490	430	1380	Eser
	Min.	41.16	51.81	Eser	Eser	220	Eser	Eser	Eser	Eser

dağılım sunan Fe ve S konsantrasyonları, sedimanter piritlerde, öteki piritlere göre daha yüksektir. Sedimanter piritlerden de masif yapıllı olanların Fe ve S içerikleri diğer özşekilli ve diyajenetik piritlere göre daha yüksek değerler göstermektedir.

As konsantrasyonları, siderit damarlarındaki piritlerde % 0.33 ile % 2.52 (ortalama % 1.14) arasında değişirken sedimanter kökenlilerden özşekilli piritlerde eser ile % 0.09, masif piritlerde eser ile % 0.16, diyajenetik piritlerde ise, eser ile % 0.12 arasında değişmektedir.

Hawley ve Nicol'e (1961) göre, oluşum sıcaklığının artmasıyla birlikte piritlerdeki As konsantrasyonu azalmaktadır. Ancak, bu çalışmada tersine bir durum izlenmekte, sideritler içindeki damar tipi piritlerde As oranının sedimanter kökenli piritlere göre daha yüksek olduğu görülmektedir (Tablo 3.15). Raiswell ve Plant'a (1980) göre diyajenetik kökenli piritlerde ortalama As oranı % 0.005 dir. Bu çalışmada ise diyajenetik kökenli 13 numunenin dokuzunda eser miktarda ölçülen As konsantrasyonu, diğer örneklerde % 0.59 ile % 0.12 arasında değişen yüksek değerler vermektedir (Tablo 3.14).

Analizi yapılan pirit numunelerinin Co konsantrasyonları, sedimanter kökenli pirit örneklerinden üçü hariç, diğer tüm örneklerde eser miktardadır (Tablo 3.10-11-12-13).

Damar tipi pirit örneklerinin sadece ikisinde 290 ve 380 ppm olmak üzere Ni konsantrasyonu tayin edilmiştir. Buna karşılık sedimanter kökenli piritlerin birçoğunda okunabilen Ni değerleri, özşekilli piritlerde eser ile 790 ppm, masif yapıllı piritlerde eser ile 600 ppm, diyajenetik piritlerde ise 220 ile 1210 ppm (ortalama 672.31 ppm) arasında değişmektedir. Bu verilere göre, sedimanter kökenli pirit numunelerinin Ni içeriklerinin damar tipi pirit numunelerinin Ni içeriklerinden çok daha yüksek oldukları görülür. Sedimanter süreçlerle oluşan piritlerde Ni konsantrasyonlarının Co konsantrasyonlarına göre daha yüksek olduğu, sıcaklık artışıyla birlikte Ni konsantras-

yonunun giderek azaldığı bilinmektedir. (Govett ve Pantazis, 1971; Mookherjee ve Philip, 1979; Mercer, 1976; Bra-lia ve diğ., 1979).

Bu çalışmada incelenen sedimanter kökenli pirit numu-nelerinin birçoğunda Ni içeriklerinin Co'a göre çok daha yüksek olduğu; sideritlerden alınan pirit numunelerinde ise, Co ve Ni içeriklerinin genellikle eser miktarda ol-ması sebebiyle belirtilen ilişkinin varlığı belirleneme-miştir (Tablo 3.11,12,13,14).

Sedimanter piritlerde ortalama 200 ppm civarında olan Ni konsantrasyonu (Raiswell ve Plant, 1980), Pontid tipi masif sülfid yataklarına ait piritlerde 26 ppm, Kıbrıs tipi masif sülfid yataklarına ait piritlerde ise 45 ppm'dir (Güleç ve Erler, 1983). İnceleme alanında yeralan sedi-manter kökenli piritlerde ise ortalama Ni içerikleri, ma-sif yapıllı piritler dışında, diğer özşekilli ve diyajene-tik piritlerde Raiswell ve Plant (1980) tarafından verilen 200 ppm'lik ortalama değerin üzerindedir.

Pirit numunelerinde ölçülen Cu, Se, Hg ve Sb değeri-lerinin damar tipi ve sedimanter kökenli piritlerde be-lingin bir farklılık gösterdikleri, özellikle damar tipi pirit numunelerinde bu elementlerin daha yüksek değerler verdiği görülür. Meselâ; Cu konsantrasyonları, damar tipi piritlerde eser ile 6790-ppm arasında değişirken, sedi-manter kökenlilerden özşekilli piritlerde eser ile 430 ppm, masif piritlerde eser ile 1230 ppm, diyajenetik piritlerde ise eser ile 490 ppm arasında değişmektedir. Se içerikleri ise aynı sıraya göre eser-1360 ppm, eser-360 ppm, eser-400 ppm ve eser- 430 ppm arasında değişmektedir (Tablo 3.15).

Coleman ve Delevaux (1957); Hawley ve Nichol (1959,1961); Wright (1965); Raiswell ve Plant (1980) yüksek Se içeriğinin damar tipi piritleri karakterize ettiğini, ancak düşük Se içeriklerinin de sedimanter kökenli piritler için tam bir gösterge sayılamayacağını ifade etmektedirler. Pontid tipi masif sülfid yataklarına ait piritlerde 15 ile 137 ppm (ortalama 50 ppm) arasında değişen Se içeriği, Kıbrıs tipi masif sülfid yataklarına

ait piritlerde 1 ile 251 ppm (ortalama 67 ppm) arasında değişmektedir (Güleç ve Erler, 1983). Leutwein'e (1972) göre, hipojen kökenli piritlerde 0 ile % 3 oranında bulunabilen Se, magmatik ve sıcak hidrotermal şartlar altında özellikle pirit, bornit, pentlandit ve kalkopirit gibi minerallerin kafes yapısına girebilmektedir. Aynı yazar, bu tip yataklara örnek olarak gösterilen Norilsk (SSCB) yatağında piritlerin eser miktarda; Boliden (İsveç) yatağında ise 4 ile 30 ppm arasında Se içerdiğini belirtmektedir. Bu çalışmada incelenen damar tipi piritlerin Se içerikleri, yukarıda örnek olarak verilen yataklara göre çok daha yüksektir.

Damar tipi pirit örneklerinde Hg içerikleri eser ile 2410 ppm, Sb içerikleri ise eser ile 4070 ppm arasındadır. Sedimenter kökenli piritler için yüksek olan bu değerler, hidrotermal oluşum şartlarını yansıtmaktadır. Buna karşılık Sb içerikleri, sedimenter kökenli piritlerin tamamında eser miktarda, Hg içerikleri ise özşekilli ve masif yapıları piritlerde eser, diyajenetik piritlerde de eser ile 1380 ppm arasındadır (Tablo 3.11-12-13-14-15). Sideritlerin çökelişi sırasında damar tipi piritlerin bünyesine iz element olarak giren Cu, Sb, As ve Hg gibi elementler, aynı süreç içerisinde uygun fiziko-kimyasal şartlar altında konsantre olarak piritlerle birlikte görülen tetraedrit ve kalkopirit gibi sülfidli minerallerin oluşumunu sağlamışlardır.

3.6.3.2. Tetraedritlerin ana ve bazı iz element analizleri

Tetraedrit, piritlerden sonra, sideritler içerisindeki en yaygın sülfidli mineral durumundadır. Süreksiz damar ve küçük adacıklar şeklinde izlenen tetraedritler, Attepe demir yatağından alınan üç ayrı siderit numunesi içerisinde belirlenerek ana ve bazı iz element analizleri yapılmıştır. Heidelberg Üniversitesinde yapılan mikroprop

çalışmaları sonucunda elde edilen değerler Tablo 3.16'da görülmektedir.

Tablo 3.16. Tetraedritlere ait ana ve bazı iz element içerikleri.

Numune Numarası	%					ppm			
	S	Fe	As	Cu	Sb	Ni	Bi	Se	Hg
AT-5	24.21	6.06	8.84	34.54	14.62	300	4810	2690	2940
AT-7	26.68	6.22	11.58	38.73	15.03	Eser	Eser	2360	3010
AT-8	26.93	7.21	11.53	38.43	14.98	Eser	3650	2450	Eser
Aritmetik Ortalama	25.94	6.49	10.65	37.23	14.88			2500	

Tetraedrit numunelerinde düzenli bir dağılım sunan S, % 24.21 ile % 26.93; Fe, % 6.06 ile % 7.21; As, % 8.84 ile % 11.53; Cu, % 34.54 ile % 38.73; Sb, % 14.62 ile % 15.03 arasında değişen değerler vermektedir.

(Cu₂, Ag₂, Fe, Zn, Hg)₃ (Sb, As)₂ S₁₃ genel formülüne sahip olan fahlerz grubu mineraller, içerdikleri Sb ve As miktarlarına göre tetraedrit ve tennantit arasında değişen kompleks bir kati çözültü serisi oluştururlar (Mondadori, 1990). Attepe sideritleri içerisinde yer alan fahlerz grubu minerallerin As'e göre daha yüksek oranda Sb içerdikleri ve dolayısıyla tetraedrit bileşiminde oldukları belirlenmiştir.

Fahlerz grubu minerallerde Cu yerine kısmen Ag, Zn, Fe ve Hg gibi iz elementler geçebildiği gibi, Sb ile As tamamen birbirlerinin yerini alabilirler (Ramdohr, 1980). Mikroprop çalışmaları sırasında Ni, Bi, Se, Hg, Co, Ag, Te, Au ve Tl için yapılan iz element analizlerinde, tetraedritlerin Ni, Bi, Se ve Hg dışında, diğer iz elementleri içermedikleri görülmüştür.

3.6.3.3. Kalkopiritlerin analizleri

Sideritler içerisinde pirit ve tetraedritlere göre çok daha az bulunan kalkopiritlerden iki örnek seçilerek ana-

liz edilmiştir. Analiz sonuçları Tablo 3.17'de görülmektedir.

Tablo 3.17. Sideritler içerisinde yer alan kalkopirit mineralinin bazı ana ve iz element konsantrasyonları.

Numune Numarası	% S	% Fe	% Cu	Ni ppm
AT-6	33.82	27.86	32.46	Eser
AT-5	37.01	39.11	12.87	4080
Aritmetik Ortalama	35.41	33.49	22.66	

Ni dışında, analizi yapılan As, Sb, Co, Bi, Ag, Se, Te, Au, Tl ve Hg gibi iz elementlerden hiçbirini kapsayan kalkopirit örnekleri, ortalama % 22.66 Cu, % 33.49 Fe ve % 35.41 oranında da S içermektedirler. Bir örnekte eser miktarda görülen Ni içeriği diğerinde 4080 ppm değerindedir.

3.7. Attepe Yöresi Demir Yataklarının Kökeni

Doğu Toroslör'ın batısında geniş bir alanda yayılım gösteren Attepe (Mansulu-Feke) yöresi demir yatak ve zuhurları; kökenleri, kapsadıkları cevher mineralleri ve geçirdikleri karstik süreçler açısından birbirlerine önemli ölçüde benzerlik gösteren oluşumlardır.

Bu çalışma kapsamında yapılan ayrıntılı incelemelerle, bölgede yataklanma şekli ve zamanı birbirlerinden farklı pirit ve hematit oluşukları, siderit ve hematit damarları ile karstik cevherlerin varlığı belirlenerek, bölgedeki cevher yataklanmasının üç kademe gerçekleştiği ortaya konulmuştur.

3.7.1. Pirit zuhurları ve hematit oluşukları

Piritler, Infrakambriyen yaşlı Attepe üyesi içinde, hematitler ise, Kandilcikkdere üyesi içerisinde çökelmişlerdir.

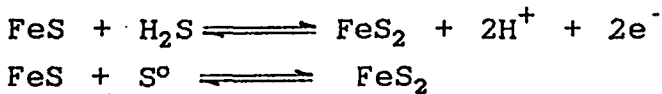
Piritli oluşukları içeren tabakaların yan kayaçlarla sürekli ardalanmaları, tabakalarda yanal ve düşey yönde fasiyes değişiklikleri ile tedrici geçişlerin olması, jeopedal yapıların varlığı, iç sedimantasyon oluşukları ile sindiyajenetik deformasyon yapılarının izlenmesi, incelenen piritlerin sedimanter bir ortamda oluştuklarını göstermektedir. Aynı zamanda jeokimyasal veriler de bunu desteklemektedir. Piritli tabakaların yoğun biçimde kalsit içermelerine karşılık, öteki tabakaların şeyl, fillit ve şistlerle temsil edilmesi, ayrıca bunların çok fazla miktarda organik madde kapsamaları dikkate alınırca pirit çökelinin dalga etkisinden korunmuş ve kırıntılı madde gelintisi olmayan anaerobik ortam şartlarının hakim olduğu, nisbeten derin bir denizde veya ana okyanustan

sığ bir eşikle ayrılmış bir iç denizde gerçekleştiği söylenebilir.

Denizel ortamdaki siyah renkli bitümlü şeyller, büyük oranda pelajiktirler. Ancak, bu birimlerin pasif kıtasal şelflerin nispeten derin kesimlerinde oluşmalarını engelleyecek herhangi bir faktör bulunmamaktadır. Siyah renkli şeyllerin çökelişi için esas olan, sediment-su ara yüzeylerinde oksijensiz ortamların bulunmasıdır. Oksidasyon bakterileri yardımıyla sulardaki serbest oksijenin tüketilmesi sonucunda, bu tür oksijensiz ortamların şelflerde de oluşabileceği öne sürülmüştür. Genelde denizel bir transgresyon; uygun sığ kesimlerde, yani yükseltilerde fosfatların, topografik çukurluklarda ise metalse zengin siyah renkli çamurların ve aynı yerde oksidasyon şartlarının hüküm sürdüğü kesimlerde mangan yumrularının çökmesini sonuçlandırmaktadır (Mitchel ve Garson, 1981).

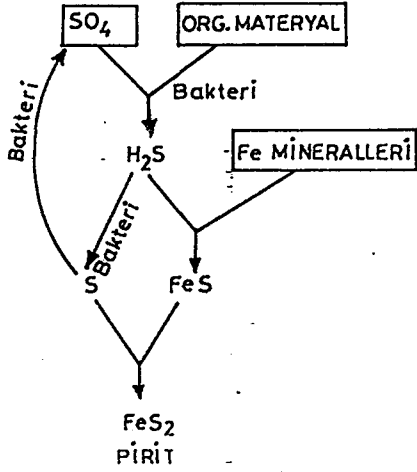
Anaerobik ortamların sedimanlarında yeterli miktarda çözünmüş sülfat iyonu ile organik madde mevcutsa, sülfat indirgeyen bakteriler yoluyla sülfatlar H_2S 'e indirgenir. Sülfat oluşumu sedimanların Eh ve pS^{-2} 'de belli bir azalmaya neden olur. Buralarda pH değeri 7-8,5 ve CO_2 kısmi basıncı nisbeten sabittir (Berner, 1964). Karadeniz, Norveç fiyortları, Bodensee (Almanya) v.s.'de H_2S ile demirli mineraller arasındaki ilk reaksiyonla amorf veya kristalli tetragonal formu, siyah renkli "hidrotroilit" " FeS " minerali oluşmakta, daha sonra ortamda yeterli miktarda kükürtün bulunması halinde metastabil karakterli hidrotroilit minerali pirit dönüşmektedir (Şekil 3.46).

Berner'e (1963) göre metastabil FeS 'den aşağıdaki tepkimelerle pirit oluşmaktadır.

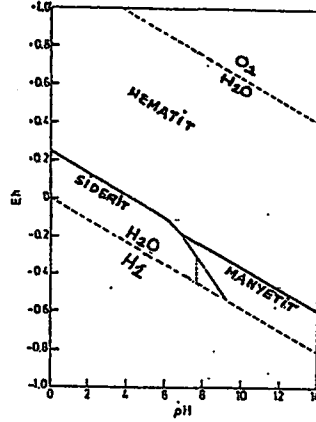


Hematitler, Kandilcikdere üyesinin en üst kesiminde yeralan 200 m kalınlığındaki metakuvarsitler içerisinde

dedirler. Yanal yönde yer yer kesikliklere uğramakla birlikte, kilometrelerce takip edilebilen hematitler, bu birimler içerisinde lamina ve 5-10 cm kalınlığında bantlar oluşturmaktadırlar.



Şekil 3.46. Sedimanter kökenli piritlerin oluşum mekanizması (Berner, 1972).



Şekil 3.47 Demir minerallerinin duraylılık alanlarını gösteren Eh-pH diyagramı (25°C sıcaklık, 10^{-2} atm toplam basınç ve çözünmüş karbonat şartları; Garrels ve Christ, 1965).

Hematit lâmina ve bantları, yankayaçlarla sürekli aralanmakta, yanal ve düşey yönlü fasiyes değişiklikleri göstermekte, yaygın olarak tabaka içi paralel çapraz ve konvülüt lâminalanma yapıları oluşturmaktadırlar. Diğer taraftan hematitler kumtaşı tanelerinin arasında bir semento şeklinde çökelmişlerdir. Bütün bu veriler, hematitlerin sığ denizel ortam şartlarında kimyasal sedimantasyon süreçleri, ile çökeldiklerini göstermektedir (Şekil 3.47). Jeolojik devirler boyunca serbestleşen tüm O_2 miktarı, yerin biyokütlesinde gerçekleşen fotosentez olayının bir yan ürünüdür. Erken Prekambriyen'de böyle bir O_2 üretimi gerçekleşmeden önce, yerküreyi saran ilkel atmosferin indirgen özelliklere sahibolduğu düşünülmektedir. Ancak, 3,7 milyar yıl önce başlayan fotosentez olayı ile birlikte serbestleşen O_2 , önce okyanuslarda daha sonra da atmosferde depolanmaya başlamıştır. Geç Prekambriyen'in en son dönemini oluşturan Infrakambriyen'de ise, atmosferde depolanan O_2 miktarının günümüzdükine çok yakın bir düzeye ulaştığı tahmin edilmektedir (Schidlowski ve diğ., 1974). Bu sebeple, bölgede yeralan sedimanter kökenli hematitler, günümüzdakilere benzer ortam şartlarında çökelmiş olmalıdırlar.

3.7.2. Siderit ve hematit damarları

Inceleme alanında yüzeyleyen Miyosen yaşlı birimler dışında, diğer tüm birimler içerisinde görülebilen siderit ve hematit cevherleşmeleri, esas olarak Alt-Orta Kambriyen yaşlı dolomit ve kireçtaşları içerisinde yer almaktadırlar. Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı kalkışist ve yumrulu kireçtaşları ile Jura-Alt Kretase yaşlı metakonglomeralar ise, cevherlerin yerleşimi için ikinci derecede önemli diğer birimlerdir.

Karbonat kayaçlar, aşağıda sıralanan özellikleri sebebiyle cevher yerleşimine uygun kayaçlardır (Badham, 1981).

- Kimyasal yönden aktif olmaları sebebiyle cevherli çözeltilerle süratli bir şekilde reaksiyona girerek ikincil porozite ve permeabilite kazanmaları,

- Genellikle diyajenez süresi kısa olduğundan, diğer kayaçlara göre başlangıç porozite ve permeabilitelerinin yüksek olmaları,

- Karstik faaliyetler sonucunda cevher çökeline uygun boşlukların ortaya çıkması,

- Rijit davranışlı olmaları sebebiyle tektonizma sırasında cevher yerleşimine uygun çok çatlaklı ve kırıklı bir yapı kazanmaları.

Alpin ve Alpin öncesi tektonik hareketlerden önemli ölçüde etkilenen inceleme alanında, kumtaşı, kireçtaşı, dolomit ve konglomera gibi rijit davranışlı birimlerin bulunması, yoğun kırıklar ve bunlarla ilişkili olarak breşik zonların oluşmasına neden olmuştur. Cevherli çözeltilerin göçü ve yerleşimi açısından son derece önemli olan bu yapısal unsurlar, genellikle KD-GB ve KB-GD yönünde uzanımlara sahiptirler. Attepe, Kızıl ve Kartalkaya gibi büyük fayların yanı sıra, Mağarabeli, Karakızolugu ve ve Kızıltapur Tepe çevresinde izlenen kırıklı yapılar, inceleme alanında görülen ve cevherleşme için önemli belli başlı süreksizliklerdir. Attepe ve Mağarabeli gibi iki büyük demir yatağının ve bir çok zu-

urun oluşumuna imkan sağlayan Attepe fayı, bögenin en önemli cevher taşıyıcı kanallarından biridir. Yukarıda anılan öteki faylar üzerinde de, Kızıl, Degirmendere ve Kartalkaya gibi, ikinci derecede önemli yataklar ortaya çıkmıştır(EK-1). Bunların dışında bölgede belirlenen diğer yatak ve zuhurların da, tektonik hatlar boyunca sıralandıkları görülür. Bu verilerin ışığında, Mansurlu yöresindeki birincil cevher yerleşimlerinin tamamen tektonik kontrollü olduğu anlaşılmaktadır. Bölgede belirlenen en önemli cevher yerleşimleri, karbonat kayaçlarla pelitik kayaçların tektonik dokanaklarında gerçekleşmiştir. Cevher yerleşimi sırasında özellikle pelitik kayaçlar cevherli çözeltilerin hapsedilmesini sağlarken, karbonat kayaçlar büyük ölçüde ornatılmışlardır. Pelitik veya kırıntılı kayaçlar içerisinde yer alan cevherleşmelerde ise, cevher yerleşimleri tamamen dolgu ve saçılım biçiminde olup, buralarda ornatma olaylarının tesiri görülmez.

Inceleme alanında asıl cevher yerleşimleri, karbonat kayaçlar içerisinde olmasına rağmen, Glipos Dere'nin batısında, Mağarabeli Tepe civarında ve Katrançukuru "fiyolit bindirmesi" boyunca izlendiği gibi, uygun tektonik yapıların bulunmadığı kesimlerde karbonat kayaçlar içerisinde bile önemli cevherleşmeler görülmez. Bunun yerine bazı küçük çaplı zuhurlar ile yaygın ankeritik zonlar ortaya çıkmıştır. Bu durum, kimyasal bileşimi sebebiyle dolomit ve kireçtaşı gibi kolay ornatılabilen ayaç türlerinin yanısıra, cevherli çözeltilerin çevreye azlaca yayılmadan tutulabileceği özel tektonik yapıların da bulunması gerektiğini göstermektedir. İnceleme alanında yer alan Attepe, Kızıl, Mağaradere, Kartalkaya ve Karakızoluğu gibi büyük demir yataklarının oluşumları bu şartların belirli ölçülerde gerçekleşmiş olmasına bağlıdır.

Mansurlu yöresinde, cevherli çözeltilerin katettiği yankayaçlara bağlı olarak cevherleşmenin karakteri ve cevher bileşenleri değişmektedir.

Pelitik ve kırıntılı kayaçların karbonatlardan yoksun

kesimlerinde, Schneiderhöhn (1941) tarafından "Tip Harz olarak belirlenen hidrotermal karakterli ince hematit damarları ve breşik cevher kütleleri meydana gelirken, karbonat veya karbonatlı kayalar içerisinde ise, "Erzberg" tipi olarak tanımlanan hidrotermal - metazomatik karakterli siderit ve ankeritten ibaret olan düzensiz sınırlı, damar, mercek ve kütleler ortaya çıkmıştır.

Walther ve Zitzman'a (1976) göre, hidrotermal damarlar, hidrotermal-metazomatik oluşumlarda cevher taşıyıcı kanal dolguları şeklinde izlenebilmektedirler. Benzer şekilde inceleme alanının birçok yerinde hidrotermal ve hidrotermal-metazomatik karakterli hematit ve siderit damarlarını iç içe veya birbirlerine geçişli olarak görmek mümkündür.

Attepe yöresinde yataklanan demir cevherleri, benzer mineralojik özelliklere sahip olup, ana mineralizasyon dönemiyle ilgili olarak karbonatlı cevher, parajenezinde pirit, tetraedrit, kalkopirit ve markazit gibi sülfüdlü mineralleri içeren kalsit, kuvars ve dolomitli sideritler ile ankeritler, oksitli cevher parajenezinde ise, kuvarslı ve/veya baritli hematitler ile inceleme alanının çok sınırlı bir kesiminde rastlanılan piritli manyetitler ortaya çıkmıştır.

Cevherleşmenin Maestrihtiyen yerleşim yaşına sahip ofiyolitik kayalarda da bulunması, Miyosen yaşlı konglomeralar içerisindeki Lütesiyan (orta Eosen) yaşlı karbonat çakıllarında hiç cevherleşme izine rastlanmaması, cevherleşmenin Paleosen-Alt Eosen zaman sürecinde oluştuğunu göstermektedir.

Siderit damarları içerisinde önemli ölçüde tetraedrit damarları ve toplulukları bulunmaktadır. Tetraedrit ve tennantit gibi fahlerz mineralleri, orta veya düşük ısılı hidrotermal oluşumlarda bakır, kurşun, çinko ve gümüş mineralleriyle birlikte bulunurlar. İyi bir jeolojik termometre olan bu minerallerde azalan sıcaklıkla birlikte Hg ve Ag içerikleri artmaktadır (Mondadori, 1990). İncelenen tetraedritlerde 2500 ppm'e varan Hg

içeriği normalin üzerinde olup, düşük bir sıcaklığa işaret etmektedir. Fahlerzlerle eşlik eden markazitler, piritler gibi hemen hemen her ortamda oluşabilirler. Ancak, ısının 350 °C'yi geçmesi halinde duraylılıklarını kaybederek pirite dönüşürler(Ramdohr, 1975). Fakat, markazitler esas olarak düşük ısıllı hidrotermal damarlarda kurşun-çinko sülfidlerle birlikte bulunurlar(Mondadori, 1990).

Attepe yöresinde gang minerali olarak izlenen kalsit, barit, kuvars ve dolomitler hidrotermal cevher damarlarında izlenen tipik gang mineralleridir. Özellikle barit, hidrotermal-metazomatik siderit yataklarında yaygın olup, orta ve düşük ısıllı oluşumları karakterize etmektedir(Mondadori, 1990).

Jeokimyasal incelemeler sırasında, Attepe yatağında yüzeyleyen siderit damarları içerisindeki piritlerle, yatağın doğu bitişiğinde yer alan Infrakambriyen yaşlı birimler içerisindeki sinsedimanter kökenli piritler iz element içeriği yönünden birbirleriyle karşılaştırılmışlardır. Buna göre;

- Hidrotermal piritlerin Ni konsantrasyonları, sedimanter piritlere göre daha düşük, buna karşılık sedimanter piritlerdeki Ni konsantrasyonları ise, Co konsantrasyonlarına göre daha yüksektir.

- Hidrotermal piritlerde iz element olarak ölçülen Cu, Sb, As ve Hg, uygun fiziko-kimyasal şartlar altında kosantre olarak piritlerle birlikte görülen ornatım ve kapanım dokularına sahip tetraedrit ve kalkopirit minerallerini oluşturmuşlardır.

Diğer taraftan Attepe sideritlerinde çok düşük oranda ölçülen Cr, Co ve Ni konsantrasyonları, yatağın bazik magmatik veya volkanik bir kökenle ilişkili olabileceği görüşünü desteklemekten son derece uzaktır. Ayrıca inceleme alanının batı kesiminde ofiyolitik kayalar içerisinde yer alan Faraşa zuhurunda, ofiyolitik kayalardan kaynaklandığı düşünülen ve Attepe'ye göre daha yüksek oranda ölçülen Cr, Co, Ni, V, Cu v.b. iz elementlerin, kendi aralarında genellikle kuvvetli pozi-

tif korelasyonlara sahip olmalarına rağmen, Fe ile aynı şekilde kuvvetli pozitif korelasyonlar göstermedikleri dikkati çekmektedir. Dolayısıyla demirin esas kaynağının ofiyolitik kayaçlar olmadığı, fakat cevherli çözeltilerin ofiyolitik kayaçlar içerisindeki göçü sırasında bazik magmatik kökenli iz elementler yönünden zenginleşmiş olabileceği düşünülmektedir. Oysa, Ünlü ve Stendal(1986), yaptıkları çalışmada Attepe yatağı cevher örneklerinde Fe, Cr ve Co gibi iz elementler arasında kuvvetli pozitif bir korelasyonun varlığına değinerek, cevherleşmenin bazik ve ultrabazik kayaçlarla ilişkili olduğunu savunmuşlardır.

Bölgede yapılan incelemeler sırasında cevherleşmeye kaynak oluşturabilecek herhangi bir magmatik faaliyetin izlerine rastlanmamıştır. Attepe demir yatağının doğu kesiminde Infrakambriyen yaşlı birimler içerisinde yer alan muhtemelen Alt Paleozoyik yaşlı metabazit daykları, hem yerleşim yaşları, hem de bazik kökenli olmaları nedeniyle jeokimyasal yönden cevherleşmeyi oluşturabilecek bir kaynak durumunda değildirler. Aynı şekilde inceleme alanının batısında mostra veren allokton konumlu ofiyolitler içerisindeki diyabaz ve dolerit daykları toleyitik karakterli olup, okyanusal bir havzada ofiyolitik dizinin gelişimi sırasında sokulum yapmışlardır(Tekeli ve Erler, 1980). Dolayısıyla cevherleşmeden daha yaşlıdırlar. Buna karşılık inceleme alanının 80 km kuzey kesiminde yer alan Erciyes volkanizması, Geç Miyosen'den Kuvaterner'e kadar etkisini sürdürmüş olup, cevherleşmeden daha genç oluşumlardır (Baş, 1986). Bunların dışında inceleme alanına en yakın magmatik faaliyetler, 40 km kuzeybatıda Yahyalı, 90 km güneybatıda ise Horoz granotoyitleridir. Ayhan'a (1983) göre, söz konusu granitik sokulumlarla doğrudan ilişkili olarak ortaya çıkan, Paleosen-Alt Eosen yaşlı Aladağ yöresi Pb-Zn yatakları ile Bolcardağı Pb-Zn yatakları eşzamanlı oluşumlardır. Temur (1986)'da, Horzum yöresi Pb-Zn yataklarının oluşumunda, yörede görünür bir plüton bulunmamasına karşın, nisbeten yüksek ısıllı bir oluşumu

yansıtan verilere dayanarak, derinde gömülü, Horoz granodiyoritine benzer özelliklere sahip bir plütonun olması gerektiğini vurgulamaktadır. Mansurlu yöresi demir yataklarıyla ilgili incelemeler göz önüne alındığında, yüksek ısıllı bir oluşumdan daha çok, düşük ısıllı hidrotermal oluşumları yansıtan verilerin ağırlıkta olduğu dikkati çekmektedir. Ancak, inceleme alanının çok sınırlı bir kesiminde, yüksek ısıllı bir oluşumu yansıtan manyetit mineralizasyonlarına rastlanmış olması, aynı zamanda bölgedeki cevherleşme yaşı ile Yahyalı ve Horoz granodiyoritlerinin sokulum yaşlarının birbirlerine paralellik göstermesi, Attepe (Mansurlu-Feke) yöresindeki demir yatak ve zuhurlarının oluşumu ile bölgedeki plütonik faaliyetler arasında bir ilişkinin olabileceği ihtimalini ortaya çıkarmaktadır. Fakat, bu ilişkinin cevherleşmeyi doğrudan etkileyecek düzeyde olmadığı tahmin edilmektedir. Zira, bölgedeki granitik sokumlarla yakından ilişkili, Aladağ, Bolkardağı ve Horzum yöresi cevherleşmelerinde Pb-Zn yatakları oluşurken, magmatik aktiviteden oldukça uzak olduğu tahmin edilen Attepe yöresinde ise, siderit yatakları ortaya çıkmıştır. Diğer taraftan Attepe yöresinin ana cevher minerallerini oluşturan siderit ve ankerit minerallerine, plütona daha yakın olan Pb-Zn yataklarında sadece gang minerali olarak rastlanmaktadır. Buna karşılık, Attepe yöresi demir yataklarında Pb-Zn minerallerine hiç rastlanmamakta, jeokimyasal analizlerde de çok düşük oranda Pb-Zn ölçülebilmektedir.

Botke'ye (1981) göre siderit, hidrotermal safhanın orta ısıllı evresinde oluşmuş, Pb-Zn, Cu, Ag yataklarında oldukça yaygın bir gang minerali olmasına rağmen, cevherli çözeltilerin soğuması sonucu bu metallerin giderek azalması veya gelen çözeltilerin bu metaller bakımından fakir olması halinde siderit hakim duruma geçerek önemli demir yataklarını oluşturabilmektedir. Bu bilgilerin ışığı altında Attepe yöresi cevherlerinin oluşumunda komşu bölgelerdeki plütonik faaliyetlerin eşdeğeri olarak

düşünülen derinlerdeki granitik bir sokulumun özellikle ısı kaynağı şeklinde (dolaylı yünden), çok zayıf bir ihtimalle de hidroterm kaynağı şeklinde (dogrudan) etkili olabileceği kabul edilmektedir. Henden ve Önder(1980) tarafından da bölgede domsal yapıların varlığına işaret edilerek, derinde gömülü bir plütonun olabileceği belirtilmektedir. Buna göre, Attepe (Mansurlu-Feke) yöresi demir yataklarının oluşumunu sağlayan cevherli çözeltiler, muhtemelen Paleosen-Alt Eosen zaman sürecinde bölgenin derinliklerinde etkili olan granitik bir sokulumun da tesiriyle, lokal olarak yükseldiği tahmin edilen jeotermik gradyana bağlı olarak ısınmış, sıg ve derin dolaşımli yeraltı suları ve gözenek suları ile muhtemelen magmatik suları bünyesinde bulunduran çözeltiler karışımlarının bölgede bir kısmı yüzeyleyen Infrakambriyen yaşlı sedimanter kökenli pirit ve hematit oluşukları ile reaksiyona girmesi sonucunda, Fe ve diğer katyonlarca zenginleşmesi ile oluşmuşlardır. Jeokimyasal analizler sonucu elde edilen iz element içeriklerinin, gerçek plütonik hidrotermal çözeltilerle ilişkili olarak gelişen yataklara göre daha düşük olması da bu görüşü desteklemektedir. Fakat, gerçek plütonik hidrotermal çözeltilerle, diğer çözeltilerin veya çözeltiler karışımlarının oluşturduğu cevherleşmeleri birbirinden ayırtetmek son derece güçdür. Bu konuda ayrıca izotop çalışmalarının da yapılması gerekmektedir.

Yukarıda açıklanan mekanizma ile ortaya çıkan hidrotermal çözeltiler, $FeHCO_3$ ve klorid kompleksleri şeklinde çözeltilere aldıkları demirleri, aşağıdan yukarıya doğru azalan hidrostatik basınç, belirli litostatik, kısmi gaz ve osmotik basınçlar, çözeltilerin yoğunluk farkları ve soğuma gibi etkenlerin kontrolünde (Barnes, 1979), tektonik hatlar boyunca yukarılara doğru taşıdıkları kabul edilmektedir. Bu taşınma sırasında; ısı ve basıncın düşmesi, metal konsantrasyonunun artması, yüzeye yakın kesimlerde çözeltilerin soğuk sular ile karışması ve en önemlisi de karbonat kayaçlarla reaksiyona girilmesi gibi

sebeplerle demirlerin çökeltilmesi sonucunda tektonik kontrollü hidrotermal ve hidrotermal-metazomatik karakterli birincil cevherler oluşmuştur.

4.3. Karstik süreçler ve ikincil cevherlerin oluşumu;

Mansurlu yöresindeki "Erzberg" tipi siderit cevherleri ile bunlarla birlikte gelişen hidrotermal alterasyon ürünü ankeritler, cevherleşme sonrasında etkili olan karstik faaliyetlerle hemen hemen tamamen ikincil nitelikli sulu demiroksit modifikasyonlarına dönüşerek, hidrotermal-metazomatik yatakların en önemli alt bölümlerinden bir diğeri olan "Bilbao" tipi ikincil cevherleri oluşturmuşlardır. Bu yönüyle değerlendirildiğinde bölgede yer alan önemli demir yatak ve zuhurlarında, hem "Erzberg" tipi ayrışmamış siderit ve ankeritler, hem de bunların süperjen alterasyon ürünü "Bilbao" tipi karstik cevher oluşumları iç içe görülmektedir. Bunlardan daha etkin olanı "Bilbao" tipidir. Bu sebeple yörede yer alan birçok demir yatak ve zuhurunda makro seviyede siderit oluşumları yok denecek kadar azdır.

Inceleme alanında Miyosen yaşlı çökeller dışında Tersiyer'e ait başka birimler bulunmamaktadır. Yapılan incelemelere göre Miyosen yaşlı çökeller, Adana Havzası ile ilgili denizel ortamların kolları şeklinde kuzeye doğru uzanan transgresyon ürünleridir (Ilhan, 1976). Buna göre, inceleme alanı Üst Kretase sonrasında önemli ölçüde kara haline geçmiştir.

Attepe yöresinde yer alan demir yataklarındaki birincil nitelikli siderit, ankerit ve hematit oluşumunun Paleosen-Alt Eosen olarak kabul edilmesi sebebiyle, bu cevherlerin endokarstik süreçlerle ikincil cevherlere dönüşmeye başladığı dönemin, Orta Eosen (Lütesiyen) olduğu kabul edilmektedir. O halde Aladaglardaki Pb-Zn yatak-

larında izlenen karstlaşma olayları ile Attepe yöresindeki karstlaşma olaylarının başlangıcı arasında bir paralellik sözkonusudur.

Mansurlu yöresinde tipik karstlaşma ürünleri özellikle Kızıl, Menteş, Attepe, Mağarabelitepe yatakları ile U-yuzpınarı yatağında görülmektedir. Attepe demir yatağında esas birincil cevher mineralini oluşturan sideritlerin tamamına yakın bir bölümü ikincil cevherlere dönüşürken, yatağın doğu bölümünde şistlere bitişik olarak izlenen cevher kütlesinin taban kesiminde 5-10 m genişliğinde bir siderit damarı ilksel şeklini korumuştur. Bu durum, karstik suların süzülmesi ve dolaşımı ile ilgilidir. Zira, sideritler bir taraftan suların hareketine uygun olmayan şistlerin hemen bitişiginde bulunmaları sebebiyle yeterince oksidasyon olaylarından etkilenmemişlerdir. Öte yandan cevher kütlesinin en üst kotu ile tabandaki birincil cevherin arasındaki mesafenin yaklaşık 100 m kadar olması ve süzülen karstik karakterli suların topografik konumun uygun olmaması sebebiyle yeterince tabana kadar ulaşmamış bulunması, sideritin korunmasını sağlamıştır. Oysa, Mansurlu yöresindeki diğer demir yataklarına göz atılacak olursa, bunların vadilerin yamaçlarında veya bitişik kesimlerinde ve tepelerde buldukları görülür. Bu durum, topografik açıdan cevherlerin karstik suların en uygun dolaşım konumunu yansıtır. Bu sebeple de sözkonusu yörelerde yankayaç içine damar şeklinde yerleşmiş olan sideritlerin dışındakiler hemen hemen tamamen karstlaşmışlardır. Makro seviyede az da olsa 5 - 30 cm büyüklüğünde olan ve önemli ölçüde ikincil cevherlere dönüşmüş blok boyutlu parçalarla, yer yer yatak tabanı ve yan kesimlerinde çıkıntılar şeklinde kalmış ve tipik olarak düzensiz endokarstik taban topografyası oluşturan birincil cevher adacıkları gözlenmektedir. Bu tür örneklere özellikle Kızıl yatağında rastlanmaktadır. Mikro ölçek de ise hemen hemen bütün cevher yataklarında siderit reliktleri gözlenmekte olup, ikincil cevherlere dönüşüm olayının karstik suların

süzülmesine kolaylık sağlayan kristal sınırları ve kristal dilinimleri boyunca etkili olduğu görülmektedir.

Karstlaşma süreçleri Mansurlu yöresinde de tıpkı Ala-daglar'da olduğu gibi çok fazlı olarak gerçekleşmiştir. Birincil karstlaşma fazından itibaren etkili olan müteakip karstik süreçler sırasında ilk fazın ürünü olan ikincil cevherler; hem yatay, hem de düşey yönde mekanik olarak taşınarak yatağın kendi içinde karst sedimantasyonunun ortaya çıkmasını sağlamışlardır. Çok fazlı karstlaşmada, cevherleşme sonrası tektonik hareketler en önemli rolü oynamışlardır. Karst sedimanları; ya kolloidal olarak, ya da kum-blok boyutlu kırıntılı malzeme şeklinde taşınmıştır. Genellikle, yatakların taban kesimlerinde yer alan ve definlere doğru daralan düzensiz taban topografyasına sahip, tipik karstik ceplerde çökelmişlerdir. Kolloidal olarak taşınan kil-silt boyutlu ikincil cevherlerin tamamı limonit şeklinde olup, bunlar içerisinde birincil cevher parçacıkları bulunmamaktadır. Buna karşılık, kaba cevher malzemelerinin oluşturduğu ve yer yer derecelenme, bantlanma ve tabakalanma yapıları gösteren karst sedimanları içerisinde sık sık birincil cevherlere ait hematit, ankerit ve değişen oranlarda limonitleşmiş siderit çakıl ve bloklarına rastlamak mümkündür.

Yöredeki birçok yatak içinde bol miktarda cevher çakıllarının varlığı, Attepe, Menteş ve Kızıl yataklarında yaygın bir şekilde görüldüğü gibi özellikle limonite dönüşmüş kesimlerde çok sayıda boşluğun bulunması ve bu boşlukların götitlerle sıvanması, götitlerin sarkıt ve dikit benzeri şekillere sahip olması, sözkonusu karstlaşmanın en belirgin delilleri arasında yer almaktadır.

SONUÇLAR

Attepe (Mansurlu-Feke) yöresi demir yataklarını kapsayan 146 km²'lik bir alanın 1:25 000 ölçekli jeoloji haritası ile bu bölgeye ait stratigrafik sütun kesiti hazırlanmıştır.

Inceleme alanında Geyikdağı birliğine ait Infrakambriyen-Miyosen zaman aralığında çökelmiş otokton konumlu birimler ile Maestrihtiyen'de bölgeye yerleşen, Bozkır birliğine ait allokton konumlu birimler yüzeylemektedir. Geyikdağı birliğine ait birimler, lito ve kronostratigrafik özellikleri dikkate alınarak 6 formasyona, bu formasyonlardan Infrakambriyen ve Alt Paleozoyik yaşlı olanlar ise, ikişer üyeye ayrılarak tanımlanmış ve Toroslardaki benzer birimlerle deneştirilmişlerdir. Birimler arasında üç uyumsuzluk yüzeyi belirlenmiştir. Bunlardan birincisi, Üst Ordovisiyen-Alt Permiyen arasındaki zamanı, ikincisi Triyas'ı, üçüncüsü ise Paleojen'i kapsayan stratigrafik bir boşluğa karşılık gelmektedir.

Yörede Bozkır birliğini temsil eden Delialıuşağı ofiyoliti, Aladağ ofiyolit dizisine ait metamorfik dilim ve peridotit napı bölümlerini kapsamaktadır.

Bugünkü konumunu, Üst Kretase ve sonrasında etkili olan tektonik hareketlerle kazanmış olan inceleme alanında kıvrımlı yapılardan çok, kırıklı yapılar ortaya çıkmıştır. Ana kırık hatlarının uzanımı KD-GB ve KB-GD yönündedir. Alınan ölçülere göre diyagramları yapılan Infrakambriyen ve Alt Paleozoyik yaşlı birimler, muhtemelen kesişen eksen sistemlerine sahip kıvrımlanma geçirmişlerdir. Bu sebeple tabaka ölçümlerine ait doku diyagramlarında dom ve küvet yapılarına has küçük kuşak simetrisi elde edilmiştir.

Demir madenciliği açısından büyük bir öneme sahip olan inceleme alanında, üç ayrı tip cevherleşme belirlenmiştir.

Infrakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonu içerisindeki ekonomik boyutlara ulaşmayan pirit ve hematit konsantrasyonları birinci tip cevherleşmeyi oluşturmaktadır.

Yankayaçlarla sürekli ardalanan, yanal ve düşey yönlü fasiyes değişimleri gösteren bu oluşukların paralel, çapraz ve konvülüt laminalanma, bantlanma ve tabakalanma yapıları ile oygu-dolgu, yük kalıbı ve öteki jeopedal yapı örneklerini göstermeleri dikkate alınarak sedimanter prosesler sonucunda çökeldikleri belirlenmiştir.

Ekonomik boyutlarda olan ve bu çalışmanın ana konusunu oluşturan asıl cevherleşmeler, ikinci ve üçüncü tip cevherleşmelerdir. Miyosen yaşlı birimler dışında, bölgede yüzeyleyen ofiyolitik kayaçlar dahil, diğer tüm birimleri tektonik hatlar boyunca kateden ikinci tip cevherleşmeler (siderit-hematit), kısmen stokvörk yapılı damar, mercek ve düzensiz sınırlı kütlelerdir. Epijenetik karakterli bu cevherleşmeler, pirit, tetraedrit, kalkopirit ve markazit gibi sülfidli mineralleri içeren kalsit, kuvars ve dolomitli siderit ve ankeritler ile kuvarslı ve/veya baritli hematit ve piritli manyetitlerden ibarettir. Bu döneme ait en önemli cevherlerin karbonat kayaçların kırıklarında veya karbonat kayaçlarla pelitik kayaçların tektonik dokanaklarında yer alması, cevher kütlelerinin etrafında hidrotermal alterasyon ürünü ankeritik zonların ve yaygın ornatma dokularının izlenmesi, litoloji seçimli metasomatik süreçlerin etkili olduğunu göstermektedir.

Jeokimyasal çalışmalarla iz element içeriği yönünden birbirleriyle karşılaştırılan siderit damarlarındaki piritlerle, sedimanter kökenli piritlerin önemli farklılıklar gösterdikleri belirlenmiştir. Damar tipi piritlerin Ni konsantrasyonlarının sedimanter piritlere göre daha düşük, Cu, Se, Hg ve Sb içeriklerinin ise daha yüksek olması; damar tipi piritlerde iz element olarak ölçülen Cu, Sb, As ve Hg'nın uygun fiziko-kimyasal şartlar altında konsantre olarak, bu piritlerle birlikte izlenen tetraedrit ve kalkopirit minerallerini oluşturması, sideritlerin hidrotermal süreçlerle oluştuklarını; sideritlerin Cr, Co ve Ni konsantrasyonlarının çok düşük oluşu ise, cevherleşmenin bazik magmatik bir kökenle ilişkili olmadığını göstermektedir.

Inceleme alanında cevherleşmeyle doğrudan ilişkili magmatik bir aktivitenin bulunmamasına rağmen, cevherleşme yaşının komşu bölgelerde yer alan Yahyalı ve Horoz granodiyoritlerinin sokulum yaşlarına paralellik göstermesi nedeniyle, Mansurlu yöresi demirlerinin de bölgenin derinliklerinde aynı dönemde etkili olduğu kabul edilen granitik bir sokulumla ilişkili olabileceği sonucuna varılmıştır.

Manyetit dışında parajenezde yer alan cevher ve gang minerallerinin orta ve düşük ısıli oluşumlara işaret etmesi, ikinci tip cevherleşmeyi karakterize eden birincil cevherlerin plütonik faaliyetlerle, özellikle ısı kaynağı şeklinde dolaylı yünden, zayıf bir ihtimalle de hidroterm kaynağı şeklinde, doğrudan ilişkili olabileceğini gösterir. Cevherli çözeltilerin oluşumunda magmatik faaliyetlerle birlikte bölgede yükseldiği tahmin edilen jeotermik gradyanın etkili olduğu kabul edilmektedir. Jeotermik gradyana bağlı olarak ısınan yeraltı ve gözenek suları ile muhtemelen magmatik suların karışımından oluşan hidroterm birinci tip cevherleri oluşturan sedimanter kökenli pirit ve hematitler ile reaksiyona girerek demir içeriği yönünden zengin cevherli çözeltileri oluşturmuşlardır. Yapılan jeolojik incelemelere göre, bu çözeltilerin oluşturduğu ikinci tipi karakterize eden birincil cevherleşmenin yerleşim yaşı, Paleosen-Alt Eosendir.

Bölgede etkili olan epirojenik hareketlerle birlikte Tersiyer başlarından itibaren karasallaşma hareketleri başlamıştır. Buna paralel olarak gelişen karstik süreçler sonucunda siderit ve ankeritlerin oluşturduğu karbonatlı birincil cevherler çok evreli iç karstlaşmaya uğrayarak limonitlere dönüşmüştür. Kolloidal çözeltiler veya kil-blok boyutunda kırıntılı malzemeler şeklinde yatak içi yanal ve düşey yönlü taşınmalara maruz kalan limonitler, endokarstik boşluklarda depolanarak, sarkıt-dikitli, kabuğumsu, böbreğimsi kolloform yapılarla yer yer bantlı ve tabakamsı yapılar gösteren üçüncü tip karstik cevherleri oluşturmuşlardır.

Inceleme alanında, demir yataklarının dışında ofiyolitik kayaçlar içerisinde yer alan bazı krom zuhurlarına da rastlanmıştır.

KAYNAKLAR

- Abdüselamoglu, Ş., 1959, Yukarı Seyhan bölgesinde Dogu Toroslar'ın jeolojik etüdü; MTA Enst. Raporu, Rap. No. 2668, 38 s.
- Akkuş, M. F., 1981, Bitümlü şeyl ve Türkiye'deki bitümlü şeyl yataklarından yararlanma olanakları; Yeryuvarı ve İnsan, 6, 1-2, 25-34.
- Amstutz, G.C., Ramdohr, P., El Baz, F. ve Park W.C., 1963, Diagenetic behaviour of sulphides; Sedimentology and ore genesis (Amstutz G.C., ed)'de; Elsevier, Amsterdam, 19-24.
- Anderson, C.A., 1969, Massive sulphide deposits and volcanism; Econ. Geol., 64, 129-146.
- Anıl, M., 1986, Pozantı-Karsantı ofiyolit karmaşığı içinde seyrek görülen bantlı kromit cevherleşmeleri: Tekneli ve Sarıçoban Dere ocakları; Selçuk Üniv. Müh. -Mim. Fak. Derg., 1, 2, 42-58.
- Ayhan, A., 1982, Burhan Mahallesi-Yuları Köyü arasında bulunan galenitli barit yatakları (Gazipaşa-Antalya); Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25, 105-116.
- Ayhan, A. 1983, Aladağ yöresi karbonatlı Pb-Zn yataklarının kökeni; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 2, 103-116.
- Ayhan, A. ve Lengeranlı, Y., 1986, Yahyalı-Demirkazık (Aladağlar Yöresi) arasının tektonostatigrafik özellikleri; TMMOB Jeoloji Müh. Odası Derg., 27, 31-45
- Ayhan, A., 1988, 1:100.000 ölçekli açınısama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Kozan-J 21 paftası; MTA Gen. Müd., Yayını s. 12.
- Ayhan, A. ve Küpeli, Ş., 1989, Batı Zamantı (Aladağlar) kurşun-çinko yatakları ile Mansurlu (Feke-ADANA) demir yataklarının karstlaşmaları; Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Adana, Bildiri Özleri s. 27.

- Badham, J. P. N., 1981, Ore deposits; in sediments hosted zinc-lead deposits; *Econ. Geol. and Geotectonics* (Ed.A. Tarling)'de; Elsevier, New York, 167-185.
- Barker, C., 1979, Organic geochemistry; AAPG course note series, 10, 159 s.
- Barnes, H. L., 1979, solubilities of ore minerals; geochemistry of hydrothermal ore deposits; John Willey and Sons, New York, 404-406.
- Baydur, G., 1984; Mälzeme, Milli Egitim basımevi, Istanbul, 343 s.
- Baş, H., 1986, Erciyes Dağı volkanitlerinin özellikleri; Selçuk Üniv. Müh.-Mim. Fak. Derg., 1, 1, 29-45.
- Bernard, A., 1976, Metallogenic processes of Intra-karstic sedimentation; *Ores in sediments* (Amstutz, G.C. ve Bernard, A. J., ed.)'de: Springer, Berlin-Heidelberg, New York, 43-57.
- Berner, R. A., 1963, Experimental studies of the formation of sedimentary iron sulfides; ; biogeochemistry of sulfur isotops-proc, (Jensen, M. L., ed.)'de, 107-120.
- Berner, R. A., 1964, Stability fields of iron minerals in anaerobik marine sediments; *J. Geol.*, 72, 826-834.
- Berner, R. A., 1972, Sulfate reduction, pyrite formation, and the oceanic sulfur budget; the changing chemistry of the oceans; (Dyrsen, D. ve Janger, D., ed.)'de Nobel Symposium 20 and D.Janger) Almquist and Wiksell, 347-361.
- Berner. R. A., 1983, Sedimentary pyrite formation: An update; *Geochimica et Cosmochica Acta*, 48, 605-615.
- Blumenthall, M. M., 1939, Karakızıoğlu Tepesi'ndeki (Faraş mintıkası) cevher zuhuratı; MTA kütüphanesi, derleme No: 1064, 7 s.
- Blumenthall, M. M., 1944, Kayseri-Malatya arasındaki Toros'un Permo-Karboniferi; *MTA Enst. Mecm.*, 31, 1, 105-133.
- Botke, H., 1981, Lagerstättenkunde des Eisens; Glückauf Verl. Essen, 195 s.
- Bralia, A., Sabatini, G. ve Troja, F., 1979, A revaluation

- of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems, evidences from southern tus-cany pyritic deposits; Mineral. Deposita (Berl.), 14, 353-374.
- Cambel, B. ve Jarkovsky, J., 1968, Geochemistry of nickel and cobalt in pyrrhotites of different genetic types; 23rd. Int. Geol. Cong., Böl. 6, 169-183.
- Coleman, R. G. ve Delevaux, M., 1957, Occurrence of selenium in sulfphides from some sedimentary rocks of the western United States; Econ. Geol., 52, 499-526.
- Çağatay, A. ve Çağlayan, H., 1978, Türkiye'nin ofiyolitik kromit yatak ve zuhurları; Yeryuvarı ve İnsan, 3, 3, 56-73.
- Çevrim, M., Echle, W. ve Friedrich, G., 1986, Aladağlar'da paleokarstlaşmaya bağlı Zn-Pb mineralizasyonu; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 29, 1, 27-42.
- Daglioglu, C., 1987, Dogu Toroslar otokton "Geyikdağı" Alt Kambriyen detritiklerindeki kromit bulgusu; Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, bildiri özleri, s. 24.
- Dean, W. T. ve Monod, O., 1970, The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey; I. Stratigraphy Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., 19, 8, 411-426.
- Deer, W. A., Howie, R.A. ve Zussman, J., 1975, Rock-forming minerals; Longman, London, C. 5, 371 s.
- Demirtaşlı, E., 1967, Pınarbaşı-Sarız-Magara civarının jeoloji raporu; MTA Enst. Raporu, Rap. No: 1935, 129 s.
- Demirtaşlı, E., 1973, İran, Pakistan ve Türkiye'deki Alt Paleozoyik yaşlı kayaların stratigrafik korelasyonu; Cumhuriyetin 50. Yılı yerbilimleri Kongresi, Ankara, tebliğler, MTA Enst. Yayını, 204-222.
- Demirtaşlı, E., 1979, Pınarbaşı, Sarız ve Tufanbeyli ilçeleri arasında kalan yörenin jeolojisi; Jeoloji Yük. Müh. diploma çalışması (yayınlanmamış); İstanbul. Üniv. Yerbilimleri Fak., İstanbul.
- Demirtaşlı, E., 1982, Importance of Variscan and Early Al-

- pine tectonics in Southern Turkey; Abstr. The geological evolution of the Eastern Mediterranean, Edinburg, 28-35.
- Dott, R. L. Jr., 1964, Wacke, graywacke and matrix-wacke approach to immature sandstone classification; Jour. Sed. Petr., 34, 625-632.
- Engin, T., 1986, Türkiye maden yatakları ve MTA'nın maden aramacılığındaki yeri; MTA Genel Müd. Yayını, No: 194, 46 s.
- Erkan, Y., 1978, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri; Hacettepe Üniv. Yayını, A26, 497 s.
- Fleischer, M., 1955, Minor elements in some sulphide minerals; Econ. Geol., 50, 970-1024.
- Garrels, R. M. ve Christ, C. L., 1965, Solutions, minerals and equilibria; Harper and Row Publishers, New York, 450 s.
- Govett, G. J. S. ve Pantazis, Th. M., 1971, Distribution of Cu, Zn, Ni and Co in the Troodos Pillow Lava Series, Cyprus; Trans Inst. Min. Met., 80, B27-B46.
- Güleç, N. ve Erler, A., 1983, Masif sülfid yataklarındaki piritlerin karakteristik iz element içerikleri; Türkiye jeol. Kur. Bült., 26, 2, 145-152.
- Gümüş, A., 1979, Metalik maden yatakları; Çağlayan basımevi, İstanbul, 548 s.
- Hawley, J. E. ve Nichol, I., 1959, Selenium in some Canadian sulphides; Econ. Geol., 54, 608-628.
- Hawley, J. E. ve Nichol, I., 1961, Trace elements in pyrite, pyrrhotite, and chalcocopyrite of different ores; Econ. Geol., 59, 467-487.
- Helke, A., 1955, Beobachtungen an Türkischen minerallagerstätten Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Abh. 88, Band, Stuttgart, 55-224.
- Henden, I. ve Önder, E., 1980, Attepe (Mansurlu) demir madeninin jeolojisi; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 1, 153-163.

- Holzer, H. F. ve Pirki, H. R., 1977, The iron ore deposits in the Republic of Austria; Ore deposits of Europe, 1, 91-96.
- Hunt, J. M., 1979, Petroleum geochemistry and geology; W. Freeman and Company, San Fransisco, 617 s.
- Ilhan, E., 1976, Türkiye jeolojisi; O.D.T.Ü. Müh. Fak. Yayını, No. 51, 239 s.
- Iplikçi, E. ve Ayhan, A., 1982, Adana iline bağlı Kozan-Feke, Saimbeyli civarının jeolojik etüdü; MTA Enst. Raporu, Rap. No: 485, 63 s.
- Karadag, M. M., 1987, Seydişehir bölgesi boksitlerinin jeolojik, petrografik ve jenetik incelemesi; Selçuk Üniv. Fen Bil. Ens., Doktora Tezi, Konya, 265 s.
- Ketin, I., 1966, Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların Doğu İran Kambriyeni ile mukayesesi; MTA Derg., 66, 77-90.
- Ketin, I., 1982, Genel jeoloji, dış olaylar ve yeryüzü şekilleri; Teknik Üniv. Matbaası, İstanbul, 2, 396 s.
- Ketin, I., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış; I.T.Ü. Matbaası, İstanbul, 595 s.
- Kuşçu, M., 1983, Göktepe-Ermenek (Konya) yöresinin jeoloji ve Pb-Zn yatakları; Selçuk Üniv. Fen Bil. Ens., Doktora Tezi, Konya, 181 s.
- Küpelı, Ş., 1986, Attepe (Mansurlu-Feke) yöresinin demir yatakları; Selçuk Üniv. Fen Bil. Ens., Yüksek Lisans Tezi, Konya, 111 s.
- Lengeranlı, Y., Ayhan, A., Çeltek, N. ve Aksoy, E., 1986 Aladağlar (Batı Zamantı) yöresi (Yahyalı-Kayseri) jeolojisi ve kurşun-çinko etüdü ; MTA Enst. Raporu, Rap. No: 7501, 112 s.
- Leutwein, F., 1972, Selenium, handbook of geochemistry; (Ed., K. H. Wedepohl), Springer-Verlag, Berlin, 34, (B-0).
- Loftus-Hills., G. ve Solomon, M., 1967, Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis; Mineral. Deposita, 16, 241-257.
- Lucius, M., 1927, Antitoros silsilesinde, Zamantı suyu ile

- Göksu arasında Faraşa demir madeni zuhurunda yapılan jeolojik taharriyat hakkında rapor; MTA kütüphane-si, derleme No: 421, 84 s.
- Lukasev, K. I., 1970, Lithology and geochemistry of the weathering crust; Israel Program for Scientific Transilation, Jarusalem, 368 s.
- Mason, B., 1966, Principles of geochemistry; John Willey and Sons, New York, 329 s.
- Mercer, W, 1976, Minor elements in metal deposits in sedimentary rocks-a reiew of the recent literature; Hand book of strata-bound and stratiform ore deposits'de. Wolf, K. H. (ed.); Amsterdam, Oxford, New York; Elsevier, 2, 1-28.
- Metin, S., Papak, I., Keskin, H., Özsoy, I., Polat, N., Altun, I., Hazinedar, H., Karabalık, N.N. ve Konuk, O., 1982, Tufanbeyli-Sarız-Göksun ve Saimbeyli arasının jeolojisi (Doğu Toroslar); MTA Enst. Raporu, Rap. No: 7129, 123 s.
- Metin, S., 1984, Doğu Toroslar'da Derebaşı (Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) köyleri arasının jeolojisi; I. Ü. Müh.-Mim. Fak. Yerbilimleri Derg., 4, 1-2, 45-66.
- Mitchell, A. H. G. ve Garson, M. S., 1981, Metal-rich black shales - Mineral deposits and global tectonic settings; Bölüm 3, 98-99.
- Mondadori, A., 1990, The Macdonald encyclopedia of rocks and minerals; Macdonald and Co (Publishers) Ltd, Spain, 607 s.
- Mookherjee, A. ve Philip, R., 1979, Distribution of copper, cobalt and nickel in ores and host-rocks in gladhal, Karnataka, India; Mineral. Deposita 14, 33-55.
- Ohle, E. L., 1972, Evaluation of iron ore deposits; Econ Geol., 67, 953-964.
- Oral, K., 1971, Türkiye demir envanteri; MTA Enst. Yayını, No: 145, 365 s.
- Öncel, S., 1989, Sazak-Karaköy-Delialıuşağı (Yahyalı-Kay-

- seri) Köyleri arasının jeolojisi ve maden yatakları; Selçuk Üniv. Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, Konya, 89 s.
- Önder, E., 1978, Kayseri-Yahyalı-Faraşa Aşılık demir madeni jeolojisi; MTA Enst. Raporu, Rap. No: 1656, 14 s.
- Özgül, N., Metin, S. ve Dean, W. T., 1972, Doğu Toroslar'da Tufanbeyli ilçesi (Adana) dolayının Alt Paleozoik stratigrafisi ve faunası; MTA Enst. Derg., 79, 9-17.
- Özgül, N., Metin, S., Göger, E., Bingöl, I., Baydar, O. ve Erdoğan, B., 1973, Tufanbeyli dolayının Kambriyen-Tersiyer kayaları; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 20, 1, 82-100.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 1, 65-78.
- Philippson, A., 1918, Kleinasien; Handbuch d. regional Geologie; Heidelberg, V/2.
- Pöhl, W., Amouri, M. Kollu, O., Scheffer, R. ve Zachmann, D., 1986, A new genetic model for the North African metasomatic siderite deposits; Mineral. Deposita, 21, 228-233.
- Raiswell, R. ve Plant, J., 1980, The incorporation of trace elements into pyrite during diagenesis of black shales, Yorkshire, England; Econ. Geol., 75, 648-699.
- Ramdohr, P., 1975, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen; 4. Aufl., Akademie Verlag, Berlin, 1277 s.
- Ramdohr, P., 1980, The ore minerals and their intergrowths; Pergamon Press, Oxford, 1200 s.
- Ronov, A. B., 1958, Organic carbon in sedimentary rocks; Geochemistry, 5, 510-536.
- Şahin, M. ve Bakırdağ, L., 1985, Kayseri-Adana, Yahyalı Delialıuşağı Karakızoluğu-Feke Mansurlu Karakızoluğgediği, Mağarabeli (güney bölüm) Hanyeri demir madeni jeoloji ve rezerv raporu; MTA kütüphanesi, derleme No: 7635.
- Şahin, M. ve Bakırdağ, L., 1986, Adana-Feke-Mansurlu Mağ-

rabeli demir madeni, Kayseri Yahyalı, Delialıuşağı Karakızoluğu, Ayıdeliği ve batısı demir yataklarının jeolojisi ve rezerv raporu; MTA kütüphanesi, derleme No: 7942.

- Schidlowski, M., Eichmann, R. ve Junge, C.E., 1974, Evolution des irdischen Sauerstoff-Budgets und Entwicklung der Erdatmosphäre; *Umschau*, 74, Heft 22, 703-707.
- Schneiderhöhn, H., 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde; 1. Band. die lagerstätten der magmatischen Abfolge, 585 s.
- Schulz, O., 1968, Die synsedimentaere mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kaernten); *Tschermark Mineralog. Mitt.*, 3. F. 12, 230-289.
- Tekeli, O., 1980, Toroslarda, Aladağların yapısal evrimi; *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 23, 11-14.
- Tekeli, O. ve Erler, A., 1980, Aladağ ofiyolit dizisindeki diyabaz dayklarının kökeni; *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 23, 1, 15-20.
- Tekeli, O., Aksoy, A. ve Ürgün, B.M., 1988, 1:100.000 ölçekli anınsama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Kozan-J 20 Paftası; MTA Gen. Müd. Yayını, 17 s.
- Temur, S., 1986, Horzum (Kozan-Adana) yöresi piritli çinko kurşun yataklarının jeolojik, petrografik ve jeenetik incelemesi; Selçuk Üniv. Fen Bil. Ens., Doktora tezi, Konya, 252 s.
- Termier, G. ve Monod, O., 1978, Inarticulate Brachiopods from Cambro-Ordovician formations in the western Taurus (Turkey); *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 21, 1, 145-152.
- Tissot, B. P. ve Welte, D.H., 1978, Petroleum formation and occurrence; Springer Verlag, Berlin, 538 s.
- Torres-Ruiz, J., 1983, Genesis and evolution of the Marquesado and adjacent iron ore deposits, Granada, Spain; *Econ Geol.*, 2, 1657-1673.

- Tschihatschef, P., 1869, *Asie mineure*; Paris, *Geologie*, 1, 2, 552 s.
- Tutkun, Z., 1984, Saimbeyli (Adana) yöresinin stratigrafisi; *C.Ü. Yerbilimleri Derg.*, 1, 1, 31-41
- Ulakoğlu, S., 1984, Aladağlarda Yahyalı (Kayseri) bölgesinin jeolojisi; *I. Ü. Müh. Fak., Yerbilimleri Derg.*, 4, 1-2, 1-44.
- Ünlü, T., 1985, Deveci (Hekimhan-Malatya) siderit örneklerine özgü jeokimyasal verilerde yapılan bir jeostatistiksel değerlendirme; *TMMOB Jeoloji Müh. Odası Derg.*, 25, 3-14.
- Ünlü, T. ve Stendall, H., 1986, Divriği bölgesi demir yataklarının element korelasyonu ve jeokimyası (Orta Anadolu-Türkiye); *TMMOB Jeoloji Müh. Odası Derg.*, 28, 5-19.
- Walther, H. W. ve Zitzmann, A., 1977, *The iron ore deposits of Europe and adjacent areas*; Schweizerbarth V., Hannover, 2, 300 s.
- Wright, C. M. 1965, Syngenetic pyrite associated with a Precambrian iron ore deposit; *Econ. Geol.*, 60, 998-1019.
- Zimmerman, R. A., 1970, Sedimentary features in the Meggen barite-pyrite-sphalerite deposit and a comparison with the Arkansas barite deposits; *N. Jb. Miner. Abh.*, 113, 2, 179-214.
- Zuffardi, P., 1976, Karst and economic mineral deposits, *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits* (Ed. K. H. Wolf), Elsevier, Amsterdam, 3, 175-212.