

T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

HEKİMHAN VE CİVARI
MADEN YATAKLARI

Tayfun KUNDİ (Jeo. Müh.)

DANIŞMAN
Yrd. Doç. Dr. Cemal BÖLÜCEK



0069464
255.07.02.03.00.00/0069464

JM YL&60

ELAĞIĞ

2005

İÇİNDEKİLER

ÖZET	IV
1. GİRİŞ	1
2. HEKİMHAN BÖLGESİNİN JEOLJİSİ	2
2.1.Serpantinit-Gabro Kompleksi	5
2.2.Taban Konglomerası, Şeyl ve Kireçtaşı	8
2.3.Masif Volkano Sedimanter Seriler	10
2.4.Trakitik Akıntılar, Dayklar ve Alkali Siyenitler	14
3. HEKİMHAN YÖRESİ DEMİR YATAKLARI	15
3.1. Karakuz Demir Yatağı	19
3.1.1. Karakuz Demir Sahası	19
3.1.2. Boğazgören (Şırzı) Demir Sahası	23
3.2. Deveci Demir Yatağı	24
3.3. Hasaңcelebi Demir Yatağı	30
3.4. Hekimhan Bölgesi Demir Yataklarının Kökeni	31
3. 5. Hekimhan Demir Yataklarının Rezerv ve Tenörü	33
4. KULUNCAK YÖRESİ DEMİR YATAKLARI	34
4.1. Genel Jeoloji ve Stratigrafi	35
4.2. Kuluncak Yöresinin Yataklarının Özellikleri	35
4.2.1. Kuluncak Demir Madeni Yatağı	35
4.2.2. Yunnuk Demir Madeni Yatağı	36
4.2.3. Düşük Söğüt – Kızıloyukboynu Tepe Demir Yatağı	36
4.3. Kuluncak Demir Yataklarının Rezerv ve Tenörü	36
5. KULUNCAK YÖRESİ FLUORİT CEVHERLEŞMESİ	37
5.1. Kireçtaşları	37
5.2. Siyenitler	38
5.3. Fluorit Cevherleşmeleri	39
5.3.1. Minerolojik Özellikler	40
5.3.2. Fluoritlerin Oluşumu	42
5.3.3. Fluorit Cevherleşmelerinin Kökeni	44
6. KULUNCAK VERMİKÜLİT CEVHERLEŞMESİ	44
6.1. Vermikülit: Tanım ve Sınıflandırma	44
6.2. Vermikülit Cevherleşmesi	46
7. SONUÇLAR	47
8. KAYNAKLAR	49

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1. Hekimhan Bölgesi Yer Bulduru Haritası.....	2
Şekil 2. Hekimhan Sahası'nın Jeoloji Haritası	4
Şekil 3. Hekimhan Yöresinin Genelleştirilmiş Stratigrafik Sütun Kesiti	6
Şekil 4. Hekimhan-Hasançelebi demir madeni bölgesi yerbulduru haritası.....	16
Şekil 5. Malatya-Hekimhan-Hasançelebi demir bölgesinin jeolojik haritası	18
Şekil 6. Karakuz demir madeni ve civarının jeolojik haritası ve kesiti	21
Şekil 7. Boğazgören (Şırzı) köyü demir cevherlerinden geçen N-S doğrultulu jeolojik kesitler.....	23
Şekil 8. Malatya – Hekimhan (Deveci) Demir yatağının jeoloji haritası	25
Şekil 9. Deveci siderit yatağına ait enine jeolojik kesitler.....	27
Şekil 10. Bahçedamı – Hasançelebi arasında uzanan K 80 E doğrultulu demir sahasının jeolojik haritası.....	29
Şekil 11. Kuluncak yöresi yer bulduru haritası.....	34
Şekil 12. Fluorit cevherleşme sahasının yer bulduru haritası	37
Şekil 13. F2-56 nolu cevher örneğine ait x-ışınları difraktogramı	41
Şekil 14. F3-57 nolu cevher örneğine ait x-ışınları difraktogramı	42
Şekil 15. Bölgedeki fluorit cevherleşmelerine ait cevherli kafa krokileri	43

ÇİZELGELER LİSTESİ

Çizelge 1. Farklı yazarlara göre Hasançelebi Sahası'nın stratigrafisi	3
Çizelge 2. Karakuz demir cevherleşmesinin temsili örneğinin kimyasal analiz sonuçları	22
Çizelge 3. Deveci Siderit Yatağından Alınan Numunelerin Analiz Sonuçları.....	26
Çizelge 4. Hekimhan demir cevherleşmelerinin rezerv ve tenörü.....	34
Çizelge 5. Kıluncak Yöresi Demir Cevherleşmelerinin Rezerv ve Tenörü.....	36

ÖZET

Hekimhan bölgesinde işletilebilir özelliğe sahip toplam üç tür cevherleşme söz konusudur. Bunlar; demir, fluorit ve vermikülit cevherleşmeleridir.

Düşük tenörlü demir cevheri yataklarının yer aldığı Malatya bölgesinde en önemli cevherleşmeler Hekimhan havzasındadır. Hekimhan havzasında genelde iki tür yataklanma bilinmektedir. Birinci tür; volkanosedimanter seriler içerisindeki, uyumlu konumdaki yataklanmalar (Deveci Siderit Yatakları) ve uyumsuz konumdaki yataklanmalar (Kuluncak batısı ve Hasançelebi Manyetit Yatakları) olup, ikinci tür yataklanma ise; volkanosedimanter dizinimleri kesen daha genç oluşumlu siyenitporfir ve trakit gelinimleri ile ilgili zenginleşmelerdir (Karakuz Yatağı ve Hasançelebi zonu içerisinde yer alan Türkeli Tepedeki genç manyetit zenginleşmeleri).

Aşılık pınarı ve Karababa pınarı civarında görülen fluorit cevherleşmeleri siyenitler tarafından kesilen kireçtaşı dokanaklarında içirme, damar dolguları ve düzensiz damarlar şeklinde yerleşmiştir. Yapılan rezerv hesaplamasına göre, fluoritin görünür rezervi 24.060 ton olarak hesaplanmış olup, satılabilir özelliktedir.

Kuluncak civarındaki vermikülit cevherleşmesi, ultrabazik Serpantin-Gabro Kompleksi üzerinde Ü.Kretase, Tersiyer, Kuvaterner çökel ve volkanitleriyle kaplıdır. Kuluncak çevresi sahasının rezervi az olduğundan Darıh sahasıyla birlikte ele alınabilir.

1. GİRİŞ

Bu bir Yüksek Lisans Semineri olup, bu seminerin yapılmasının en önemli amacı, bölgede ekonomik değeri olan demir, vermikülit ve fluorit yataklarının hem jeolojik hem de ekonomik açıdan incelenmesidir. Hekimhan bölgesi denilince akla ilk olarak demir madeni gelir. Demir yatakları Hekimhan bölgesinde oldukça fazladır ve ekonomik değerleri de gayet yüksek olup, Hekimhan demir yatakları Türkiye'nin ilk üç demir yatakları içerisinde yer alır. Bölgede sırasıyla gerek ekonomik yönden rezerv açısından demirden sonra fluorit ve vermikülit yatakları yer alır.

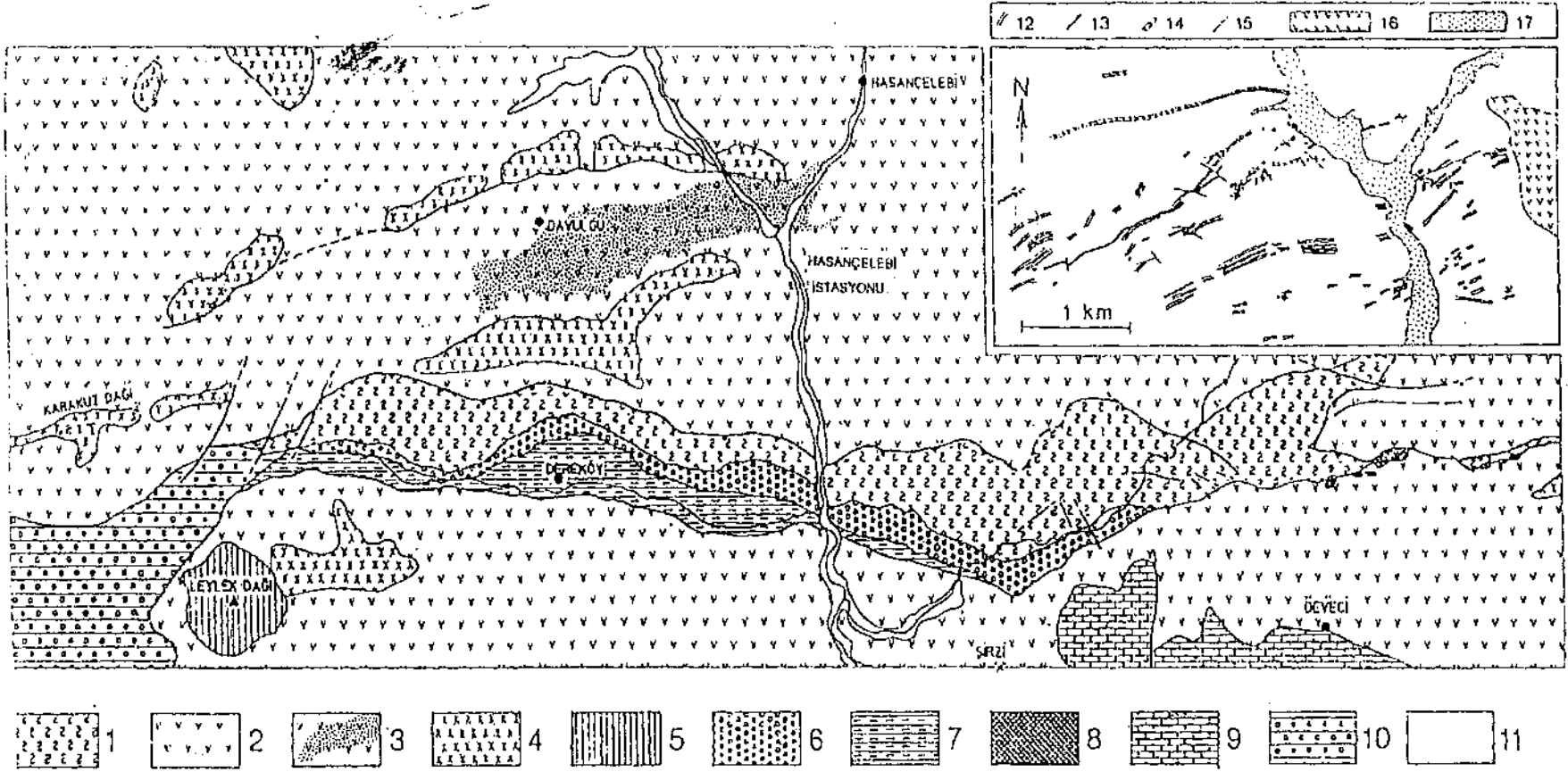
Kalkınmada ölçüt alınan demir ve çelik tüketim indeksinin artırılması; bu endüstrinin hammaddesini oluşturan demir cevherleşmelerinin aranıp bulunması, bulunan hammadde kaynaklarının da en iyi şekilde işletilmesi ile mümkündür.

Aşılık pınarı, Karababa pınarı ve Karababa mevki civarında bulunan fluoritler, siyenitler tarafından kesilen kireçtaşı dokanaklarından; içirme, damar dolguları ve düzensiz damarlar şeklinde yerleşmiştir. Fluorit yataklarının ortalama tenörü %43 CaF_2 olarak tespit edilmiştir. Yapılan rezerv hesaplarında yatakların toplam görünür rezervi 24.060 ton olarak hesaplanmıştır.

Vermikülit cevherleşmeleri Kuluncak yöresi civarında bulunup, vermikülitleri kapsayan skapolitfelsler, bazik volkanitlerin serpantin-gabro kompleksi üzerine itilmesi ve alttan alkali siyenit magmasının etkisiyle oluşmuştur. Sahadaki vermikülitlere özellikle manyetit-hematit cevheri yakınlarında rastlanmaktadır. Kuluncak çevresi sahasının rezervi az olduğundan Darılı sahasıyla birlikte ele alınabilir.

Çizelge 1. Farklı yazarlara göre Hasacelebi Sahası'nın stratigrafisi (Stendal ve diğ., 1995, Gürcan ,2002'den)

Jacohson ve diğ., 1971		Boztuğ ve Yılmaz, 1989 Yılmaz ve diğ., 1991		Stendal ve diğ., 1995	
Üst bazalt birimi/mikrosiyenitler	Trakitler	MİYOSEN-PLİYOSEN	Volkanikler	volkanikler	Özellikle andezitler
	Sütun bazaltları	PALEOSEN-EOSEN	Davuttarla Formasyonu	Sedimanter seri	konglomera, kireçtaşı, kumtaşı
	Bazaltik pilov lavı	Hasan Çelebi Plütunu	Konukdere Metazomatitleri	Trakit/Siyenit dayklar	Hidrotermal alterasyon
	Tüf, andezit	EN ÜST KRETASE	Ardahan Formasyonu		
Orta tüf birimi	Tüf, şeyl, kireçtaşı, Konglomera, mafik lava, kireçtaşı tabakaları	HEKİMHAN GRUBU	Kavakdere Formasyonu	Davulgu sahasında bazaltik seriler	Pilov lavlar, tüfler ve bazaltik akışkanlar
			Dayklar, siller, lava akışkanları ve sedimanlar	Dere köy sahası ve Buzlu dere boyu	Tüfler, bazaltik akışkanlar, aglomeralar, mafik konglomera
Alt konglomera	Mafik lava, tüf içeren kumtaşı, mafik konglomera/aglomera		Bahçedam Volkanikleri		
			Mafik Volkanikler		
		Buldudere Üyesi	Sedimanter kayaçlar	Taban konglomerası, kireçtaşı, şeylli seriler	Konglomeralar Resifal hippuritesleri içeren şeyiller (tüfler?), kireçtaşı
Kireçtaşı	Hippurites	PRE-MEASTRİHTİYEN		Serpantinit-gabro kompleksi	Gabroyik kayaçlar / kümülatlar, ultramafik kayaçlar / serpantinitler
		Kuluncak ofiyolitik melanji	Karadere ultramafikleri		



Şekil 2. Hekimhan Sahası'nın Jeolojisi Haritası: 1, serpantin-gabro kompleksi; 2 mafik volkano sedimanter seriler; 3, Hasancelebi Demir Cevheri'nin yoğun hidrotermal alterasyon sahası; 4 trakit akışkanları ve dayklar (alkali siyenitler); 5 Miyosen volkanik seriler; 6, taban konglomeraları; 7, şeyl, marn ve kireçtaşı; 8, Deveci Yatağı; 9, kireçtaşı; 10, Paleosen-Eosen sedimanter seriler; 11, alüvyal sedimanlar. En üst sağ köşeye yerleştirilen daykların ve damarların gösterdiği Hasancelebi Sahası'nın jeolojik haritası; 12, trakitik dayklar; 13, mafik dayklar; 14, kuvars manyetit damarları; 15, faylar; 16, trakit (ikinci jenerasyon); 17, alüvyal sedimanlar; Stendal ve diğ., (1995)'den değiştirilmeden alınmıştır (Gürçan, 2002'den).

2.1. Serpantinit-Gabro Kompleksi

Sahanın en yaşlı kayaç serisini öncelikle gabro, kümülat gabro, verlit ve piroksenitten oluşan parçalanmış, eksik ofiyolit serisi oluşturmaktadır (Stendal ve diğ., 1995; Gürcan, 2002'den).

İzdar ve Ünlü (1977)'ye göre; Hekimhan Havzası'nın temelini gabro, peridotit, serpantinit ve bitümlü, kristallenmiş dolomitik kireçtaşlarından oluşan karmaşık bir seri oluşturur. Bu temel "Alt Seri" olarak tanımlanmıştır. Alt Seri'nin pelajik çökelleri yapılan saha çalışmalarında üç litolojik birim halinde ayrıntılı olarak etüd edilmiştir. Bunlar:

Koyu gri kireçtaşı birimi, dolomitleşmiş metamorfik (?) kireçtaşı birimi ve radyolarit birimidir.

Yılmaz (1991); İnceleme alanının temelini, Kuluncak Ofiyolitli Karışığı olarak adlandırılan litodem biriminin oluşturduğunu belirtmiştir. Kuluncak Ofiyolitli Karışığı kendi içinde ilk kez birimlere ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru:

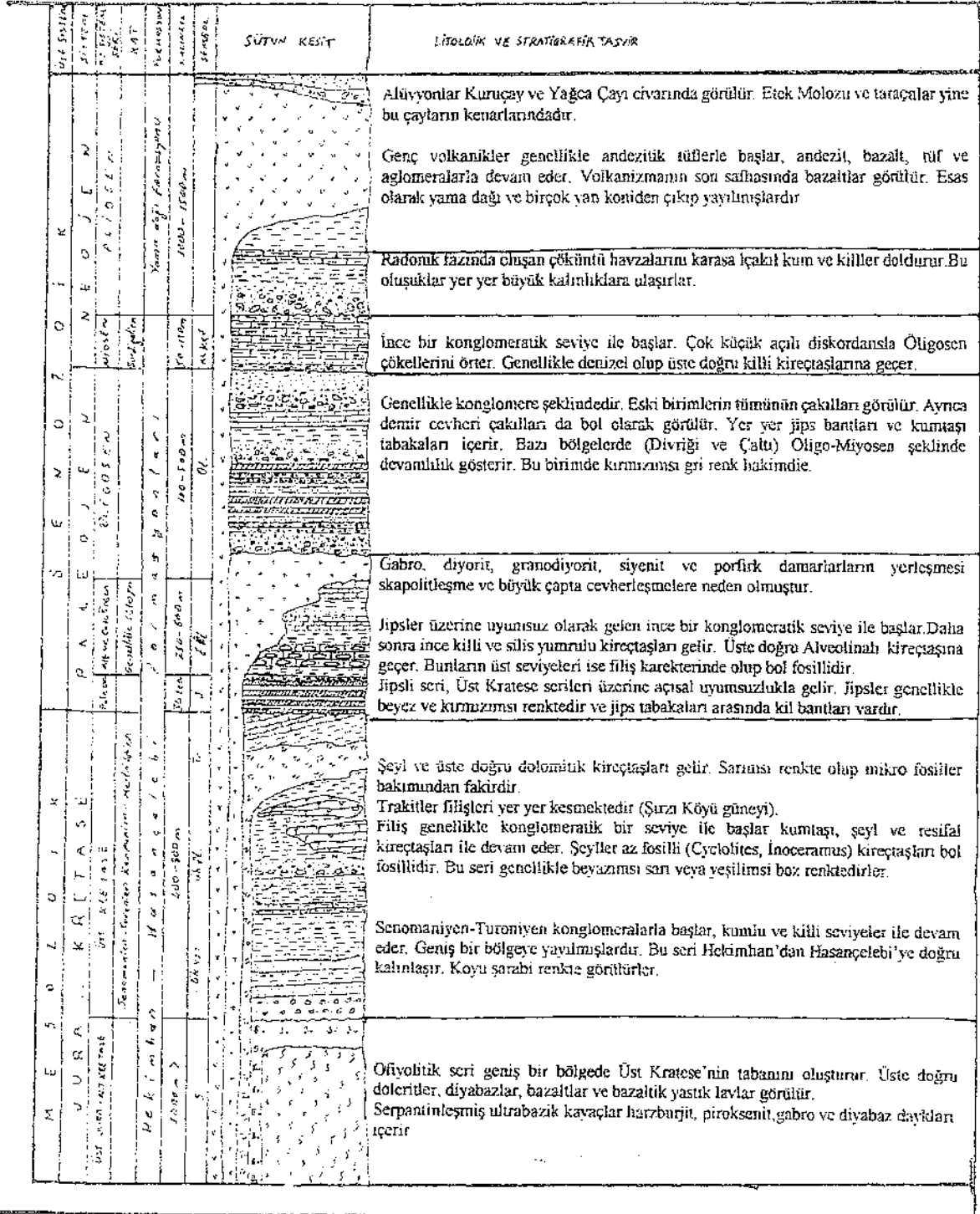
1. Karadere Ultramafiti,
2. Güvenç Listfeniti,
3. Körburun Volkaniti,
4. Maltepe Gabrosu,
5. Gündeğcikdere Radyolariti'dir.

Gürer (1994) tarafından "Hocalıkova Ofiyoliti" olarak adlandırılan temeldeki serpantinit – gabro kompleksi kısmen dunit, harzburgit, piroksenit, gabro, spilit ve pelajik çökellerden oluşmaktadır.

İnceleme alanında 1000 m'den fazla görünür kalınlığı saptanan ofiyolit; Sarıkaya, Kırmızı, Kazancı, Demir, Hocalıkova, İğnekkaya ve Kara Tepe çevrelerinde yaklaşık 42 km²'lik bir alanda yüzeylenir (Gürcan, 2002).

Ultramafik kayalar tümüyle kümülatif kayalarla temsil edilmektedir. Ofiyolitin görünür tabanının en altında yer alırlar. Sahada; renkleri, katmanlı yapıları ve ana mineralleri ile ofiyolitin diğer litolojilerinden ayırt edilirler. Bu kayalar ayrılmış yüzeyde kırmızı-kahverengi, ayrışmamış yüzeyde ise yeşil ve mavimsi yeşildir. Ayrışmamış yüzeylerde olivin ve piroksenit gözle seçilebilmektedir. Ultramafit kümülatlar, ana minerallerini, olivin ve piroksenin oluşturduğu dunit, harzburgit ve piroksenit ile temsil edilir. Başlıca Eskikent, Keklice ve İğnekkaya Tepe'de yüzeylenirler (Gürer, 1994).

HEKİMHAN BÖLGESİNİN GENELLEŞTİRİLMİŞ STRATİGRAFİK KESİTİ



Şekil 3. Hekimhan Yöresinin Genelleştirilmiş Stratigrafik Sütun Kesiti (Alpan, 1976)

Yılmaz (1991)'in "Karadere Ultramatifiti" olarak isimlendirdiği bu birim, serpantinleşme, talklaşma ve killeşmeden dolayı yer yer ince bir toprak örtüsüyle kaplanmıştır. Bu olay daha çok yol ve dere yarmalarında gözlenmektedir. Karadere Mahallesi çevresinde serpantinleşmiş ultramafikler içinde yaklaşık 150-200 m yüksekliğe sahip, 60-70 m kalınlığında masif tonalit ve diyorit porfir daykları da gözlenmiştir (Gürcan, 2002).

Masif gabrolar ofiyolitik istifin en yaygın kayaçlarıdır. Bu kayalar, olivin ve piroksenden oluşan iki mineralli kristalizasyonun sona erdiğini ve plajiyoklazın da gelişmeye başladığını yansıtır. Bölgede mikro gabro, piroksen gabro, hornblend gabro ve pegmatitik gabro, türleri saptanmıştır. Ultramafik ve mafik kayaların büyük çoğunluğu bindirme ve fay zonlarında serpantinleşmiştir (Gürer, 1994).

Bu birim Yılmaz (1991) tarafından Maltepe Gabrosu olarak isimlendirilmiştir. Hacılar Köyü'nün güney doğusunda Körburun Volkaniti içerisinde ve Eskikent Mahallesi civarında ultramafikler içerisinde küçük yüzlekler halinde görülmektedir. Ayrıca haritalanabilir olmayan birçok gabro daykı, Hacılar Köyü doğusunda ofiyolitik karışığa ait olan mafik volkanitler içerisinde ve özellikle serpantinleşmiş mafikler içerisinde bloklar halindedir. Ultramafikler içerisine intrüze olan bu kayaçların kontaklarında ezilme, breşleşme ve alterasyon (serpantinleşme, killeşme gibi) izlenmektedir. Maltepe Gabrosu 250-750 m çapında kütleler halinde görülebildiği gibi, 1 m'den 7-8 m'ye kadar değişen kalınlıklarda dayklar halinde de görülmektedir (Gürcan, 2002).

Spilitik volkanitler ve kırmızı pelajik çökeller ofiyolit stratigrafik üst düzeylerinde yer alırlar. Epiofiyolitik örtüyü oluşturan spilit ve pelajik çökeller birbirleriyle giriktir. Çökeller kırmızı, kahve, pembe renkleriyle ofiyolit diğer kayaçlarından kolay ayırt edilir. Başlıca kalsitli dolotaşı, radyolarit ve çamurtaşından oluşur. En tipik ve geniş yüzeylenmelerini Kızılceviz ve Kızılca Tepe'de verirler. Bu alanda çevre kayalarla olan ilişkileri tektoniktir ve yaklaşık 75, 100 m kalınlık sunarlar (Gürer, 1994).

Listvenit özellikle ultramafiklerin tektonizmaya uğradığı alanlarda yaygındır. Listvenitlerde silisleşme karbonatlaşmadan daha yaygındır (Gürer, 1994). Serpantinitlerin en üst kısımları silisleşmiş ve bu silisleşmiş kısımlar litfenitler (kuvars-dolomit-magnezitli kayaç) içinde gelişmiştir (Stendal ve diğ., 1995; Gürcan, 2002'den).

Bölgedeki en yaşlı birim olan ofiyolit tabanında yer alan kayaçlar gözlenememiştir. Ancak, Darende-Gürün, Balaban-Yazıhan-Kurşunlu-Levent, Alacahan-Çetinkaya-Divriği dolaylarında ofiyolitlerin Paleozoyik ve Mesozoyik çökeller üzerinde tektonik dilimler

şeklinde bulundukları bilinmektedir (Gürer, 1994). Ofiyolit tavanda ise, Gürer (1994)'in Karadere Formasyonu olarak isimlendirdiği, Stendal ve diğ. (1995)'nin taban konglomerası, şeyl ve kireçtaşı olarak ifade ettikleri birimlerce uyumsuz olarak örtülmektedir (Gürcan, 2002).

Ofiyolitın çökel kayalarından sağlıklı yaş verisi derlenememiştir. Bu nedenle kompleksin yaşı kesin değildir. İzdar ve Ünlü (1985) radyolaritlerden derledikleri örneklerden Jura-Kretase yaşını lde etmişlerdir. Ofiyolitın bölgeye yerleşme dönemi ise Üst Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı çökellerle uyumsuz örtülmeleri nedeniyle Geç Kampaniyen öncesi olarak düşünülmüştür (Gürer, 1994).

Bu ofiyolitın Toridler ile Kırşehir Masifi'ni birbirinden ayırdığı düşünülen, İç Toros Okyanusu'ndan türediği (Gürür ve diğ., 1984; Robertson ve Dixon, 1984) ve olasılıkla kuzeyden güneye gelerek bölgeye yerleştiği düşünülmektedir (Gürer, 1994).

2.2. Taban Konglomerası, Şeyl ve Kireçtaşı

Gürcan, (2002) serpantinit-gabro kompleksini üzerleyen, ofiyolit çakıllarından oluşan parçalarla beraber temele ait mafik konglomera birimini içeren sedimanter kayaçlar bu seri adı altında toplamıştır.

İzdar ve Ünlü (1977) bu birimi, Üst Kretase transgresyonu ile başlayan ve Eosen içine kadar devam eden çeşitli litolojik birimleri içeren "Orta Seri" olarak isimlendirdikleri serinin, taban serisi şeklinde ifade etmişlerdir. Taban serisi en altta taban konglomera birimi ve üstünde kumtaşı-marn biriminden oluşmaktadır (Gürcan, 2002).

Yılmaz (1991) Hasaңcelebi'den Hekimhan'a giden karayolu üzerinde gözlenebilen tüm birimleri içine alan Hekimhan Grubu olarak isimlendirilen grubun, litostratigrafik özellikleriyle birbirinden ayrılan dört formasyondan oluştuğunu belirtmiştir. Bunlar: Buldudere Üyesi, Dinekkaya Üyesi ve Bahçedam Volkaniti'nden oluşan Uludere Formasyonu; filişik özellikteki sedimanter birimlerden oluşan volkanik ara katkılar içeren Kavakdere Formasyonu; fosilli kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşan Ardahan Formasyonu; yine kırıntılı karbonatlı kayaçlardan oluşan Davuttarla Formasyonu'ndan oluşmaktadır. Formasyonlar birbirleriyle birincil stratigrafik ilişkilidir (Gürcan, 2002).

Yılmaz (1991) taban konglomerası, şeyl ve kireçtaşı birimine Uludere Formasyonu adını vermiştir. Uludere Formasyonu; Buldudere Üyesi, Dinekkaya Üyesi ve Bahçedam Volkaniti'nden oluşmaktadır. Buldudere Üyesi taban konglomerasını karakterize etmekte

olup, alttaki ofiyolitik birimin çakıllarını içermektedir. Buldudere Üyesi ile eş zamanlı olan Dinekkaya Üyesi, az kristalize Hippurites sp., makrofosil kavkaları ve mikrofosilleri içeren kireçtaşı litolojisindedir. Uludere formasyonunun diğer üyesi olan Bahçedamı Volkaniti ise, Buldudere üyesi içerisinde, özellikle alt seviyelerdeki konglomera, kumtaşı litolojisindeki kayalar içerisinde dayklar, ara katkılar ve daha üst seviyelerde lav akıntıları şeklinde izlenmektedir. Bunlar daha çok bazaltik, daha az olarak, spilit, diyabaz, andezit, bazaltik andezit bileşimine sahiptirler (Gürçan, 2002).

Her ne kadar Uludere Formasyonu'nun tamamı Yılmaz (1991) tarafından taban konglomerası, şeyl ve kireçtaşı birimi içerisinde değerlendirilse de, Stendal ve diğ. (1995), Bahçedam Volkanitleri'ni masif volkano sedirmanter seri içerisinde değerlendirmişlerdir (Gürçan, 2002).

Ofiyolitik istifin bölgeye yerleşmesini izleyen dönemde ofiyolitinin üzerine belirgin bir aşıl uyumsuzlukla çökelmiş ve tümüyle ofiyolitik gereçten türemiş, karasal-sığ denizel, çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmalı bu birime Gürer, (1994) tarafından "Karadere Formasyonu" adı verilmiştir.

Aynı araştırmacı birimin tavanda Hekimhan formasyonu ile yanıl ve düşey geçişli olduğunu ve 0-300 m arasında kalınlık sunduğunu belirtir. İnceleme alanında düzensiz dağılmış yamalar biçiminde yaklaşık 20 km²'lik alan kaplayan birim başlıca Hekimhan İlçesi, Karadere Köyü, Kirizli, Denizbağı, Ellezli, Çay, Yayladam, Çıkrıkçı, Karlık, Kızıldere Mahalleleri ve çevresinde yüzeylenir (Gürer, 1994).

Başlıca çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan bu birimde tabanda çakıltası, tavana doğru ise kumtaşı egemendir. İstif tabanda çoğunlukla kırmızı ve kahverenginin egemen olduğu alacalı renkli çakıltası ile başlar. Başlıca gatro, piroksenit, spilit, kırmızı çört ve kireçtaşı bileşimli çakılların hemen tümü ofiyolitten türemiştir. Yuvarlaklık ve küresellik iyi gelişmiştir. Boylanma kötü-orta arasında değişir. Ufaktan çok iri çakıla dek her boyutta gerece rastlamak olasıdır. Matriks orta iri taneli kum, bağlayıcı ise karbonatlı demirli kildir. Kumtaşları, çakıltalarına oranla istifle daha az yaygındır (Gürer, 1994).

Yılmaz (1991) birime Kretase-Maestrihtiyen yaşını vermiştir. Gürer, (1994)'e göre ise birimin stratigrafik konuma göre, ofiyolitinin yerleşiminden sonra Geç Kampaniyen'de çökelmiş olabilir.

İzdar ve Ünlü (1977)'ye göre; Orta Seri içerisinde yer alan Hippuritesli kireçtaşı birimi, Hekimhan'ın jeolojisinin en karakteristik litolojik ünitesi olup, doğrudan doğruya konglomeratik temel seri üzerine kireçtaşının ve resifal oluşumun gereği olarak transgresif şekilde yerleşmiştir. Bazı yerlerde marnlı birimin, bazı yerlerde taban konglomerasının ve her ikisinin de bulunmadığı yerlerde açık serpantin horstlarının üzerine doğrudan doğruya transgresif olarak gelmişlerdir (Gürçan, 2002).

Karadere Formasyonu (taban konglomerası), ofiyolit (Hocalıkova Ofiyoliti) bölgeye yerleşiminden sonraki dönemde meydana gelen bir kalınlaşım yükselme ve yükselmeyi izleyen erozyonun ürünüdür. Birimin litolojik özellikleri, ofiyolitik bir temel üzerinde gelişmiş ve tektonik aktivite ile denetlenmiş akarsu sığ deniz ve ilişkili ortamları yansıtır. Formasyonun yanal ve düşey yönde değişen kalınlıkları ve litolojik farklılıklar sergilemesi, tektonik aktivitedeki değişimler, düzensiz topoğrafya ve akarsuların debisiyle ilgilidir. Kaynak alanın hızla yükselmesi veya havzanın hızla alçalmasına bağlı olarak, ince taneli gercin bağl olarak az olması, iri çakıl boyu gercin kalınlığını ve yayılma alanını arttırmıştır. Kısa süren tektonik dinginlik dönemlerinde kum ve silt boyu ince taneli kırıntılar, ince katmanlar halinde çökelebilmektedir. Yinelenen tektonik etkinlik dolayısıyla, fasiyes örneklerinde ve tane boylarında dönemsellikler gelişmiştir. Sürekli aşındırma ve peneplenleşme nedeniyle engebeler giderek azalmıştır. İstifin üst düzeylerine doğru, kırıntı boylarının yukarıya doğru küçülmesi ile birlikte kırmızı oksidasyon rengi kaybolmuştur. Sonuç olarak; Karadere Formasyonu'nun tektonik etkinlik ile denetlenmiş, yüksek yatak eğimine sahip örgülü, bir akarsu, akarsu-delta ve kısmen de sığ denizel bir ortamda çökeldiği düşünülmektedir (Gürer, 1994).

2.3. Masif Volkano Sedimanter Seriler

Hekimhan Sahası'nın en yaygın kayaçlarını oluşturan bu seri, taban konglomerası, şeyl ve kireçtaşı serisi ile batıda (Kuluncak) serpantin-gabro kompleksini uyumsuz bir şekilde örten mafik volkano sedimanter seriyi içermektedir (Hekimhan Grubu). Üstten alta doğru: Mafik volkano sedimanter serisi; konglomera, kireçtaşı, kumtaşı, trakitik akmalar (K-Ar yöntemiyle 76-21 m.y. yaş elde edilmiştir), stüsal bazaltlar, pilov lavalar, tüfler ve andezitleri içeren üst bazalt birimi (Bahçedam volkanikleri); tuf, şeyl, kireçtaşı ve yerel olarak kumtaşı, konglomera ve mafik lavaları içeren tuf birimlerinden oluşmuştur. Hem Hasançelebi hem de antiklinal yapıların merkezini oluşturan serilerin bulunduğu Karakuz Sahası'na kadar

uzanan bu seviyeyi oluşturan kısımlar çok yoğun bir şekilde hidrotermal alterasyona uğramıştır (Stendal ve diğ., 1995; Gürcan.,2002'den).

İzdar ve Ünlü (1977) yukarıda bahsedilen mafik volkano-sedimanter serileri “Orta Seri” içerisinde tanımlamışlardır. Orta Seri Üst Kretase transgresyonu sonucunda taban konglomerası ve bunların da üzerine gelen marn-kumtaşı, Hippuritesli kireçtaşları ile başlar,denizaltı volkanitlerinin içerisinde yer aldığı Maestrihtiyen yaştaki fliş benzeri marnlı birimle genişler ve kireçtaşları ile sonlanır. Orta Seri içinde jeolojik haritalama olanaklarına da uygun olarak 7 litolojik birim ile bir ara birim ayırt edilmiştir (Gürcan, 2002):

8. Erdihankaya kumtaşı, marn birimi,
7. Ortapınar ve Iğdır kireçtaşları birimi,
6. Üst Kretase + Eosen kireçtaşı,
5. Zorbehan kireçtaşı birimi,
4. Marn ve fliş birimi,
3. Hippuritesli kireçtaşı birimi,
2. Kumtaşı, marn birimi,
1. Taban konglomera birimi

Mafik volkano-sedimanter birimler 4 nolu birimlerle deneştirilebilir (Gürcan, 2002).

Eter Mahallesi, Bahçedamı ve Ulgüney İstasyonu'na doğru uzanan yörede, marn ve fliş üzerinde yaygın bir gelişim gösteren yastık lavları ve türevleri yer almaktadır. İnceleme alanının batı kesimlerinde bu tip kayaçlar çok az marn ve fliş ara katkılarıyla birlikte, özellikle Yünlüce (Avlar) ve Sofular arasında yoğunluk kazanan yastık lavları ve türevleri genelde marn ve flişin yaşına eş oluşumlar olarak kabul edilmektedir. Hekimhan'ın hemen kuzeyinde ve Hekimhan'ın batısındaki yöreler ile Avlar civarından alınmış çeşitli numunelerin mikro ve makro fauna içeriğine göre marn ve flişlerin yaşlarının Maestirhtiyen olduğu belirgin olarak saptanmıştır. Maestirhtiyen yaşlı fliş birimleri ile karmaşık bir istiflenme gösteren denizaltı yastık lavları ve onların volkanotüfejen türevleri Maestirhtiyen yaşı verilmek suretiyle kolaylıkla açıklanabilmektedir. Bu tür kayaçlar mor, siyah, yersel süngerimsi yapıda, içlerinde fenokristalleri görülen pilov lava istifleri görünümündedir. Poroz olan kısımlar kalsit ve kloritle dolmuştur (Gürcan, 2002).

Yılmaz (1991) bu birimi Kavakdere Formasyonu şeklinde isimlendirmiştir. Litolojik özellikleriyle diğer birimlerden farklılık gösteren Kavakdere formasyonu, sarımsı boz renkli, yer yer yeşil renkli kumaş-kiltaşı-marn ile beyaz veya gri renkli, bol fosilli kireçtaşı

seviyelerinin ardalanmasından oluşmaktadır. Bu kayaç türleri yanı sıra, Kavakdere içerisinde tipik olarak gözlenen yastık yapılı volkanikler mevcuttur. Kavakdere Formasyonu'nun yaşı fosil bulgularına göre Maestirhiyen'dir (Gürer, 2002).

Gürer (1994); masif volkano-sedimanter içine giren birimleri; Hekimhan Formasyonu, Hasançelebi Volkanitleri şeklinde isimlendirmiştir (Gürer, 1994).

Hekimhan Formasyonu: Olgunlaşmamış kırıntılı, kırıntılı kimyasal ve kimyasal çökellerden oluşur. Birim geniş yüzeylenmelerini Hekimhan çevresinde verdiği için Hekimhan Formasyonu adıyla anılmıştır (Gürer, 1994).

Formasyon yanal ve düşey yönde sık sık litoloji değişimleri sergilese de düzenli bir istiflenme gösterir. Tabanda çakıllı kumtaşı ve kumtaşı ile başlayan birim üste doğru kumtaşı-marn-şeyl ardalanmasına geçer. Altta genellikle merceksi kireçtaşı, üstte killi kireçtaşı, ayrıca farklı düzeylerde de olistrostromal ve kanal dolgusu çakıltı cepleri yer alır. Sahada merceksi kireçtaşları formasyon içinde kolay ayırt edilebildikleri için üye aşamasında adlanmış ve haritalanmıştır (Gürer, 1994).

Formasyon tabanda Karadere Formasyonu ile orta ve üst düzeylerde Hasançelebi Volkanitleri ile dereceli geçişlidir. Tavanda ise Hüyük kireçtaşı ve Akpınar Formasyonu ile dereceli geçişlidir (Gürer, 2002).

Gürer, (1994)'e göre formasyonun kalınlığı yöreden yöreye değişir. Lorikay ve Sağırkaya Tepe arasında 585 m, İmanınkaya ve Ellezinkırı Tepe arasında 317 m kalınlık ölçülmüştür. İnceleme alanında yaklaşık 1/7'lik bir alan kaplayan birim başlıca Hekimhan İlçesi; Karamahmut, Hacılar, Ardahan, Dumlü Köyleri; Hacıköse, Kandil Mahalleleri ve çevresinde yüzeylenir.

Formasyon bentik ve pelajik foraminifer, rudist vb. pelesipodlar açısından oldukça zengin kayaları kapsar. İstifin farklı düzeylerinden derlenen örneklerin fosil incelemeleri, Üst Kampaniyen Maestirhiyen yaşını vermiştir (Gürer, 1994).

Tohma Kireçtaşı Üyesi: Üye bol miktarda rudist içermesi ile karakteristik biyohermal veya biyostromal nitelikli ve mercek geometrili kireçtaşlarından oluşur. Benzer birim Akkuş (1971) tarafından Tohma resifleri adıyla adlanmıştır (Gürer, 1994).

Üye kimi kez Hocalıkova ofiyoliti üzerinde uyumsuz, kimi kez de Karadere ve üyesi bulunduğu Hekimhan Formasyonu ile uyumludur. Maksimum 50 m kalınlığa sahip üyenin

başlıca yüzeylendiği alanlar; İmamınkaya, Lorikaya, Digekekaya, Ağsarkaya, Balıklaya, Tavşan, Kuşluk, Yücekaya, Gazlı, Ağsay, Kayabaşı, Kızılca ve Şeker Tepe dolaylarıdır (Gürer, 1994).

İnceleme alanı ve çevresindeki rudistlerin türleri ve yaşları konusunda oldukça geniş bir bilgi birikimi vardır (Stchepinsku, 1994; Özer, 1988; Görmüş, 1994).

Üye Hekimhan Formasyonu içinde bulunmasından dolayı Üst Kampaniyen-Alt Maestirhiyen yaşındadır (Gürer, 1994).

Dumlu Çakıltası Üyesi: Başlıca kaba taneli çakıltasından oluşan üye, yanal yönde fazla devamlılık sunmayan ve belirgin bir taban aşındırması gösteren, mercek geometrili kanal birimleridir. Birim tipik olarak Dumlu Köyü çevresinde yüzeylenir (Gürer, 1994).

Hekimhan formasyonu içinde arakatlı şeklinde bulunan üyenin alt dokanağı belirgin aşındırmalı, üst dokanağı ise dereceli geçişlidir. Oldukça değişken olan kalınlık maksimum 50 m dolayındadır. Başlıca Dumlu Köyü, Gavuruntahta, Kızıl Sirt ve Efintikaya çevrelerinde yüzeylenir (Gürer, 1994).

Ofiyolitin bölgeye yerleşimini izleyen dönemde bir aşınma ve alçalma gelişmiştir. Hekimhan Formasyonu bu allokton kütlelerin üzerinde, tektonizmanın sıkışmalı rejimden gerilmeli rejime dönüşmesi sonucu faylarla denetlenen bir havzada çökelmiştir. Hekimhan Havzası adı verilen bu havzada tabanda Karadere Formasyonu ile geçişli sığ denizel kumtaşları çökelmiştir. Kırıntı gelişiminin zayıf olduğu kıyı kesimlerde ve yersel yükseltiler üzerinde Tohma kireçtaşı üyesi çökelmiştir. Havzanın zaman içerisinde daha da gerilip genişlemesiyle rudistli yığınakların çoğu dalga yada akıntılar etkisiyle daha derin kesimlere taşınarak diğer kırıntılara eşlik etmişlerdir. Böylece çökme sırasında bu yığınakların tabanına düzensiz bir taban geometrisi kazandırmıştır. Havzanın derinleşmesine paralel olarak kırıntılar yerlerini yarı pelajik-pelajik kumtaşı-marn-killi kireçtaşı ardalanmasına bırakmışlardır. Havzada tektonizma ve sedimantasyon işlevlerine volkanizma da eşlik etmiş ve bu etkinliğin ürünleri sedimantasyona katılarak havzayı doldurmayı sürdürmüşlerdir. Formasyona ait gereçler kısmen laminar akıntılarla taşınmışlardır. Ancak, tektonik ve volkanik aktivitenin yoğunlaştığı aralıklarda kütle, moloz, türbidit ve tane akmaları gelişmiştir (Gürer, 1994).

2.4.Trakitik Akıntılar, Dayklar ve Alkali Siyenitler

Hekimhan çevresinde (özellikle Hasançelebi ve Karkuz sahalarında) trakitik akıntılar, dayklar ve alkali siyenitler tüm stratigrafik birimleri kesmişlerdir. Resyonel ölçekte, alkali siyenit plugları ve daykları aynı siyenitik hazne ile ilişkili veya muhtemelen magma odasıyla ilişkili olmalarına rağmen; küçük serilerle de ilişkili olabilir (Stendal ve diğ., 1995; Gürcan, 2002'den).

Sivritepe Trakit Üyesi: Bölgenin kuzey kısmında sık yüzeyleyen trakitik volkanitler tipik yüzeylemelerini Sivritepe'de verir. Bunlar genellikle E-W doğrultuludur, uzunluğu birkaç yüz metre olan dayklar, ender olarak yüzeysel lav ve tüfler şeklinde izlenirler (Gürer, 1994).

Gürer (1994)'e göre trakitler önemli ölçüde demir cevheri içerirler ve bölgedeki demir yataklarının oluşmasına neden olmuşlardır. Bu tür trakitler Karakuz Dağı'nın kuzey yamacında, Mağara, Sivri ve Taşlı tepede yüzeylenir. Başlıca cevher mineralleri hematit, manyetit, siderit, limonit; gang mineralleri ise barit, fluorit ve yer yer de kuvars, kalsit ve turmalindir.

Yüceşafak Siyenitoidi: Başlıca siyenit, kuvars siyenit, nefelin siyenit, siyeno-diyorit, siyenit porfir ve siyenit aplit türünde derinlik ve yarı derinlik kayalar topluluğudur. Siyenitoid, Hasançelebi volkanitlerini intrüzif olarak keser (Gürer, 1994).

Leo ve diğ. (1978), Hasançelebi volkanitlerini kesmesi nedeniyle Üst Maestrihtiyen yaşını vermişlerdir (Gürer, 1994).

Skapolit Felsler: Hasançelebi volkanitlerinin, Yüceşafak siyenitoidinin intrüzyonu ile kontakt metamorfizmaya ve metasomatizmaya uğramasıyla gelişen birim Davulgu metamorfiti olarak isimlendirilmiştir (Gürer, 1994).

Metamorfik zon içerisinde yaklaşık E-W gidişli, yapıya uyumsuz, düşeye yakın eğimli siyenit porfir, siyenit aplit ve lamporfirik dayklar yer alır. Daykların ve metasomatik etkilerin yoğunlaştıkları yerlerde birincil kaya özelliklerinin hemen tümüyle kaybolduğu ve yaygın alterasyonunun geliştiği gözlenir. Dayklarda ve dayklara yakın bölümlerde dissemine manyetit-hematit mineralleri yaygınca bulunur. Metamorfitin ana minerali skapolittir. Skapolitin yanı sıra aktinolit, diyospit, vollastonit, alkali feldispat, klorit, kalsit ve epidot

bulunur. Metamorfitten derlenen örneklerde yapılan ince kesit çalışmalarında şu parajenezler saptanmıştır; skapolit fels, albit-epidot-tremolit-skapolit fels, biyotit-diyopsit-skapolit fels, kalsit-skapolit fels, biyopsit-biyotit-skapolit fels, manyetit-biyotit-diyopsit fels, klorit-zeolit fels, klorit-plajiyoklaz-epidot fels, metamorfit Hasacelebi volkanitleri ile yanal ve düsey yönde geçişlidir.

Hasacelebi Volkanitleri: Hasacelebi Kasabası çevresinde geniş yüzeylemeler sunan volkanitler; sahada başlıca andezitik ve trakitik olarak tanımlanabilen volkanik ürünlerle temsil edilir (Gürcan, 2002).

Volkanitlerin büyük çoğunluğunu trakitandezit bileşimli lav ve piroklastitler oluşturur. Belirsiz orta kalın akma foliyasyonları gelişmiştir. Piroklastitler; anglomera, breş, lapilli, tf, tüfit ile temsil edilir ve istif içinde hemen her düzeyde yer alırlar. Katmanlanma yer yer belirgin olup, ine kalın arasında değişir. Diyabaz tipik olarak Buzlu Dere vadisinde yüzeylenir (Gürcan, 2002).

Volkanitler tabanda ofiyoliti uyumsuzlukla örter. Ayrıca Hekimhan Formasyonu'nun orta ve st düzeyleri ile geçişlidir. Siyenitoidler ile kesilirler. Tabanda ise Hyk kireçtaşı ve Zorbehan dolomiti ile uyumlu, Akpınar Formasyonu ile uyumsuz olarak rtlrler. Yzeylendikleri başlıca alanlar: Hasacelebi Nahiyesi; Göğebakan Mevkii, Bahçedamı, Dereköy, Deveci Köyleri; Etyemezler, Kürt Ali, Karakısıık, Bozammut Mahalleleri evresindedir (Gürcan, 2002).

Volkanitlerin doğrudan yaş verisi bulunamamıştır. Hekimhan Formasyonu ile geçişli olması ve Akpınar Formasyonu ile uyumsuz örtülmeleri nedeniyle Geç Kampaniyen-Maestirhiyen aralığında oluşturdukları düşünülmektedir (Gürer, 1994).

3. HEKİMHAN YÖRESİ DEMİR YATAKLARI

Hekimhan yöresinde Hasacelebi, Deveci ve Karakuz yatakları olmak üzere 3 adet önemli yatak bulunmaktadır. Bunlar bölgedeki düşük tenörlü yatakları olup, Türkiye demir rezervinin %36.8'ini içermektedir (Cihnioğlu ve diğ., 1994; Gökçe, 1995'ten)

Yataklar st Kretase yaşlı volkanosedimanter birimler içinde oluşmuşlardır. Hasacelebi yatağında manyetit ve hematit, Deveci yatağında Siderit, Karakuz yatağında ise hematit başlıca cevher mineralleridir. Çeşitli alışmalarda Deveci yatağının volkanosedimanter veya kimyasal-sedimanter yataklar olduğu, Hasacelebi yatağının

Kretasenin bu sedimanları esas olarak bazik volkanik orjinli malzemelerden oluşmuştur. Hasançelebi ile Hekimhan arasından geçen doğu-batı doğrultulu ters fayın güneyinde geniş alanlara yayılmıştır (Alpan, 1976, Gerçek, 1994'den).

Bazik volkanikleri bir çok yerde kat eden Üst Kretase sedimanlarını ise yer yer kesen bazen de ara katkılı trakitlere rastlanır. Skapolitfels zonundaki trakitler az da olsa skapolitleşmeye uğramıştır.

Bazik volkanikler ile Üst Kretase sedimanlarında yer alan trakitlerde ve yan kayaçlarında skapolitleşme görülmemiştir. Trakitin yerleşmesi skapolitleşmeden önce oluşmuştur. Üst kretasenin üst seviyelerindeki şeylerin altında kalmıştır ve bunları kesmemiştir (Alpan, 1976).

Üst Kretase serileri üzerine açılmal diskordansla Paleosen yaşlı jipsli seri gelmiştir. Tabakalar arasında kil bantları mevcuttur. Genellikle beyaz ve kırmızı renkteki bu jipsli seri üzerine ve bazende Üst Kretase çökelleri üzerine diskordan olarak Eosen yaşlı çökeller gelmiştir. Tabakalar arasında kil bantları mevcuttur. Genellikle beyaz ve kırmızı renkteki bu jipsli seri üzerine ve bazen de Üst Kretase çökelleri üzerine diskordan olarak Eosen yaşlı çökeller gelmiştir. Genellikle ince bir konglomeratik seviye ile başlar. Bunları ince killi tabakalar ve sileksit yumrulu kireçtaşları takip eder. En üstte ise Nummulit, Discocyclinaa, Alveolina, Gastropoda vs. fosilli kireçtaşları yer alır (Şekil 5).

Mutemelen Orta Eosenden başlayıp, Eosen sonlarına kadar gelişen asit intrüzyonları kompleksi, daha eski formasyonları etkilemişlerdir.

Bölgede siyenitporfir dayk ve damarları oldukça yaygındır. Asit intrüziyonlar bazik volkanik kayalarla Üst Kretase ve Eosen yaşlı sedimanların skapolitleşmesinde büyük bir rol oynamıştır (Alpan, 1976).

Oligosen ise genellikle konglomeralardan oluşan ve üste doğru kmtaşı tabakalarına geçen sedimanter birimler tarafından temsil edilir. Bu birim, çok küçük açılı bir diskordans ile Miyosen yaşlı ince bir konglomeratik seviye tarafından örtülmüştür. Miyosen genellikle denizel olup üste doğru kaba dokulu killi kireç taşlarına geçer (Alpan, 1976).

Bölgenin bugünkü yapısı, Tersiyer tektonik olayları ile meydana gelmiştir. Hakim kıvrım, fay ve çatlak sistemleri yaklaşık olarak doğu-batı doğrultuludur. Bu sistemler daha sonra kuzey-güney doğrultulu faylarla parçalanmışlardır. Bölgedeki kalıntı halindeki primer tabakalar incelendiğinde doğu-batı doğrultulu, Türkeli Tepenin kuzeyi ile Davulgu köyü arasında uzanan, eksenli doğuya dalımlı bir antiklinal görülür. Bölgedeki en eski fay, harita sahasının güneyindeki yaklaşık doğu-batı doğrultulu ters faydır (Alpan, 1976).

Bölgedeki faylar genellikle D-B ve K-G doğrultuludur. D-B doğrultulu faylar makaslama kuvvetlerinin, K-G doğrultulu faylar ise düşey kuvvetlerin eseri olup genç faylardır. Cevherli zoncukların pozisyonunu en çok bu faylar değiştirmiştir (Alpan, 1976).

Bölgede faylar genellikle D-B ve K-G doğrultuludur. D-B doğrultulu faylar makaslama kuvvetlerinin, K-G doğrultulu faylar ise düşey kuvvetlerin eseri olup genç faylardır. Cevherli zoncukların pozisyonunun en çok bu faylar değiştirmiştir (Alpan, 1976).

3.1. Karakuz Demir Yatağı

Karakuz Demir yatağı Karakuz ve Boğazgören (Şırzı) olmak üzere başlıca iki lokasyonda gözlenmektedir.

3.1.1. Karakuz Demir Sahası

Karakuz demir madeni, Hekimhan ilçesinin 17 km. kuzeybatısında, Hasançelebi demir yatağının batı kesiminde, Karakuz sırtında bulunmaktadır. Bu sırt, ortalama deniz seviyesinden 1700-1950 m yüksekliktedir (Özer ve Kuşçu, 1983; Temur, 1997).

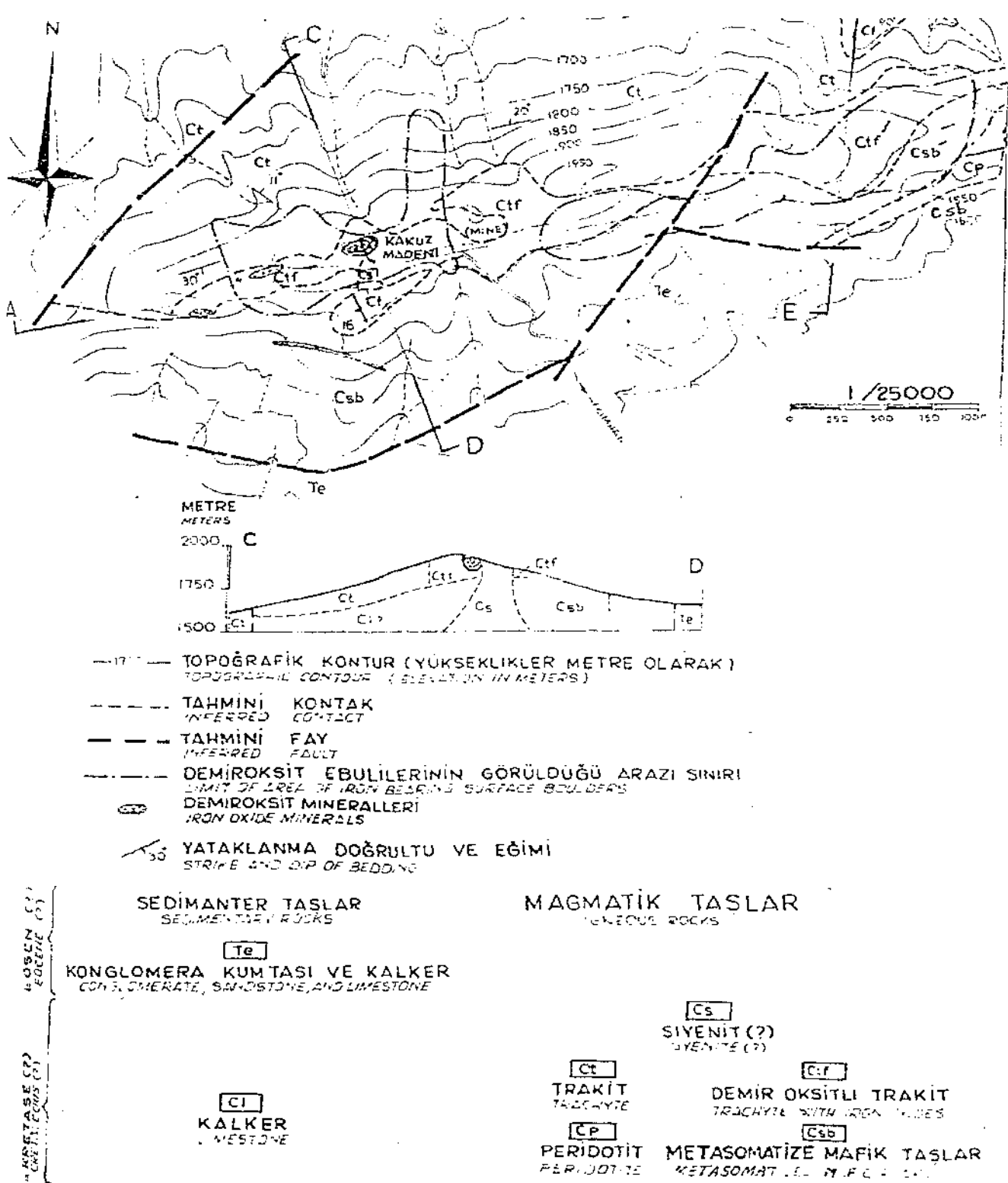
Karakuz maden yatağı sahasında cevher mineralleri genellikle hematit olup, az miktarda manyetit-limonit, düzensiz çatlaklarda ise siderit bulunmaktadır. Gang mineralleri ise kuvars ve barittir (Özer ve Kuşçu, 1983; Gerçek, 1994'ten).

Bu sahada demir oksit mineralleri hem kontak metasomatik ramplasman gövdeleri ve filonları, hem de bunlardan türeyen yüzey blokları halinde görülmektedir (Jacobson ve Boğaz, 1970).

Üst Eosende meydana gelen mağmatik olaylar esnasında ortaya çıkan siyenit intrüzyonunun neticesinde bölgedeki daha yaşlı mafik kayalar ve trakit, altere ve mineralize olmuştur (Şekil 6). Bunlara bağlı olarak demir oksit mineralleri metasomatik mafik kayalar içinde stokverk halinde, trakit içerisinde ise düzensiz ramplasman gövdeleri ve damarları halinde bulunmaktadır. Bu cevherleşmeleri N80E ve N10W doğrultulu ve dik eğimli kırıklar kontrol etmiştir (Jacobson ve Boğaz, 1970). Doğuya ve batıya doğru kırıklar daralmakta ve mineralizasyon zayıflamaktadır (M.T.A., 1971; Gerçek, 1994'ten).

Yukarıda sayılan özelliklerden dolayı yatağın hidrotermal tipte olduğu kanaatine varılırsa da, birçok yerde uçucu elemanların (Fe, Cl vs.) görülmesi, pnömatolitik safha ile ilgili olduğunu gösterir. Netice olarak Karakuz demir madeni yatağı pnömatolitik – hidrotermal bir teşekküldür (M.T.A., 1971; Gerçek, 1994'ten).

Karakuz madenindeki başlıca demir yatağı, düşük tenörlü materyal tarafından çevrelenmiş, merkezi yüksek tenörlü kısımdır. Tenördeki değişiklikler, demir oksitin trakiti ramplaman derecesinde değişikliğe uğratmasından kaynaklanmaktadır (Jacobson ve Boğaz, 1970, Gerçek, 1994'den).



Şekil 6. Karakuz demir madeni ve civarının jeolojik haritası ve kesiti (Jacobson ve Boğaz, 1970; Gerçek, 1994'den).

Bu sahada demir oksitler filon ve dissemine (stockverk) şeklinde bulunmaktadır:

Filon şeklindeki masif demir oksit cevherleşmesi, hem trakit içinde hem de metamorfize bazik kayalar içinde yer alır. Filonlar, N80E doğrultulu aynı kırık sistemi

boyunca birbirinden kopuk olarak bulunmaktadırlar. 10-50 m genişlikte, 70-80 m. uzunlukta ki filonlar ortalama 62 m. derinliğe sahiptirler (Özer ve Kuşçu, 1983).

Stockverk şeklindeki cevherleşme genellikle metamorfize bazik kayalar içerisinde ağsal yapıda ve dissemine halde bulunurlar. Ocağın güneyinde, uzunlukları 1 cm – 10 m. arasında, ağsal yapıda, kuvars ve barit gangli, düşük tenörlü manyetit ve hematit damarları vardır. Manyetit tenörü derine doğru ve yanal olarak değişiklik gösterir (Özer ve Kuşçu, 1983).

Karakuz demir madeni sahasında cevherin kimyasal birleşimini belirlemek amacıyla hazırlanan temsili cevher örneğinin kimyasal analizi ve aynı numunenin optik spektrografik analizi yapılmış ve şu sonuçlar alınmıştır (Çiftçi ve diğerleri, 1983, Gerçek, 1994'den).

Çizelge 2. Karakuz demir cevherleşmesinin temsili örneğinin kimyasal analiz sonuçları (Çiftçi ve diğ., 1983; Gerçek, 1994'ten).

	%
Fe ₂ O ₃	55,81
FeO	0,48
SiO ₂	27,34
Al ₂ O ₃	6,01
TiO ₂	0,81
K ₂ O	1,79
Na ₂ O	0,12
CaO	1,15
MgO	0,30
S	0,16
Co	0,03
Mn	0,15
Cr	0,004

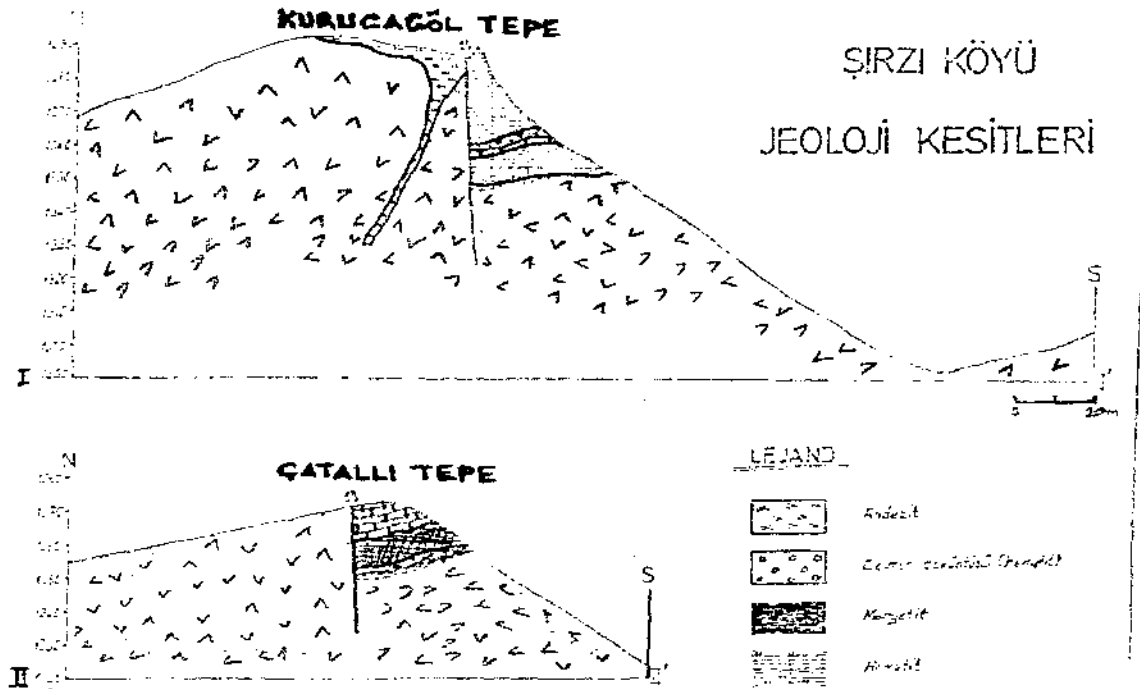
Görüldüğü gibi demir tenörü demir-çelik fabrikalarının kabul ettiği baz tenörü limitlerinin (%53 Fe) altında olup; SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Na₂O+K₂O safsızlıkları ise kullanılabilir limitlerinin üstündedir.

3.1.2. Boğazgören (Şırzı) Demir Sahası

Hekimhan ilçesinin kuzeybatısındaki Boğazgören köyü yolu üzerinde, aynı tipte oluşmuş, birbirleriyle yaklaşık 400 m. mesafede iki demir madeni cevheri vardır.

Kurucagöl Tepe'nin güneybatısındaki birinci cevher, gerek oluşum, gerekse daha sonraki jeolojik faaliyetler dolayısıyla falez şeklinde görülmektedir (Şekil 6). Muhtemelen Laremiyen orojenik fazı esnasında Üst Kretase birimleri normal bir fay ile parçalanmış, daha sonraları Pirenik orojenik fazı ile bölgesel cevherleşmeleri yapan asit intrüzyonlar neticesi bu fay zonu boyunca cevherli solüsyonlar gelmiştir. Burada rastladığı kireçtaşları içinde nüfuz edebildiği nispette metasomatik hidrotermal olarak cevherleşmeyi oluşturmuştur. Cevherleşme genellikle hematit şeklindedir (Kurt, 1974).

Güneydeki Çatallı Tepe cevheri ve düz bir topografik yayılma sahiptir. Yine bazik volkanik sedimanter seri üzerindeki Üst Kretase kireçtaşlarının demirli solüsyonlar tarafından metasomatizmaya uğratılmasıyla oluşmuşlardır (Şekil 7). Cevherleşme genellikle hematit, az miktarda da manyetit şeklinde meydana gelmiştir (Kurt, 1974).

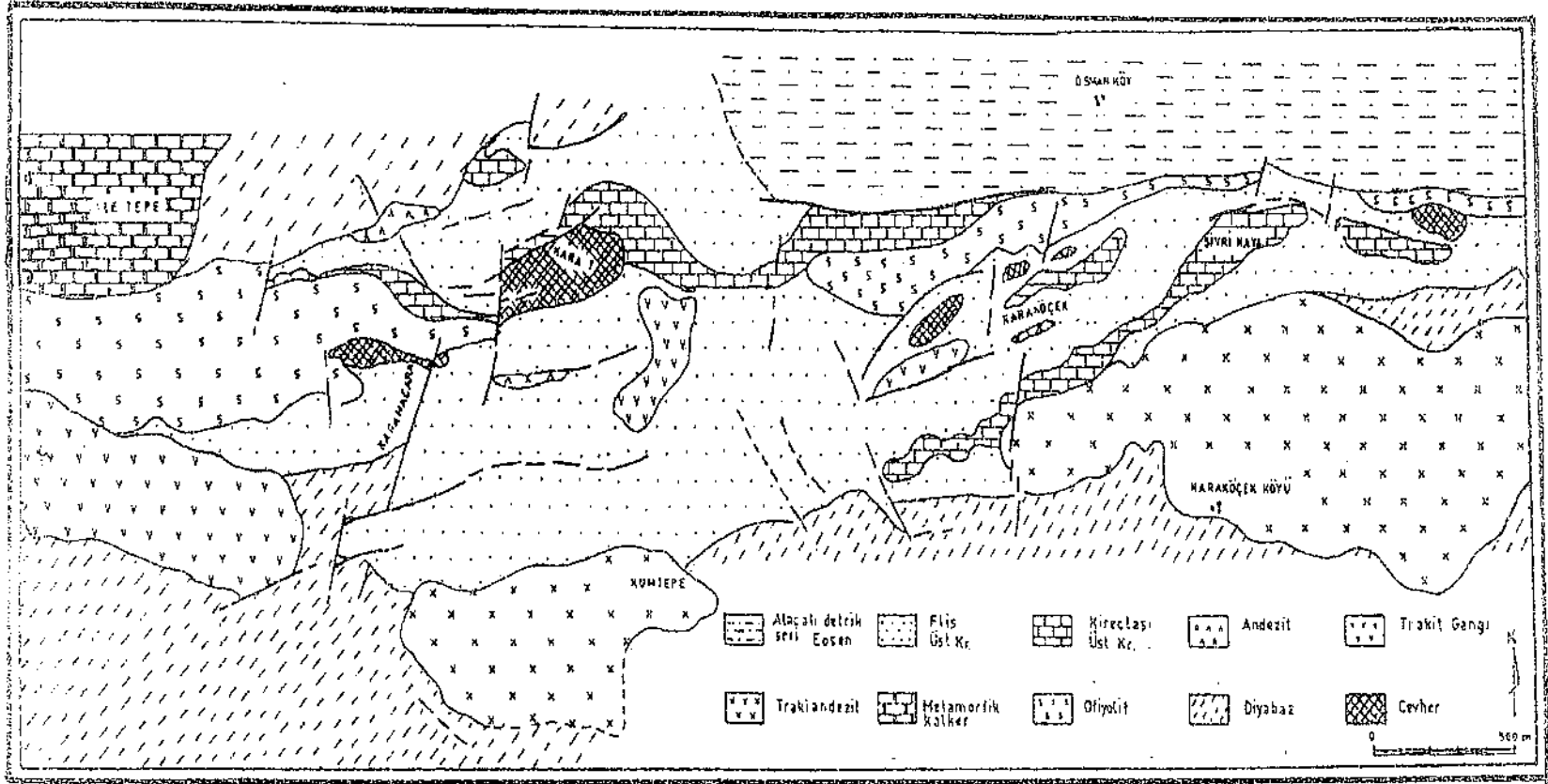


Şekil 7. Boğazgören (Şırzı) köyü demir cevherlerinden geçen N-S doğrultulu jeolojik kesitler (Kurt, 1974).

3.2. Deveci Demir Yatağı

Malatya ili, Hekimhan ilçesinin 22 km kuzeydoğusundaki Deveci köyünün yaklaşık 3 km. kuzeyinde yer alan demir yatağı sahada üç ana cevhere ayrılmıştır. Batıdan doğuya doğru Karamağara Tepe, Karatepe ve Karaköçek zuharları bulunmaktadır (Şekil 8).

Deveci yöresinde demir mostraları Üst Kretaseye ait sedimanter kayaçlarda yer almaktadır. Bu cevherler sideritin oksidasyon zonudur ve masif siderit cevherleşmesi Üst Kretase yaşlı seriler içerisinde, tabaka doğrultu ve eğilimlerine uygun olarak sedimanter oluşumludur. Zamansal olarak, volkanik tüflerle birlikte yataklanmıştır. Bunların metal getirmesi hidrotermal eriyiklerden ve denizaltı eksolüsyonundan kaynaklanmaktadır. Hidrotermal getirim büyük bir ihtimalle bazik volkanizma ile sıkı bir ilişki içindedir (Kurt, 1974).



Şekil 8. Malatya – Hekimhan (Deveci) Demir yatağının jeoloji haritası (M.T.A., 1971)

Kalker ve marn gibi karbonatlı malzemelerin çökelmiş olduğu sedimantasyon havzasına bazaltik yastık lavlar akmış ve tüfitler yataklanmıştır. Volkanik faaliyet ile denize ulaşan demirce zengin eriyikler ve denizaltı eksolüsyonları siderit oluşumunu gerçekleştirmişlerdir (Ünlü, 1983, Gerçek, 1994'den).

Sondajlar kontrolünde alınan jeolojik kesitlerinde sideritin geometrisinin, sedimanter kayaçlarla uyumluluk gösterdiği saptanmıştır (Şekil 9). Bu da sedimanter kökeni desteklemektedir. Metasomatik yatak sınırlarında olabilecek pürüzlülük ve tali damarcıkların bulunmaması, ayrıca sideritin hemen üzerindeki siderit parçalı, siderit ve volkanik çimentolu breşik seviyesinin bulunması, metasomatik oluşuma ters düşmektedir (Özer ve Kuşçu, 1982). Böylece Deveci cevher yatağı bir volkanik – sedimanter oluşum olarak kabul edilir (Ünlü, 1983).

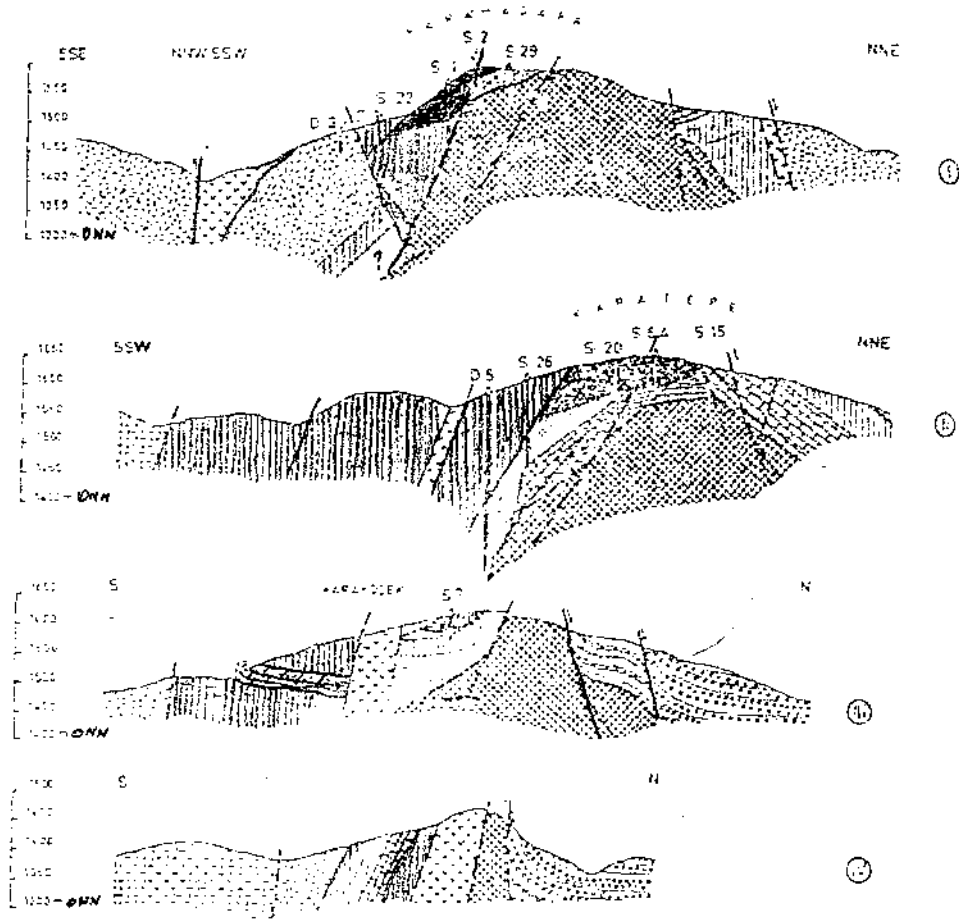
Birincil cevheri siderit olan bu yatakta, siderit ile beraber az miktarda pirit, kalkopirit, galen ile Mn-oksitler ve rodokrozit, eser miktarda da manyetit, hematit ve skapolit mevcuttur (Özer ve Kuşçu, 1982).

Karamağara Grubu: 1582 rakımındaki Karamağara Tepesi mevkiinde iki ayrı mostra mevcuttur. Güneydeki mostra 140 m. uzunluğunda, 50 m. genişliğindedir. Kuzeydeki mostra ise 450 m. uzunluğunda olup, genişliği değişkendir (Özer ve Kuşçu, 1982).

Karatepe Grubu: 1636 m rakımındaki Karatepe'de bulunan bu mostra bir fay ile iki kısma ayrılmış olup büyük kısmı 450 m uzunluğunda 180-200 m. genişliğindedir. Küçük kısım güneye doğru kaymış olup, 100 m. uzunluğunda 50 m. genişliğindedir (Özer ve Kuşçu, 1982).

Çizelge 3. Deveci Siderit Yatağından Alınan Numunelerin Analiz Sonuçları (M.T.A., 1971).

	Siderit (%)	Limonit (%)
Fe	36,36	49,39
Mn	3,43	4,87
S	3,36	0,014
P	0,002	0,015
SiO ₂	3,00	6,17
CaO ₂	3,59	2,01
Al ₂ O ₃	0,84	0,92
Ti ₂ O	0,25	0,16
MgO ₂	5,08	2,26



Şekil 9. Deveci siderit yatağına ait enine jeolojik kesitler (M.T.A, 1971)

Karaköçek Grubu: 1620 m. rakımındaki Maden Tepesi'ndeki asıl mostra 250 m. uzunlukta, 60 m. genişliktedir. Bu mostranın doğusunda irili ufaklı birkaç cevher de mevcuttur.

Deveci siderit yatağından alınan numunelerin yapılan analiz neticeleri şöyledir (M.T.A., 1971).

3.3. Hasaңcelebi Demir Yatağı

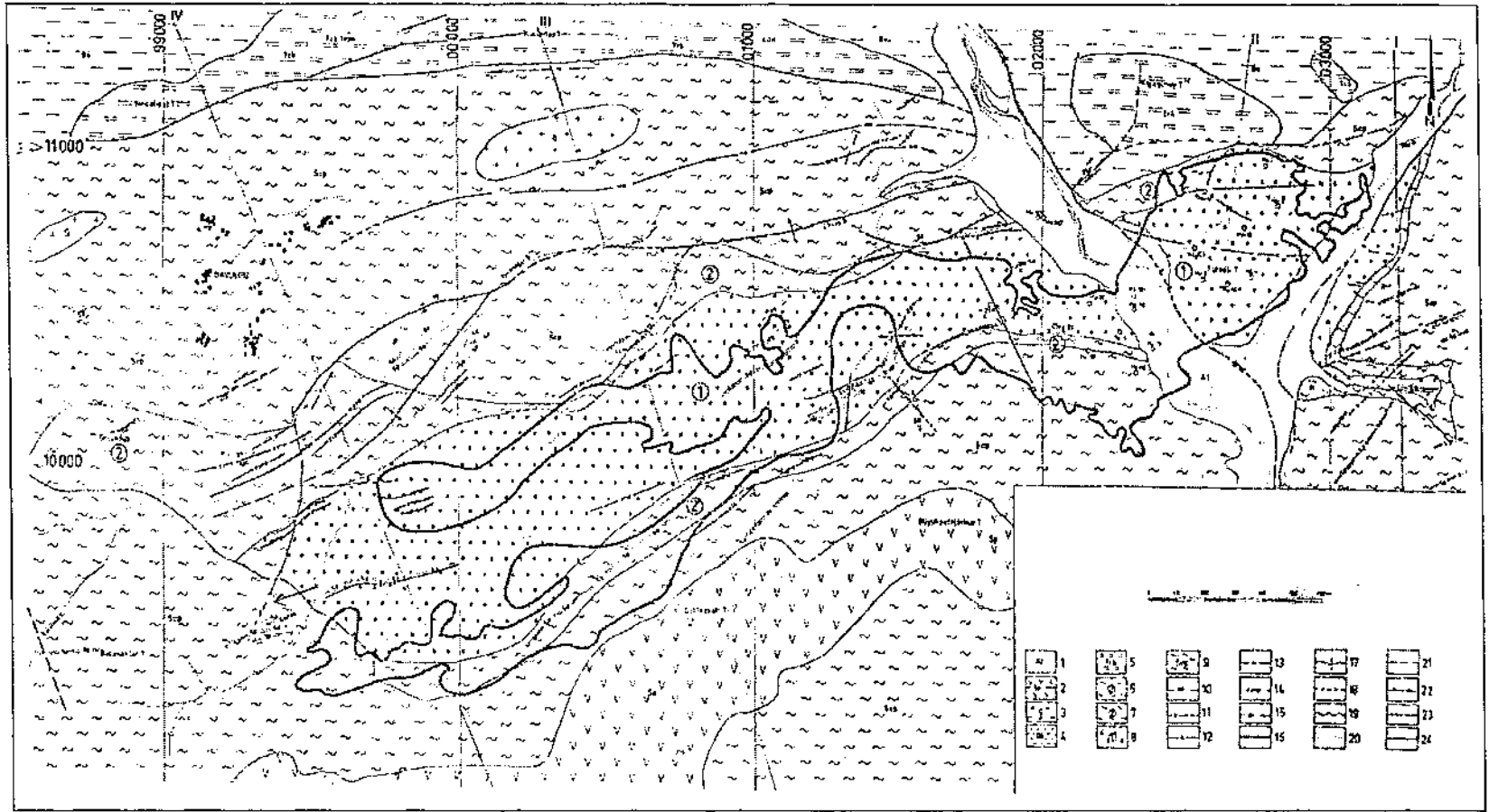
Hasaңcelebinin hemen yakınından başlayarak batıya doğru uzanan manyetitli skapolitfels formasyonu yaklaşık olarak 19 km²'lik bir sahaya yayılır ve %70'e kadar manyetit içerir (Şekil 10).

Skapolitfelslerin içinde birçok cevherli zon vardır. En önemli zon, sahanın kuzeydoğusundadır. Ana yatağı teşkil eden bu zon yaklaşık E-W uzanımlı olup 4.3 km uzunluğunda ve ortalama 300 m genişliğindedir. Cevherli zon, birkaç zoncuktan oluşur. Bunlar, ana yatağın genel uzantısına paralel olup, kendi aralarında da paralellik gösterir. Cevherli zoncukların yön ve eğimleri skapolitfelslerdeki primer tabakalanmanın yön ve eğimleri ile uyumludur (M.T.A., 1974).

Zoncukların kalınlığı birkaç metreden birkaç yüz metreye, uzunluğu birkaç yüz metreden birkaç kilometreye kadar değişir. Zoncuklar arasında cevher yönünden dereceli geçişler vardır. Manyetit tenörü derinlere doğru değişkenlik gösterdiği gibi yanıl olarak da değişkenlik gösterir. Zoncuklarda cevherleşme masif, yarımasif, dissemine, damarcık ve tabakalı yapılarda görülür. Ağsal damarcıklar şeklinde görülen manyetit, dissemine cevherli skapolitfelslerin düzensiz çatlaklarını doldurmuştur. Manyetit damarlarında ve kontaklarında biyotit bulunabilmektedir. Bazen biyotitin arttığı yerlerde, manyetit de artmaktadır (Alpan, 1976).

Skapolitfelsler, Hekimhan ile Hasançelebi arasında geçen E-W uzanımlı, muhtemelen Eosen sonunda Pirenik orojenik fazında meydana gelmiş olan ters fayın yarattığı basınç ve magma enjeksiyonları ile ortaya çıkan ısının etkisiyle bazik volkanik kayaların ve Üst Kretase ile Eosen sedimanlarının metamorfizması sonucu oluşmuştur ve ana minerali tetragonal Şekilli bir silikat olan skapolittir (Alpan, 1976).

Skapolit, Marialit $[\text{Na}(\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{10})\text{Cl}]$ ve Meionit $[\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{O}_{24})\text{CO}_3]$ uç minerallerinin değişik oranlarda birleşmesi ile oluşur ve bu oranlara göre isimlendirilir (Alpan, 1976, Gerçek, 1994'den).



- 1 - Alluvyan; 2 - Siyenit porfir filon ve daykları; 3 - Gabro; 4 - Bazik volkanikler (alt ve üst); 5 - Trakit; 6 - Pek az cevherli martitli skapolitfels; 7 - Orta cevherli skapolitfels; 8 - Çok cevherli zon; 9 - Skapolitfels-metabazik karma; 10 - Barit-hematit filonu; 11 - Okside filon (% 10-45 Fe); 12 - Hematit ve hematit filonları; 13 - Dissemine ve masif manyetit filonu veya filonun zenginleşme (% 40 manyetit üstünde); 14 - Pegmatitik filonlar (diopside, amfibol, manyetit); 15 - Bazik (diyabaz) filon ve daykları; 16 - 2000 y üzeri manyetik anomali sınırı; 17 - Kabul edilen yapısal çatlak antiklinal eksen; 18 - İhtimali kontakt; 19 - Kesin kontakt; 20 - Dissemine cevherli zonun yaklaşık sınırı; 21 - Muhtemel fay; 22 - Sürüklenim, yarılm; 23 - Dik fay; 24 - Eğimli fay.

Şekil 10. Bahçedamı - Hasançelebi arasında uzanan K 80 E doğrultulu demir sahasının jeolojik haritası (M.T.A., 1971).

Hasançelebi skapolitfels zonunda sondaj galeri ve sahadan alınan örneklerin çoğu marialitfels, bir kısmı da dipirfels olarak belirlenmiştir. Bunlardan hangisinin daha fazla cevher içerdiğini kesinlikle söylemek, mümkün değildir. Çünkü her ikisinde de cevherleşme olduğu gibi cevherleşmenin olmadığı yerlerde vardır (M.T.A., 1974).

Bu kuşakta cevher esas olarak manyetit, tali olarak hematitten oluşmuştur. Manyetitle beraber bulunan mineraller esas olarak skapolit, biyotit, diyopsit, amfibol, granat, turmalin, pirit ve kalsittir. Daha az oranda da zirkon, lepidolit, apatit, rutil, titanit ve kuvars bulunur. Cevherli zondaki Cu, Ti, V, Co ve Ni gibi elementler ekonomik önem taşımamaktadır (M.T.A., 1974).

Galeri ve sondajlardan alınan numunelerin optik Spektrografik analizlerinde şu neticeler alınmıştır (Alpan, 1976, Gerçek, 1994'den).

Değişim Aralığı

Fe	% 3-8
Al	% 0,7-7
Cu	% 0,0007-10
Ti	% 0,015-040
V	% 0,0002-0,02
Co	% 0,015-0,04
Ni	% 0,02-0,40
S	% 0,11-2,00
Ca	%1'den fazla

Hasançelebi evresinde, Kırmızı Tepe ve Sivri Tepe'de de cevherleşmeler bulunmaktadır

Kırmızı Tepe Zuhuru: Hasançelebi bucağına bağlı Keememolar köyünün 4 km güneybatısındaki Kırmızı Tepe, Silisifiye ve Dolomitize kalker içinde NE-SW istikametli çatlak sistemleri boyunca yerleşmiş ve kalkerini kısmen ramplase etmiştir. Cevher, hematitten ibarettir (M.T.A., 1971).

Sivritepe Zuhuru: Hasançelebi bucağı, Bahçedamı köyünün 1 km. güneybatısındaki Sivritepe mineralizasyonu, hematit ve manyetitten ibaret olup, damarlar şeklinde iki yerde mostra vermektedir. Cevher analizinde %63.2 Fe, %4.2 SiO₂, %0,015 P ve % 0.25 S saptanmıştır (M.T.A., 1971).

3.4. Hekimhan Bölgesi Demir Yataklarının Kökeni

Hasançelebi skapolitfelslerinde yapılan ayrıntılı etüdler sonrasında manyetit cevherleşmelerinin oluşumunu izah etmek için çeşitli fikirler ileri sürülmüştür. Bunlardan üzerinde en çok durulan iki fikir vardır: Birincisine göre, cevherleşme magmatik kökenlidir. İkincisine göre kontak metamorfizmasına uğramış sedimanter kökenli bir cevherleşme söz konusudur (Alpan, 1976). Ancak son yıllarda st Kretase sonrası ofiyolitik seriye ait gaproik kayalar kesen alkali magmanın kontak zonunda pinomatolitik süreçlerle Hasançelebi manyetit yatağını oluşturduğu, uçucu bileşenlerce zengin çözeltilerin trakitler içerisinde hidrotermal süreçlerle Karakuz hematit yatağını oluşturduğunu görüşü kabul görmektedir (zer ve Kuşçu 1984; Temur, 1997'den). Deveci demir yatağı ise eksalatif-sedimanter kökenlidir (nl, 1983).

Magmatik Köken: Bu fikre göre Eosen sonunda muhtemelen Pirenik orojenik fazı sırasında Hekimhan ile Hasançelebi arasında oluşmuş E-W doğrultulu ters fay boyunca serpantinler güneye doğru itilmişler ve fay zonu boyunca nötr veya asit magma enjeksiyonları Eosen ve Eosen ncesi kayaların içine girerek onları skapolitleştirmiştir. Daha sonra da enjeksiyon yapan magmanın pegmatitik, pnömatolitik ve hidrotermal safhalarına ait cevherli artık, gaz ve solüsyonları cevherleşmeyi oluşturmuştur. Diyopsit, biyotit, turmalin, apatit ve titan gibi minerallerle birlikte manyetit, bu fazların ürünleridir (Alpan, 1976).

Pegmatitik damarcıklar, cevherli zon içinde yaygındır. Pegmatitik damarların kontaklarında manyetit zenginleşmelerine, diğer kısımlara oranla daha fazla rastlanır. Ayrıca ağsal yapıda görülen manyetit, dissemine cevherli skapolitfelsin düzensiz çatlaklarında oluşmuştur. Pegmatit damarlarının kontaklarında dissemine manyetit zenginleşmeleri mevcuttur. 0.10 – 8 m arasında kalınlık gösterirler. Manyetik damar ve ağlarının çoğu %55'in üstünde manyetik içerir (M.T.A., 1971). Manyetit damarlarında ve onların kontaklarında biyotit görmek mümkündür. Biyotit burada parajenez minerali olup, genellikle biyotitin arttığı seviyelerde manyetit de zenginleşmektedir (Alpan, 1976, Gerçek, 1994'den).

Analiz neticelerine göre manyetit kristalleri zonlu bir yapı göstermektedir. Manyetitin zonlu yapısı ve parajenez mineralleri, cevherleşmenin pegmatitik, pnömatolitik ve hidrotermal safhalarda oluştuğunu göstermesi bakımından önemlidir. Skapolitfelslerde yer yer görülen yüksek TiO_2 tenörleri (%7.5 TiO_2), cevherleşme öncesine ait primer kayaçlarla ilgili olarak meydana gelmiştir (Alpan, 1976).

Özetleyecek olursak, kırık zonları boyunca enjeksiyonlar yapan asit veya nötr magma, Eosen ve öncesi kayaçları skapolitleştirmiş, pegmatitik, pnömatolitik ve hidrotermal fazlara ait cevherleri artık, gaz ve solüsyonlar yükselirken, elverişli litolojiler de cevherleşmeleri meydana getirmiştir (Alpan, 1976).

Sedimanter Köken: Sedimanter köken fikrine göre, Üst Kretase ve Eosen yaşlı sedimanlar içindeki demir oksitler skapolitleşme sonunda manyetit haline dönüşmüştür.

Metamorfizmaya uğramamış Üst Kretase ve Eosen sedimanlarında limonitli konglomera, kumtaşı, kil, marn ve kalkerler bol miktarda bulunmaktadır. Hekimhan ile Hasançelebi arasındaki ters fayın hemen güneyinde serpantiler ve doleritler üzerine transgresif olarak gelen şarabi renkli taban detritikleri oldukça kalın bir seri teşkil eder. Bunları, Hekimhan'ın güneyine kadar takip etmek mümkündür (Alpan, 1976).

Üst Kretase yaşlı transgresif serilerin tabana yakın kısımlarında tabakalanmaya paralel olarak yer alan Deveci ve Boğazgören demir yatakları, metamorfizmaya uğramış, sedimanter kökenli konsantrasyonlara örnektir. Bu yataklarda cevherleşmeyi getirdiği iddia edilen faylar, aslında cevher kütlelerini etkilemiş, parçalamış ve fay aynalarını oluşturmuştur (Alpan, 1976).

Hasançelebi zonundaki tabakalı skapolitfelsler ve cevherleşme, geniş bir sahayı etkileyebilen şiddetli bir metamorfizmaya rağmen sedimanter özelliklerini koruyabilmişlerdir. Hasançelebi skapolitfelslerindeki manyetit cevherleşmesinin sedimanter kökenli olabileceğini gösteren birçok delil vardır. Bu delilleri şöyle özetleyebiliriz.

Cevherli zoncuklarla skapolitfelslerdeki tabakalanma arasında uyumluluk vardır. Bu uyumluluk, milimetrik veya santimetrik manyetit ve skapolitfels bantlarının düzenli bir şekilde ardalanması ile oluşan tabakalı cevherler içinde söz konusudur. Bölgesel olarak da Hasançelebi, Deveci ve Boğazgören (Şırzı) demir yataklarının aynı uzanım yönüne sahip oldukları görülür (Alpan, 1976, Gerçek, 1994'den).

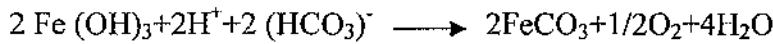
Siyenit porfir daykları, skapolitfelslerdeki tabakalanmayı ve cevherli zoncukları 10-15 derece ile keserler ve cevherleşmeden sonra oluşmuşlardır. Cevherleşme magmatik kökenli

olsaydı, siyenit porfir dayklarının çok yaygın olduğu Bahçedamı köyünün güneyinde daha fazla cevher bulunurdu. Halbuki durum tam aksini göstermektedir (Alpan, 1976).

Ünlü (1983)'e göre Deveci siderit yatağı eksalatif-sedimanter kökenlidir ve aşağıdaki veriler bunu desteklemektedir:

- a. Cevherleşmeler denizaltı bazik volkanik kayalara ait spilit, tüfit ve anglomeralarla ardalanmalı olarak bulunmaktadır.
- b. Cevherleşme sabit bir stratigrafik seviyeye bağımlı olarak devamlılık göstermektedir.
- c. 15 m ile 100 m arasında kalınlıklardaki bu cevherli zonlar stratiform görünümlü olup, cevherli kısımlarda sedimanter yapı ve doku özellikleri (bantlı yapılar, tabakalanma, laminalanma, tane boyalanması vs.) gözlenmektedir.

Araştırmacı Deveci siderit yatağının oluşumunu şu şekilde açıklamaktadır: Denizaltı volkanizması ile ortama gelen Fe^{+2} bakımından zengin çözeltiler deniz suyu ile karışmışlardır. Bu esnada demirin yanı sıra ortama Cr, Ni, Ti, V, Co, Pb, Zn, Zr, Sr, Mo ve Cu gibi elementler de katılmıştır. pH değeri yaklaşık 7 olan deniz suyunda demir çözünmüş halde bulunan karbonatla birleşerek siderit çökelimini aşağıdaki reaksiyonla sağlamıştır (Temur, 1997).



Damar tipindeki cevherleşmeye gelince; şiddetli tektonik hareketlere ve metamorfizmaya maruz kalan bir sahada, cevherleşmenin yer yer yeniden hareketlenerek çatlakları doldurması normaldir (Alpan, 1976).

Özetleyecek olursak, Hekimhan ile Hasançelebi arasındaki ters fayın basıncı, asit magmanın ısısı dolayısıyla bazik volkanik kayalar ve sedimanter kayalar skapolitfels haline gelmiş, sedimanlar içindeki demirli materyaller ise manyetite dönüşmüştür.

3. 5. Hekimhan Demir Yataklarının Rezerv ve Tenörü

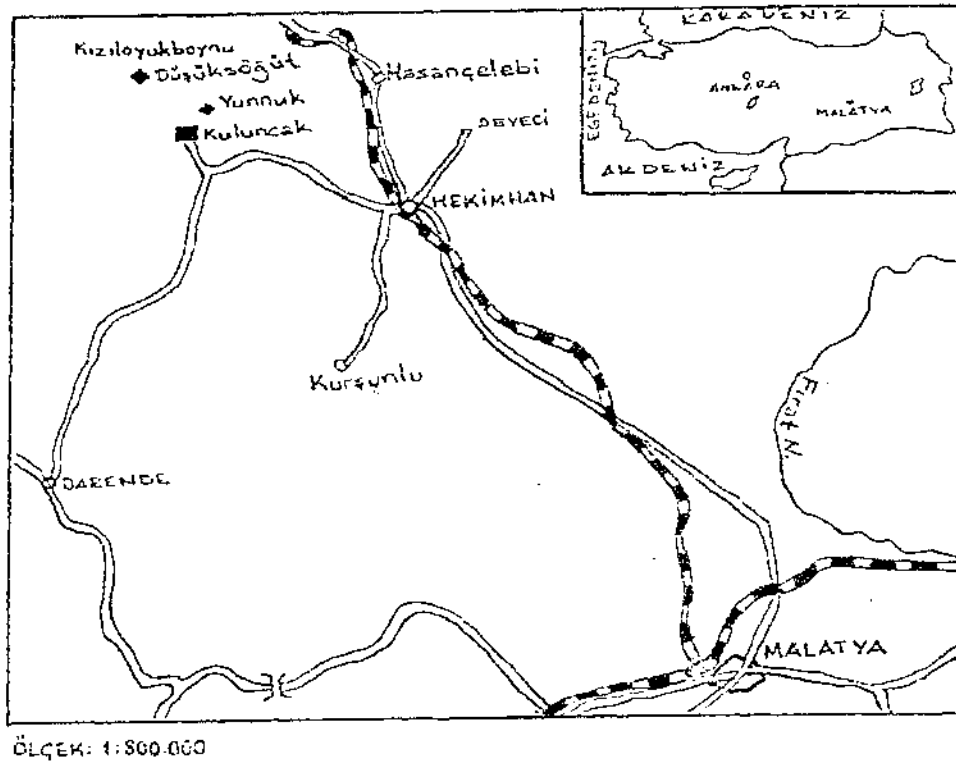
Hekimhan bölgesinde toplam rezervi en fazla olan Hasançelebi demir yatağıdır. Sonra Sivritepe ve en az olan 0,3 milyon tonla Boğazgörendir. Tenör (%Fe) olarak Hasançelebi 15-20 arasında olup, Boğazgören ve Deveci'nin 50'dir. Rezervi en fazla olan Hasançelebinin cevher türü manyetit'dir. Sivritepe'nin manyetit-hematit olup, rezervi en az olan Boğazgören'in cevher türü hematit-Götit'dir (Ünlü, 1983).

Çizelge 4. Hekimhan demir yataklarının rezerv ve tenörü (M.T.A., 1974)

Cevherleşme Yeri	Toplam Rezerv (Milyon ton)	Tenör (%Fe)	Cevher Cinsi
Karakuz	9.0	33-55	Hematit-Manyetit
Boğazgören (Şırzı)	0.3	50	Hematit-Götüt
Deveci	8.5	50	Hematit-Götüt
Deveci	43.0	36	Siderit
Hasançelebi	300	15-20	Manyetit
Kırmızı Tepe	0.6	10-63	Hematit
Sivritepe	105	10-60	Manyetit-Hematit

4. KULUNCAK YÖRESİ DEMİR YATAKLARI

Kuluncak demir madeni yatakları, Malatya ili Darende ilçesi, Kuluncak nahiyesi ve civarında yer almaktadır (Aras, 1982; Şekil 11).



Şekil 11. Kuluncak yöresi yer bulduru haritası (Aras, 1982).

Kuluncak ve çevresinde önemli demir sahaları Kuluncak, Yunnuk ve Düşüksöğüt-Kızıloyukboyun Tepe olmak üzere üç yerde mostra vermektedir (Aras, 1982 ve Özer ve Kuşçu, 1985).

4.1. Genel Jeoloji ve Stratigrafi

Kuluncak ve civarının en yaşlı birimi; gabbro blokları içeren geniş ölçüde olmuş peridotitin oluşturduğu üst Kretase transgresyonu ile bu temel üzerine kalın bir konglomera ve üst doğru tüflü grovak, trakitik tuf, çamurtaşı ve rudistli kireçtaşıdan oluşan bir istif yerleşmiştir. Bu birim, Meastrichtien-Kampanien yaşlı birimleri kesmiş ve üzerinde kalın bir örtü oluşturmuştur. Bu kayalar, siyenitik magmaya aittir. Alkali siyenit intrüzyonu Oligosen yaşında olup, kompakt kireçtaşlarını kesmiştir (Aras, 1982 ve Özer ve Kuşçu, 1985).

Kuluncak ve civarının en genç birimi Tersiyer sonrası yaşlı, alacalı kırıntılılardır. Çakıltası bankları, çapraz tabakalanmalı kumtaşı ve gastrpodlu kireçtaşı, marndan oluşmuştur. Sahanın kuzeydoğusunda geniş bir alanı kaplayan genç bazalt, lapilli ve tuf, en son volkanizma ürünleridir. Kuvaterner ise kalınlığı 25 m'ye ulaşan alüvyon ve taraçalardan meydana gelir (Aras, 1982).

Sahada hakim kıvrım, tabaka doğrultusu, fay ve çatlak sistemleri yaklaşık E-W yönlüdür. Bu sistemler N-S yönlü faylarla parçalanmıştır. E-W doğrultulu faylar makaslama kuvvetlerinin, N-S doğrultulu faylar ise düşey kuvvetlerin etkisiyle oluşmuş genç faylardır (Özer ve Kuşçu, 1985). Bu faylar serpantinlerin hareketi ile ilgilidir. Volkaniklerin ve siyenit intrüzyonunun etkisi ile yüksek eğimli çatlak sistemleri gelişmiştir (Aras, 1982). Bu tektonik hareketler, cevherli zonların pozisyonunu değiştirmiştir (Özer ve Kuşçu, 1985).

4.2. Kuluncak Yöresinin Yataklarının Özellikleri

Kuluncak yöresinde üç önemli sahada demir cevherleşmeleri görülür:

4.2.1. Kuluncak Demir Madeni Yatağı

Bu sahada en önemli mostra 80 m uzunluğunda olup cevherleşme SW-NE uzanımlıdır. Hantepe ile Karatepe arasındaki kalkerlerin çatlak sistemlerinde hematit ve limonit mineralizasyonu görülmektedir (M.T.A, 1971). Bazik volkanik ve skapolitfelsler içerisinde düzensiz yataklanmış haldedir ve dissemine, damarcıklar şeklindedir (Özer ve Kuşçu, 1985).

4.2.2. Yunnuk Demir Madeni Yatağı

Cevher, Kuluncak nahiyesinin 4 km. kuzeyindeki Yukarı ve Aşağı Yunnuk mahalleleri arasındadır. Buradaki hakim iki çatlak (NE-SW/75-80 SE ve NW-SE/55-60 SW) sistemine yerleşmiş, böylece iki ayrı filonu manyetit + hematit oluşturmuştur. Filon, cevherleşme sonrası oluşan ikincil faylarla yerinden oynatılmıştır (Özer, 1977, Gerçek, 1994'den). Bu damarların kalınlığı 1-5 metre arasında değişir. Ayrıca bu filonların çevresinde düşük tenörlü dissemine cevherde bulunmaktadır. Cevherde iri vermikülit mineralleri de görülmektedir (Özer ve Kuşçu, 1985). Yunnuk cevherleşmesi, pnömatojen-hidrotermal olarak oluşmuştur (Özer, 1977 ve Solmaz, 1999'dan)

4.2.3. Düşük Söğüt – Kızıloyukboynu Tepe Demir Yatağı

Cevherleşme, Kuluncak nahiyesinin yaklaşık 7 km kuzeybatısındadır. Yüzeyde manyetit ve daha az olarak hematit cevher mostralarına rastlanmıştır. Düşüksöğüt tepede 200 m. Uzunluğundaki sahada bir takım cevher döküntüsüne rastlanmıştır. Bu döküntüler ultrabazik kayaların çatlaklarında hidrotermal solüsyonlar vasıtasıyla teşekkül etmiş ve bunların aşınması ile blok olarak, üzerinde kalmıştır. Buradaki cevherleşme iki şekilde göze çarpmaktadır. Birincisi; dissemine ve damarcıklar halinde bazik volkanik skapolitfelslerde, ikincisi; silisifiye ultrabazik kayaların çatlaklarında hidrotermal solüsyonların bıraktığı dolgular şeklindedir (Özer, 1977 ve Özer-Kuşçu, 1985).

M.T.A. tarafından yapılan etüd, yarma ve sondajlar sonucunda sahaların rezerv ve tönörleri hesaplanmış, yukarıdaki sonuçlar alınmıştır. Belirlenin yataklanma şekli, tenör ve rezervlere göre cevherlerin demir cevheri bakımından ekonomik bir değer taşımadığı saptanmıştır (Özer ve Kuşçu, 1985).

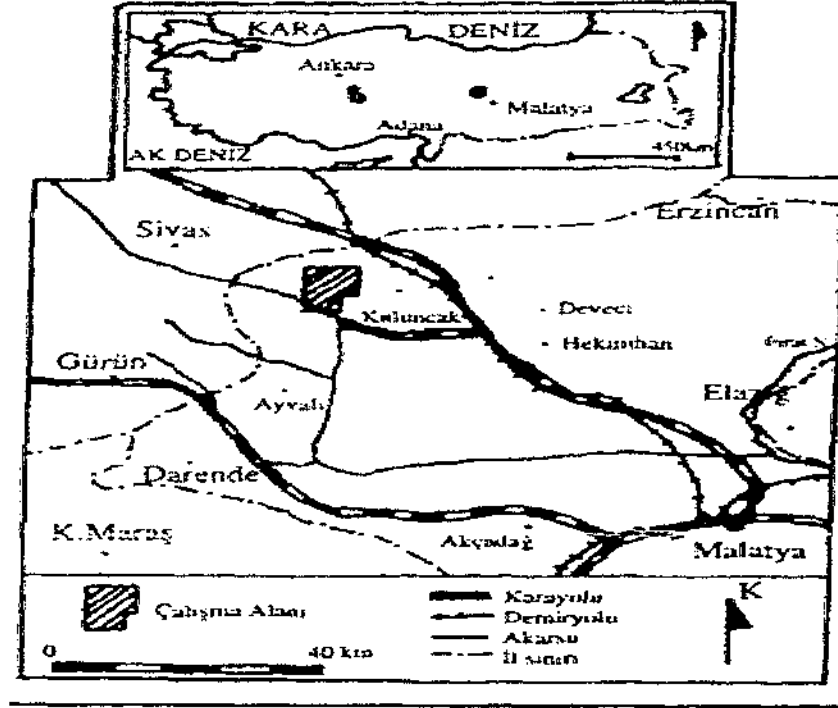
4.3. Kuluncak Demir Yataklarının Rezerv ve Tenörü

Çizelge 5. Kuluncak Yöresi Demir Cevherleşmelerinin Rezerv ve Tenörü (Özer ve Kuşçu, 1985).

Cevherleşmenin Yeri	Tenör %	Rezerv (ton)	
Kuluncak	10-15 Fe ₃ O ₄	9.239.440	
	40-50 Fe	20.000	Görünür+Muhtemel
Yunnuk	45-50 Fe	26.982	Muhtemel
Düşüksöğüt Kızıloyukboynu	10-15 Fe ₃ O ₄	33.112.000	Görünür+Muhtemel

5. KULUNCAK YÖRESİ FLUORİT CEVHERLEŞMESİ

Kuluncak çevresindeki fluorit cevherleşmeleri Malatya ilinin yaklaşık 130 km kuzeybatısında, Başören Köyü Aşılık Pınarı, Karababa Pınarı ve Karababa Mevki civarında bulunmaktadır (Şekil 12). Bölgede ofiyolitik karmaşığa ait serpantinleşmiş peridotit, split ve dolerit (diyabaz), Üst Kretase yaşlı kristalize kireçtaşı, masif kireçtaşı, siyenit, Eosen ve Neojen çökelleri, bazalt ve marn ile kuraterner alivyonları bulunmaktadır (Tayfun ve Anıl, 1996).



Şekil 12. Fluorit cevherleşme sahasının yer bulduru haritası (Ketin, 1983).

Fluorit cevherleşmeleri bölgedeki sokulum kayacı niteliğindeki siyenitler tarafından kesilen kireçtaşı dokanaklarında gelişmiştir. Bu nedenle bölgede yer alan kireçtaşları ve siyenitlerle ilgili ayrıntılı bilgi Tayfun ve Anıl (1996)'ın çalışması esas alınarak aşağıda verilmiştir.

5.1. Kireçtaşları

Bölgede masif ve kristalize kireçtaşları yüzeylenmektedir. Masif kireçtaşları arazide açık gri, beyazımsı renkte görülen bu kireçtaşları yer yer dolomitleşmiştir. Kireçtaşlarında ince kalsit damarlarının yanında bazen, farklı kalınlıklarda aragonit damarları gözlenmektedir. Tabaka kalınlığı yaklaşık 50-60 cm arasında olup kalın katmanlıdır. Kristalize kireçtaşları

bölgede geniş bir yayılım sunarlar. Genellikle doğrultuları $K40^0D$, eğimleri 20^0GD . Bazı kesimleri ofiyolitler tarafından metamorfize edilmiş olan kireçtaşları; ince taneli, masif, killi, kısmen dolomitik ve kalsit damarlıdır. Ayrışma yüzeyleri açık gri renkli olan bu kireçtaşları, siyenitler ile kontaklarında fluorit mineralizasyonu içermekte olup, yer yer alterasyona uğramışlardır. Kireçtaşları, fluorit mineralizasyonuna doğru gidildikçe mermerleşme özelliği kazanmaktadırlar.

Yıldızeli ve diğ. (1987), bu kireçtaşları içerisinde aşağıdaki fosilleri saptayarak Üst Kretase yaşını vermiştir:

Lepidorbitoides sp.

Siderolites sp.

Orbitoides sp.

Bryozoa sp.

Hippurites sp.

5.2. Siyenitler

Bölgede Alibeylitepe, Aşılık Pınarı, Kepez Pınarı ve Sarıvelihöyüğü tepede alkali siyenitler yüzeylemektedir.

Alibeylitepe civarındaki siyenitler büyük bloklar halinde ve yer yer çatlaklı bir yapıdadır. Aşılık pınarı civarındaki siyenitler ise küçük bloklar halinde araziye yayılmış durumda gözlenmektedir.

Leo ve diğ.(1978), bu kayaçlarda yaptıkları ayrıntılı kimyasal çalışmalarda, bunların alkali siyenit türünde olduklarını saptamışlardır. Aynı araştırmacılarca yapılan radyometrik yaş tayinlerinde, alkali siyenitler için ortalama 65.2 milyon yıl (Üst Kretase-Paleosen) yaşı elde edilmiştir.

Özgenç ve Kibici (1994), bölgedeki siyenitler üzerinde yaptıkları ayrıntılı çalışmalarda; açık gri renkli olan siyenitlerin, ince-orta taneli ve panidiyomorf dokulu olduklarını, başlıca kayaç yapıcı mineral olarak K-feldspat, albit, ejirin, flogopit ve %5-8 oranında feldspatoid (nefelin, sodalit) içerdiklerini tespit etmişlerdir.

Bomba (1977), siyenitlerde yaptığı mikroskobik çalışmalarda; siyenit profirlerin ortoklas, albit ve kuvars içerdiğini ve iri felsitik, kristalize bir kütle hamuru ihtiva ettiğini; siyenit aplitlerin ise kaış tekstürü gösteren, ufak taneli ortoklas ile az miktarda albit ve kuvars içerdiklerini saptamıştır.

Çalışma alanında çok dar bir alanda mikrosiyenitler yüzeylemektedir. Arazide açık sarı renklere görülen mikrosiyenitler, yer yer çatlaklı bir yapı sunarlar.

Özgenç ve Kibici (1994) tarafından siyenitler ile kireçtaşları dokanağında saptanan karbonatitler, fluorit apatit karbonatit türünde olup, araştırmacılar yapmış oldukları sıvı kapanım çalışmalarında iki karbonatit fazı ayırtlamışlardır:

Ejirin – Fluorit – Apatit Karbonatitler: Boyunçayırı güneyi, Oğlakkıran güneyi ve Alibeyli tepede yarım daire ve yay şekilli dayklar şeklinde görülürler. Bu erken faz karbonatit dayklarına paralel olarak ekonomik fluorit damarları da gelişmektedir. Başlıca kayaç yapıcı mineraller olarak ejirin, asidik amfibol, fluorit, apatit, dolomit, kalsit ve ortoklas belirtilebilir. Bu karbonatitlerin fluoritlerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında 440-535⁰C arasında değişen homojenleşme sıcaklıkları ölçülmüştür. Apatitlerde 340-443⁰C ve kalsitlerde ise 350-400⁰C arasında değişen homojenleşme sıcaklıkları elde edilmiştir.

Fluorit – Apatit Karbonatitler: Kalınlıkları 5-10 cm. arasında değişen küçük huni dayklar şeklinde görülürler. Başlıca fluorit – apatit – ortoklas, kalsit ve dolomit içerirler. Bu karbonatitlerin fluoritlerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında, bunların homojenleşme sıcaklıklarının 350-430⁰C arasında değiştiği, apatitlerde ise 380-400⁰C arasında değiştiği tespit edilmiştir. Kalsitlerde yapılan ölçümlerde ise homojenleşme sıcaklıklarının 280-320⁰C arasında değiştiği saptanmıştır (Özgenç ve Kibici, 1994).

5.3. Fluorit Cevherleşmeleri

Fluorit, kalsiyum florür (CaF₂) bileşiminde olup saf olduğunda %51.3 kalsiyum, %48.7 fluor ihtiva eder. Uluslar arası ticari ismi “Fluorspar” olan fluoritin esas elementi “fluor” dur. Açık sarı renkte bir gaz olan fluor elektroliz yolu ile elde edilir. Fluor içeren başlıca mineraller; fluorit, fluorapatit, (Ca₅ (PO₄)₃F) ve kriyolit (Na₃ Al F₆) tir. Fluorit küp sisteminde kristallenir. Sertliği 4, özgül ağırlığı 3.16 gr/cm³ tür. Rengi genellikle mor, yeşil, mavi, sarı ve beyazdır. Bu renk çeşitliliği genellikle içerdiği organik bileşikler ve nadir toprak elementlerinden kaynaklanmaktadır (Tayfun ve Anıl, 1996).

Bölgede, Aşılık Pınarı ve Karababa Pınarı civarında fluorit cevherleşmesi gözlenmiştir. Fluorit, siyenitler tarafından kesilen kireçtaşı (takanaklarında içerme, damar

dolguları ve düzensiz damarlar şeklinde yerleşmiştir. Reo-simge A.Ş. tarafından fluorit yönelik üç ayrı yerde hafriyat ve açıl işletme çalışmaları yapılmıştır (Tayfun ve Anıl, 1996).

Kıral ve Yılmaz (1989)'a göre Helvacı (1967), bölgede fluorit ve vermikülite yönelik 1963 yılında yapmış olduğu çalışmalarda toryum için açılan yarmalardan iki numune almıştır. Bu numunelerin kimyasal analiz sonuçları şunlardır (Tayfun ve Anıl, 1996):

1. Numune: % 5.7 CaF_2 , % 11.59 SiO_2 , % 35.71 gang min.
2. Numune: %14.33 CaF_2 , %20 SiO_2 , %65.67 gang min.

Kıral ve Yılmaz (1989), yöredeki siyenitlerle, kireçtaşlarının kontağında yer alan fluorit mineralizasyonunun çoğunun hidrotermal kökenli olduklarını belirtmişlerdir. Ayrıca kireçtaşlarının, cevherleşmenin yakınında iri kristalli cevherleşmeden uzaklaştıkça ince kristalli bir görünüm kazandıklarını belirtmişlerdir.

Tayfun ve Anıl (1996) tarafından incelenen fluoritler, açık mordan siyahımsı mora kadar değişen renklerde görülmektedir. Fluoritlerin kireçtaşlarıyla olan sınırları, siyenitlerin ayrılmış olmaları nedeniyle kesin izlenememektedir. Kireçtaşlarına doğru masif bir yapı gösteren cevherleşme, siyenitlere doğru dağınık ve altere bir yapı kazanmaktadır.

Cevherleşme zonu boyunca kireçtaşlarında, hafif dolomitleşme görülmektedir. Özellikle fluorit cevherleşmesinin yoğunlaştığı kısımlarda daha yoğundur. Bölgedeki diğer litolojik birimlerde fluorit cevherleşmesi görülmemektedir. Yapılan arazi, laboratuvar ve petrografik çalışmalar fluoritlerin hidrotermal kökenli olduğunu göstermektedir (Tayfun ve Anıl, 1996).

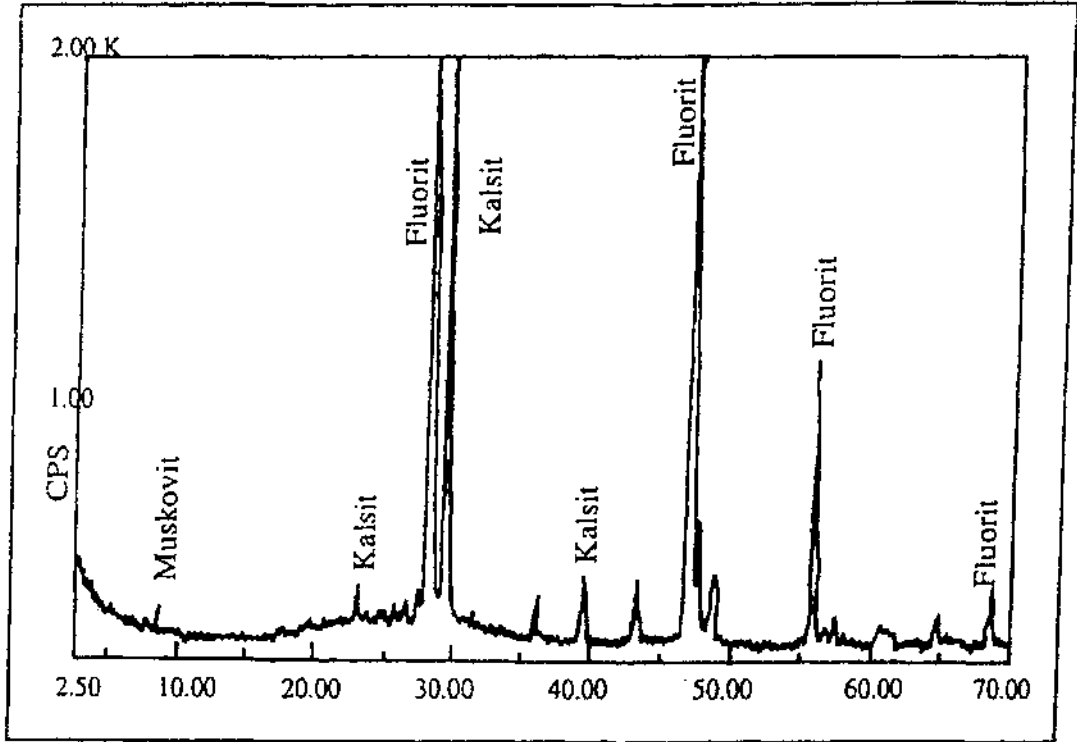
5.3.1. Minerolojik Özellikler

Polarizan mikroskopta incelenen, cevherleşmeye ait ince kesitlerde fluorit, tüm kesitlerin hakim minerali ve aynı zamanda cevher minerali olarak dikkat çekmektedir. Kalsit ikincil mineral olarak gözlenmekte olup, fluorit cevherinin çatlaklarını doldurmuş şekilde gözlenmektedir. Kuvars gayet küçük taneler şeklinde ve bazı kesitlerde, fluorit cevheri içerisinde katı kapanımlar şeklinde bulunmaktadır. İnce kesitlerde tespit edilen mineral türlerinin az olması, parajenez yönünden, cevherleşmesinin kısır olduğunu göstermektedir (Richardson ve Holland, 1979; Özgenç, 1993).

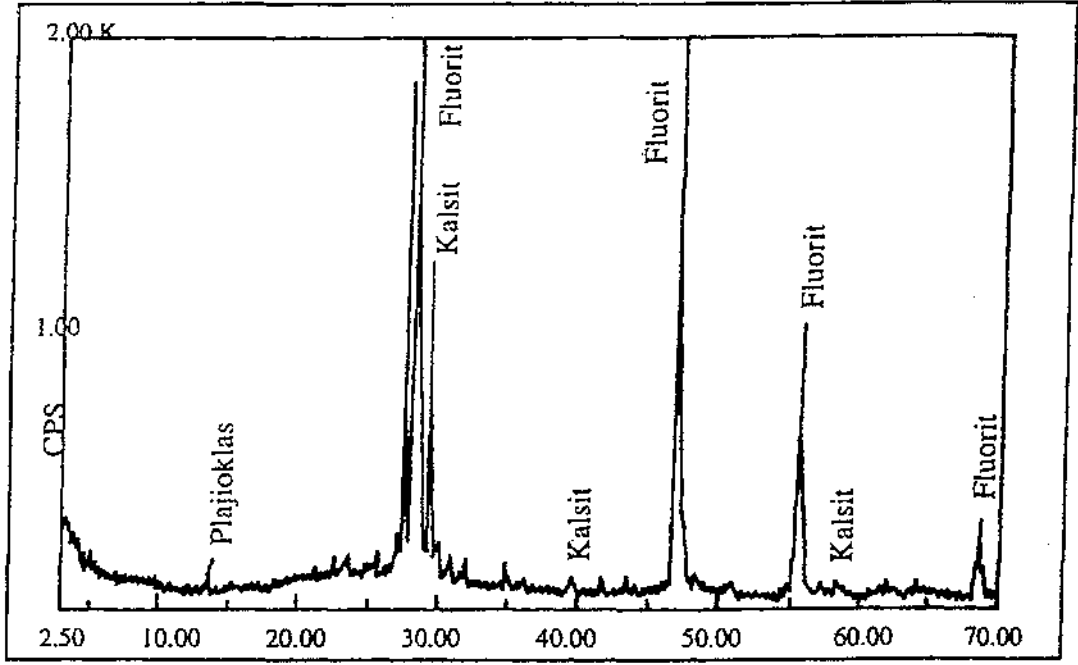
Bölgedeki fluorit ocaklarından, cevher mineralleri ve parajenezin belirlenmesine yönelik olarak alınan 6 örnek üzerinde M.T.A. Enstitüsü'nün maden analizleri ve teknolojisi

daresinde XRD analizleri yaptırılmıştır. Bu analizlerin sonucunda elde edilen veriler şunlardır:

- a) Aşılık Pınarı fluorit ocağından alınan örneklerde cevher minerali olarak fluorit tespit edilmiştir. Parajenezinde bulunan diğer mineraller ise bolluk sırasına göre kalsit, muskovit, feldspat şeklinde sıralanmaktadır (Şekil 13).
- b) Karababa Pınarı fluorit ocağından alınan örneklerde ise cevher minerali olarak yine fluorit dikkat çekmektedir. Parajenezinde bulunan diğer mineraller ise bolluk sırasına göre kalit, muskovit, plajiyoklaz şeklinde sıralanmaktadır (Şekil 14).



Şekil 13. F2-56 nolu cevher örneğine ait x-ışınları difraktogramı (Tayfun ve Anıl, 1996).



Şekil 14. F3-57 nolu cevher örneğine ait x-ışınları difraktogramı (Tayfun ve Anıl, 1996).

Reo-simge A.Ş. tarafından bölgedeki fluorit cevherleşmelerinden alınan numunelerden yaptırılan analizlerde CaF_2 oranı ortalama olarak %43 olarak tespit edilmiştir. Bu değer tarafımızca ortalama tenor olarak alınmıştır (Tayfun ve Anıl, 1996).

5.3.2. Fluoritlerin Oluşumu

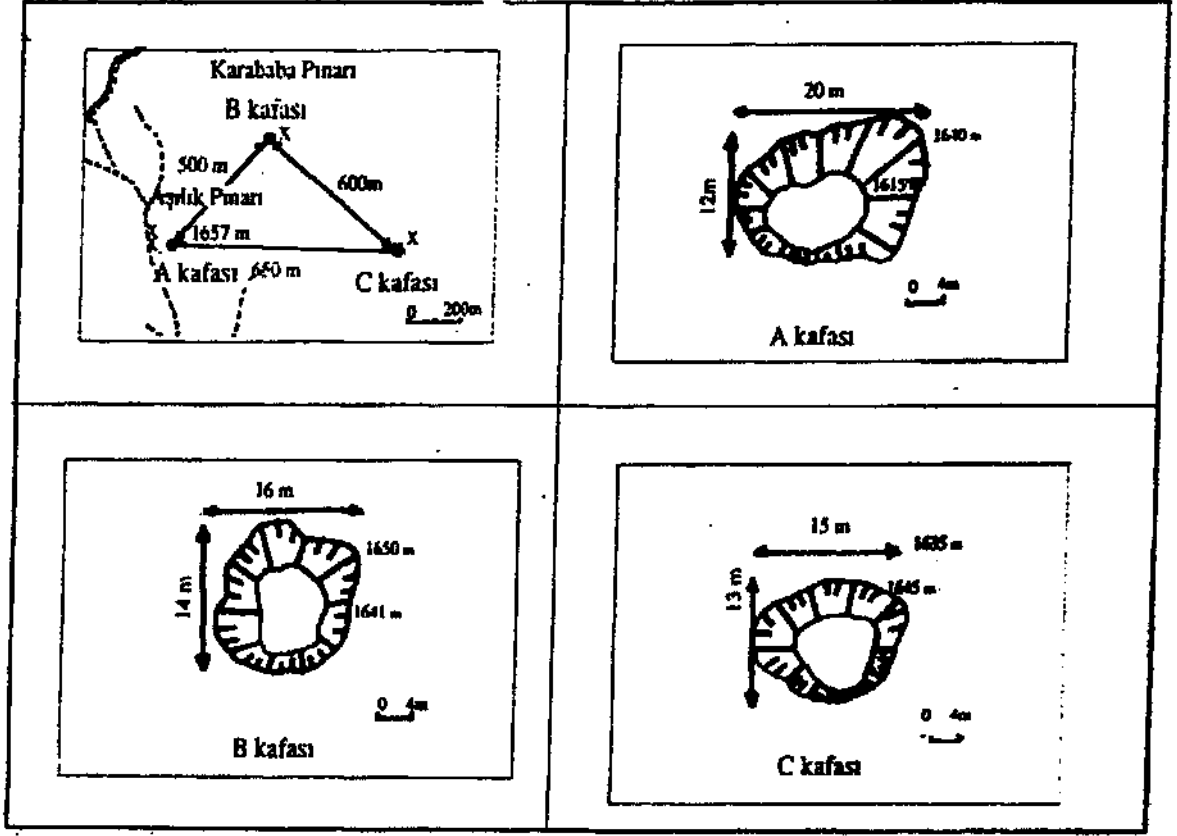
Hidrotermal fluorit yataklarının üç değişik mekanizma ile oluşabileceği ileri sürülmüştür (Holland, 1967; Richardson ve Holland, 1979). Bunlar:

- Cevher getirici eriyiklerin ısı ve/veya basıncının düşmesi.
Farklı kimyasal bileşim ve tuzluluktaki eriyiklerin karışması.
- Hidrotermal sıvıların yan kayaçla etkileşimi şeklinde belirtilmektedir.

Aşılık Pınarı fluorit yatağından elde edilen jeolojik veriler, yukarıda belirtilen ilk oluşum mekanizmasının geçerli olmadığını göstermektedir. Özgenç ve Kibici (1994) tarafından elde edilmiş olan sıvı kapanım veriler (ortalama homojenleşme sıcaklıkları 440-535°C arasında) basit soğuma mekanizması ile fluorit oluşumunu desteklememektedir (Tayfun ve Anıl, 1996).

Ayrıca basınç düşmesiyle fluorit oluşumu da mümkün görülmemektedir. Çünkü basınç düşmesiyle oluşacak fluorit miktarı, ısı düşmesiyle oluşacak fluorit miktarından azdır (Richardson ve Holland, 1979; Tayfun ve Anıl, 1996'dan).

Aşılık Pınarı fluorit yatağında görülen fakir parajenez, farklı kimyasal bileşim ve tuzluluktaki eriyiklerin karışması ile fluorit oluşum mekanizmasının da geçerli olmadığını göstermektedir.



Şekil 15. Bölgedeki fluorit cevherleşmelerine ait cevherli kafa krokileri (Tayfun ve Anıl, 1996).

Aşılık Pınarı fluoritlerinin oluşumunu açıklayacak en uygun mekanizma, hidrotermal sıvıların yan kayaçla etkileşimi sonucu fluorit oluşum mekanizması, olarak gözükmemektedir. Yan kayaç konumundaki kireçtaşlarında gözlenen dolomitleşme, florun çözeltiler halinde MgF_2 ve CaF_2 bileşikleri şeklinde taşındığını göstermektedir. Ayrıca hidrotermal sıvıların yan kayaçla etkileşimi pH'nın değişmesine neden olmaktadır. Böylece cevherli eriyiklerdeki Ca ve Mg derişimleri de değişir. pH'nın asitten nötr değere değişimi fluorit çözünürlüğünü azaltmaktadır (Richardson ve Holland, 1979; Özgenç, 1993).

5.3.3. Fluorit Cevherleşmelerinin Kökeni

Bölgede Aşılık Pınarı, Karababa Pınarı ve Karababa mevki civarında mekanik kepeçlerle yapılan kazılarla ortaya çıkarılmış üç ayrı cevherli kafa bulunmaktadır (Şekil 15). Birbirlerinden 500, 850 ve 600 m. Uzaklıkta yer alan A, B ve C kafaları tabana doğru genişleyerek devam eden bir yapı göstermektedir. Bu durumda cevherli zonların birbirleri ile ilişkili olma ihtimali yüksektir. Bunlardan A kafasının yüzeyden itibaren 15 m. B kafasının 9 m. ve C kafasının 11 m. kalınlıkta olduğu arazi çalışmalarında ortaya çıkarılmıştır. Gerek cevherleşme zonlarında yapılan arazi gözlemleri, gerekse petrografik çalışmalar, bölgedeki fluorit yataklarının oluşum kökeninin hidrotermal metasomatik olduğunu göstermektedir. Bölgede siyenitik bir magma intrüzyonunun sokulum yapmış olması ve kantağındaki kristalize kireçtaşlarının hafif bir dolomitleşmeye uğramış olması buna kanıt olarak gösterilebilir. Fluoritler, kireçtaşı dokanağında sağlam ve masif bir yapı gösterirken, siyenitin dokanağında dağılgan ve altere bir yapı kazanmaktadır. Fluorit cevherleşmesi metasomatik olarak yan kayaç (kireçtaşı) içerisine yerleşim yapmıştır (Tayfun ve Anıl, 1996).

Metasomatoz olayı bir ramplasman (yerini alma) olayı olup, yan kayacın minerallerinin yerini magma kaynaklı minerallerin alması şeklinde olmaktadır. Sonuçta yan kayacın mineralojik ve kimyasal yapısı değişmekte ve kayaç metamorfizmaya uğramaktadır. Ancak her kayaç metasomatoz olayına uygun değildir. Kireçtaşı, dolomit ve diğer karbonatlı kayaçlar metasomatoza kolayca uğrarlar. Hidrotermal eriyiklerin uygun kayaçlar içerisinde sebep oldukları metasomatoz olayı sonunda hidrotermal metasomatik yataklar meydana gelmektedir. Hidrotermal yatakların çoğunda dolgu tipi cevherleşme ile metasomatik cevherleşme birlikte gelişirler (Tayfun ve Anıl, 1996).

6. KULUNCAK VERMİKÜLİT CEVHERLEŞMESİ

6.1. Vermikülit: Tanım ve Sınıflandırma

Kimyasal Bileşimi, $Mg_3 (Al,Si)_4 O_{10} (OH)_2 \cdot 4H_2O$

Kristal Sistemi, Monoklinik

Kristal Biçimi, Levhamsı, plaka şekilli kristaller halinde

Sertlik, 1,5

Özgül Ağırlık, 2-3

Dilinim, {001} mükemmel

Renk ve Şeffaflık, Sarı, kahverengimsi; şeffaf

Parlaklık, İnci parıltılı, bazen bronz görünümlü

Ayrıncı Özellikleri, Isıtıldığında kolayca genleşir.

Bulunuşu, Karbonatitlerle ilişkili olan magnezyumlu mikaların alterasyonu ile oluşur (MTA, 2005)

Mineralojik olarak tek başına farklı bir grubu temsil eden vermikülit, endüstriyel olarak genleşme özelliğine sahip tüm mika grubu minerallerini de (flogopit, biyotit ve hidrobiyotit kapsayan genel bir terim olarak kullanılmaktadır. Vermikülitli sulu magnezyum, alüminyum, demir silikat olarak da tarif etmek mümkündür.

Vermikülit, monoklinit sistemde kristallenir, dilinimi muntazamdır. Yeşil, sarımsı kahve ve hatta siyah renkte olabilir. Sertliği Mohs ölçeğine göre 1.2 ile 2.0 arasında değişir, özgül ağırlığı 2.5'dir. vermikülit yüksek sıcaklıklarda aniden ısı-şokuna tabi tutulduğunda C eksenini boyunca akordeon gibi uzamaktadır. Bu karakteristik genleşmenin yapıda bulunan kristal suyunun ani olarak buharlaşması sonucu oluşan buhar basıncından kaynaklandığı düşünülmektedir. Isısal genleşme olayının henüz tam olarak açıklanamamasının nedeni, ağırlıkça toplam aynı miktarda su içeren numunelerin dahi farklı oranlarda genleşebilmeleridir. Kimyasal bileşim ve yapılar arasında bulunan su moleküllerinin hangi bağlarla yapıya tutunduğu genleşme olayını etkileyen diğer önemli parametrelerdir. Genleşme sonucunda malzemenin yığın yoğunluğu, yaklaşık 10 kat azalarak, 0.8 g/cm³'den 0.08 g/cm³'e düşmektedir. Yığın yoğunluğundaki düşüş, vermikülitin kalitesine ve genleştirmenin yapıldığı fırın performansına bağlı olmakta ve ısısal işlem sonucunda yaklaşık 30 katlık bir genleşme sağlanabilmektedir (Strand, 1983; Loughbrough, 1991). İri taneli vermikülitler, genelde yer altı ve yerüstü suları ile hidrotermal çözeltilerin birisinin veya hepsinin flogopit, biyotit, klorit, piroksen gibi tabaka yapısına sahip silikatları ıslatarak alterasyona uğratması sonucu oluşmaktadır. Oluşum mekanizması henüz tam olarak açıklanamamıştır. Araştırmacıların üzerinde anlaşmaya varamadıkları konu, vermikülitin hidrotermal çözeltilerin kayalar üzerine etkimesiyle veya superjen çözeltilerin biyotit ve flogopit üzerinde meydana getirdiği değişiklikler sonucu oluştuğudur. Olayın hidrotermal şartlar altında olduğunun delilleri; yüksek sıcaklıklarda oluşan mineral ve kayalarda vermikülit oluşumlarına rastlanması ve 70 metreden daha fazla derinliklerde maden yataklarının varlığıdır. Superjen oluşumun kanıtları ise; biyotit ve flogopitin oda sıcaklığında kolayca vermikülitte dönüşmesi, potasyumun çok düşük konsantrasyonlarda bile vermikülitin oluşumunda önemli etkisinin olması, derinliğin artması ile biyotit ve flogopite daha çok rastlanması ve pegmatitler içinde

vermikülit oluşumlarının varlığı sayılabilmektedir (Calle and Suquet, 1988; DPT, (2001)'den).

Kırıkoğlu (1990)'a göre, vermikülit ultrabazik kayalardaki magnezyumlu mikaların bozunma ürünüdür. Dikkatli ısıtıldığında 700-8000C'de genişir ve yapraksı doku kazanır. Bunun yanı sıra küçük kalın kristalleri dalgalı yapı kazanmış olur.

6.2. Vermikülit Cevherleşmesi

Martina (1967) vermikülitlerin ofiyolitik istife ait ultrabazik kayalarla bunları kesen siyenitlerin dokanağında, genellikle damar ve mercek şeklinde geliştiğini belirtmektedir. Helvacı (1967), vermikülitlerin pegmatit filonlarında, serpantin içinde cepler halinde ve grift pullar halinde Kızılsivri Tepe ve Darılı Köyü çevresinde bulunduğunu işaret etmektedir. Ergun (1970) vermikülitin ultrabaziklerle ilişkili olduğunu ve yaklaşık 1,5 milyon ton rezervi bulunduğunu belirtmiş ve şişme kabiliyetinin 2-2,5 olduğunu belirtmiştir (M.T.A., 1976).

Kuluncak çevresindeki vermikülitlerin yayılımını tespit etmek için M.T.A. tarafından 1976 yılında sahanın ayrıntılı jeolojisi yapılmış ve bazı sondaj çalışmaları yürütülmüştür.

Vermikülitlerin içerisinde yer aldığı birim, gabro blokları içeren, geniş ölçüde serpantinize olmuş peridotitlerin oluşturduğu ultramafik komplekstir. Bu kayaları kesen ve siyenitik magmaya ait olduğu belirtilen alkali diyabaz silleri, trakit, trakitandezit akıntı daykları bölgede oldukça yoğundur (M.T.A., 1976).

İnceleme alanında vermikülitlere serpantinleşmiş ultrabazik kompleksi (gabro-peridotit) ile skapolitleşmiş bazik volkanik dokanağı yakınlarında rastlanır. Çoğunlukla demir cevherleşmesi içinde ve yakınındadır. Ultrabazitik kompleksin ters yarılımla deniz altı volkanitleri üzerine itilmesi ve alttan alkali siyenit intrüzyonu etkisiyle oluşan skapolitleşme olayı sırasında piroksen ve flogopitlerin ayrışmasından meydana gelmiş olabilir.

Kuluncak merkezi, sahasında Bucak merkezinin batısındaki Kızılgüney Tepe, Çitibağ Tepede ve Kuzeydoğudaki Ağsarpıntaş mevkiinde yer alır. Vermikülit flogopit mineralleşmesi, manyetit, hematit, yer yer pirit ve jips oluşumlarıyla birlikte skapolitlerle içinde bulunur. Kloritleşme karbonlaşma yer yer killeşme ve epidotlaşma da gösteren köken kayaç gabro ve diyabazdır. Sarımsı yeşil, kahve renklerinde vermikülit 30-40 cm, kalınlığında yer yer kopuk damar, açılmış pullar ve ağsı şekillerdedir. Genel olarak manyetit-hematitle uyumlu olarak SW-NE doğrultusunda uzanır. Ağsarpıntaş mevkiinde dik vadi yamacında,

silisifiye kompakt kireçtaşı altındaki skapolitfelsler içinde yanı biçimde yer almaktadır (M.T.A., 1976).

Vermikülitte birlikte kuvars, kalsit, dolomit, manyetit ve kromit mineralleri bulunur. Seçme numunelerde tenör %85'e kadar çıkmaktadır.

Bu sahada demir cevheri için yapılan Ku serisi sondajlarında vermikülit yer yer pullar halinde rastlanmaktadır.

Hesaplamalarda jeolojik bloklar yöntemi uygulanmıştır. Her blokun rezervi, rezerv uzunluk x kalınlık x genişlik x yoğunluk formülü ile bulunmuştur. Genişlik, uzunluğun 1/3'ü kadar alınmıştır. Yoğunluk 2,5 gr/cm³ tür. Buna göre 210.000 ton jeolojik rezerv söz konusudur. Ayrıca Ağsarpintaş mevki ve Çitilbağ T. De haritalanamayacak kadar ince ve dağınık vermikülitler hesaplara dahil edilmemiş olup küçük bir rezervi söz konusudur (M.T.A., 1976)..

Türkiye muhtemel vermikülit rezervleri 6-7 milyon ton arasında değişmektedir (Aras, 1984; DPT, 2001'den). Bu rezerv Kuluncak-Darılı yatağında belirlenmiştir (Kırıkoğlu, 1990).

Sonuç olarak, MTA tarafından etüt edilen ve ayrı sektörden oluşan Malatya-Darende-Kuluncak vermikülit cevherleşmeleri ultrabazik kütleler içinde yer almakta ve oluşumları bu ultrabazik kütleleri kesen alkali intrüziyelere bağlanmaktadır. Genleşme oranları oldukça düşük olan (~2 kat) cevher ekonomik değere ulaşmamaktadır (Aras, 1984; DPT, 2001'den).

7. SONUÇLAR

Bir literatür taraması şeklinde gerçekleştirilen bu çalışmada aşağıdaki sonuçlar çıkarılabilir:

1. Hekimhan çevresinde stratigrafik istif şu şekilde özetlenebilir: 1. Serpantinit-gabro kompleksi, 2.Taban konglomerası, şeyl ve kireçtaşı, 3. Masif volkano-sedimanter seriler, 4. Trakitik akıntılar, dayklar ve alkali siyenitler.

2. Hekimhan çevresinde yoğun olarak demir yatakları, fluorit cevherleşmeleri ve vermikülit cevherleşmeleri bulunmaktadır.

3. Hekimhan çevresinde Hasançelebi, Deveci ve Karakuz demir yatakları bulunmaktadır. Bu yataklar düşük tenörlüdürler ve Türkiye rezervinin yaklaşık %40'ını oluştururlar.

4. Hasançelebi yatağında manyetit ve hematit, Deveci yatağında siderit, Karakuz yatağında ise hematit hakim cevher mineralleridir.

5. Deveci yatağı volkano-sedimanter, Hasançelebi yatağı pnomatolitik-hidrotermal ve Karakuz yatağı volkano-sedimanter tipte gelişmiştir.

6. Yapılan rezerv hesaplamasına göre, fluoritin görünür rezervi 20,060 ton olarak hesaplanmıştır.

7. Bölgedeki fluorit ocaklarının işletilmesi, geliş güzel yapılan hafriyat çalışmaları ile yapılmış, daha sonra tam randıman alınmadan cevher ocakları terkedilmiştir. Ancak detaylı jeolojik araştırmalar ve ocak çevresinde sondajlı aramalar yapılarak fluorit cevherinin ekonomikliği artırılabilir.

8. Malatya-Darende-Kuluncak vermikülit cevherleşmeleri ultrabazik kütleler içinde yer almakta ve oluşumları bu ultrabazik kütleleri kesen alkali intrüziplere bağlanmaktadır. Genleşme oranları oldukça düşük olan (~ 2 kat) cevher ekonomik değere ulaşmamaktadır. Yapılan rezerv hesapları bu zuhurlarda 6-7 milyon ton arasında değişen muhtemel rezervin olduğunu göstermektedir.

8. KAYNAKLAR

- Akkoca, B., 1972., Kuluncak Civarının m/10.000 ölçekli jeoloji haritası Rapor No: 156.
- Alpan, S., 1976., Hasacelebi (Hekimhan – Malatya) Demir Madeni Jeolojik – Jeofizik ve Hidrojeolojik Etütler, Cilt I. Malatya
- Aras, A., 1982., Malatya – Darende – Kuluncak Vermikülit Cevheri Jeoloji ve Rezerv Etüdü. M.T.A. Malatya Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi Rapor No: 322.
- Bomba, Z., 1966., Başören (Malatya-Hekimhan) civarının jeoloji ve Toryum cevherleri hakkında rapor, M.T.A. Rapor No: 203
- DPT, 2001, <http://ekutup.dpt.gov.tr/madencil/sanayiha/oik628.pdf>
- Ergün, A., 1970., Malatya – Darende – Kuluncak vermikülit genel prospeksiyon raporu M.T.A. Rapor No: 211
- Gerçek, E., 1994., Malatya – Hekimhan Havzası Demir Cevherleşmesi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, No: 003-051, 8-31
- Gökçe, A., 1995, Maden Yatakları, Cumhuriyet Üniv. Yayınları No: 59, Sivas, 307 s.
- Gürcan, L., 2002., Hekimhan Bölgesinin Jeolojisi ve Stratigrafisi. Doktora Tezi, M.T.A., 2-39, Malatya
- Gürer, Ö.F., 1994., Hekimhan – Hasacelebi Yöresinin Üst Kretase Stratigrafisi ve Havza Evrimi. Türkiye Jeo. Bülteni, 37 (2), 135-148.
- İzdar, K.E. ve Ünlü, T., 1977., Hekimhan – Hasacelebi – Kuluncak Bölgesinin Jeolojisi. Ege Bölgeleri Jeolojisi 6. Kollojumu, 303-330, İzmir.
- Jacobson, H.S., vd., 1971., Hekimhan – Hasacelebi Demir Sahasının Jeoloji ve Maden Yatakları. M.T.A. Derleme No: 2256.
- Kırıkoğlu, S., 1990, Endüstriyel Hammaddeler, İTÜ Matbaası, İTÜ Kütüphanesi Sayı: 1418, İstanbul, 271 s.
- Kurt, M., 1974., Şırzı (Boğazören) Köyü Demir Zuhurunun Jeoloji Raporu. M.T.A. Malatya Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi Rapor No: 186.
- M.T.A., 1966., Türkiye Fluorit Envanteri. M.T.A. enst. Derleme Rap. No: 3772, Malatya
- M.T.A., 1974., Hasacelebi (Malatya – Hekimhan) Demir Madeni Yatağı, İşletme, Zenginleştirme ve Pelletleme Tesisleri, Ön Fizibilite Etüdü, Özet raporu, 125 S.
- M.T.A., 1976., Türkiye Vermikülit Envanteri, M.T.A.enst. Derleme Rap. No: 4223, Malatya
- MTA, 2005, www.mta.gov.tr/mineraller/varmikulit.asp

- Özert T. ve Kuşçu, A.E., 1982., Malatya – Hekimhan – Deveci Demir Yatağı Jeoloji ve Rezerv Raporu. M.T.A. Malatya Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rapor No: 315
- Özgenç, İ., Kibici, Y., 1994., Başören Köyü (Kuluncak – Malatya) Britolit Damarlarının Jeolojisi ve Kimyasal Mineralojik Özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni. 37 (1), 77-85.
- Stendal, H., Ünlü, T., and Madsen, J., 1995., Geological Setting of Iron Deposits Of Hekimhan Province, Malatya, Central Anatolia Turkey, Trans. Instn. Min Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 104, 46-54
- Temur, S., 1997, Metalik Maden Yatakları, Nobel Yayın Dağıtım, Ankara, 285 s.
- Yılmaz, S., 1991., Hekimhan – Hasançelebi (KB Malatya) Yöresi Jeoloji ve Magmatitlerinin Minerolojik Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 256 S.