

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ÇAN -ÇANAKKALE BÖLGESİ KAOLİNİT YATAKLARININ VE
ÇEVRESİNİN PETROGRAFİK MİNEROLOJİK VE JEOKİMYASAL
İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

AYÇA AYDIN

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Yüksek Lisans Programı

MAYIS 2014

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ÇAN -ÇANAKKALE BÖLGESİ KAOLİNİT YATAKLARININ VE
ÇEVRESİNİN PETROGRAFİK MİNEROLOJİK VE JEOKİMYASAL
İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**AYÇA AYDIN
505101315**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Jeoloji Mühendisliği Yüksek Lisans Programı**

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Ö. Işık ECE

MAYIS 2014

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505101315 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi Ayça AYDIN'ın ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı Çan-Çanakkale bölgesi kaolinit yataklarının ve çevresinin petrografik minerolojik ve jeokimyasal incelenmesi başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı :	Prof. Dr. Adı SOYADI İstanbul Teknik Üniversitesi	Prof. Dr. Işık ECE
Jüri Üyeleri :	Prof. Dr. Adı SOYADI İstanbul Teknik Üniversitesi	Prof. Dr. Işık ECE
	Prof. Dr. Adı SOYADI İstanbul Teknik Üniversitesi	Prof. Dr. Fikret SUNER
	Prof. Dr. Adı SOYADI İstanbul Üniversitesi	Doç. Dr. Nurullah HANİLÇİ

Teslim Tarihi : 5 Mayıs 2014
Savunma Tarihi : 30 Mayıs 2014

MADEN İŞÇİLERİ'NE,

ÖNSÖZ

Yüksek lisans tezimin hazırlanması süresince beni tecrübeleriyle destekleyen ve tez danışmalığımı üstlenen Prof. Dr. Ö. Işık Ece ve tez çalışmam süresince mesleki tecrübesini paylaşan ve desteğini esirgemeyen Doç. Dr. Emin Çiftçi'ye sonsuz teşekkür ederim.

Çalışmamıza 112Y369 nolu proje kapsamında destek veren TÜBİTAK'a teşekkürü bir borç bilirim.

Kimyasal analiz çalışmalarım için her türlü teknik desteği sağlayan hocalarım Doç. Dr. Murat Budakoğlu ve Doç. Dr. Mustafa Kumral'a ve çalışmaları tecrübeleriyle destekleyen Teknisyen Mehmet Öztürk'e ve Uzman Serena Uzaşçı Sultanyan'a teşekkürü borç bilirim.

Yüksek lisans eğitimim süresinde ve zorlu arazi çalışmalarımız boyunca beni destekleyen ve Georgia Üniversitesi'ndeki laboratuvar çalışmaları sırasında izotop analizlerinin yapılmasında emeği geçen sevgili arkadaşım Hatice Ünal Ercan'a teşekkürü borç bilirim.

Tez çalışmalarım sırasında karşılaştığım petrografik verilerin yorumlanmasında yardımcı olan Ar. Gör. Alp Ünal'a, ince kesit çalışmalarımda yardımcı olan teknisyen Mehmet Ali Oral'a teşekkür ederim.

Hayatımın destekçisi anneme, babama, abime ve çocukluğumdan beri her zaman yanımda olan sevgili arkadaşım Burcu Aydınoğlu'na yüksek lisans eğitimim süresince yanımda olan Didem İlhan 'a, tez çalışmalarımın en yoğun olduğu dönemlerde uzun çalışma saatlerinde yanımda olan Ahmet Can Özbek'e ve hayatıma kattıkları ile destek olmuş tüm arkadaşlarıma, dostlarıma, sevdiklerime çok teşekkür ederim.

MAYIS 2014

AYÇA AYDIN
(JEOLJİ MÜHENDİSİ)

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	vii
KISALTMALAR	xi
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xiii
ŞEKİL LİSTESİ.....	xv
ÖZET.....	xvii
SUMMARY	xix
1. GİRİŞ	1
1.1 Tezin Amacı	1
1.2 Çalışma Alanı	2
1.3 Yer ve Ulaşım.....	3
1.4 Morfoloji	3
1.5 İklim ve Bitki Örtüsü.....	3
2. MATERYAL VE METOT	5
2.1 Arazi Çalışmaları.....	5
2.2 Laboratuvar Çalışmaları	5
2.2.1 Mikroskop çalışmaları.....	5
2.2.2 X-Işınları difraktometre (XRD) çalışmaları.....	6
2.2.3 Taramalı elektron mikroskobu (FE-SEM) çalışmaları.....	6
2.2.4 Duraylı izotop çalışmaları	6
2.2.5 Kimyasal analizler.....	8
2.3 Büro Çalışmaları	8
2.4. Önceki Çalışmalar	8
2.4.1 Jeolojik ve petrografik çalışmalar	8
2.4.2 Batı anadolu epitermal oluşumlarıyla ilgili yapılmış çalışmalar	12
3. BİGA YARIMADASI BÖLGESEL JEOLJİSİ	13
4. ÇALIŞMA ALANI VE ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ	17
4.1 Tersiyer Öncesi Metamorfik Kayaçlar	19
4.2 Tersiyer Kayaçlar	19
4.2.1 Çan volkanikleri (Tçv)	19
4.2.1.1 Lavlar (Tçva).....	21
4.2.1.2 Tüfler (Tçvt).....	27
4.2.1.3 Silisifiye kayaçlar (Tçvs)	30
4.2.1.4 Çan volkanitlerinin jeokimyası	31
4.2.2 Çan formasyonu (Tça)	38
4.2.3 Kulfa formasyonu (Tk)	39
4.2.3.1 Kulfa formasyonunun petrografik incelemesi.....	41
4.2.4 Kuvaterner birim	42
5. KAOLİNİT OCAKLARININ İNCELENMESİ	43
5.1 X-ray Mineraloji İncelemeleri.....	43
5.2 Taramalı Elektron mikroskobu (FE-SEM) İncelemeleri.....	55
5.3 Duraylı İzotop İncelemeleri.....	57

5.3.1 Ocakların oksijen ve hidrojen izotop bileşimi.....	57
5.3.2 Ocakların sülfür analiz bileşimi	63
5.4 Jeokimya Analizleri.....	64
6. TARTIŞMA ve SONUÇLAR	69
KAYNAKLAR.....	73
ÖZGEÇMİŞ	83

KISALTMALAR

XRD	: X-ışınları Difraksiyonu
XRF	: X-ışınları Flüoresans
FE-SEM	: Field Emission Taramalı Elektron Mikroskobu
Plj	: Plajiyoklaz
Prx	: Piroksen
Bio	: Biyotit
Km	: Kilometre
M	: Metre
Ppm	: Milyonda Bir Miktar
My	: Milyon Yıl
HS	: Yüksek Sülfidasyonlu
LS	: Düşük Sülfidasyonlu
SMOW	: Ortalama Okyanus Suyu
CDT	: Canyon Diablo demirli meteoritinden alınan troilit

ÇİZELGE LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Çizelge 4.1 : Çan volkaniklerine ait jeokimyasal analiz sonuçları	37
Çizelge 5.1 : Bahadırlı kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları	45
Çizelge 5.2 : Bahadırlı kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları	46
Çizelge 5.3 : Çaltıkara kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları	47
Çizelge 5.4 : Çaltıkara kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları	48
Çizelge 5.5 : Duman kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları	49
Çizelge 5.6 : Duman kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları	50
Çizelge 5.7 : Duman kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları	51
Çizelge 5.8 : Duman kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları	52
Çizelge 5.9 : Hamamtepe kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları	53
Çizelge 5.10 : Hamamtepe kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları	54
Çizelge 5.11 : Çalışma sırasında kullanılan izotopların bolluğu ve çalışmada kabul edilen standartlar. SMOW (Standard Mean Ocean Water), CDM (Canyon Diablo Meteorite)	57
Çizelge 5.12 : Bahadırlı, Çaltıkara, Duman kaolinit ocaklarından alınan örneklerin oksijen ve döteryum duraylı izotop analiz sonuçları ve paleoortam model oluşum sıcaklıkları. Oluşum sıcaklıkları hesabında $10^3 \ln \alpha = 2.76 \cdot 10^6 / T^2 - 6.75$ denkliği kullanılmıştır. $\delta^{18}O_{su} = -4.5 \text{ ‰}$ alınmıştır (Sheppard ve Gilg., 1996).	61
Çizelge 5.13 : S izotop analiz sonuçları	64
Çizelge 5.14 : Ocaklara ait jeokimya analiz sonuçları	67

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1	: Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 3.1	: Batı Anadolu ana paleo-tektonik birimleri haritası (Bozkurt ve Oberhansli, 2001)	14
Şekil 3.2	: Biga Yarımadası bölgesel jeoloji haritası, (Okay ve Satır 2000; Ünal, 2010; Ünal Ercan, 2013).	15
Şekil 4.1	: Çalışma alanının ölçeksiz dikme kesiti (Türkdönmez, 2007; Ünal Ercan, 2013'ten alıntıdır.).....	17
Şekil 4.2	: Çalışma alanının jeolojik haritası	18
Şekil 4.3	: Biga Yarımadası'ndaki Çan Volkanitlerinin yayılımı ve yaş verileri	20
Şekil 4.5	: Çanakkale- Çan yol yarmasında çatlaklar boyunca gözlemlenen demirli alterasyon . (462175/4435016).....	22
Şekil 4.6	: Çanakkale-Çan yol yarmasında gözlemlenen kaolinleşmiş tüf-altere lav faylı dokanağı.	22
Şekil 4.7	: Çan volkaniklerine ait lavlar içerisinde plajiyoklaz fenokristallerinin mikroskop görüntüleri	23
Şekil 4.8	: Çan volkanikleri içerisinde zonlanma gösteren plajiyoklaz fenokristalleri mikroskop görüntüleri	24
Şekil 4.9	: Çan volkanitleri içerisinde ikizlenme gösteren piroksenler.	25
Şekil 4.10	: Piroksen içinde opak ve plajiyoklaz mineral kapanımları.....	25
Şekil 4.11	: A) Altere biyotit B) Altere amfibol (ÇN görüntüleri).....	26
Şekil 4.12	: Kayaçlar genelinde gözlenen porfirik doku	26
Şekil 4.13	: Akma dokusu a) TN b) ÇN	26
Şekil 4.14	: Kümülofirik doku	27
Şekil 4.15	: Bloklu tüf lav dokanağı (Serçeler köyü civarı yol yarması)	28
Şekil 4.16	: Mor renkli bloklu tüfler (Bodurlar mevki yol yarması) b) Lapilli tüf (Duman Ocağı).....	28
Şekil 4.17	: Duman Ocağı içerisinde masif görünümlü tüf	29
Şekil 4.18	: Aşırı altere kristalen tüf mikroskop görüntüsü (Duman ocağı civarı)..	29
Şekil 4.19	: Küçüktepe köyü civarı silisifiye kayaçlar	31
Şekil 4.20	: Silisifiye kayaç optik mikroskop görüntüleri.	31
Şekil 4.21	: Çalışma alanında Çan Volkanitleri' ne ait kayaçların Middlemost (1994) SiO ₂ – Na ₂ O+K ₂ O diyagramında adlanması.	32
Şekil 4.22	: Çalışma alanında Çan Volkanitleri' ne ait kayaçların Le Bas ve diğ. (1986) SiO ₂ – Na ₂ O+K ₂ O diyagramında adlanması.	33
Şekil 4.23	: Çalışma alanında çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Taylor Peccerillo (1976) SiO ₂ / K ₂ O diyagramında sınıflandırılması.	34

Şekil 4.24 : Çalışma alanında Çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Shand (1943) diyagramında alüminyum doyumlarının belirlenmesini gösteren diyagram.....	35
Şekil 4.25 : Çalışma alanında Çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Irvin ve Baragar (1971) (FeO - Na ₂ O+K ₂ O - MgO) AFM üçgen diyagramı.	35
Şekil 4.26 : Bölgedeki Çan volkaniklerine ait kayaların majör element (Al ₂ O ₃ , CaO, Fe ₂ O ₃ , K ₂ O, MgO, P ₂ O ₅ , Na ₂ O, TiO ₂) – SiO ₂ değişimlerine göre düzenlenmiş Harker diyagramları.	36
Şekil 4.27 : Çan Linyit İşletmesinin genel görünümü. Tça: Çan formasyonu, Tçvt: Çan volkanikleri tuf (Ünal Ercan, 2012).	39
Şekil 4.28 : Çan Formasyonu stratigrafik dikme kesiti, Gürdal (2011) ve Ünal Ercan (2013)'ten alınmıştır.	40
Şekil 4.29 : a) Kulfa formasyonuna ait kumtaşı b) Kulfa formasyonuna ait konglomera.	41
Şekil 4.30 : Kulfa formasyonuna ait kumtaşı ince kesiti (Ünal Ercan, 2013)'ten alınmıştır.	41
Şekil 5.1 : Bahadırlı kaolinit ocağına ait X-ışınları difraktogramı.	45
Şekil 5.2 : Bahadırlı kaolinit ocağına ait X-ışınları difraktogramı.	46
Şekil 5.3 : Çaltıkara kaolinit ocağı X-ışınları difraktogramları.	47
Şekil 5.4 : Çaltıkara kaolinit ocağı X-ışınları difraktogramları	48
Şekil 5.5 : Duman kaolinit ocağının X- ışınları difraktogramları.....	49
Şekil 5.6 : Duman kaolinit ocağının X- ışınları difraktogramları.	50
Şekil 5.7 : Duman kaolinit ocağının X- ışınları difraktogramları.....	51
Şekil 5.8 : Duman kaolinit ocağının X- ışınları difraktogramları.	52
Şekil 5.9 : Hamamtepe sileks ocağının X- ışınları difraktogramları.	53
Şekil 5.10 : Hamamtepe sileks ocağının X- ışınları difraktogramları.	54
Şekil 5.11: Kaolinit kristallerinin taramalı elektron mikroskop (FE-SEM)..... görüntüleri.	55
Şekil 5.12 : Düzensiz yığılımlar halindeki kuvars mineralleri içinde dağınık halde bulunan kaolinit mineralleri. (Çal-10).....	55
Şekil 5.13 : Alterasyondan etkilenmemiş feldispat ve kuvars mineralleri	56
Şekil 5.14 : FE-SEM gözlemlerine dayanarak farklı fiziksel ve kimyasal ortamlarda mika, feldispat ve volkanik camın çözünmesi,yeni minerallerin oluşum ortamları ve mikromorfolojik özelliklerini gösteren şema (Ece et al., 2013)'ten değiştirilmiştir.	56
Şekil 5.15 : Değişik ortamların hidrojen izotop değerleri. Hoefs (1973)'ten alınmıştır.....	58
Şekil 5.16 : Bazı oksijen içeren maddelerin (çözelti ve kayaç) SMOW'a göre oksijen izotop değerleri. Hoefs (1973)'ten alınmıştır.....	58
Şekil 5.17 : Duman, Bahadırlı ve Çaltıkara kaolinit ocakları örneklerinin izotopik bileşimlerinin δD 'a karşılık $\delta^{18}O$ diyagramı (Sheppard, 1986). Kaolinit çizgisi Sheppard ve Gilg (1996), süperjen/hipojen çizgisi (S/H) Sheppard ve diğ. (1996), magmatik su alanı Taylor (1992)'den alınmıştır.	62
Şekil 5.18 : Duman ,Bahadırlı , Çaltıkara kaolinit ocakları örneklerinin izotopik bileşimlerinin δD 'a karşılık $\delta^{18}O$ diyagramı (Savin & Epstein, 1970) ...	62
Şekil 5.19 : Bazı jeolojik ortamlarda ve kayaç türlerinde ölçülmüş olan kükürt izotop değişimleri. Ölçümler Canyon Diablo meteoriti içerisindeki troilit standardı (CDT) kullanılarak yapılmıştır. (Hoefs, 1973).....	63

Şekil 5.20 : Kaolinit ocaklarına ait majör element (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , P_2O_5 , Na_2O , TiO_2) – SiO_2 değişimlerine göre düzenlenmiş Harker diyagramları. 68

ÇAN -ÇANAKKALE BÖLGESİ KAOLİNİT YATAKLARININ VE ÇEVRESİNİN PETROGRAFİK MİNEROLOJİK VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

ÖZET

Bu tez çalışması Kuzeybatı Anadolu’ da Biga yarımadasında Çanakkale iline bağlı Çan ilçesi civarındaki Duman, Çaltıkara, Bahadırlı ve Hamamtepe kaolinit yataklarının mineralojik, petrografik, jeokimyasal ve kökensel incelemesini konu edinmiştir. Arazi çalışmaları ile birlikte mineralojik, petrografik, jeokimyasal ve izotopik laboratuvar çalışmalarını içermektedir.

Çalışma alanında Oligosen-Miyosen volkanizmasına bağlı olarak oluşmuş andezitik bileşimli lavlar ve piroklastik kayalardır tespit edilmiştir. Bölgedeki aktif tektonizma nedeniyle birimlerde faylanma, kırık ve çatlaklar meydana gelmiştir ve bu fay, kırık ve çatlak hatları boyunca yükselen hidrotermal çözeltiler yaygın bir alterasyona neden olmaktadır. Çalışmaya konu olan kaolinit ocakları söz konusu volkanizmayla ilişkili olarak gelişen tüflerde tektonizma etkisi ile faylı kırıklı ve çatlaklı bir yapı kazanmıştır. Bu yapısal unsurlar hidrotermal çözeltinin sirkülasyonunu kolaylaştırmış ve ana kayacın alterasyonu sonucunda kaolinitlerin oluşması sürecinde önemli bir rol oynamışlardır.

Çaltıkara ocağında hakim mineralin kaolinit olduğu gözlenmiştir. Silis zonunda kuvars hakimdir ve genellikle masif yapı sunmaktadır. Yapılan X-ışını difraktogramlarındaki pik çözümlmeleri neticesinde demiroksit minerallerine rastlanmıştır. Ocaklardan alınan sülfat minerali olan alünitlerden yapılan kükürt izotop analizleri $\delta^{34}\text{S} +5.7 / +16.8$ ‰ aralığında değişmekte olup, $\delta^{18}\text{O} +10.3 / +12.2$ ve $\delta\text{D} -82 / -49$ ‰ aralığındadır.

Bahadırlı kaolinit yatağı Çan volkanitleri içerisinde oluşmuştur. X-ışınları difraksiyonu pik çözümlmelerinde kaolinit, halloysit, montmorillonit ve illit gibi kil minerallerine ve kuvars, natroalünit, albit, anortit, sanidin, tridimit, jips minerallerine rastlanmış, fakat demir oksit mineraline rastlanmamıştır. Bu ocaktan kükürt izotop analizi yapılacak kadar sülfür minerali elde edilememiştir. Duraylı izotop analizleri ise; $\delta^{18}\text{O} +13.4 / +19.0$ ve $\delta\text{D} -345 / -70.0$ ‰ aralığındadır.

Duman kaolinit yatağı da Çan volkanitlerine ait tuf birimleri içinde oluşmuştur. X-ışınları difraksiyonu pik çözümlmelerinde kaolinit, halloysit, montmorillonit, illit,

gibi kil minerallerine ve kuvars, albit, alünit minerallerine rastlanmış, demir oksit mineraline rastlanmamıştır. Ocaklardan alınan sülfat minerali olan alünitlerden yapılan kükürt izotop analizleri $\delta^{34}\text{S}$ -17.3 / +0.9 ‰ aralığında olup; $\delta^{18}\text{O}$ -11.8 / +17.0 ve δD -99 / -93‰ aralığındadır.

Hamamtepe ocağı asidik tüfler içerisinde yer alır ayrıca yapılan incelemelerde bu ocaktaki majör mineralin kuvars olduğu gözlemlenmiştir. X-ışınları difraktogramlarında mikroklin ve muskovit gözlemlenmiştir. Ayrıca minör seviyede kaolinit, eser miktarda natroalunit varlığı tespit edilmiştir. Duraylı izotop analizlerinin sonuçları; $\delta^{18}\text{O}$ -74 / -88 ve δD +10.3 / +14.5 ‰ şeklindedir.

Bahadırlı ve Duman örneklerine ait duraylı izotop verilerine dayanarak hesaplanan paleortam sıcaklıkları kaolinleşmenin düşük sıcaklıklarda meteorik sularla gerçekleştiğini göstermektedir. Düşük paleoiklim oluşum sıcaklık değerleri süperjen bir oluşumu işaret etmektedir. Çaltıkara örneklerdeki kaolinleşmenin düşük sıcaklıklarda meteorik sularla gerçekleştiğini göstermektedir. Bazı örneklerin kökenin magmatik su olduğu ve oluşum sıcaklığının yüksek olduğunu gözlenmiştir ki bu kaolinitlerin hidrotermal alterasyon koşullarında oluşmuştur. Paleoortam model oluşum sıcaklıkları epitermal alterasyon sıcaklık aralığında yer almaktadır. Bu ortamlar sıcak-su çıkışlarında bulunduğu buhar ısıtmalı ortamlardır ve H_2S 'ce zengin buharın yüzeye yakın noktalar olan vadoz zonda yeraltı suları ile karışarak soğuyup oksidize olması, ortamı asidikleştirip, çökmesiyle oluştuğu kabul edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Epitermal Sistemler, Oksijen, Hidrojen ve Kükürt İzotopları, Alunit, Kaolinit, Hidrotermal Çözelti.

GENESIS, STABLE ISOTOPE AND MINERAL CHARACTERIZATION OF DUMAN ÇALTIKARA BAHADIRLI AND HAMAMTEPE KAOLINIT DEPOSITS, ÇANAKKALE, TURKEY

SUMMARY

Duman, Çaltıkara, Bahadırılı and Hamamtepe kaolinite deposits located in the Çan Volcanics (Oligo-Miocen), which composed of lavas and tuffs and as a result of hydrothermal alteration of these lavas and tuffs kaolinit deposits were formed.

Development of hydrothermal alteration is related to Miocene tectonism and magmatism. Geodynamic evolution of the Aegean Region began with the first closure of the Neotethys along the Aegean-Cyprus subduction zone. During this episode, the Afro-Arabian and Anatolian plates started to collide in the Eastern Anatolia.

During Oligocene, Biga Peninsula tectonically uplifted and then erosion was started. On the Early-Middle Miocene, calc-alkaline volcanism began and magmatic activity affected during the beginning of new regional tectonic stress. During Late Upper Miocene, extension of the Biga Peninsula started as a result of right-lateral movement of North Anatolian Fault and has continued to the present day. As a result of tectonic activities, many fractures and fault zones formed and simultaneously widespread magmatism in the region. Geothermal waters have been ascending up through the fractures and faults which related to magmatism and regional tectonism. Because of these ascending acidic waters; tuffs, feldspars, micas and volcanic rocks strongly altered into clay minerals especially kaolinite.

Tuffs can be altered easily due to their amorphous structure and having more porosity and permeability than other volcanic rocks. Dissolved silica in ascending geothermal waters precipitate when they reach to the surface as the result of increasing of PH and decreasing of temperature. With the changes of the temperatures, the accumulation of silica started in the fault zones, fractures and pores of the rocks and/or formed on the surface of silica cap-rocks.

Kaolinite samples were analyzed by XRD to determine their mineralogical compositions, which are as follows;

- Bahadırılı deposit minerals are kaolinite, alunite, halloysite, illite montmorillonite and quartz, albite, tridymite, sanidine, microcline, cristobalite.

- Çaltıkara kaolinit deposits minerals are mainly quartz kaolinite, natroalunite, tridymite and rhomboclase.
- Duman kaolinite deposits minerals are kaolinit, illite montmorillonite, natroalunite, halloysite quartz, albite, dolomite, tridymite, sanidine, microcline, and anorthite.
- Hamamtepe tuff deposits minerals are quartz, kaolinite, natroalunite, and microcline.

Micro-morphology Çaltıkara kaolinite deposit and Hamamtepe tuff deposit was determined from FE-SEM studies. There are two different type of kaolinite minerals especially determined in Çaltıkara kaolinite deposit; randomly scattered kaolinites and book-shaped kaolinites. Also quartz minerals are seen as scattered on the other mineral surfaces. For the samples which belong to Hamamtepe tuff deposits have very little alteration; as seen non-altered feldspar minerals on electron microscopy micrographs.

Geochemical analysis revealed that Al_2O_3 values are very high but the other values of major oxides (CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 and MnO) are very low, compared to fresh volcanic rocks. This is a characteristic feature of alteration and kaolinitization due to acid-sulphate chemical leaching. Some kaolinit samples have high TiO_2 and Fe_2O_3 values because of the presence of Fe-oxide minerals (rhomboclase ext.). While the feldspar altered, K^+ leaves the system and, alunite minerals were formed by the presence of SO_4^{2-} and K^+ in micro-environments.

Alteration mineral assemblages give idea about alteration stages and types. Quartz, alunite, phryphillite/kaolinite and dickite mineral assemblages are indicating advanced argillite alteration. Vuggy quartz and quartz form are found in the center of the alteration zones and they have erosion-resistant. Quartz–alunite and quartz–kaolinite associations located near the quartz zone. This mineral associations reflect the gradually neutralization of acidic solutions when ascended through fracture zones.

These deposits include iron oxide minerals. According to mineralogical composition of the deposits, geothermal solutions change from acidic to neutral when it getting away from the fault zones and through time.

Sillitoe (1999) distinguished deep and shallow epithermal systems using mineral composition of the deposits. He identified shallow epithermal systems with quartz+alunite+vuggy quartz and silicifications, but this system is poor for metals and sulphide minerals.

Alunite group minerals occur highly acidic and oxidized conditions. Quartz+alunite+kaolinite+pyrite composed of geothermal waters in environments where pH is usually between 2 and 3. Alunite, kaolinite and sulphide can give information on the ambient temperature. Kaolinite, silica minerals and alunite are characteristic minerals of the advanced argillitic alteration.

These formations around the world have been considered to be a steam-heated environment if it is in the vadose zone and it considered to supergene environment if it above the water table. Kaolinite-alunite system is defined as high-sulphidation and sulphide minerals are defined as low-sulphidation.

S-O-H stable isotopes were analyzed from the Bahadırlı, Çaltıkara, Duman and Hamamtepe deposits. The sulfur isotope values of 6 alunite samples were determined from Duman and Çaltıkara deposits. Duman $\delta^{34}\text{S}$ isotopic values range from -17.0 to +0.9 ‰ and these values reflect its formation from magmatic-

hydrothermal derived sulfur. Çaltıkara $\delta^{34}\text{S}$ isotopic values range from +8.6 to +16.8 ‰ and these values reflect its formation from magmatic-hydrothermal derived sulfur.

The O and H isotopic values of Duman kaolinite deposit range from $\delta^{18}\text{O}$ +13.4 / +19.0 ‰ and from δD -70 / -345 ‰ which are very close to the line of S/H which indicates low temperature. Isotopes data suggest that original geothermal waters were meteoric waters and these datas reflect genesis of supergene origin and enriched regarding $\delta^{18}\text{O}$ values. These very low values of δD should be related with the affect of organic component contribution and bacteria on the Duman kaolinite deposit. Coal can be seen on study area as small size lines also some samples are collected from under these coal lines.

O and H isotopic values of the Çaltıkara kaolinite deposit are between $\delta^{18}\text{O}$ values 10.3 / 11.4 ‰ and δD values -77 / -82 ‰ which data reflect genesis of supergene origin and enriched regarding $\delta^{18}\text{O}$ values. Certain number of values shows that meteoric water effects kaolinitization, others indicates original geothermal waters were magmatic waters which means this deposit formed due to hydrothermal alteration.

The O and H isotopic values of Bahadırılı kaolinite deposit range from $\delta^{18}\text{O}$ 11.8 to 17.0 ‰ and from δD - 93 to -99 ‰ which is very close to the line of S/H which indicates low temperature. Isotopes data suggest that original geothermal waters were meteoric waters and these datas reflect genesis of supergene origin and enriched regarding $\delta^{18}\text{O}$ values.

According to model paleo-temperature calculation, which is depending to kaolinite-water oxygen isotope fractionation, formation temperatures of Duman deposit range from 32°C to 61°C and formation temperatures of Çaltıkara deposit range from 69°C to 84°C, formation temperature of Bahadırılı deposit is 72°C.

The results are based on datas from mineralogical, geochemical and S-H-O isotopes analyses.

1. GİRİŞ

1.1 Tezin Amacı

Bu çalışma İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında 112Y369 no’lu proje kapsamında TÜBİTAK tarafından desteklenerek Yüksek Lisans Tez çalışması olarak hazırlanmıştır. Çalışmanın amacı Çanakkale iline bağlı Çan ilçesi ve çevresinde yer alan Duman, Çaltıkara ve Bahadırli kaolinit yataklarının ve Hamamtepe sileks ocağının jeolojik, minerolojik ve jenetik açıdan incelenmiş ve tüm verilerin toplanılması akabinde oluşum modeli ortaya konulmuştur.

Biga Yarımadası ticari önem taşıyan endüstriyel hammaddeler için önemli bir lokasyon olmuştur. Ticari önemi sebebiyle yerli ve yabancı pek çok şirketin araştırmalarının kilit noktası olmuştur. Yarımadanın madenler açısından bu öneminin altında şüphesiz ki bölgenin jeolojik evrimi vardır. Çalışma alanı Batı Anadolu’nun kuzeyinde konumlanan Sakarya zonunda yer almaktadır. Sakarya zonu Türkiye’nin temel paleotektonik birliklerden biri olarak kabul edilmektedir. . Bölge İzmir-Ankara kenet kuşağı boyunca Neotetis’in kuzey kolunun kapanması ve sonrasında kıtaların çarpışması ile nihai şekline ulaşmıştır. Sonuç olarak bölge günümüzde DB ve KD, GB gidişli graben sistemleri ile temsil edilen “Batı Anadolu Genişleme Rejimi” olarak bilinen alan içerisinde yer alır.

Bölgede mostra veren kayaç birlikleri genellikle Pre-Tersiyer temel kayaları ve tersiyer birimleri olarak gruplanmıştır. Temel kayalar Eosen –Miyosen yaşlı denizel sedimanlarla uyumsuz örtülmüş olan metamorfik birimlerle temsil edilir. Bölgede magmatizma Eosen ve Oligosen-Miyosen granodiyoritleri ve bunların volkanik eşlenikleri ile başlayıp Geç Miyosen Pliyosen volkanikleri ve silisik kırıntılı sedimanter kayaçlar ile devam eder.

Bölgedeki magmatik etkinlikle eş zamanlı oluşan tektonizma dolayısıyla bölgede kırıklı çatlaklı birimler dikkat çekmektedir. Bu zayıflık zonları bölgedeki hidrotermal alterasyonun ana sebeplerinden birini oluşturacaktır. Belirtilen zayıflık

zonlarından yükselen hidrotermal sular çevre kayalarla etkileşime girerek kayaların stabil yapısını etkiler ve bölgede düşük-orta ve yüksek sülfidasyonlu altersayon zonlarının oluşmasına neden olur. Bu zenginleşen zonlar vesilesiyle Biga Yarımadası tarihi boyunca ekonomik jeoloji açısından önemli bir yer olmuştur ve günümüzde de önemini korumaktadır.

1.2 Çalışma Alanı

Kuzeybatı Anadolu'da Biga Yarımadasında konumlanan Çanakkale ili 1/25000 ölçekli topoğrafya haritasının Çanakkale H17-c4, Ayvalık İ17-b1 paftalarında yer almakta olup toplamda yaklaşık 165 km² yer almaktadır (Şekil 1.1). Çalışma alanı kuzeyde Üvezdere köyü, güneyde Hacıkasım köyü, doğuda Yaya ve batıda Kaya köyü ile sınırlandırılmıştır. Çalışma alanındaki en önemli yerleşim yerleri Etili, Bahadırlı, Küçükklü, Çaltıkara, Şerbetli ve Alibeyçiftliği'dir.



Şekil 1.1 : Çalışma alanının yer bulduru haritası.

1.3 Yer ve Ulaşım

Çalışma alanına ulaşım için İzmit-Bursa yolunun kullanılmasıyla Çanakkale'ye bağlı Çan ilçesine kara yolu ile ulaşmak bir seçenek olabileceği gibi tercih edilen ulaşım şekli Balıkesir-Bandırma feribotu ile Bandırmaya ulaşmak akabinde karayolu ile Çan ilçesine ulaşmak olmuştur. Bandırma feribot iskelesinden Çan ilçesine uzaklık yaklaşık 105 km'dir.

1.4 Morfoloji

Çalışma alanını oluşturan birlikler temelde metamorfikler ve bunları kesen granitik kayalar, Oligosen–Miyosen döneminde meydana gelen volkanizmayı temsil eden kayalar ve bunları üzerleyen çökel sedimanlar tarafından temsil edilmektedir. Bu farklı birliğin hakim tektonizmaya ve akarsuyun aşındırıcı özelliği de farklıdır.

Çalışma alanının güncel özelliklerini kazanmasında tektonizmanın etkisi yanında akarsuların aşındırma özelliği de yadsınamaz bir önem taşımaktadır. Akarsuların aşındırma ve biriktirme özelliği ile bölgedeki birlik zenginliğinde etkisiyle farklı derinliklerde ve morfolojilerde vadilerin oluşmuştur. Çalışma alanının bu günkü morfolojisini kazanmasında bölgenin tektonik yapısı ve akarsuların etkisi büyüktür. Akarsuların farklı aşındırma, taşıma ve biriktirme süreçleri ile ilgili olarak çeşitli derinliklerde vadiler gelişmiştir. Çalışma alanının doğu bölümünde yer alan Kocaçay'ın şekli KD-GB doğrultulu Çan-Etili fayı tarafından kontrol edilmiştir ve bu çay bölge morfolojisinin şekillenmesinde önemli yere sahip birçok küçük dere tarafından beslenmektedir. Bu dereler geçtikleri yerlerde içinde bulundukları kayacın türüne bağlı olarak değişik morfolojilerde vadiler oluşturmuşlardır.

Çalışma alanı içerisinde bulunan yükseltiler daha çok çalışma alanının kuzey batısında yoğunlaşmıştır. Belli başlı yükseltiler; Sarıtaş tepesi (527 m), Kocataş Tepesi (502 m), Karıpça Tepesi (485 m), Akmaçakıl Tepesi (467 m), Damyeri Tepesi (421 m), Karatepe (358 m) ve Sığırkışlası mevki (364 m)'dir.

Bölgede bulunan bir diğer büyük dere ise Çan ilçesinden geçen Kocaçay olup bölgenin en çukur alanını temsil eder. Gölcük deresi, İnceçay deresi en önemli kollarıdır.

1.5 İklim ve Bitki Örtüsü

Çanakkale' de akdeniz ve karadeniz iklimi arasında bir geçiş gösteren ılıman bir yapıya sahiptir. Kış aylarında seyrek olarak kar yağışı alan bölgede Balkanlar

zerinden gelen soğuk rüzgarlar sebebiyle don olaylarına sıkça rastlanır. Yıllık yağış miktarı 600-1200 mm aralığındadır. Sıcaklık ise -10°C ile +38°C arasında değişir.

Çanakkale'nin % 97'si ekime elverişlidir. % 53' ormanlarla % 10'u çayır ve meralarla kaplıdır. Ormanlar bakımından en zengin illerimizden biri olan Çanakkale'deki ormanlar bölgenin nispeten yüksek kesimlerinde ve dış kesimlerinde bulunmaktadır. Bölgenin % 34'nde çeşitli tarım ürünleri yetiştirilmektedir.

2. MATERYAL VE METOT

2.1 Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları kapsamında bölgenin jeoloji haritası saha gözlemlerine dayanılarak hazırlanmıştır.

Jeolojik harita için 1/25.000 ölçekli Ayvalık İ17- b1, İ17- b2 , H17-c3 , H17-c4 paftaları kullanılmıştır (Söylemezoğlu, 2009 ve MTA 1/100.000'lik haritası). Bölgede daha önce gerçekleştirilen çalışmalarda hazırlanan jeolojik haritalarda incelenmiş gerekli korelasyonlar yapılmıştır. Bölgede hakim olan alterasyon zonlarından ve taze yan kayaçlardan faydalanılarak litolojik, minerolojik ve petrografik incelemeler yaparak bölge jenezi ortaya konmaya çalışılmıştır. Bölgeyi temsilen sistematik olarak 200 numune alınmış numune aralıkları sahanın özelliklerine ve minerolojik zonlanmanın sıklığına göre belirlenmiştir. Çaltıkara ocağındaki numune sıklığı 2-4 m arasında değişirken makro özellikleriyle dahi değişikliği dikkat çeken Duman ocağında bu aralık sıklaştırılmıştır. Bölgede zonlanmaların ortaya konulması amacıyla düşey ve yatay yönlerde seri numune alımı sistematize edilmiştir.

2.2 Laboratuvar Çalışmaları

Çalışma alanınının gerektirdiği şekilde yapılan numuneleme çalışması ardından alınan sistematik numuneler bölge jenezi kuramının oluşturulması amacı ile laboratuvar koşullarında gerekli şartlar altında incelenmiştir ve neticesinde gerekli grafikler ve diyagramlar hazırlanmıştır.

2.2.1 Mikroskop çalışmaları

Çalışma alanındaki kayaç türlerini saptamak amacıyla 16 adet örneğin ince kesidi İTÜ laboratuvarında yaptırılmıştır. İnce kesit örnekleri İTÜ Optik Mineraloji Laboratuvarında DM 750P Leica marka polarizan mikroskobunda ve Leica DM4500P

araştırma mikroskoplarında incelenmiştir. Doku ilişkileri tespit edilmiş fotoğraflama yapılarak çalışmaya dahil edilmiştir.

2.2.2 X-Işınları difraktometre (XRD) çalışmaları

Çaltıkara, Bahadırılı, Duman kaolinit yatakları ve Hamamtepe sileks ocağından alınan 77 adet kayaç ve kil örneğinden mineralojik açıdan irdelenmesi için X-ışınları Difraktometre (XRD) analizleri İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü XRD laboratuvarında ve Bruker D8 Advance markalı cihaz yardımıyla gerçekleştirilmiştir. XRD analizlerinde $\text{CuK}\alpha$ radyasyonu, LynxEye detektörü, 40 mA, 40 KV kullanım şartları ile çekilmiştir. Kil numunelerinin XRD incelemesi 0.2 mm slit açıklığı ile gerçekleştirilmiştir.

2.2.3 Taramalı elektron mikroskobu (FE-SEM) çalışmaları

Kil ve alünitçe zengin tüm kayaç örneklerinin mikromorfolojik özelliklerini belirlemek için iki adet örneğin FE-SEM analizi University of Georgia, ABD’de (UGA) Zeiss 1450EP ESEM marka cihazla yapılmıştır.

Ayrıca on adet kil örneği İTÜ Membran Teknolojileri Merkezi Laboratuvarında FEI Quanta FEG 250 model taramalı elektron mikroskobu (FE-SEM) kullanılarak tanımlanmıştır.

2.2.4 Duraylı izotop çalışmaları

17 adet kaolinit örneğinin O ve H duraylı izotop analizi University of Georgia’da duraylı izotop laboratuvarında çalışılmıştır. Bu örneklerden 2 tanesi Çaltıkara, 3 tanesi Bahadırılı ve 12 tanesi Duman ocaklarına aittir.

H izotopu numunelerinin analizi için örnekler cam tüp içerisine yerleştirilip kuvars yünü ile kapatılmış ve daha sonra sıralı olarak hidrojen konvensiyonel vakum hattına yerleştirilmiştir. Vakum hattında Ni alevi ile ısıtılan numune tüplerden ile H_2O elde edilmiştir. Vakum hattının diğer ucunda içerisinde küçük Zn metal parçaları içeren tüpler bulunmaktadır, bu tüple aktarılmış ve Zn tüpleri vakum hattından ateşle kesilmiştir. Bu tüpler kütle spektrometresinde ölçüm yapılmadan önce 480°C ’de 10 dakika bekletilip kütle spektrometresinde ölçüm yapılmıştır. Standart olarak V-SMOW kullanılmış ve bu V-SMOW standardı binde (‰, permil) cinsinden sunulmuştur. δD değeri KGA standart sapma binde 2.8 (n=14) dir. Hidrojen

analizleri Finnigan MAT 252 veya Finnigan Delta E kütle spektrometresinde çalışılmıştır.

O izotop analizi için kullanılan tekniğin adı Rapid Heating Defocused Beam (RHD) olup University of Wisconsin, ABD tarafından geliştirilmiştir. Bir mg mineral hassas terazide ölçülerek 2 mm genişliğinde 1 mm derinliğinde nikel numune kalıplarına koyulup, sıkıştırılır. Bu numune kalıpları 5 mol HCl ve % 95 lik etanol ile temizlenmiş 105°C fırında kurutulmuştur. Ayrıca non-manyetik olmalarını sağlayan bir cihazla olası kontaminasyonlardan korunmuştur. Numune kalıpları numune kutusuna yerleştirilip 10^{-4} den 10^{-5} 'e vakum uygulanır. Sisteme bir miktar BrF_5 70-100 torr basınçta (~ 1000 -1300 μmol) ilave edilir. Bu gaz sisteme girip reaksiyonu tetikledikten sonra diğer bişenlerle reaksiyona girmeden uzaklaştırılır. CO_2 lazer kullanılarak toz halindeki mineral ısıtılır, önce düşük Watt'a enerji ile başlanır ve aşamalı olarak artırılır (>17 W). Isıtılan mineral çok kısa bir süre içerisinde eriyik haline gelir. Ergime sonucu oluşan gazdan diğer izotop O konvensiyonel vakum hattından geçirilerek CO_2 elde edilir. Burada dikkat çeken grafit çubuğu kullanılmasıdır. Yaklaşık 2000°C'ye kadar ısıtılan grafit % 70-80 oranında reaksiyona girerek CO_2 bileşimini oluşturur ve numune tüpüne aktarılıp kütle spektrometresinde ölçüm gerçekleşir. Kullanılan KGA standardı için sapma binde 0.28 dir. Oksijen analizleri Finnigan MAT 252 kütle spektrometresi kullanılmıştır.

Bahadırlı ocağından yeterli miktarda sülfat minerali elde edilemediği için S izotop analizleri Duman ve Çaltıkara ocaklarından alınan 9 alünit minerallerinden yapılmıştır. Bu örneklerden 5 tanesi Duman ve 4 tanesi Çaltıkara kaolinit yataklarına aittir.

Örnekler V_2O_5 , SiO_2 ve saf Cu metali tozu ile karıştırılmış cam tüp içerisine kuvars yünü ile ağzı kapatılarak yerleştirilmiştir. Bu oluşturulan bileşim 1050°C'de reaksiyona sokulmuş ve konvensiyonel vakum hattı yardımı ile çeşitli sıcaklık değerleri kullanılarak SO_2 çıkartılmıştır. Saf halde elde edilen SO_2 Finnigan MAT 252 kütle spektrometresinde ölçülmüştür. Standartlar yine laboratuarda IAEA-S1 ($\delta^{34}\text{S} = -0.3 \text{ ‰}$) and NBS-123 ($\delta^{34}\text{S} = +17.44 \text{ ‰}$)'ye göre kalibre edilerek hazırlanmıştır. Örneklerin izotop sonuçları bu standartlar kullanılarak normalize edilmiştir ve Canyon Diablo Troilit Meteoriti (VCDT) izotopsal bileşimi ile karşılaştırılarak verilmiştir.

2.2.5 Kimyasal analizler

Seçilen 9 adet değişik formasyonlardan alınmış tüm kayaç numunesi ve 13 adet ocaklardan ve civarından alınan tf, kaolinit ve sileks örneklerinden majör oksitler ve minör oksitler TIGER model Bruker cihazı kullanılarak XRF (X-Ray Fluoresans) yöntemiyle ölçülmüştür. Toprak elementleri ise Laser Ablation Perkin Elmer SCIEX/ELAN DRC-e cihazı kullanılarak ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) cihazı İT Jeokimya Araştırma Laboratuvarından yararlanılarak ölçülmüştür.

2.3 Büro alışmaları

Arazide elde edilen bulguların labaratuvar sonuçlarıyla desteklenmesi ardından elde edilen tüm veriler düzenlenmiş ve yorumlanmıştır. Büro alışmaları süresince Microsoft Office programları, harita çizimleri sırasında Argis, analiz diyagramlarının oluturulması amacıyla GCD kit programından faydalanılmış .gerekli düzenlemeler için Adobephotoshop 7.0'den faydalanılmıştır. XRD incelemeleri için Jade veri değerlendirme programı (MDI, Kaliforniya/ABD) kullanılmıştır.

2.4. nceki alışmalar

Çalışma alanında daha önceden yapılmış araştırmalar bölgenin genel jeolojisi ve magmatizma hakkında bilgi verecek şekilde genel yahut bölgedeki volkaniklerin alterasyonunu konu alan detay çalışmaları olarak ikiye ayırmak mümkündür.

2.4.1 Jeolojik ve petrografik alışmalar

Biga yarımadası ve çevresinde jeolojik zenginliği ile jeologların dikkatini çekmiş ve tarihi boyunca pek çok kapsamlı çalışmaya ev sahipliği etmiştir Son yıllarda magmatik kayaçların jeokimyasal özellikleri ile ilgili çalışmalara konu olmaktadır. Aşağıda alışma alanı ve çevresinde yapılan belli başlı çalışmalar kronolojik olarak sıralanmıştır.

Benda (1971) Batı Anadolu Tersiyer yaşlı çökel, volkanik ve sedimanter kayaçlarını incelemiştir. Glsel çökellerdeki polen ve sporlara dayanarak volkanik kayaçların yaşlarının 18,2-19,8 My aralığında olduğunu tespit etmiştir.

Borsi ve diğ. (1972) Batı Anadolu'da gerçekleştirdikleri petrolojik ve jeokronolojik çalışma neticesinde çalışma alanında Alt-Orta Miyosen yaşlı kalkalkalen nitelikli volkanizmanın varlığını belirtmiş ve jenetik incelemelerini gerçekleştirmişlerdir.

Bingöl ve diğ. (1973) Biga yarımadasında Karakaya formasyonunun özelliklerini tanımlamış ve bu çalışma ile bölgenin genel stratigrafisi ortaya konulmuştur.

Krushensky (1976) Kazdağ masifinin doğusunda yaptığı çalışmada bölgenin genelde Orta Miyosen yaşlı riyodasit, kuvarsit, türünde volkanik kayalardan oluştuğunu belirlemiştir. Yapılan jeokimyasal ve petrokimyasal çalışmalarda ise bu birimlerin yiten bir okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile oluşmuş kalkalkalin karakterde kayalar olduğunu belirtmiştir.

Ercan (1979) Batı Anadolu'da Tersiyer ve Kuvaterner boyunca etkinliğini sürdüren kalkalkalin ve alkalın nitelikli volkanizmanın petrolojik özelliklerini incelemiş ve gruplandırmıştır. Plaka tekniği açısından kökensel olarak Batı Anadolu ve bazı Ege adalarındaki volkanizma için Paleosen yaşlı eski bir yitim zonundan türemiş olabileceği yorumunu yapmıştır.

Siyako ve diğ. (1989) Gelibolu ve Bigayarımadası'nın Tersiyer jeolojisi ve Hidrokarbon olanaklarını incelemişlerdir. Çalışma alanında Tersiyer sırasında, aralarında önemli yükselme ve aşınma safhaları olan, Maestrihtiyen-Erken Eosen, Orta Eosen-Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner olarak dört çökme evresi ayırt etmişlerdir.

Ertürk, O. (1990) Biga yarımadası'nda senozoyik volkanitleri adı altında topladığı magmatik ürünlerin petrolojik çalışmalarını yapmıştır ve çalışma sonuçlarına göre volkanitleri gruplandırmıştır.

Okay ve diğ. (1990) Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik yapısı ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışma kapsamında Gelibolu ve Biga Yarımadası'nda KD-GB yönünde uzanan Tersiyer öncesi dört tektonik zon ayırtlamışlardır. Bunlar kuzeybatıdan itisbaren, Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır.

Savaşçın ve Güleç (1990) Batı Anadolu'daki magmatik aktivitenin bölge tektonizması ile yakın bir ilgisi olduğunu ortaya koymuş, yaptıkları iz ve Sr-Nd izotop analizleri ile de geç Miyosen dönemine kadar aktif olan sıkışma rejiminin Menderes Masifi'nin metamorfikleri içine yerleşen manto ve kabuk etkileşimi sonucu oluşan kalkalkalin volkanikleri ve bunların plütonik birlikleri, Geç Miyosen'den sonra aktif olan gerilme rejiminin de manto kaynaklı alkalın volkanikler ile temsil edildiği belirlemişlerdir. Yılmaz (1990) Batı Anadolu'daki volkanik aktivitenin sıkışma rejimi altında Geç Oligosen-Erken Miyosen boyunca

başladığını belirterek, bu periyotta andezitik ve dasitik kalkalkalin kayalar ve bunlara eşlik eden granitik intrüzyonların gelişimini ortaya koymuş bölgedeki magmatik aktiviteyi jeokimyasal açıdan kalkalkalin ve kimyasal açıdan alkalın olmak üzere iki fazda ayırtlamıştır. Jeokimyasal veriler ve izotop değerleri kalkalkalinler için kabuk tarafından kirlenmiş bir mantoyu işaretlerle alkalınler iki grup belirlenmiştir. Bunlardan birincisi kabuk meraryeliyle kirlenmiş bir manto kaynağını gösteren düşük Ti içerikli olan kayaçlar, diğeri ise kirlenmenin olmadığı manto kaynağını işaretleyen yüksek Ti değerli volkaniklerdir. Güleç (1991) Türkiye'nin batısındaki çalışmalar neticesinde kalkalkalen karakterli Tersiyer ve alkalen karakterli Kuvaterner yaşlı volkaniklerin varlığı tespit edilmiş ve kabuk ile manto etkileşimini ortaya koymuştur kıtasal litosferik yada dalma batmanın erken safhaları boyunca üst kabuk metaryeli ile kirlenen sığ mantodan oluşan kalkalkalenler yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ değerleri gösterirken izotopik olarak mantodan tükenen ve derindeki eriyiklerden sağlanan alkalınlerde bu durum tam tersidir.

Tüm bu farklı sonuçlardan da anlaşılabilceği gibi Türkiye'nin batısındaki volkanikler iki farklı manto alanında meydana gelen çeşitli eriyiklerin karışımından oluşmuştur.

Ercan ve diğ. (1995) Kuzeybatı Anadolu'daki Tersiyer volkanizmasının bölgesel yayılımını incelemiştir. Volkanik kayaçlarda petrografik, jeokimyasal ve izotop çalışmaları yapmışlar ve bunun sonucunda Eosen yaşlı "Balıklıçeşme volkanitleri", Oligosen yaşlı "Çan volkanitleri", Üst Oligosen yaşlı "Kirazlı volkanitleri", Alt-Orta Miyosen yaşlı "Behram volkanitleri", Orta Miyosen yaşlı "Hüseyinfaki volkanitleri" ve Üst Miyosen yaşlı "Ezine Bazaltı" olmak üzere altı farklı volkanik etkinlik saptamışlardır. Volkanik kayaçlarda petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yanında K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş analizi ile Sr-Nd izotop ölçümleri yapılmış elde edilen veriler doğrultusunda kalkalkalen volkanizmayı oluşturan magmanın yüksek derecede kabuksal kirlenmeye uğradığını, alkali bazaltik magmatiklerini oluşturan kaynağın ise kalkalkalen volkanikleri oluşturan kaynaktan tamamen farklı olup ilksel daha zengin malzemenin kısmı ergimesiyle meydana geldiklerini ileri sürmüşlerdir. Karacık (1995) Ezine ve Ayvacık civarında yaygın olarak yüzeylenme veren genellikle genç volkaniklerin (Senozoyik volkanikleri) ne tür kayalardan oluştuğunu, bölgede izlenen plütonik kayalar ile volkanik kayaların ilişkisini, plütonik-volkanik topluluk arasındaki petrolojik ilişki, yaş ilişkisi ve gelişim ortamlarını ortaya

koymuştur. Ayrıca bölgedeki metamorfikler ve çökel kayaçların da gelişim ortamları ve birbirleriyle ilişkilerini de incelemişlerdir. Yapılan petrokimyasal araştırmalar sonucunda bölgedeki tüm magmatik kayaların aynı magmadan kaynaklandığını ve benzer bir jeolojik ortamda geliştiğini belirtmiştir.

Genç (1998) Oligosen – Orta Miyosen boyunca Bayramiç ve civarında gelişen plütonik ve volkanik kayaçları incelemiş. magmatik evrenin alt volkanik birlik ile ilişkili Evciler granit intrüzyonu ile başladığını, bunu üst volkanik birliklerinin takip ettiğini belirtmiş ve K-G sıkışma rejimi altında gelişmiş bu birimleri Bayramiç magmatik kompleksi olarak isimlendirmiştir. Kayaçlardan elde edilen jeokimyasal veriler neticesin de Bayramiç magmatik kompleksini oluşturan Evciler graniti ve üst volkanik birlik kayaçlarının Yüksek-K kalkalkalin eğilim gösterirken, alt volkanik birlik bunlara kıyasla az olarak alkalın eğilim gösterdiği sonucuna varmıştır.

Aldanmaz ve diğ. (2000) Batı Anadolu bölgesinde Eosen çarpışması ardından gelişen volkanizmayı incelemiş ve çarpışmayla ilgili olarak, volkanizmanın erken safhalarında gelişen (< 21 My) lavları, bazaltik andezit piroklastikler ve riolit bileşimleri kayaçları ve daha sonra gerilme havzalarında oluşan lavları ise, bazalt daykları ve andezitlerinin her ikisinin de kalkalkalen ve şoşonitik karakterlerde olduğunu belirtmişlerdir.

Yılmaz ve diğ. (2001) KB Anadolu’da Biga Yarımadası güneyi ve Kozak bölgesindeki iki magmatik birliği karşılaştırmışlar ve bunların tektonik ve jeokimyasal yapılarını ortaya koymuşlardır. Bölgede gerçekteşen sıkışma ve gerilme tektoniği ile oluşan jeolojik gelişimi diyagramlar yardımıyla göstermişlerdir.

Innocenti ve diğ. (2005) Batı Anadolu’da Miyosen’den bugüne magmatizmanın üç farklı evrede geliştiğini ve bunların farklı kaynaklardan oluştuğu belirtilmiştir.

Aldanmaz ve diğ. (2006) KB Türkiye’de Geç Senozoyik’te gerilme süreçleriyle ilgili olarak gelişen OIB tipi alkalın volkanik kayaları incelemişlerdir.

Altunkaynak (2007) Kuzeybatı Anadolu’daki çarpışma sonrasında dalan levhanın kırılması ve ergimesiyle gelişen magmatizmayı incelenmiştir. İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu’nun (IAESZ) kuzeyinde D-B gidişli bir kuşaktan oluşan çarpışma sonrası Eosen magmatizmasının jeokimyasal ve yaş verilerinin dalan bir levhanın kırılma modelini desteklediğini belirtmiştir.

2.4.2 Batı anadolu epitermal oluşumlarıyla ilgili yapılmış çalışmalar

Ağdemir ve diğ. (1994) Balya epitermal alterasyon sistemi incelemiş ve yaptıkları çalışma sonucunda sistemin zonlanması ve mineralojik bileşimini ortaya koymuşlardır.

Pirajno (1995) Doğancılar Au-Cu ocağının asidik ve dasidik piroklastikler birimleri içerisinde bulunduğunu ve mineralojik bileşiminin kaolinit, dikit ve profillit mineralleri olduğunu belirtmiştir.

Yılmaz (2003) Kuşçayırı ocağın andezitik lav ve akma domları şeklindeki bir yapıda olduğunu cevherleşmenin andezitik, dasitik volkanoklastikler ve kuvars-feldispat porfiri sokulumunun kontağında geliştiğini ve içerdiği mineral birliği detaylandırılmıştır. Bölgedeki diğer araştırmalarda Sarpdağı ocağının Oligosen yaşlı andezitik lavlar, proklastikler ve Pre-Triyas yaşlı şistler içerisinde yer aldığını ve mineralojik bileşiminin kalsedon ve kuvars olup ileri arjilik mineralleri olan kaolinit, dikit olduğunu verisi elde edilmiştir.

Cunningham-Dunlop ve Lee (2007a) Ağrı Dağı epitermal sisteminin felsik ve ortaç bileşimli kayalar içerisinde akma domu şeklinde geliştiğini ve mineral birliğinin pirit, enarjit, covellin, galen, molibden, ikincil minerallerin ise kuvars, kalsedon, alünit ve pirofillit olduğunu tespit etmişlerdir.

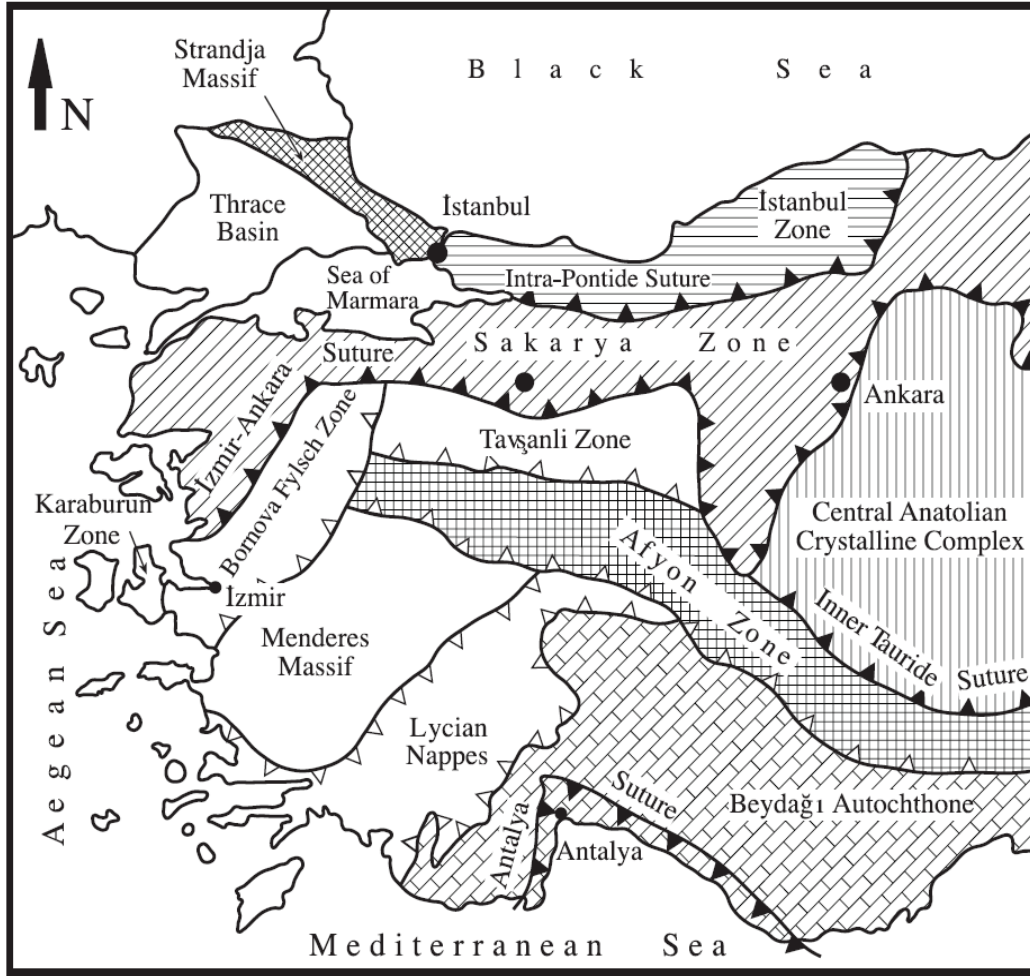
Bozkaya ve Gökçe (2008) Kuru (Çanakkale) kurşun-çinko yataklarını incelemiş ve cevherleşmenin oluşum mekanizmasını belirlemişler ayrıca cevherin kökensel incelemesini yapmışlardır.

Bozkaya ve diğ. (2011) Arapçurandere çinko-kurşun cevherleşmesinin kökeni ve oluşum mekanizmasını ortaya koymuşlardır.

3. BİGA YARIMADASI BÖLGESEL JEOLJİSİ

Bilindiği gibi Türkiye'nin güncel deformasyonunda ve jeolojik olaylarında etkin olan kuvvetler ve enerji boşalımları Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı'nın (DAF) aktivitesinden kaynaklanmaktadır. KAF ve DAF ile sınırlanan Anadolu levhası batıya doğru hareket halindedir (Şengör ve Yılmaz 1981; Yılmaz 1990).

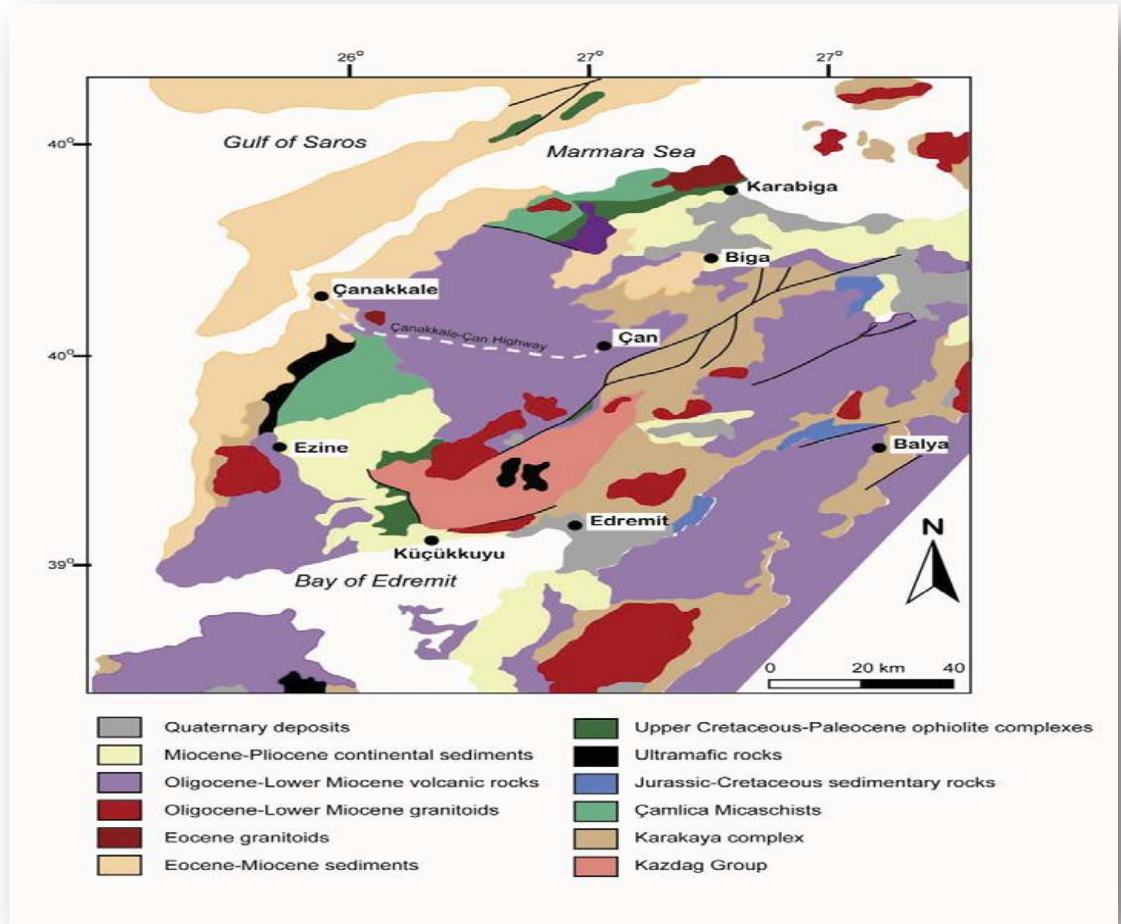
Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ile birleşme noktası olan Karlıova (Bingöl)'dan başlayarak Bolu civarına kadar dar bir zon içinde kalırken, Bolu civarından sonra önce iki kola daha sonra da birçok kola ayrılarak Marmara Bölgesi içerisine dağılmaktadır. Kuzey Anadolu fayının birçok kola ayrıldığı alanlardan birisi de kuzeyde Marmara denizi, Batıda Çanakkale Boğazı ve Ege Denizi, Güneyde Edremit Körfezi ile sınırlanmış Biga Yarımadasıdır. Yarımada'nın bu günkü morfolojik konumunu kazanmasında jeolojik birimlerin yanı sıra Kuzey Anadolu Fayı'nın kollarının etkisi büyüktür. Bu alanda kuzey Anadolu fayının yanal atım rejimi ile Ege bölgesinin gerilmeli rejimine bağlı normal atımlı fay sistemlerinin ortak özelliklerini bir arada gösteren oblik faylar gelişmiştir. Biga Yarımadası içerisinde bu tür faylarla yükseltilmiş alanlardan en belirgin olanı Kazdağ'dır. Çalışma alanı Kuzey Batı Anadolu'da, Sakarya zonunun batısında Biga Yarımadası'nın kuzeyinde bulunmakta olup Batı Anadolu Doğu Akdeniz kuşağının esas parçalarından biridir (Şekil 3.1). Doğu Akdeniz kuşağının jeolojik evrimi temelde plaka tektonik hareketinin neden olduğu bir sistemin sonucu olarak tanımlanır ve Ege Kıbrıs yitim zonu boyunca Neotetis okyanusunun kapanması ve akabindeki Doğu Anadolu ve Kafkasya'daki Anadolu ve Afro Arap plakalarının çarpışması ile şekillenmiştir (Dewey ve Şengör 1979; Taymaz ve diğ. 2007). Günümüzde Batı Anadolu'da devam etmekte olan genişleme rejimi DB ve KD-GB yönlü graben sistemleriyle "Batı Anadolu Genişleme Rejimi" olarak adlandırılmaktadır. Bu sistem güney ve güney batıda Ege Kıbrıs yitim zonu, kuzeyde Kuzey Anadolu Fay sistemi (KAFZ) ve doğuda Tuzgölü Fay Sistemi (TFZ) ile sınırlanmıştır.



Şekil 3.1: Batı Anadolu ana paleo-tektonik birimleri haritası (Bozkurt ve Oberhansli 2001).

Batı Anadolu'nun paleotektonik evrimi, Neotetis okyanusunun dallarının ve ilişkili mikro kıtasal çarpışmalarının birçok Mesozoyik ve Senozoyik proseslerinin birliği olması yanında, akabindeki post orojenik olaylar meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Bozkurt ve Mittweide, 2001; Okay ve diğ. 2001; Dilek ve Pavlides, 2006; Robertson ve Mountrakis, 2006). Özellikle Neotetis okyanusal havzasının açılıp kapanması farklı isimlerle temsil edilen suture zonlarının (İzmir-Ankara-Erzincan, Intra Pontide, Inner Torid, Antalya-Bitlis-Zagros suture, Oktay ve Tüysüz, 1999) oluşumunu ve bölgedeki paleotektonik ve neotektonik birimlerin doğası ve lokasyonunun tayininde önemli rol oynamıştır.

Biga Yarımadasında yüzlek veren kayalar Pre-Tersiyer kayalar ve onları üzerleyen Tersiyer kayalar olmak üzere iki grup altında toplanmıştır (Okay ve diğ., 1991).



Şekil 3.2: Biga Yarımadası bölgesel jeoloji haritası, (Okay ve Satır 2000; Ünal, 2010; Ünal Ercan, 2013).

Temel kayalar başlıca metamorfiklerden ve bu metamorfikleri üzerleyen Eosen-Miyosen yaşlı deniz sedimanları ile temsil edilir. Eosen ve Oligo-Miyosen yaşlı granodiyoritler ve bunlarla ilişkili volkanik birimler bölgede izlenen en yaygın birimlerdir. Bölgedeki en genç birimler ise; Geç Miyosen-Pliyosen volkanikleri ve silisiklastik sedimanter kayalar ile temsil edilmektedir (Şekil 3.2).

Biga yarımadasının temel kayaları Paleozoyik yaşlı yüksek dereceli metamorfik kayalardır (fillit, amfibolit, mermer, meteperidotit ve gnays) ve bu birimler Kazdağ Masifi (Okay ve diğ., 1991) veya Kazdağ Grubu (Okay ve diğ., 1991) veya Kazdağ Metamorfik Kompleksi (Okay ve Satır, 2000) olarak adlandırılır. Triyas yaşlı Karakaya kompleksi tektonik olarak Paleozoyik yaşlı metamorfik temeli üzerlemektedir. Karakaya kompleksinin metamorfik kayaları (metabazitler, mermerler, şist ve fillitler) genellikle yeşilşist fasiyesi metamorfiklerinden oluşmaktadır (Bozkurt ve Mittwede, 2001; Okay ve Göncüoğlu, 2004). Karakaya

kompleksi Jura-Alt Kretase sedimanter kayaçları ve Üst Kretase-Paleosen yığışım melanji tarafından üzerlenir (Okay and Satır, 2000). Bu birimler yanında Biga Yarımadasının Pre-Tersiyer temelinde farklı bir metamorfik topluluk olarak tanımlanan ve mikaşistlerden oluşan Çamlıca Metamorfikleri (Okay ve diğ.,1991; Okay ve Satır, 2000) tektonik olarak ultramafikler tarafından üzerlenmektedir.

Biga Yarımadasında temeldeki Tersiyer öncesi birimler sedimanter, volkanik ve volkano-sedimanter (tersiyer yaşlı) kayaçlar tarafından üzerlenmektedir.

Tersiyer sonrasında kayaçlar Neojen çökelleri, Senozoyik magmatizması olarak taksim edilmiştir.

Neojen çökel birimler; Eosen-Miyosen yaşlı denizel ve Miyosen-Pliyosen yaşlı kıtasal sedimanlardan oluşur. Biga Yarımadasında izlenen Eosen-Miyosen sedimanları çoğunlukla denizeldir ve konglomera, kumtaşı, siltaşı, çamurtaşı, marl, kalkarenit ve oolitlik-neritik kireçtaşından oluşurken Miosen-Pliyosen birimler ise konglomera, kumtaşı ve çamurtaşını içeren kıtasal sedimanter kayaçlarla temsil edilir (Siyako ve diğ., 1989).

Senozoyik magmatizması; Neotetis okyanusunun kapanması sonrasında Geç Paleosen – Erken Miyosen’de (Bozkurt ve Mittwede, 2001) başlayan çarpışma rejimi ile bölgede yaygın bir magmatizma gözlenmiştir (Geç Erken Eosen,Yılmaz ve diğ., 1995; Genç ve Yılmaz, 1995). Söz konusu magmatik aktivite neticesinde granitik plütonlar ve ilişkili volkanik birimlerin oluşumuna sebep olmuştur. Biga Yarımada’sında Senozoyik magmatizması başlıca iki ürün vermiştir. Bunlar;

- i) Yitim ve çarpışmayla açıklanan (Yılmazve diğ., 2001; Altunkaynak, 2007; Dilek ve Altunkaynak, 2009), Orta Miyosen- Miyosen Kalkalkalen birliği ve
- ii) Gerilmeli rejim ile ilişkili olarak oluştuğu düşünülen Geç Miyosen alkalın birliğidir (Güleç, 1991; Aldanmaz, 2000; Yılmaz ve diğ., 2001; Altunkaynak, 2007; Altunkaynak ve Genç, 2008).

4. ÇALIŞMA ALANI VE ÇEVRESİNİN JEOLojİSİ

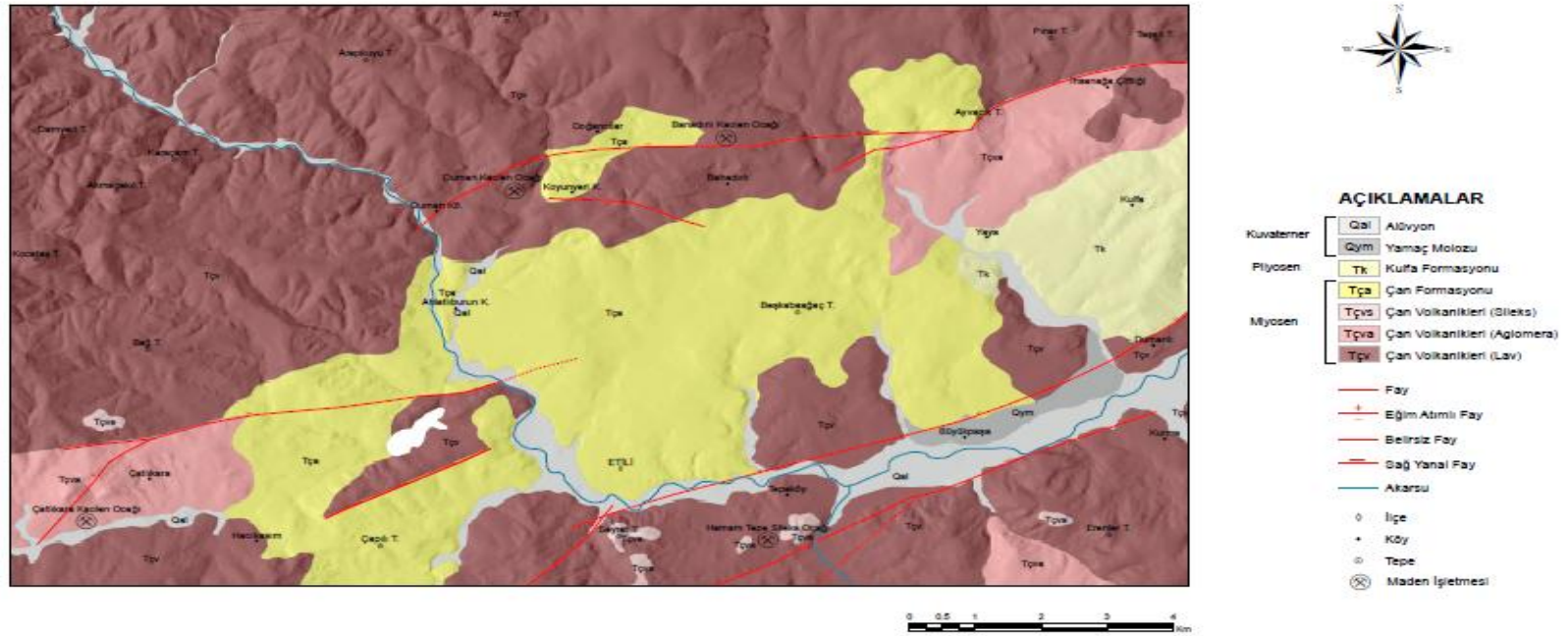
Çalışma alanındaki kayaç birliklerini temelde Pre-Tersiyer metamorfik ve ofiyolitik topluluklar, bunları uyumsuz olarak örten Neojen havza çökelleri ve Eosen'den başlayıp Pliyosen'e kadar aralıklarla devam eden magmatik aktivitenin ürünleri şeklinde ayırtlamak mümkündür (Şekil 4.1).

Kayaç birliği daha öncede değinildiği üzere Tersiyer ve Pre-tersiyer kayaç grupları olarak incelenecektir.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK	SİMGE	GENEL JEOLojİ	
								LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	Kuvaterner	Holosen				8-10 m	Qal		Sıkışmamış kum ve blok taneleri
									Uyumsuzluk
	Tersiyer	Pliyosen		Kulfa		70 m	Tk		Kumtaşı, çakıtaşı çamur matriksli andezit blokları
									Kıltaşı, tuf
									Volkanosedimanter kayaçlar İnce tabakalı ve laminalı silttaşı ve kıltaşı
									Linyit Konglomera
		Miyosen		Çan		250 m	Tça		Uyumsuzluk
									Sileks Tuf - Aglomera
									Andezit, traki-bazaltik andezit bazaltik-andezit
									Uyumsuzluk
MESOZOYİK	Kretase		Üst	Çelmi Ofiyolit Melanli			Kç		Serpantinli, kireçtaşı blokları ve metaşeyli
									Tektonik Dokanak
PALEOZOYİK				Çamlıca Metamorfikleri					Mermer, mikaşist metaklastik ve metaflaş

Şekil 4.1: Çalışma alanının ölçeksiz dikme kesiti (Türkdönmez, 2007 ve Ünal Ercan, 2013'ten alıntıdır.).

ÇANAKKALE - ETİLİ CİVARININ JEOLJİ HARİTASI



Şekil 4.2: Çalışma alanının jeolojik haritası.

4.1 Tersiyer Öncesi Metamorfik Kayaçlar

Çalışma alanı içerisinde bölgenin temel kayaç grubunu oluşturan metamorfiklere rastlanmadığı için ilgili bilgiler daha önceki çalışmalardan derlenmiştir.

Tersiyer öncesine ait KD-GB uzanımlı dört tektonik zon bölgenin temelini oluşturmaktadır. Bu zonlar Ezine, Gelibolu, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya Zonlarıdır. Çalışma alanı batısındaki Ezine zonuna ait kayaçlar karasal kökenli olmakla birlikte KD-GB uzanımlı Karadağ birimi, Denizgören ofiyoliti ve Çamlıca metamorfiklerinden oluşmaktadır. Çalışma alanının kuzeyinde ve kuzey batısında hakim olan metamorfik birim gri, kahverengi, yeşilimsi kahve ve kahverengimsi sarı renklerinde, iyi foliasyonlu kuvars-mikaşistlerden oluşan Çamlıca Metamorfikleridir (Ünal, 2009). Çalışma alanının kuzey ve kuzeybatısında bulunan bir diğer birim; Ezine zonuna dahil olan düşük sıcaklık ve basıç metamorfik Permo-Karbonifer sedimanlardan oluşan Karadağ birimidir. Bu birimde rekristalize kireçtaşları yaygın olarak gözlenmektedir. Çalışma alanı güney ve güney doğusunda ise başlıca spilit, grovak, pelajik şeyl, serpantinit ve radyolaritlerden oluşan, karmaşık ve düzensiz bir içyapıya sahip olan Çetmi Ofiyolitik Melanjı (Şengör ve Yılmaz, 1981) gözlenmektedir. Çalışma alanı yakınlarında başlıca serpantinit, kireçtaşı bloğu ve metaşeylden oluşan birimler mostra vermektedir.

4.2 Tersiyer Kayaçlar

4.2.1 Çan volkanikleri (Tçv)

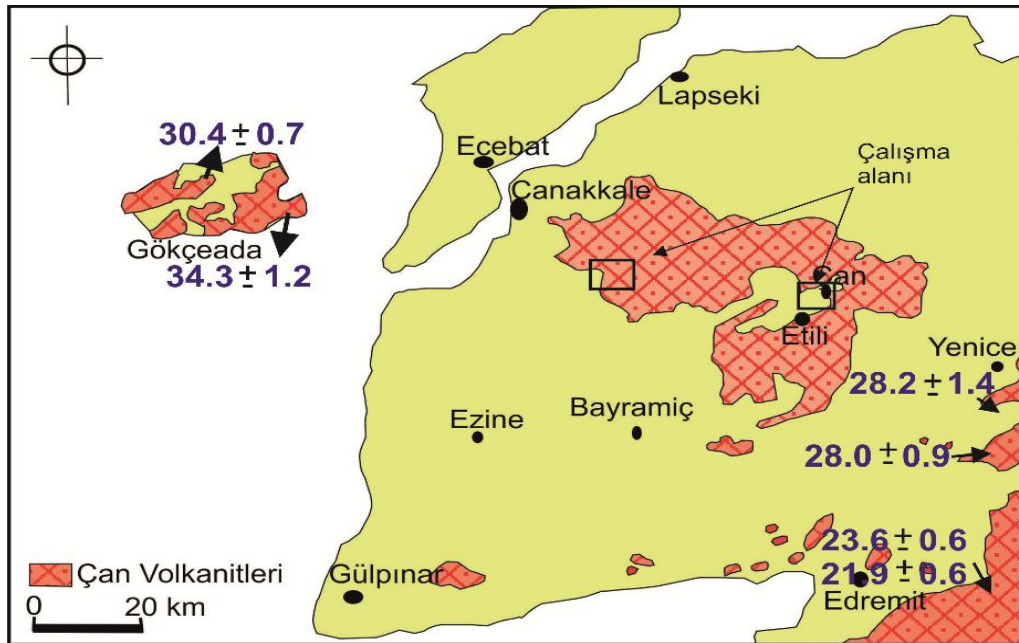
Ercan ve diğ. (1995) tarafından “Çan Volkanikleri” olarak adlandırılan ve andezit, dasit, riyodasit türde lav, tuf ve aglomeralardan oluşan bu volkanik birlik Çan-Etili çevresi, Edremit dolayları, Çanakkale doğusu ve Gökçeada’da yüzlek vermektedir.

Çamlıca Metamorfiklerini ve Çetmi ofiyolit melanjı üzerine uyumsuz olarak gelen Çan volkanitleri yine uyumsuz olarak Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Çan Formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Çalışma içerisinde detaylıca incelenen kaolinit ocaklarının ana kayacını oluşturmaları sebebiyle Çan volkanitleri çalışma adına büyük önem taşımaktadır. Çalışma alanındaki kayaçlar lavlar ve tüfler olmak üzere iki grup altında toplanmıştır.

Pek çok araştırmacının dikkatini çeken Çan volkaniklerinin için yaklaşık $23,6 \pm 0,6$ My ile $34,3 \pm 1,2$ My arasında değişen yaşlar öngörülmüştür (Ercan ve diğ., 1995;

Krushensky, 1976; Sümengen ve diğ., 1987). Buna ilave olarak Dayal (1984) Hallaçlar formasyonun yaşını $23,6 \pm 0,6$ My ve Yenice civarındaki andezitik lavların yaşını $28,2 \pm 1,4$ ve $28,0 \pm 0,9$ My olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.3).

Oligosen-Miyosen volkanizması birçok araştırmacı tarafından çalışılmış ve farklı isimlendirilmiştir. Bunlardan Krushensky (1976) Edremit'in kuzeydoğusunda yer alan, başlıca riyodasit, dasit ve ender olarak da trakiandezit bileşimlerinden oluşan volkanikleri "Hallaçlar Formasyonu" olarak isimlendirmiştir. Saner (1985) Enez doğusunda Hisarlıdağ'da ve Keşan civarında gözlenen andezitik ve dasitik türde lav ve tüflerden oluşan volkanik kayaları "Hisarlıdağ volkaniti" olarak adlandırmış ve bu adlama Sümengen ve diğ. (1987) tarafından da kabul edilmiştir. Siyako ve diğ. (1989) Lapseki güneyi ve doğusundaki, Gelibolu, Bayramiç Çan bölgesindeki ve Edremit körfezi çevresindeki andezit, tuf ve aglomera türü volkanik kayaları "Doyran volkanikleri" olarak adlandırmışlardır. Bu çalışmada kullanılacak olan adlama Ercan ve diğ. (1995) tarafından yapılan isimlendirmedir. Bu adlamaya göre; Çan-Etili çevresinde, Edremit dolaylarında, Çanakkale doğusunda ve Gökçeada'da yüzlekler veren andezit, dasit, riyodasit türde lav, tuf ve aglomeralardan oluşan volkanik kayalar "**Çan Volkanikleri**" olarak belirtilecektir.



Şekil 4.3: Biga Yarımadası'ndaki Çan Volkanitlerinin yayılımı ve yaş veriler (Türkdönmez, 2007; Ünal Ercan, 2013)'ten alınmıştır.

Bu çalışmada önceki çalışmalara dayanarak ve arazideki stratigrafik gözlemler ışığında Orta-Üst Oligosen yaşlaması kabul edilmiştir.

4.2.1.1 Lavlar (Tçva)

Çalışma içerisinde incelenecek tüm lavlar Çan volkanitleri kayaç grubuna aittir. Arazi genelinde masif görünüm sergileyen lavlar genel olarak kırmızımsı ve kahverengimsi renklere sahiptirler. Kısıtlı alanlarda katmalı yapı da gözlenmiştir. Masif andezitik kayaçlarda birbirine dik gelişmiş eklemler yaygın olarak görülmektedir.

Çan volkanitlerine ait lavların kendi aralarındaki geçiş ilişkisinin yoğun alterasyon, güncel çökeller ve bitki örtüsü sebebiyle gözlenmesi mümkün olmamıştır. Geçişin net olarak gözlenebildiği nokta olarak Çanakkale-Çan yolu üzerindeki yol yarmaları tespit edilmiştir (Şekil .4.4 ve Şekil 4.6).

Kayaçların altere yüzeyleri toprağımsı, çoğunlukla kırmızımsı ve turuncu renklerde gözlenmekte olup taze yüzeyler gri tonlardadır (Şekil 4.5).



Şekil 4.4: Çan-Yenice yolu bol çatlaklı Çan volkanitleri lav akıntıları.
(504678/4430101)



Şekil 4.5 : Çanakkale-Çan yol yarmasında çatlaklar boyunca gözlemlenen demirli alterasyon . (462175/4435016)



Şekil 4.6: Çanakkale-Çan yol yarmasında gözlemlenen kaolinleşmiş tuf-altere lav faylı dokanağı.

Petrografik anlamda Çan volkanitlerine ait Oligosen yaşlı lavların minerolojik bileşimleri ve dokusal özellikleri tanımlanmıştır. Çan volkanitlerinde gözlenen kaya birlikleri; andezit, bazaltik-andezit, bazaltik-trakiandezit olarak ayırtlanır. Minerolojik içerik anlamda ise; plajyoklas, klinopiroksen, amfibol ve biyotit tespit

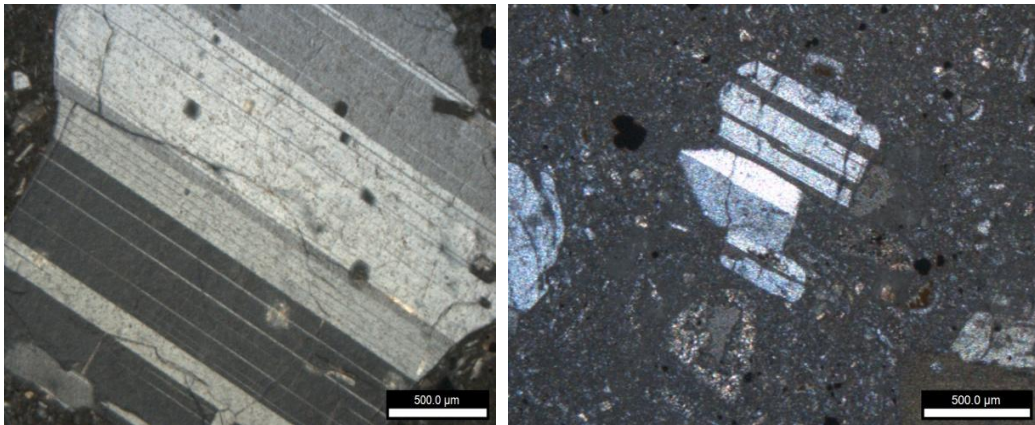
edilmiştir. Belirgin doku özellikleri; porfirik ve kümülofiriktir. Ayrıca altere kayaçlarda yapılan Ar/Ar yaş analizleri ile bu kayaçların 29-32 my ile eş yaşı oldukları veya daha yaşı oldukları belirtilmiştir (Ünal Ercan, 2013). Çan volkanitlerinde belirgin olarak gözlenen alterasyon tipleri; killeşme, demiroksitlenme ve silisleşmedir.

İnceleme alanındaki lavlar başlıca andezitik lavlardır. Yapılan jeokimyasal analizler neticesinde inceleme alanındaki bir kısım lavın bazaltik-andezit ve bazaltik-trakiandezit olduğu tespit edilmiştir.

Bu lavların gerek makroskobik gerek mikroskobik incelenmesi sırasında bir çok kayaç yoğun alterasyon sebebiyle ayırt edilememiştir. Söz konusu lavların petrografik incelemeleri sonucunda sırasıyla plajiyoklas+piroksen+amfibol+opak mineraller±biyotit mineral bileşiminde olduğu belirlenmiştir.

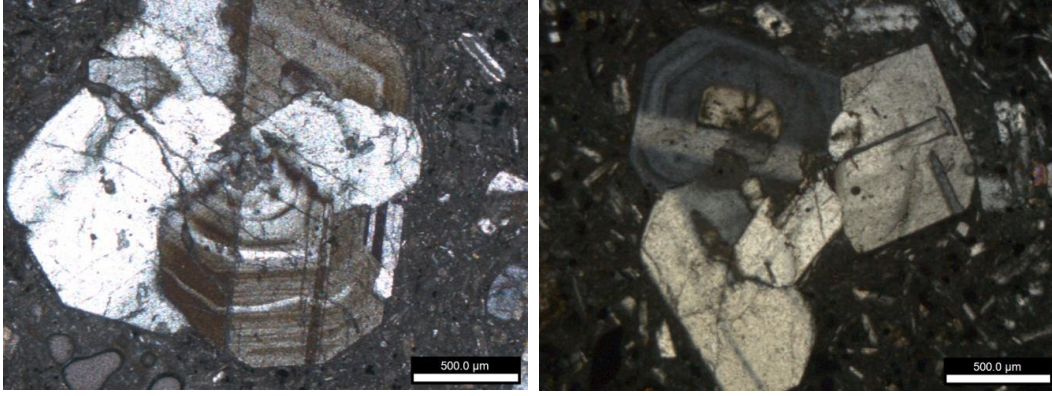
Çan volkanitlerine ait bu lavların içerisinde en yaygın olarak gözlenen plajiyoklaslar özşekilli yahut yarı özşekilli fenokristaller halinde yahut hamuru oluşturan mikrolitler olarakta gözlenmişlerdir (Şekil 4.7). Boyutları oldukça değişken olmakla birlikte hamur içinde homojen dağıldıkları da gözlemlenmiştir. Plajiyoklaslar da polisentetik ikizlenme gözlemlenmiş olup zonlanma gösteren plajiyoklaslara da rastlanmıştır (Şekil 4.8).

Kenar suturlarından itibaren yer yer reaksiyon ve alterasyon izlerine rastlanmaktadır. Bazı mineraller kenarları kemirilmiş durumdadır. Kristal içlerinde az da olsa opak ve mafik minerallere rastlanmıştır.



Şekil 4.7: Çan volkaiklerine ait lavlar içerisinde plajiyoklas fenokristallerinin mikroskop görüntüleri.

Tilkikayası mevki ve Kumarlar köyü civarından alınan örneklerin aşırı altere olması dikkat çekmektedir. Alterasyona uğrayan bu kayalarda ikincil mineral oluşumları gözlenmiştir. Söz konusu alterasyon mineralin çatlak zonları yahut kenar suturları boyunca kemirilmesiyle gelişmiştir.



Şekil 4.8: Çan volkanikleri içerisinde zonlanma gösteren plajiolas fenokristalleri mikroskop görüntüleri.

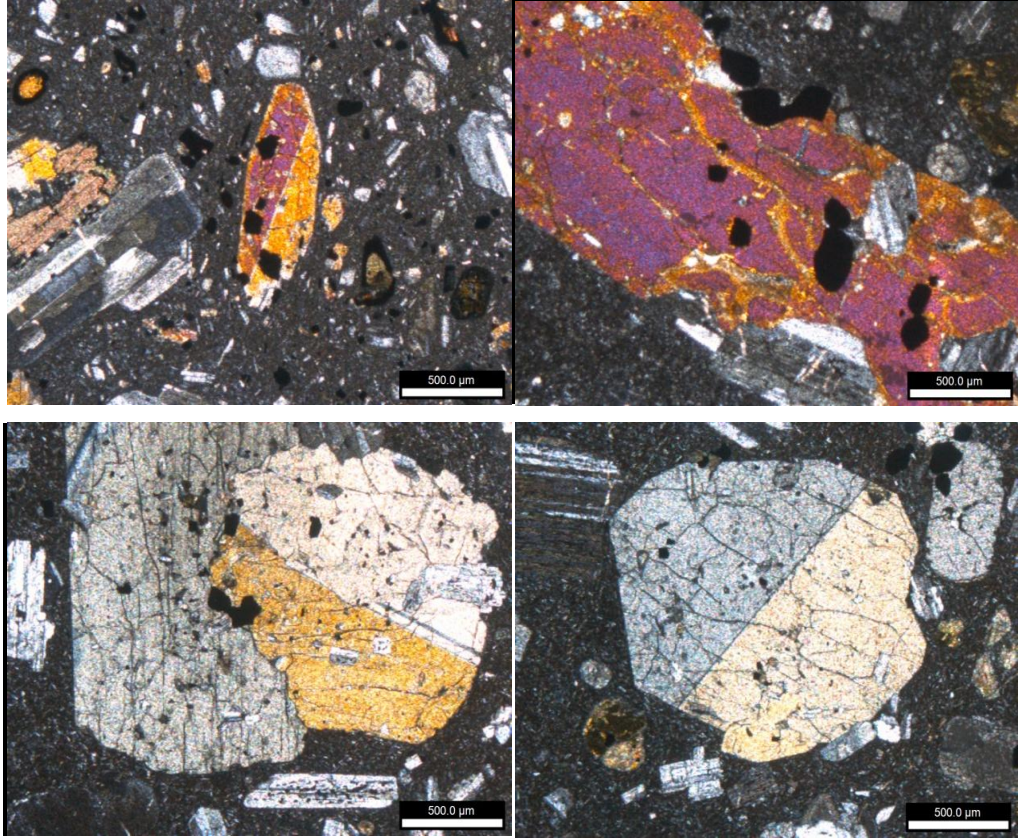
İncelenen örnekler içerisinde bir diğer dikkat çeken mineral ise mafik piroksenlerdir. Piroksen mineralleri tek nikolde koyu yeşil ve yeşilin tonlarında gözlenirken çift nikolde 1. dizinin yüksek renklerinde polarize olmaktadır.

Plajiolaslarda olduğu gibi piroksenlerde kayalar içerisinde iri fenokristaller ve hamur içerisinde mikro fenokristaller olarak görülürler. Bazı piroksenlerde basit ve polisentetik ikizlenme görülmektedir. Birkaç örnekte zonlu piroksenlere rastlanmıştır (Şekil 4.9).

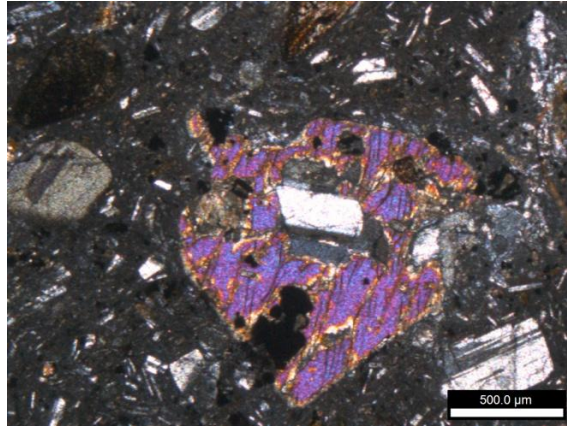
Kayaç içerisinde yer yer piroksenler içerisinde plajiolas ve opak mineral kapanımlarına da rastlanmıştır (Şekil 4.10).

Kayaçlar içerisinde bulunan amfibol ve biyotit mineralleri özşekli yada yarı özşekli olup alterasyondan oldukça etkilenmişlerdir (Şekil 4.11).

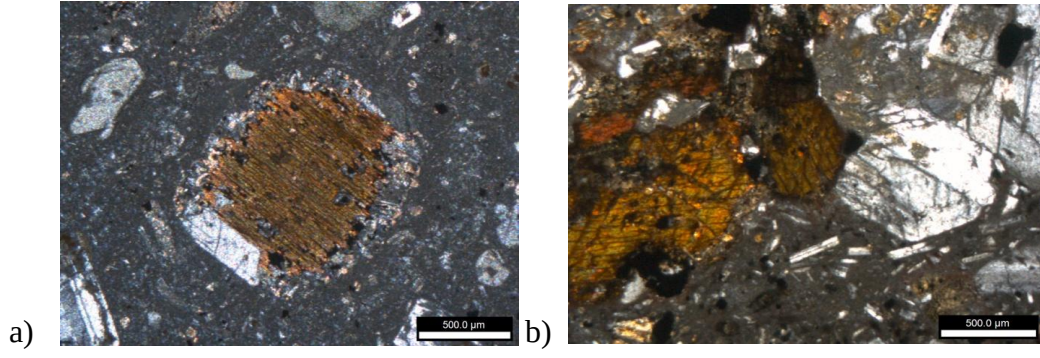
Kayaçlar genelinde camsı hamur içerisinde fenokristaller halinde bulunan mineraller gözlenmiştir. Dolayısıyla kayaların genel dokusu porfirik dokudur (Şekil 4.12).



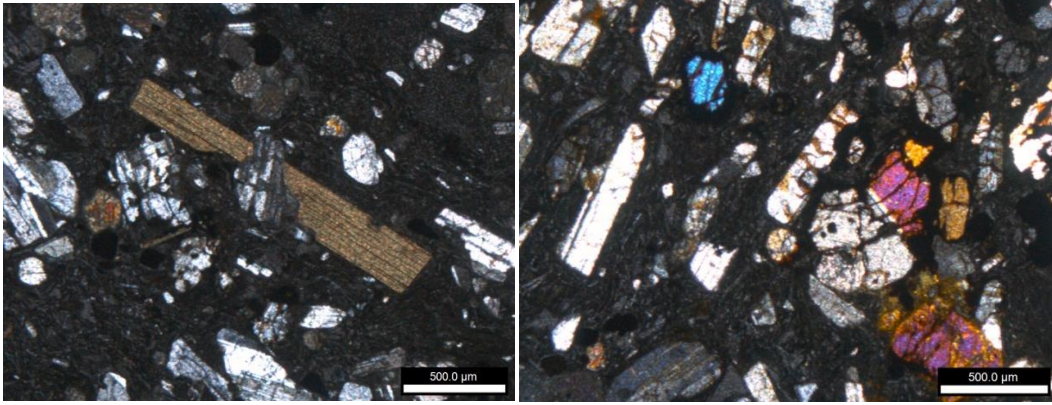
Şekil 4.9: Çan volkanitleri içerisinde ikizlenme gösteren piroksenler.



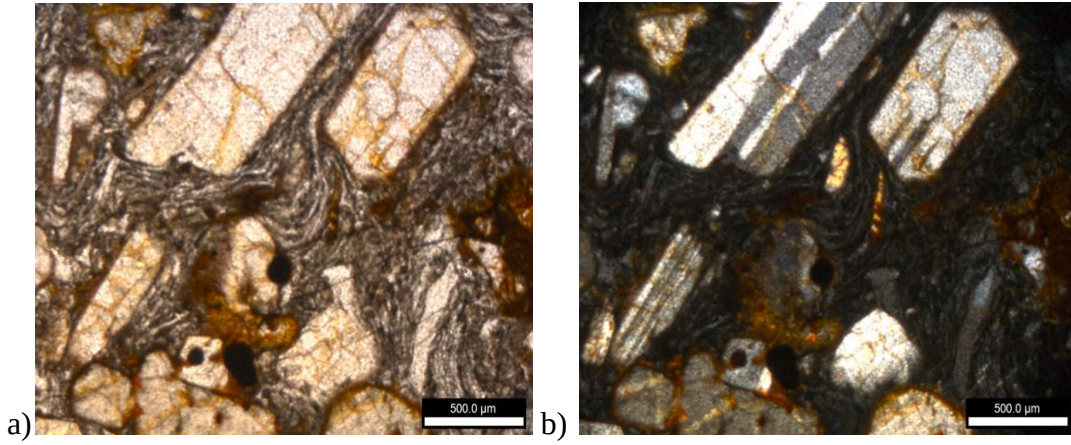
Şekil 4.10: Piroksen içinde opak ve plajiolklas mineral kapanımları.



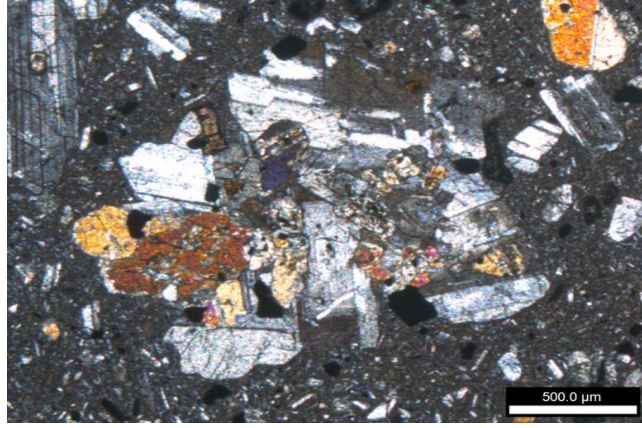
Şekil 4.11: a) Altered biyoti. b) Altered amfibol. (Çift nikol görüntüleri)



Şekil 4.12: Kayaçlar genelinde gözlenen porfirik doku.



Şekil 4.13: Akma dokusu. a) Tek Nikol b) Çift nikol



Şekil 4.14: Kümülofirik doku.

4.2.1.2 Tüfler (Tçvt)

Çalışma alanında tüfler çok geniş bir yayılım göstermektedir ki söz konusu tüfler kaolinit oluşumumlarını içinde bulundurmaları açısından bizim için oldukça önemlidir.

Cas ve Wright (1987)'de yapmış oldukları sınıflamaya dayanarak tüfler blok ve kül akma çökelleri özelliği göstermektedir. Püskürme sütunu çökmesinde, külce baskın düşey püskürme sütununun etkin yoğunluğu atmosferdekinden büyük olduğunda graviteye bağlı çökme ve piroklastik akıntılar oluşur. Gravitenin etkisiyle ve patlama şiddetine bağlı olarak yatay ve dikey yönlerde tüflerin bileşimi ve görünümü farklılık gösterebilir.

Bölgede yer alan tüflerin blok ve kül akma çökelleri özelliği sergiledikleri belirlenmiştir (Cas ve Wright, 1987). İnceleme alanındaki tüflerde homojen bir yapıya sahip olmamakla birlikte yatay ve dikey yönlerde kısa mesafelerde farklılık göstermektedir. İnceleme alanı içerisinde yoğun bitki örtüsü ve güncel çökel varlığı sebebiyle tüfler arası yapı farklılıkları yol yarmalarında gözlemlenmiştir. Şekil 15'te görüleceği üzere iki lav akıntısı arasında kalan tuf 2-3 metre içerisinde bloklu tuf lapilli tuf ve kristalen tuf'e dereceli geçiş yapmaktadır. Söz konusu bloklu ve lapilli tüfler tuf parçaları ve andezitik kayaç parçalarından oluşmaktadır. Andezitik kayaçlar için kahverengi ve kırmızımsı renkler, tüfler de ise genellikle morumsu ve sarımsı renkler hakimdir (Şekil 4.16). Çalışma alanı boyunca gözlenen piroklastik malzemenin kendi içinde litolojik olarak sık sık değiştiği görülür.

Tüfler birçok fay tarafından kesilmiş ve bol çatlaklıdır. Bu fay ve çatlaklar boyunca yükselen hidrotermal çözeltiler yoğun bir hidrotermal alterasyona neden olmuştur, Bu alterasyonun etkisiyle de kayaçta farklı mineral bileşimlerine bağlı renklenmeler

meydana gelmiştir. Bazı kesimlerde tüflerin üzeri Çan formasyonuna ait sedimanter kayalar tarafından örtülmüşlerdir.



Şekil 4.15 : Bloklü tüf lav dokanağı (Serçeler köyü civarı yol yarması).



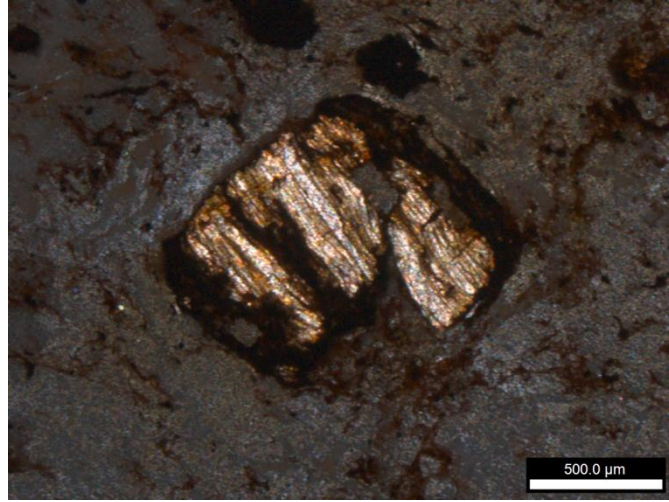
Şekil 4.16 : Lapilli tüf (Duman Ocağı).

Tüfler üzerinde yapılan saha gözlemleri neticesinde bileşimlerine göre tasnif etmek mümkün olmamıştır. Saha gözlemlerinde kuvars fenokristalleri ve altere olmuş

biyotitlerin varlığı gözlemlenmiştir. Kayaç arası boşlukların ikincil kuvarslarla dolmuştur.



Şekil 4.17: Duman ocağı içerisinde masif görünümlü tüf.



Şekil 4.18: Aşırı altere kristalen tüf mikroskop görüntüsü (Duman ocağı civarı).

Bu lavlarda bölgenin bulunduğu jeolojik konum ve bölgeye hakim olan tektonizma nedeniyle yaygın olarak alterasyon gelişmiştir. Özellikle kırık zonlar boyunca geliştiği gözlemlenen alterasyon izleri ince kesitlerde de kendini belirgin olarak göstermektedir.

Duman Ocağı civarından alınmış örneğin ince kesiti incelemesi neticesinde killeşmeye yaygın olarak rastlanmıştır. Kesit boyunca demiroksitleşme gözlenmiştir. Sahada gözlenen yoğun alterasyon neticesinde mineraller tamamen altere olmuş ve mineral tayini yapılamamıştır (Şekil 4.18).

4.2.1.3 Silisifiye kayaçlar (Tçvs)

Çalışma alanı içerisinde haritalanabilir ölçüde fay kontrollü olarak gelişmiş silisifiye zonlar bulunmaktadır. Bunlar genellikle tepelerin üst kısımlarında gözlemlenmiştir (Şekil 4.19).

Silisifiye zonlar çalışma alanında volkanik kayaçlar içerisinde masif yapıda gri veya beyazımsı tonlarda gözlenir. Bu silisifiye oluşumlar hidrotermal alterasyonun son evrelerinde silis bakımından zengin çözeltinin tüflere tamamen nüfuz etmesi meydana gelmiştir. Bu yüksek sülfidasyonlu epitermal sistemlerde oldukça asidik çözeltilerin ana kayaca tamamen nüfuz edip onu özümlemesidir.

Silisik alterasyona uğramış bu kayaçların yapılarına katılan silis etkisiyle ağırlıkları ve dayanımları artmıştır. Dayanımlarındaki artış sebebiyle erozyon ve deformasyondan diğer kayaçlara göre daha az etkilendikleri için sahada daha çok yüksek yerlerde gözlenmektedirler.

Çalışma alanı içerisinde gözlenen silisifiye zonlar etrafında yoğun alterasyona uğramış volkanik kayaçlar bulunmaktadır.

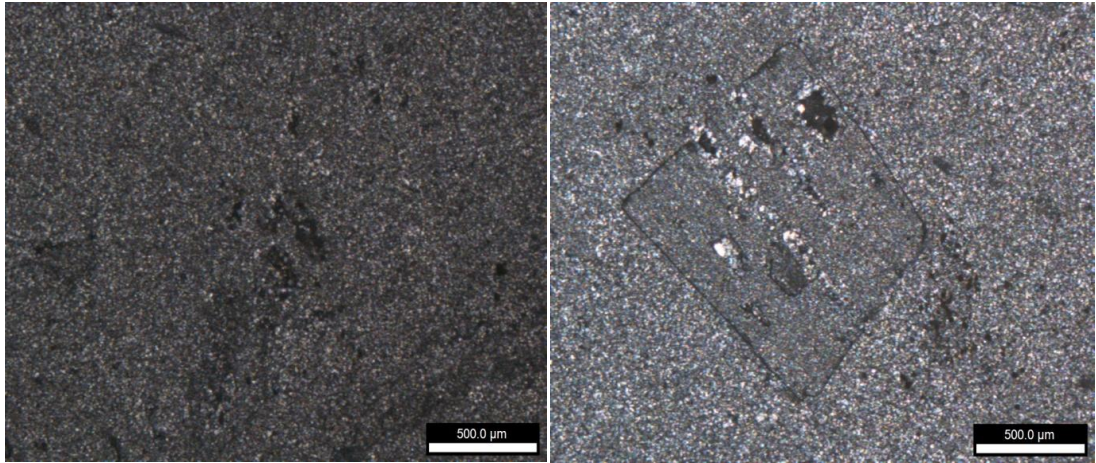
Bahadırlı ocağında bulunan K-G yönlü fay boyunca sileks ve fay kili gözlenmiştir. Ocak içerisinde altere tüflerin varlığı tespit edilmiştir. Silis getiriminin homojen olmadığı ve dereceli değişim gösterdiği gözlenmiştir.

Çaltıkara köyü içerisinde geçen ve Çaltıkara kaolinit ocağının oluşumunda önemli bir role sahip olan fay boyunca yapılan saha incelemesi neticesinde alt kısımlar kaolinleşmiş andezit üst kısımlar silisifiye tüf olarak gözlemlenmiştir.

Hamamtepe civarından alınan örneklerin incelenmesi neticesinde söz konusu kayacın tamamen silisleştiği görülmektedir. Yapılan petrografik incelemelerde sileksler içerisinde organik kalıntılara rastlanmıştır (Şekil 4.20).



Şekil 4.19: Küçüktepe köyü civarı silisifiye kayalar.



Şekil 4.20: Silisifiye kayaç optik mikroskop görüntüleri.

4.2.1.4 Çan volkanitlerinin jeokimyası

Çan volkanitlerine ait 22 adet numune için majör, minör ve iz element analizi yapılmıştır. Bunlardan 7 tanesi Duman, 3 tanesi Çaltıkara ve 5 tanesi Bahadırılı kaolinit ocakları ve 2 tanesi Hamamtepe sileks ocağı ve civarından alınmış numuneler olmakla birlikte kalan 5 numune ise saha ve petrografik özellikler bakımından farklılık sunan 5 örnek jeokimyasal analiz için değerlendirilmiştir.

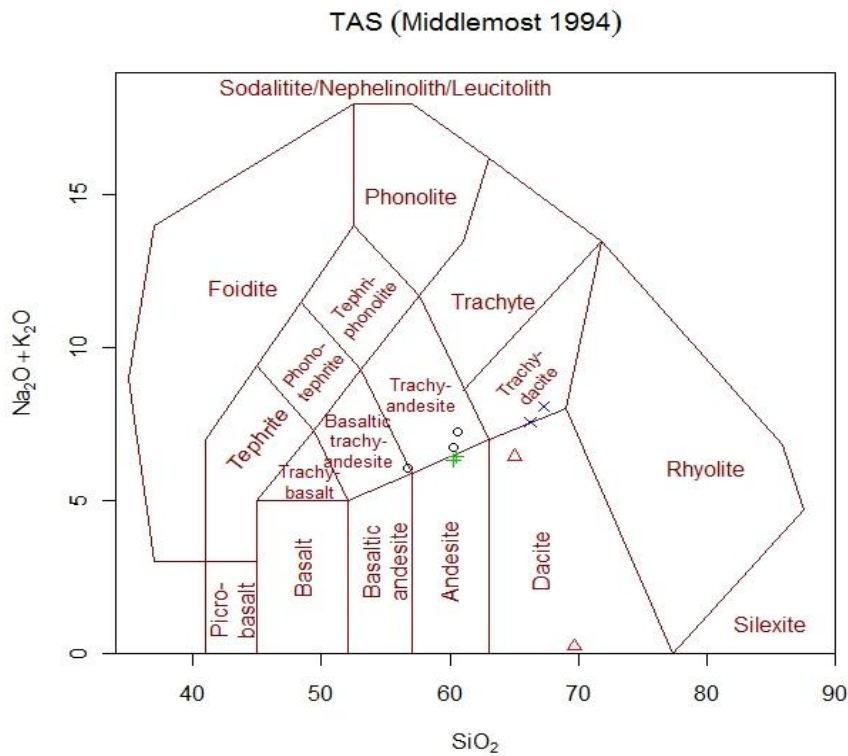
Kimyasal analiz sonucu elde edilen datalar çizelgede belirtilmiştir (Çizelge 4.1).

Çalışma alanında bulunan lavların SiO_2 içeriği % 54.68 - 64.54 arasında değişmektedir. SiO_2 ortalaması % 59.58 olup lavların genel olarak ortaç bileşimli

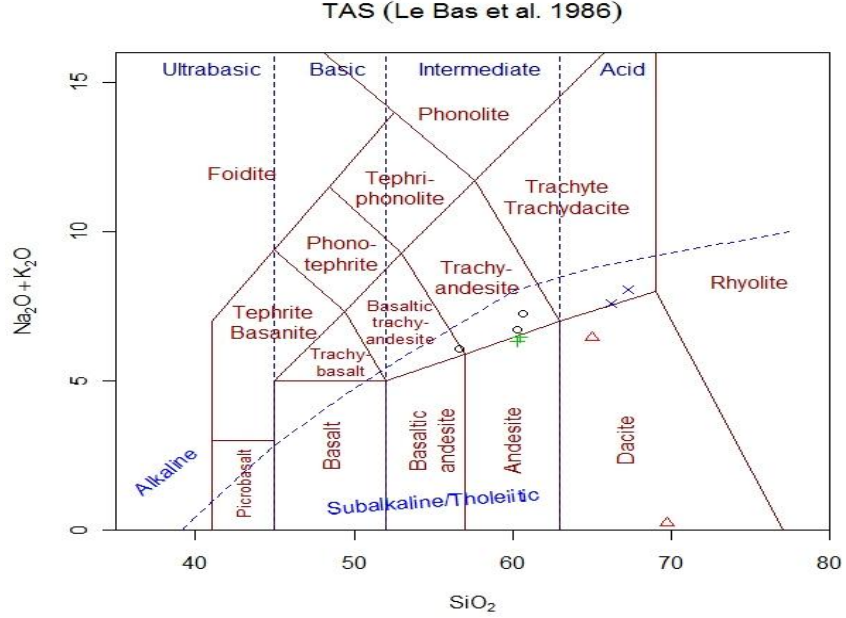
kayaçlardan oluştuğu anlaşılmaktadır. Petrografik incelemelerde bu lavların altere oldukları belirlenmiştir.

Çan volkanitlerinden alınan örneklerin silise karşı toplam alkali içeriklerinin incelendiği Middlemost (1994) ve Le Bas ve diğ. (1986) diyagramlarında iz düşürülmüştür (Şekil 4.21 ve Şekil 4.22).

SiO₂ içeriğine göre yapılan sınıflamalarda kayaçlar traki-andezit, dasit, andezit ve trakidasit aralığında yer alırlar. Kumarlar köyü (Kum2) civarından alınan örneğin silis içeriği % 54.68 ortalık karakterlidir ve bazaltik traki andezit- trakiandezit sınırına iz düşmekte olup Kale ve Küçükölü baraj gölü (KBG-1) civarından alınan numunler traki-andezit alanında, Küçükpaşalı köyü (KP-1) ve Çaltıkara (Çal 10) kaolinit ocağı civarından alınan numuneler dasit aralığında, Bahadırlı (BH 11) ve Duman (D2) kaolinit ocaklarından alınan numuneler traki-dasit alanında, Etili (E4) ve Bahadırlı (BH-2) örneklerinin ise andezit alanında tespit edilmiştir.



Şekil 4.21: Çalışma alanında Çan Volkanitleri' ne ait kayaçların Middlemost (1994) SiO₂ – Na₂O+K₂O diyagramında adlanması.



Şekil 4.22: Çalışma alanında Çan Volkanitleri' ne ait kayaçların Le Bas ve diğ. (1986) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diyagramında adlanması.

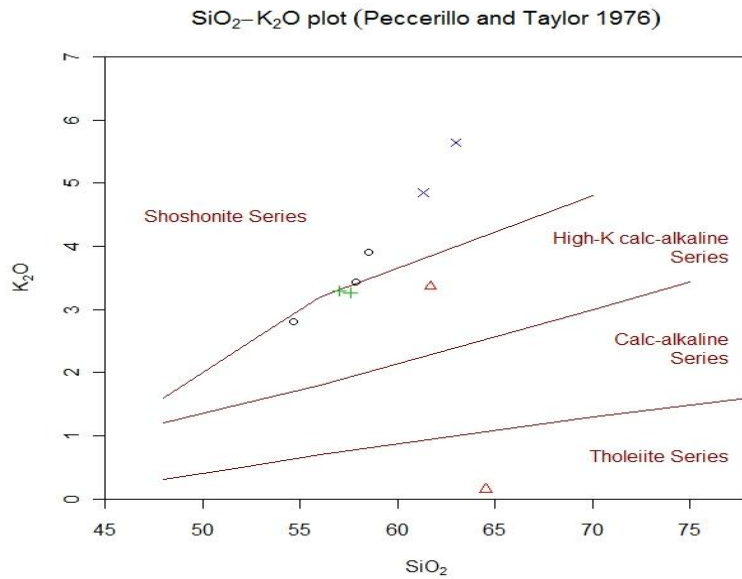
Bu diyagramda örneklerin çoğunun subalkali alanında yoğunlaştığı görülür. Bu örneklerin alkali çizgiye yakın olmaları alkali elementlerce zenginleşmiş olabileceklerin düşündürmektedir.

Aynı örneklerin potasyum içeriklerini belirlemek için Taylor Peccerillo (1976) $\text{SiO}_2 / \text{K}_2\text{O}$ diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.23). Diyagramda kayaçların tamamının yüksek potasyuma sahip oldukları görülürken birkeç örneğin ise orta potasyuma sahip oldukları görülmektedir.

Kayaçların aliminyum değerlerini belirlemek için $\text{A/CNK} = \text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 'e karşı $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ Shand (1943) diyagramına iz düşürülmüş ve çoğunun alüminyum doyumu bakımından metaaluminus alanına düştüğü ancak Küçükpaşalı'dan (KP1) ve Etili civarından alınan (E4) numunler peraluminous alanına düştüğü gözlenmiştir (Şekil 4.24).

Subalkalen örnekler Irvın Ve Baragar (1971) $(\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO})$ AFM üçgen diyagramına iz düşürülmüş ve kalkalkalen toleyitik ayırdı yapılmıştır (Şekil 4.25).

Toleyitik alanda yer alan kayacın (KP 1- ÇAL 10) büyük bir olasılıkla alterasyonla getirilen çözeltiler tarafından oluşturulmuş demirli alterasyondan kaynaklanmaktadır. Diğer örneklerin tamamına yakını kalkalkalen eğilim göstermektedirler. Diğer toleyitik alana yaklaşan kayaçlarında demiroksitçe zengin çözeltilerin alterasyonu sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

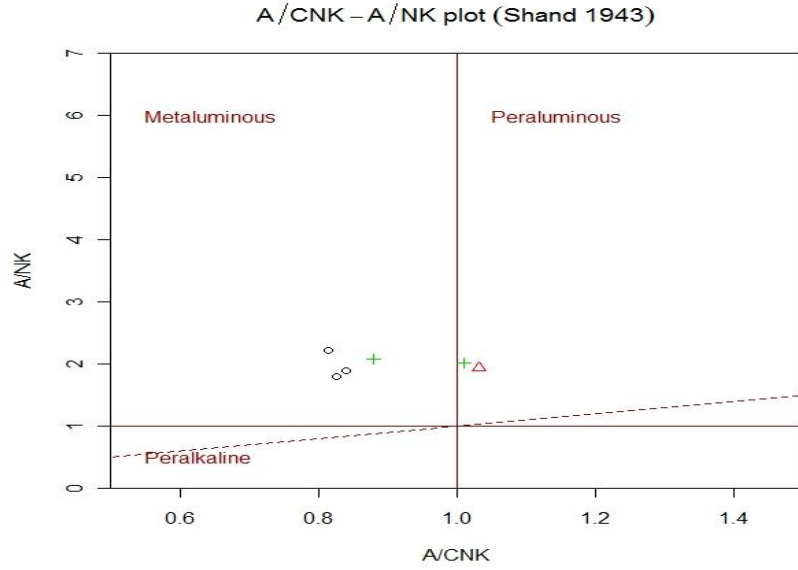


Şekil 4.23: Çalışma alanında çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Taylor Peccherillo (1976) SiO₂ / K₂O diyagramında sınıflandırılması.

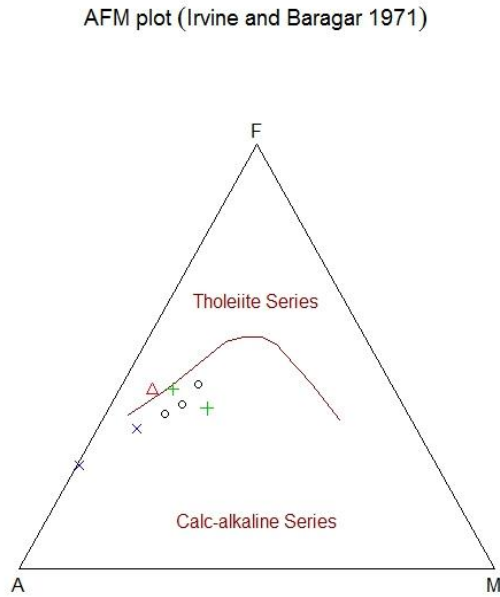
Çan volkaniklerinde SiO₂ye karşı major oksitlerin değişimi, magmada meydana gelen mineral değişimlerini izleyebildiğimiz Harker diyagramları ile belirlenmiştir (Şekil 4.26).

Örneklerde artan SiO₂ değerine karşı Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂ negatif korelasyon gösterirken, K₂O ise pozitif korelasyon göstermektedir.

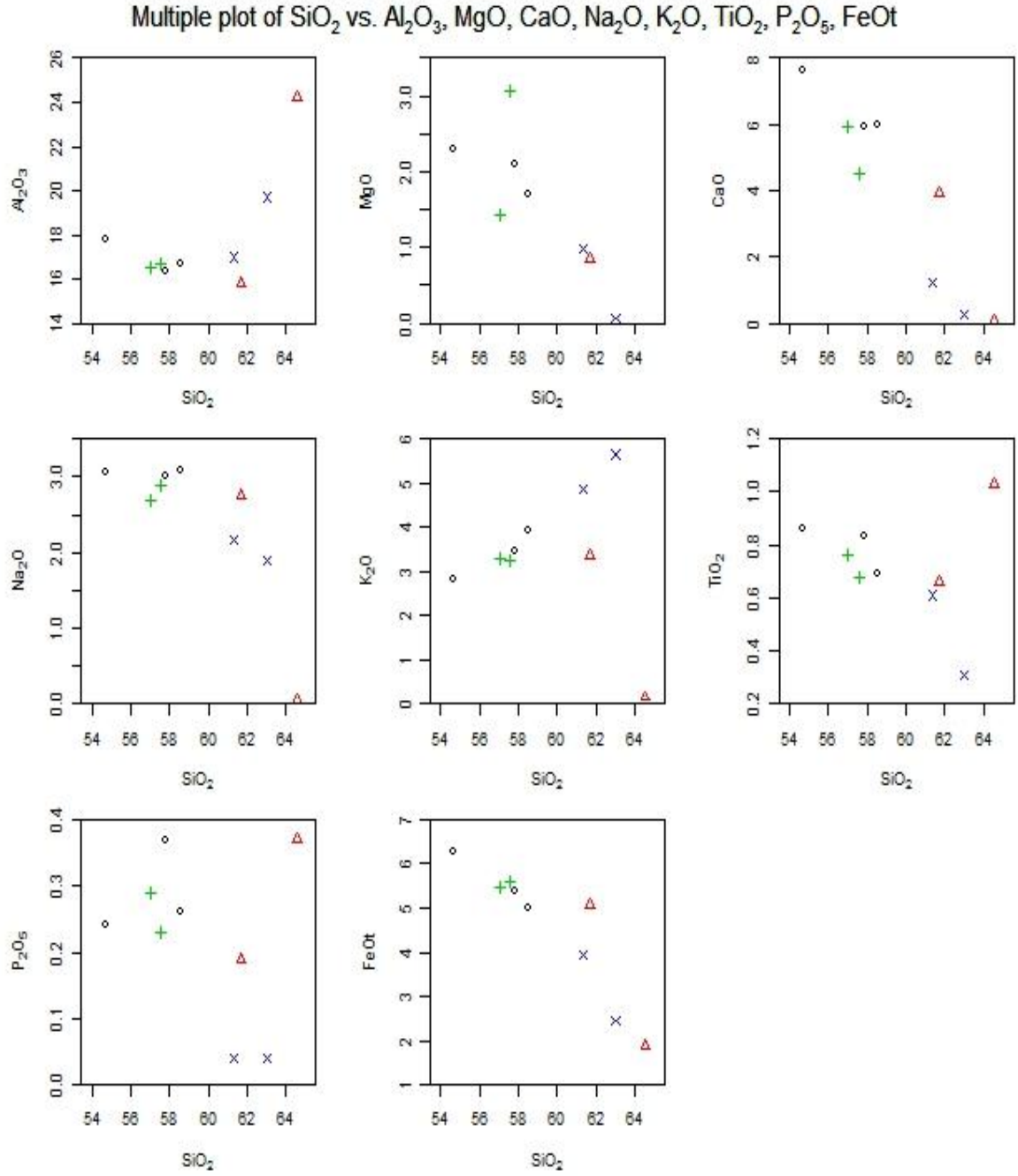
Fe₂O₃, TiO₂’deki silisyum oranı arttıkça negatif eğilim göstermesinin nedeni Fe-Ti oksit fraksiyonlanması ile ilişkilidir. Kalsik plajyoklazların fraksiyonlanması ile CaO’de gözlemlenen azalmaları ile ilişkilendirilebilir. MgO’deki negatif korelasyon ise klinoproksen kristallenmesi ile ilişkilendirilebilir. K₂O ise pozitif korelasyon potasyum miktarı magma bileşiminde kabuksallık ile doğru orantılıdır. Bu değer artışı fraksiyonel kristalleşme ile ilişkilendirilebilir.



Şekil 4.24: Çalışma alanında Çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Shand (1943) diyagramında aliminyum doygunlarının belirlenmesini gösteren diyagram.



Şekil 4.25: Çalışma alanında çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların İrvın ve Baragar (1971) (FeO - Na₂O+K₂O - MgO) AFM üçgen diyagramı.



Şekil 4.26: Bölgedeki Çan volkaniklerine ait kayaların majör element (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , P_2O_5 , Na_2O , TiO_2) – SiO_2 değişimlerine göre düzenlenmiş Harker diyagramları.

Çizelge 4.1: Çan volkaniklerine ait jeokimyasal analiz sonuçları.

Sample	TEPE-H	D4	DUMAN20	D2	BH-5	D6	CAL-2	20-F-SARI	BH-4	BH-6	D10	D8	CAL-2,2	TEPE-A
SiO ₂	97.53%	57.05%	59.19%	63.00%	62.56%	40.66%	51.82%	39.83%	63.64%	63.48%	47.35%	47.30%	77.98%	96.17%
Al ₂ O ₃	0.20%	27.17%	25.95%	19.70%	13.92%	32.85%	19.97%	29.88%	12.83%	22.42%	22.27%	31.21%	8.55%	0.15%
Fe ₂ O ₃	0.03%	1.00%	0.83%	2.73%	0.89%	6.95%	0.34%	9.54%	0.91%	3.30%	9.26%	3.56%	7.27%	0.03%
MgO	0.000	0.08%	0.17%	0.06%	0.17%	0.13%	0.05%	0.83%	0.000	0.03%	0.66%	0.22%	0.06%	0.000
CaO	0.03%	0.20%	0.25%	0.27%	0.38%	0.36%	0.84%	0.36%	0.12%	0.13%	1.47%	0.39%	0.30%	0.03%
Na ₂ O	0.03%	0.11%	0.15%	1.90%	0.08%	0.04%	1.39%	0.06%	0.09%	0.04%	0.44%	0.13%	0.26%	0.000
K ₂ O	0.02%	0.26%	0.41%	5.65%	1.49%	0.11%	0.55%	0.71%	1.47%	0.06%	1.98%	0.16%	0.11%	0.01%
TiO ₂	1.20%	0.44%	0.51%	0.31%	0.30%	0.84%	0.26%	0.97%	0.28%	0.54%	0.81%	0.72%	1.03%	0.76%
P ₂ O ₅	0.000	0.06%	0.06%	0.04%	0.07%	0.17%	0.00%	0.19%	0.11%	0.05%	0.09%	0.34%	0.86%	0.000
MnO	0.00%	0.02%	0.02%	0.00%	0.000	0.18%	0.00%	0.17%	0.000	0.000	0.02%	0.30%	0.000	0.000
LOI	0.97%	13.62%	12.47%	6.33%	14.75%	17.69%	14.41%	17.48%	15.38%	9.93%	15.65%	15.66%	3.59%	2.85%
Total	1.0000	0.9998	0.9998	1.0000	0.9460	0.9981	0.8965	0.9983	0.9483	1.0000	0.9998	0.9970	1.0000	1.0000

4.2.2 an formasyonu (Ta)

Biga yarımadasında bitümlü şeyl, silttaşı, kumtaşı, tuf ve kömürden oluşan karasal birimler Siyako ve diğ. (1989) tarafından an Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Bu birimler bölgenin Kuzey Anadolu Fayının batı uzantılarından biri konumunda olan an-Etili fayı etkisi ile Üst Miyosenden-Pliyosene kadar karasallaşma sonucu geliştiğı ileri sürülmektedir (Gürdal ve diğ., 2011).

Çalışma alanı içerisinde Etili ve Ahlatlıburun'u da kapsayan geniş bir alanda yayılım gösteren bu birim ayrıca Doğancılar köyü'nün doğusunda ve Karlıköy'ün batısında yüzlek vermektedir. an formasyonu içerisinde bulunan linyit tabakası günümüzde halen işletilmekte olan bir kömür ocağıdır (Şekil 4.27).

an çökellerinin en üst seviyesini bej renkli kumtaşı ve kilaşları oluşturmaktadır. Kil taşı tabakasının altında linyit bulunur.

an formasyonu konglomera, kumtaşı, kilaşı, linyit, organik meteryal içeren kilaşı ile tuf ve aglomeradan oluşur. Volkanik birimler üzerine ince bir konglomeratik seviye ile başlayan birimin matriksini kum, kil ve silt boyutlu malzemeler oluşturur Şekil 4.28 Konglomera seviyesi yukarıya doğru kumtaşı ve kilaşı gibi ince taneli birimlere geçiş yapar. Kilaşı seviyesi 17 m kalınlığında olup linyit içerir. Bu linyit içerikli seviye mat siyah bir seviyeyle başlar ve üst kısımlara doğru rengi açılır. Bu organo-sedimanter seviye düşük enerji seviyeli gölsel ortam veya göl kıyısı-bataklık olarak yorumlanır. Bu kil seviyesi koyu yeşil veya yeşilimsi renklerde iyi laminalanmış kilaşı tarafından üzerlenir. Bu kilaşı organik materyal bakımından oldukça zengindir ve kömürlü seviyenin bulunmasında anahtar rol oynar. Kilaşı seviyeleri yer yer pirit ve jips kristalleri içerir. Formasyonun bu seviyeleri düşük enerjili anoksik gölsel ortam varlığını destekler. Bu seviyenin üstünde pembe çamurtaşlarına geçilir. Bu pembe renkli çamurtaşı üst kısımlarında iri taneli, kötü tabakalanmış kongleomera ve andezit,bazalt ve dasit bloklarına geçiş yapar. Bu birimin matriksini kum, silt, kil ve volkanaklastik tuf oluşturur. Moloz akması olarak gelişmiş bu seviye bazı yerlerde 100 m kalınlığa ulaşmaktadır. an formasyonunun depolanma karakterizasyonu, litolojik içeriğı ve sedimanter yapısıyla akarsu ortamından gölsel ortama geçişini işaret etmektedir. Konglomera, kumtaşı, silt taşı ve kilaşı arasındaki bu geçiş enerji seviyesindeki yüksek enerjili sistemden düşük enerjili sisteme geçişin bir işaretidir (Gürdal ve diğ., 2011).

Oligosen boyunca Çan ve çevresinde çok etkili olan karasal volkanizma, Miyosen’ de volkanik aktivitelerin azalmasıyla çöküntü alanlarda tatlı su göl ortamı oluşmuştur (Gürdal ve diğ., 2011).



Şekil 4.27: Çan Linyit İşletmesinin genel görünümü. Tça: Çan formasyonu, Tçvt: Çan volkanikleri tuf (Unal Ercan, 2012).

Çan formasyonu çalışma alanı içerisinde Çan volkanikleri üzerine uyumsuzlukla gelirken bu formasyonun kuzeybatıda Kulfa Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

Polen analizi çalışmalarında Çan formasyonuna ait kömür ve kilaşlarının geç Erken Miyosen-Erken Orta Miyosen boyunca çökelediği göstermektedir (Gürdal ve diğ., 2011).

4.2.3 Kulfa formasyonu (Tk)

Kulfa Formasyonu Çan ve çevresinde Çan volkanikleri ve Çan formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmektedir.

Pliyosen yaşlı Kulfa formasyonu çalışma alanı içerisinde Kulfa köyü ve çevresinde yaklaşık Yayaköy sınırına kadar bir alanda izlenmektedir. Ayrıca İncircik mevkinde de gözlenmektedir. Bu birim çalışma alanı içerisinde kumtaşı ve konglomera seviyesi olarak iki birim ile temsil edilir.

ERA	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
		8-10		Sıkışmamış kum ve blok taneleri
				Uyumsuzluk
PLİYOSEN	KULFA	70		Aglomera, çamur matriksli bazalt ve andezit blokları
				Uyumsuzluk
ERKEB-ORTA MİYOSEN	ÇAN	60		Kiltaşı, tuf
				Volkanosedimenter kayalar
				Kumlu siltaşı, kiltası
		25-30		İnce tabakalı ve laminalı siltaşı ve organik kiltası
		17		Linyit
		8		Koyu gri organik şeyl
	ÇAN VOLKANİKLERİ	2		Konglomera
				Uyumsuzluk
				Volkanik kayalar

Şekil 4.28 : Çan Formasyonu stratigrafik dikme kesiti, Gürdal (2011) ve Ünal Ercan (2013)' ten alınmıştır.

Kumtaşı seviyesi altta yer alır ve üstünde konglomera tabakası bulunmaktadır. Her iki birimde yatay konumlu olup gri ve bej renklidir. Sahada gri renki olarak gözlenen kayaç içerisinde kırmızı ve sarı kısımlar kayaç yapısında bulunan çatlaklar boyunca gelişmiştir. Kumtaşı tabakasının kalınlığı tespit edilememiştir.

Konglomera tabakasının içerisinde bulunan çakıllar birinden oldukça farklı tane boylarına sahiptir olup az köşeli ve az yuvarlaktırlar. 1-2 cm çapındaki çakıllar arasında 10 cm ve blok büyüklüğünde kayaç parçalarına rastlamak mümkündür. Kayaç matriksi kum ve silt boyutlu malzemeden oluşmaktadır ve matriks destekli olan bu konglomera tabakası içerisindeki çakılların tamamını tuf ve andezitler oluşmaktadır (Şekil 4.29).

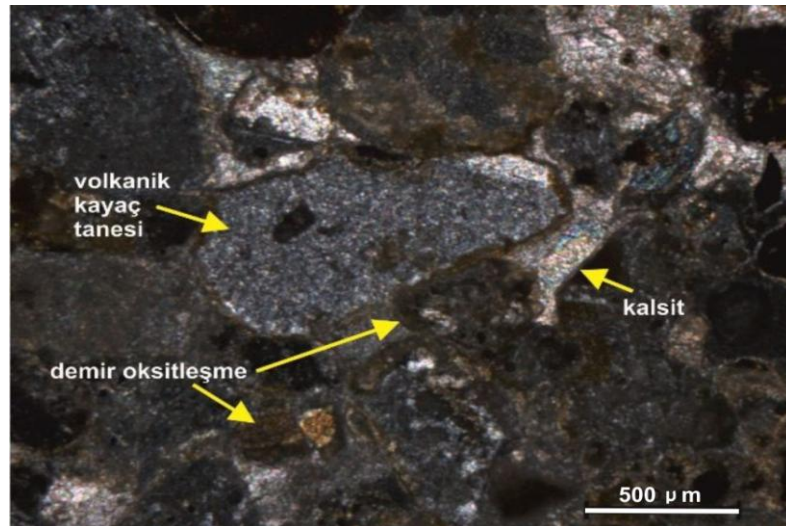


Şekil 4.29: a) Kulfa formasyonuna ait kumtaşı, b) Kulfa formasyonuna ait konglomera.

4.2.3.1 Kulfa formayonunun petrografik incelemesi

Yapılan ince kesitte kayaç içerisinde kum boyutlu tanelerin kalsit bileşimli matriks içinde bulunduğu ve tane destekli olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.30).

Matriks içerisinde yer yer alterasyondan kaynaklanan oksitli alanlar gözlenmiştir. Bunun yanında kesitte plajiyoklaz, piroksen ve kuvars kristallerine de rastlanılmıştır. Kesit içerisinde gözlenen litik parçaların türü tespit edilememiştir.



Şekil 4.30: Kulfa formasyonuna ait kumtaşı ince kesiti (Ünal Ercan, 2013)'ten alınmıştır.

4.2.4 Kuvaterner birim

Çalışma alanındaki çakıl kum silt ve kil boyutlu tutturulmamış ve kötü boylanmış parçalardan oluşan alüvyon birim; çalışma alanının doğu kesiminde koca çay deresi çevresindeki Kurma, Göle, Büyükpaşa, Küçüküklü'yü kapsamaktadır.

5. KAOLİNİT OCAKLARININ İNCELENMESİ

Çalışma alanında yer alan Duman, Çaltıkara, Bahadırlı kaolinit ocaklarının minerolojik bileşimini ortaya koymak için XRD, minerallerin morfolojik özelliklerinin belirlenmesi için SEM çalışmalarından faydalanılmıştır. Ocaklarda ayrıca oksijen-hidrojen ve sülfür izotop çalışmaları yanında , jeokimyasal analizler yapılmış ve neticeler yorumlanmıştır.

5.1 X-ray Mineraloji İncelemeleri

Duman Ocağı 22 adet, Bahadırlı ocağı 15 adet, Çaltıkara ocağı 12 adet, Hamamtepe ocağı 16 adet olmak üzere değişik seviyelerden alınmış toplam 65 örnek derlenmiş ve 2µm altına boyutuna indirildikten sonra X-ışınları kırınım difraksiyonu (XRD) yöntemiyle incelenmiştir. X ışınları kırınım yönteminin esası, çok kısa dalga boyuna sahip selektromanyetik radyasyonlardan meydana gelen X-ışınlarının, mineralin atomlarına çarptırılarak yansıtılması ilkesine dayanır. X-ışınları kırınım yöntemi ile killerin kalitatif ve kantitatif tayini yapılmaktadır. XRD analiz yöntemi ile optik mikroskopi yöntemi ile belirlenemeyecek kadar küçük tane boyutuna sahip minerallerin kristal yapı özelliklerine göre tanımlanmasında kullanılan bir yöntemdir. Bilindiği gibi herhangi bir kil malzemesindeki kil mineralini tespit etmek için kil numunelerinin X-ışınları verileri tespit edilmiş ve edilen bilgilere göre Jade programı kullanılarak kil mineralleri tayin edilmiştir.

XRD çalışmaları neticesinde elde edilen grafiklerde pik intensity değerleri üzerinden kantitatif bolluk oranları yüzde bazlı hesaplanmış sonuçlar her ocak için ayrı ayrı belirtilmiştir. Kuvarsın kristalinitesi değerlerde sapmaya sebep olacağından en yoğun 2 pik yüksekliğinin aritmetik ortalaması kullanılmıştır.

Bahadırlı kaolinit ocağından alınan 16 adet örneğin XRD incelenmesi neticesinde; örnekler genelinde en yaygın mineralin kaolinit olduğu gözlenmiştir. Örneklerde gözlenen diğer mineraller; kaolinit, alünit , montmorillonit, halloysit, illit mineralleri yanında kuvars, albit, tridimite, sanidin, mikroklin, kristobalit tespit edilmiştir.

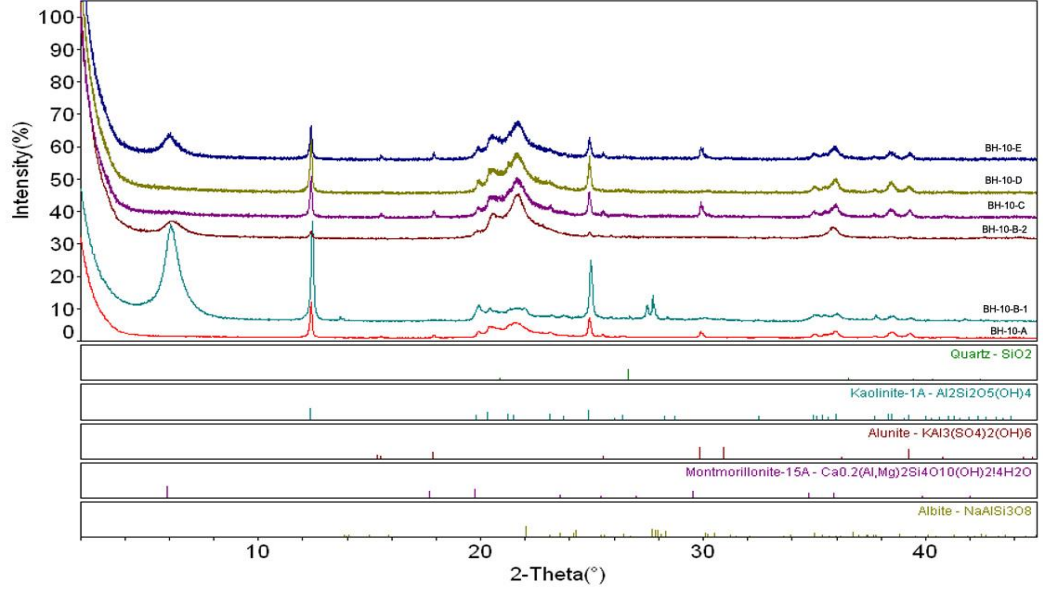
Önemli miktarda albit minerali bulunmaktadır (Şekil 5.1 ve Şekil 5.2). Örnekler genelinde alünit ve kuvars miktarındaki artış kayacın yoğunluğunda artışa sebep olmaktadır. Alünit minerali varlığı oluşum sıcaklığının yüksek olmasını işaretler. Ocak içerisindeki mineral bollukları örneklerin konumuna göre farklılık göstermektedir. Mineral bollukları X-ışınları difraktogramları üzerinden pik çözümlemesi yoluyla hesaplanmış değerler çizelge 5.1 ve çizelge 5.2’de belirtilmiştir.

Çaltıkara kaolinit ocağından alınan 12 adet örneğin XRD incelemesi neticesinde; örnekler genelinde kuvarsın yaygın varlığı dikkat çekicidir (Şekil 5.3 ve Şekil 5.4). Kuvars miktarı numunelerde % 91-78 aralığındadır. Kuvars yanında kaolinit, natroalunit, tridimite tespit edilmiştir. Ocaktaki natroalunit varlığı ocak çevresinde Na minerali oranının fazlalığını işaretler. Ocağa ait kimyasal verilerde Fe-oksit minerali dikkat çekmiş ve yapılan incelemeler neticesinde Çal 2.2 örneğinde % 2 oranında rhomboklas mineralleri gözlenmiştir (Şekil 5.3). Semi-kantitatif mineral bollukları çizelge 5.3 ve 5.4’te belirtilmiştir. Alünit grubu minerallerin bileşimi; alünit - $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ ile natroalünit - $NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ arasında katı-çözelti özelliğine sahip olduğu için değişmektedir. Tam şekilli alünit kristalleri yaklaşık saf alünitin % 10’u kadar bünyesine Na alabilirken ince taneli alünitlerde bu oran % 17’e kadar yükselebilir, fakat fosfatın % 10’u kadar kükürt ile yer değiştirir. Doğal alünitin en yüksek sıcaklıkta oluşumu genellikle yüksek Na oranına bağlıdır (Stoffregen ve Cygan, 1990).

Duman ocağına ait 22 adet numunenin XRD incelemeleri neticesinde; ocak genelinde kaolinit, illit ve montmorillonit haloysit gibi kil mineralleri de analizler neticesinde tespit edilmiştir. Natroalunit varlığı dikkat çekmektedir. Alterasyon zonuna yaklaştıkça yaygın mineralin kaolinit minerali olduğu tespit edilmiştir. Kil mineralleri yanında; yaygın miktarda kuvars, albit, dolomit, tridimit, anortit, sanidin, mikroklin varlığı dikkat çekmektedir (Şekil 5.5, Şekil 5.6, Şekil 5.7 ve Şekil 5.8).

Hamamtepe sileks ocağından alınan örneklerin XRD sonuçlarında elde edilen veriler ışığında kuvarsın yaygın mineral olduğu dikkat çekmektedir. Bazı örneklerde kuvarsa eşlik eden kaolinit 1A ve kaolinit 1Md, natroalünit, mikroklin varlığı gözlenmektedir. Örnekler içerisindeki kaolinit yüzdesi % 2-30, natroalünit yüzdesi % 2-8, mikroklin yüzdesi % 2-3 aralığında değişmektedir. Ocak genelinin alterasyondan az etkilendiğini söylemek mümkündür. X-ışınları difraktogramları

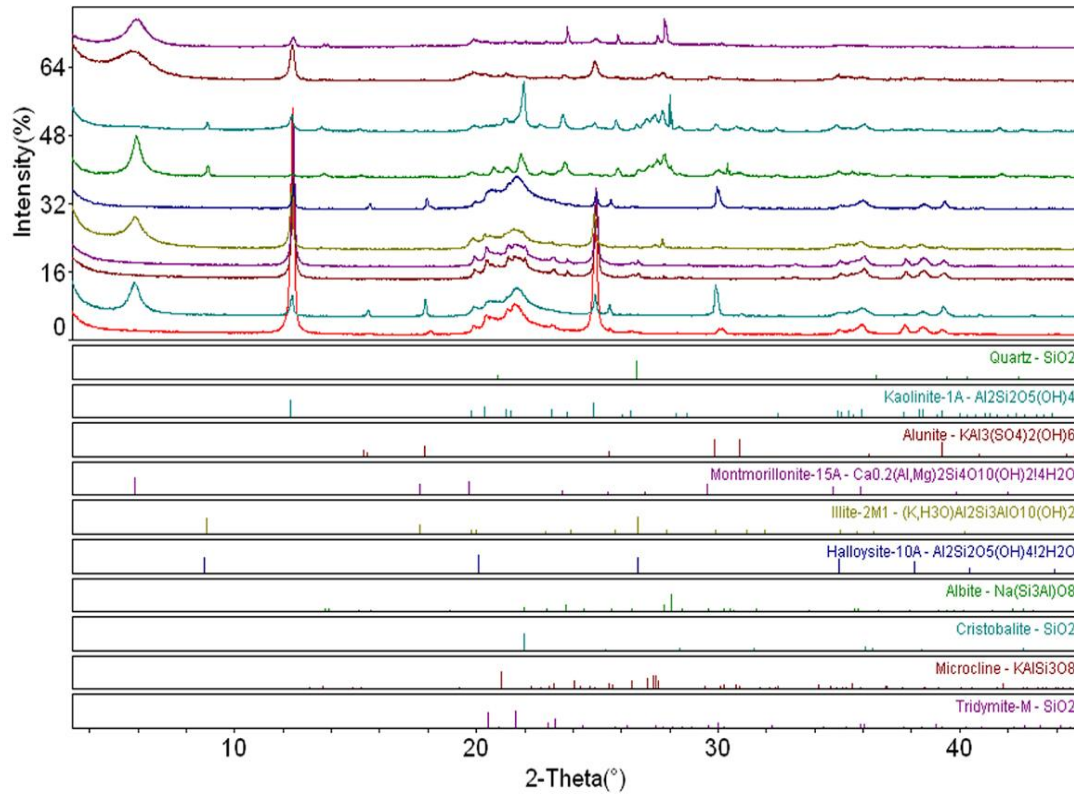
üzerinden semi-kantitatif bolluk yüzdeleri çizelge 5.9 ve çizelge 5.10’da belirtilmiştir.



Şekil 5.1: Bahadırli kaolinit ocağına ait X-ışınları difraktogramı.

Çizelge 5.1: Bahadırli kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları.

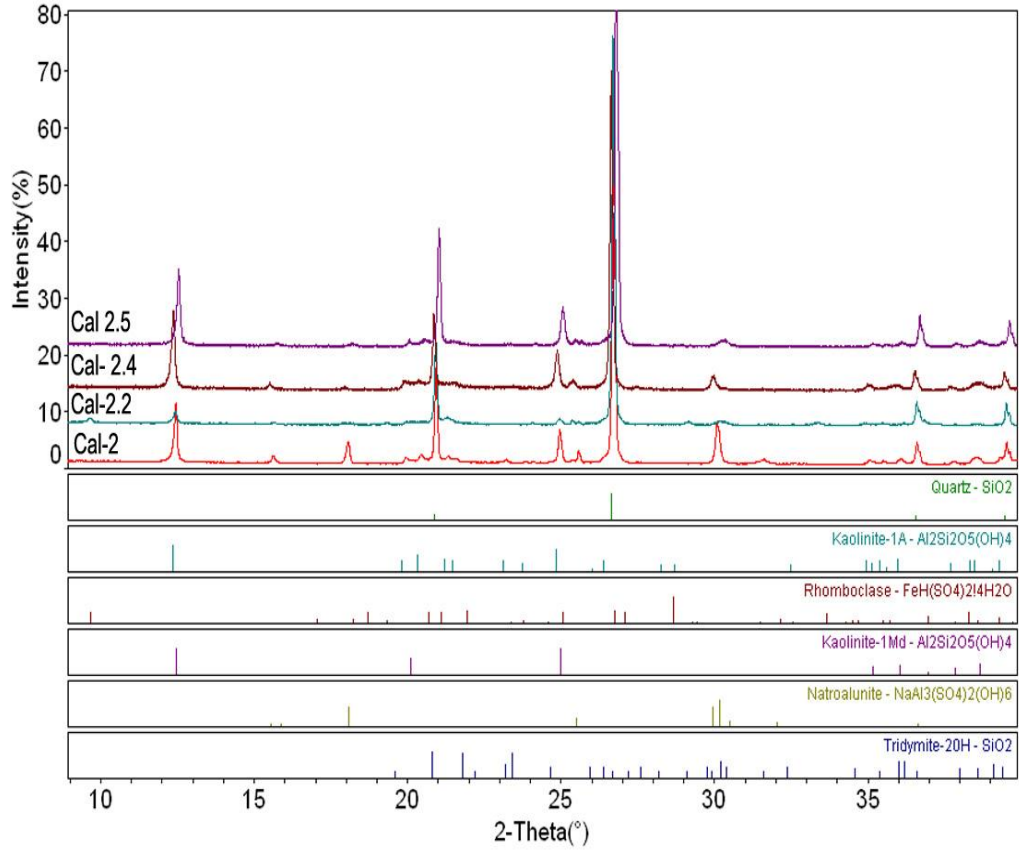
N. A.	Semi-kantitatif mineral bolluğu
BH-10-A	Kaolinit(81), Alünit (19),
BH-10-B1	Kuvars (6), Kaolinit(40), Alünit (3), Montmorillonit (38), Albite(11)
BH-10-B2	Kaolinit(68), Montmorillonit (32),
BH-10-C	Kaolinit(75), Alünit (25),
BH-10-D	Kaolinit(94), Alünit (6),
BH-10-E	Kaolinit(28), Alünit (6), Montmorillonit (66)



Şekil 5.2 : Bahadırli kaolinit ocağına ait X-ışınları difraktogramı.

Çizelge 5.2: Bahadırli kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları.

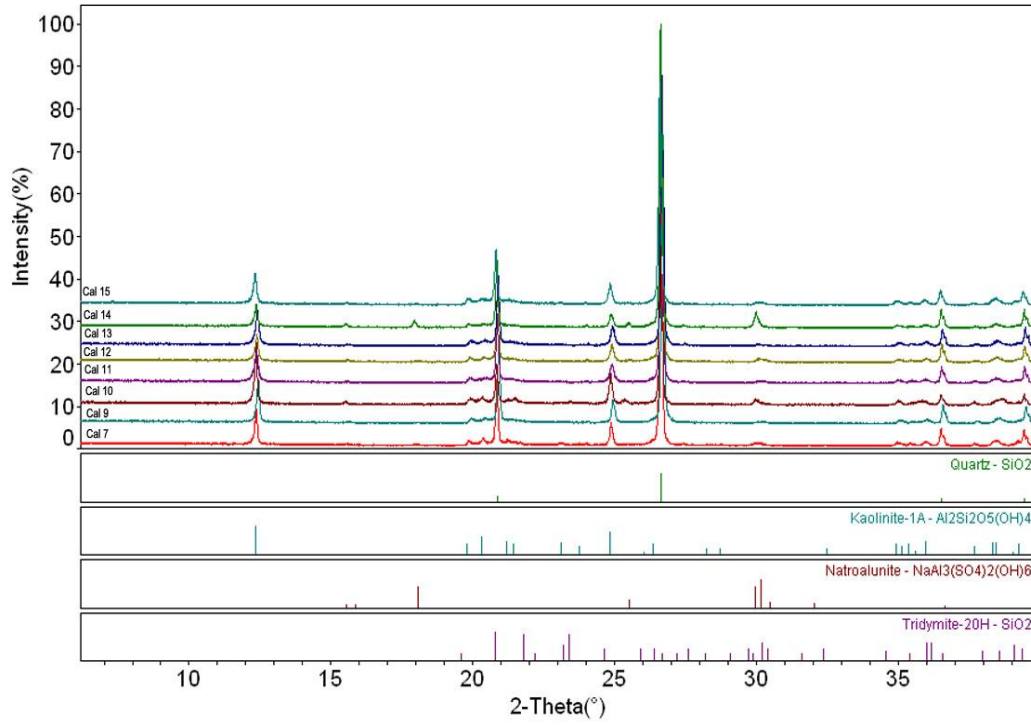
N. A.	Semi-kantitatif mineral bolluğu
BH-1	Kuars (5), Kaolinit(88), Alünit (4), Albite (3)
BH-5	Kaolinit (21), Alünit(18), Montmorillonit (33), Tridimit (28)
BH-6	Kuars (6), Kaolinit (80), Albite (14)
BH-9-a	Kuars (5), Kaolinit (50), Montmorillonit (27), Tridimit (18)
BH-9-d	Kuars (11), Kaolinit (36), Alünit (14), Montmorillonit (2), Tridimit (37)
BH-11	Kaolinit(9), Montmorillonit (52), Illit (18), Mikroklin (21)
BH-12	Kuars(9), Kaolinit (17), Halloysit (11), Albit (18), Kristobalit (45)
BH-15-a	Kuars (45), Montmorillonit (40), Tridimit (15)
BH-15-u	Kaolinit (16), Montmorilonit (40), Albit (25), Mikroklin (19)



Şekil 5.3: Çaltıkara ocağı kaolinit ocağı X-ışınları difraktogramları.

Çizelge 5.3: Çaltıkara kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları.

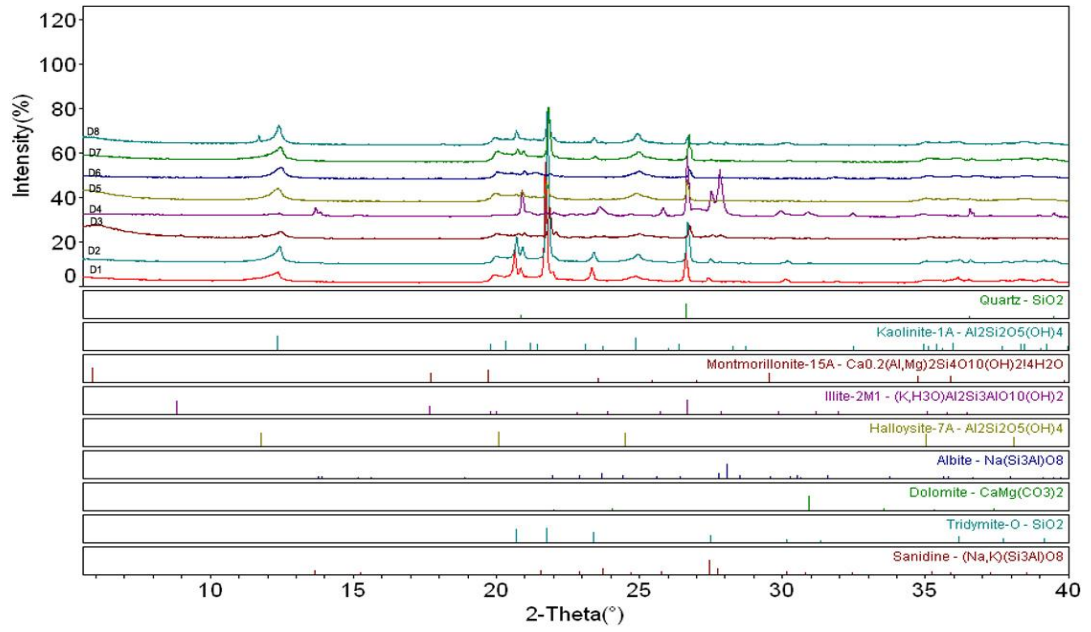
N. A.	Semi-kantitatif mineral bolluğu
Çal 2	Kuvars (74), Kaolinit (20), Natroalünit (4), Tridimit (2)
Çal 2.2	Kuvars (80), Kaolinit (6), Natroalünit (5), Romboklas (5), Tridimit (4)
Çal 2.4	Kuvars (64), Kaolinit (25), Natroalünit (4), Tridimit (7)
Çal 2.5	Kuvars (76), Kaolinit (22), Natroalünit (2)



Şekil 5.4: Çaltıkara ocağı kaolinit ocağı X-ışınları difraktogramları.

Çizelge 5.4: Çaltıkara kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları.

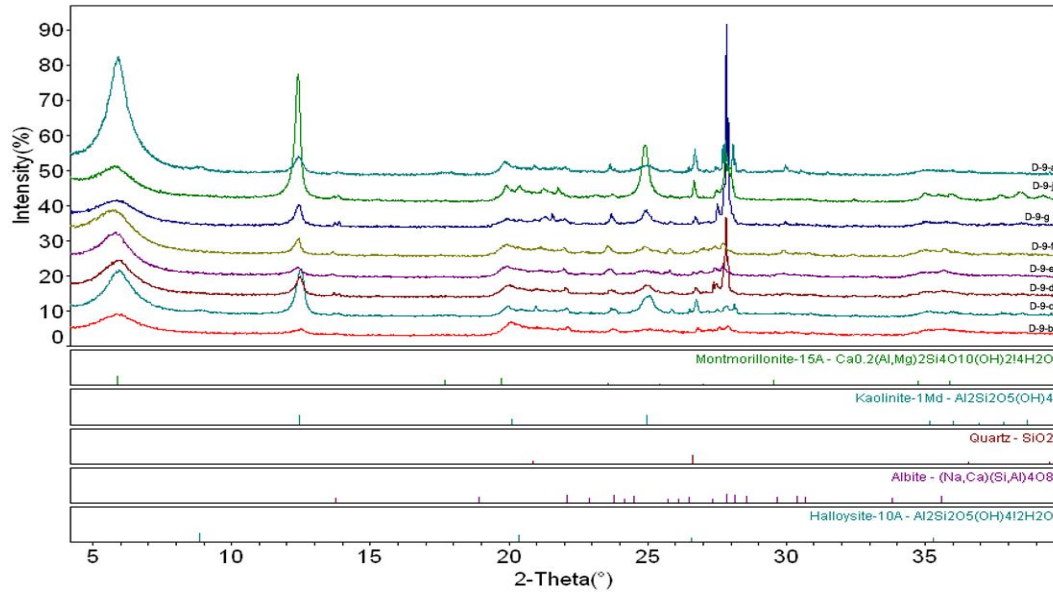
N. A.	Semi-kantitatif mineral bolluğu
Çal 7	Kuvars (80), Kaolinit (17), Tridimit (3)
Çal 9	Kuvars (78), Kaolinit (18), Tridimit (4)
Çal 10	Kuvars (58), Kaolinit (42)
Çal 11	Kuvars (77), Kaolinit (17), Natroalünit (2), Tridimit (2)
Çal 12	Kuvars (83), Kaolinit (14), Natroalünit (3)
Çal 13	Kuvars (82), Kaolinit (16), Tridimit (2)
Çal 14	Kuvars (81), Kaolinit (9), Natroalünit (7), Tridimit (1)
Çal 15	Kuvars (78), Kaolinit (17), Natroalünit (3), Tridimit (2)



Şekil 5.5: Duman kaolinit ocağının X- ışınları difraktogramları.

Çizelge 5.5 : Duman kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları.

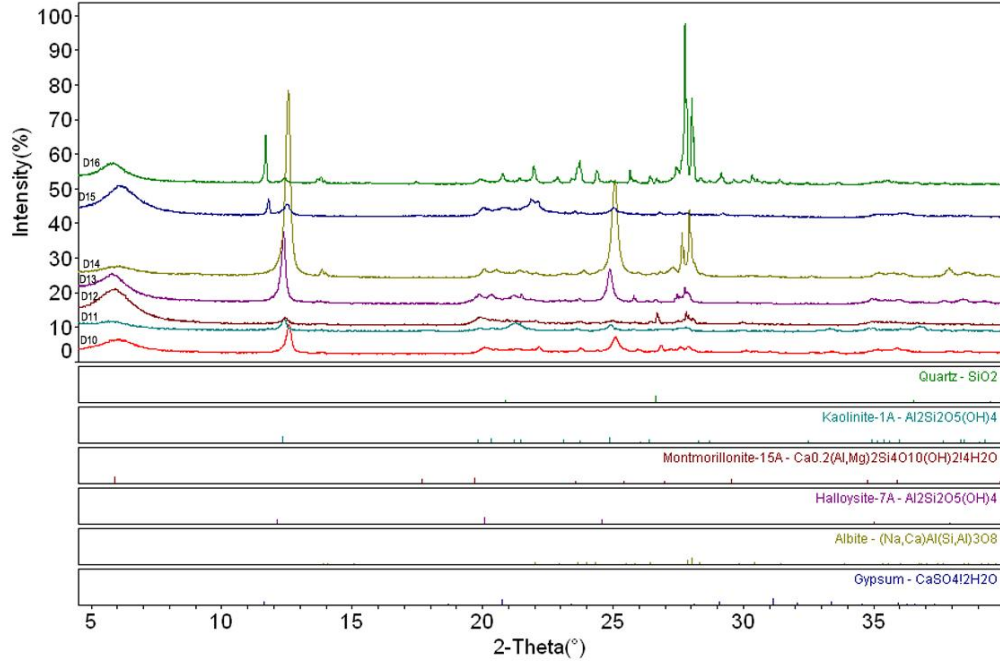
N. A.	Semi-kantitatif mineral bolluğu
D1	Kuars (13), Kaolinit(7), Tridimit (80)
D2	Kuars (14), Kaolinit (9),Tridimit (77)
D3	Kuars (9), Kaolinit (13), Montmorilonit (18), Haloysit (11), Tridimite (43), Dolomit (6)
D4	Kuars (38), Kaolinit (4), Albit (42), Tridimit (16)
D5	Kuars (23), Kaolinit (19), Montmorilonit (29), Tridimit (29)
D6	Kuars (33), Kaolinit (45), Albit (22)
D7	Kuars (21), Kaolinit (18), Tridimite (61)
D8	Kuars (11), Kaolinit (28), Montmorilonit (13), Haloysit (14), Tridimit (34)



Şekil 5.6: Duman kaolinit ocağının X- ışınları difraktogramları.

Çizelge 5.6 : Duman kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları.

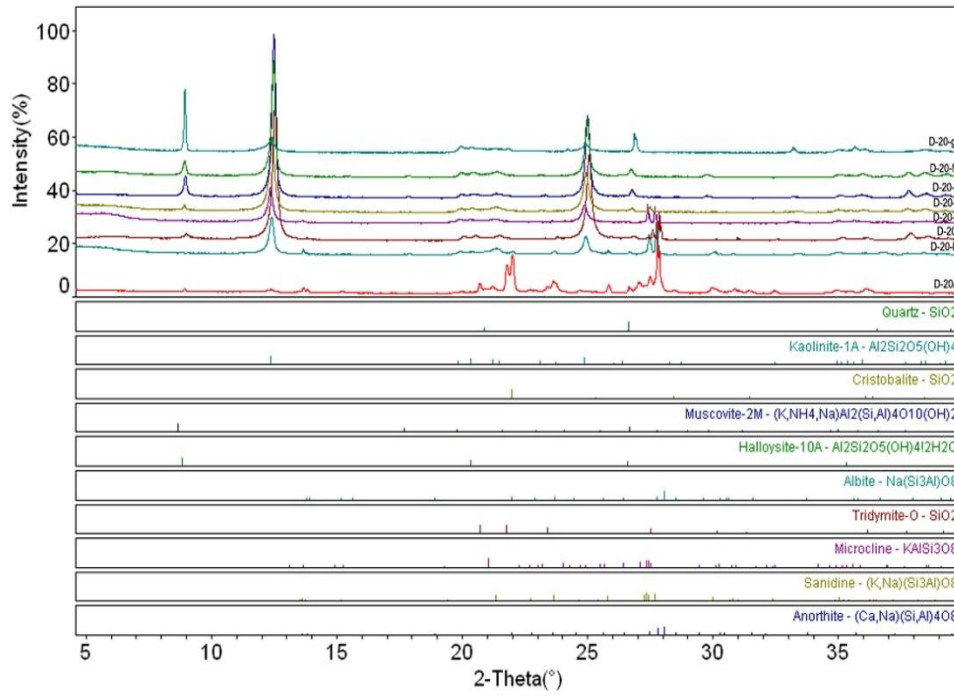
N.A.	Semi-kantitatif mineral bolluğu
D-9a	Kuvars (11), Kaolinit(11), Montmorilonit (51), Halloysit (8), Albit (19)
D-9b	Kaolinit (25), Monmorilonit (47), Albit (28)
D-9c	Kuvars (12), Kaolinit(35), Montmorilonit (35), Halloysit (9) , Albit (9)
D-9d	Kuvars (9), Kaolinit(17), Montmorilonit (24), Albit (50)
D-9e	Kaolinit (20), Montmorilonit (57), Albit (23)
D-9f	Kaolinit (25), Montmorilonit (53), Albit (22)
D-9g	Kuvars (6), Kaolinit(10), Montmorilonit (11), Albit (73)
D-9j	Kuvars (8), Kaolinit(51), Montmorilonit (17), Albit (23)



Şekil 5.7: Duman kaolinit ocağının X- ışınları difraktogramları.

Çizelge 5.7 : Duman kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları.

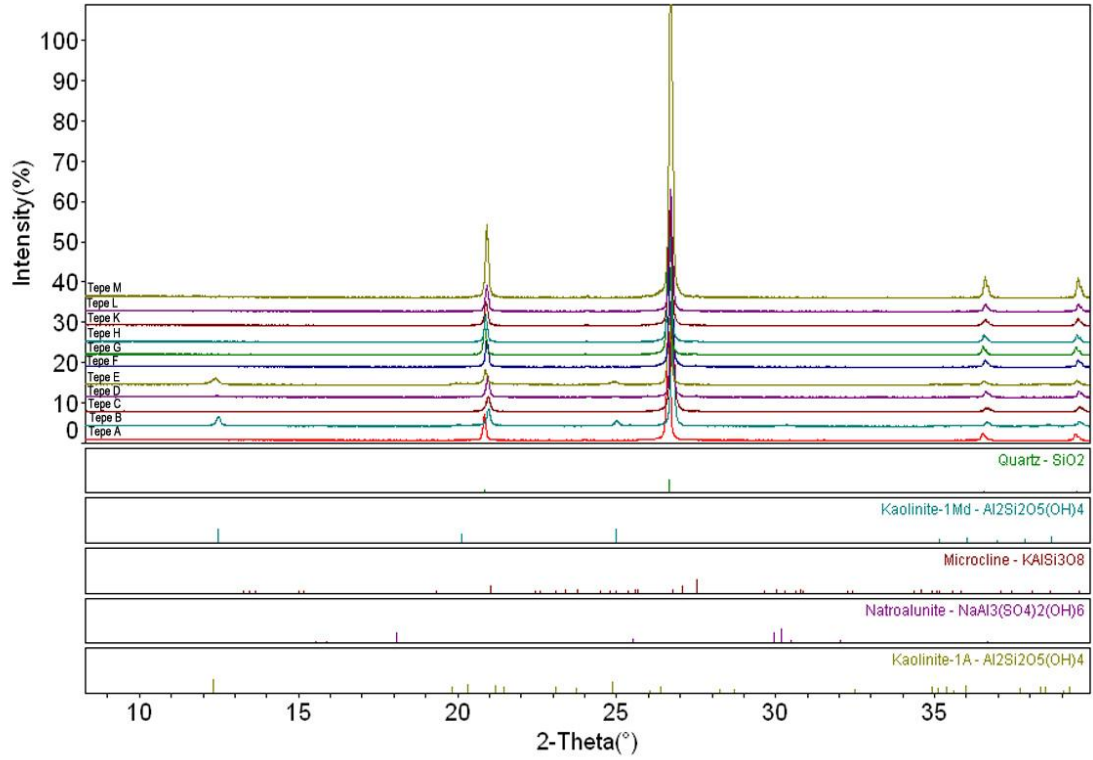
N.A	Semi-kantitatif mineral bolluğu
D10	Kuvars (12) , Kaolinit (40), Montmorillonit (24), Halloysit (10), Albit (14)
D11	Kuvars (14) , Kaolinit (32), Montmorillonit (32), Jisp (22)
D12	Kuvars (17) , Kaolinit (15), Montmorillonit (45), Albit (23)
D13	Kuvars (7), Kaolinit (55), Montmorillonit (25), Albit (13)
D14	Kaolinit (71), Montmorillonit (6), Albit (23)
D15	Kaolinit (17), Montmorillonit (37), Albit (23), Jisp (23)
D16	Kaolinit (10), Montmorillonit (25), Albit (11), Jisp (54)



Şekil 5.8: Duman kaolinit ocağının X- ışınları difraktogramları.

Çizelge 5.8 : Duman kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları.

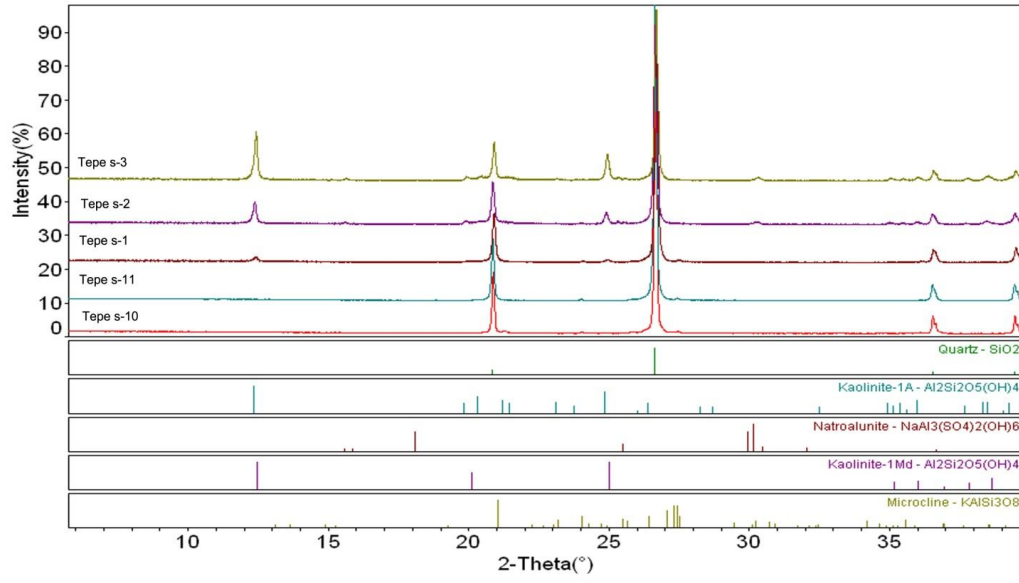
N.A	Semi-kantitatif mineral bolluğu
D-20-a	Kuvars (6), Kaolinit(5) , Halloysit (6), Albit (5) , Sanidin (5), Anortit (36) , Kristobalit (37)
D-20-b	Kuvars (8), Kaolinit(42), Albit (9), Tridimit (16), Mikroklin (25)
D-20-c	Kaolinit (77), Halloysit (5), Sanidin (18)
D-20-d	Kaolinit (52), Montmorilonit (17), Sanidin (31)
D-20-e	Kaolinit (72), Montmorilonit (11), Sanidin (17)
D-20-ek	Kuvars (5), Kaolinit (76), Halloysit (12), Muskovit (7)
D-20-fs	Kaolinit (85), Montmorilonit (15)
D-20-g	Kaolinit (19), Halloysit (72), Muskovit (9)



Şekil 5.9 : Hamamtepe sileks ocağının X- ışınları difraktogramları.

Çizelge 5.9 : Hamamtepe kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları.

N. A.	Semi-kantitatif Mineral Bolluğu
TEPE A	Kuvars (100)
TEPE B	Kuvars (76), Kaolinit(16), Natroalünit (8)
TEPE C	Kuvars (100)
TEPE D	Kuvars (96), Kaolinit(4)
TEPE E	Kuvars (85), Kaolinit(15)
TEPE F	Kuvars (100)
TEPE G	Kuvars (97), Mikroklin (3)
TEPE H	Kuvars (97), Mikroklin (3)
TEPE K	Kuvars (98), Mikroklin (2)
TEPE L	Kuvars (98), Mikroklin (2)
TEPE M	Kuvars (98), Mikroklin (2)



Şekil 5.10: Hamamtepe sileks ocağının X- ışınları difraktogramları.

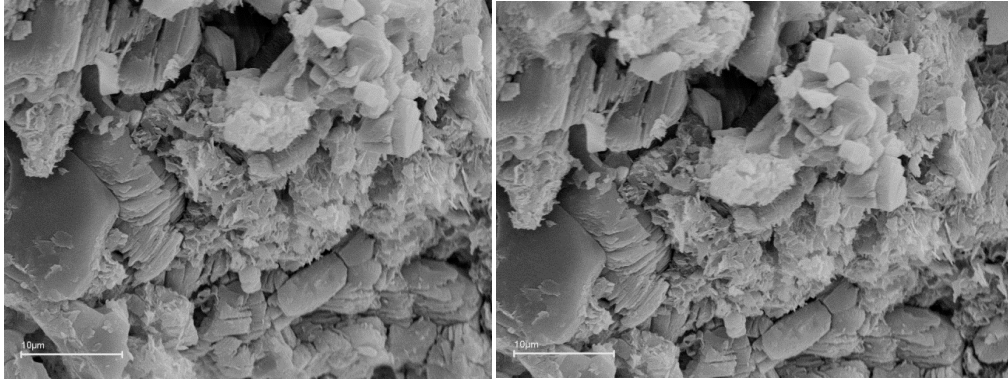
Çizelge 5.10: Hamamtepe kaolinit ocağına ait numunelerin semi-kantitatif pik çözümlemesine dayalı mineral bollukları.

N. A.	Semi-kantitatif mineral bolluğu
Tepe s-10	Kuvars (98), Mikroklin (2)
Tepe s-11	Kuvars (98), Mikroklin (2)
Tepe s-1	Kuvars (91), Kaolinit (4), Mikroklin (3), Natroalünit (2)
Tepe s-2	Kuvars (82) , Kaolinit(15), Natroalünit (3)
Tepe s-3	Kuvars (67), Kaolinit(30), Natroalünit (3)

5.2 Taramalı Elektron mikroskobu (FE-SEM) İncelemeleri

İnceleme kapsamında 12 adet farklı ocaklardan seçilmiş 12 adet örnek incelenmiştir. X-Işınları Difraktometri ile belirlenen sub-mikroskobik minerallerin şekil, biçim ve boyut gibi morfolojik özellikleri, olası mineral değişimleri ve diğer bileşenlerle olan dokusal ilişkiler belirlenmiştir.

Bahadırlı ocağından alınan örneğin FE-SEM görüntüsünde kitap şekilli yapıdaki kaolinitler ve üzerlerindeki kuvars oluşumu tespit edilmiştir (Şekil 5.11).



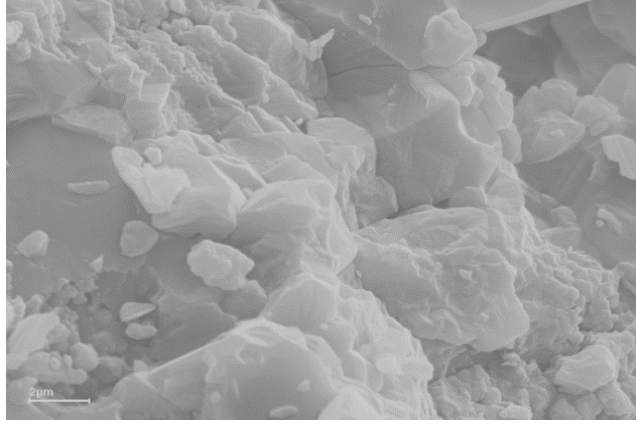
Şekil 5.11 : Kaolinit kristallerinin taramalı elektron mikroskop (FE-SEM) görüntüleri.

Çaltıkara ocağından alınan numunelerde daha önceki analiz sonuçlarını destekler nitelikte yaygın miktarda kuvars içeriği gözlemlenmiştir. Ayrıca örnekler genelinde farklı tane büyüklüklerinden oluşan gelişmiş güzel yığılma şeklinde ve hegzagonal kitap şekilli kaolinitler gözlemlenmiştir (Şekil 5.12).



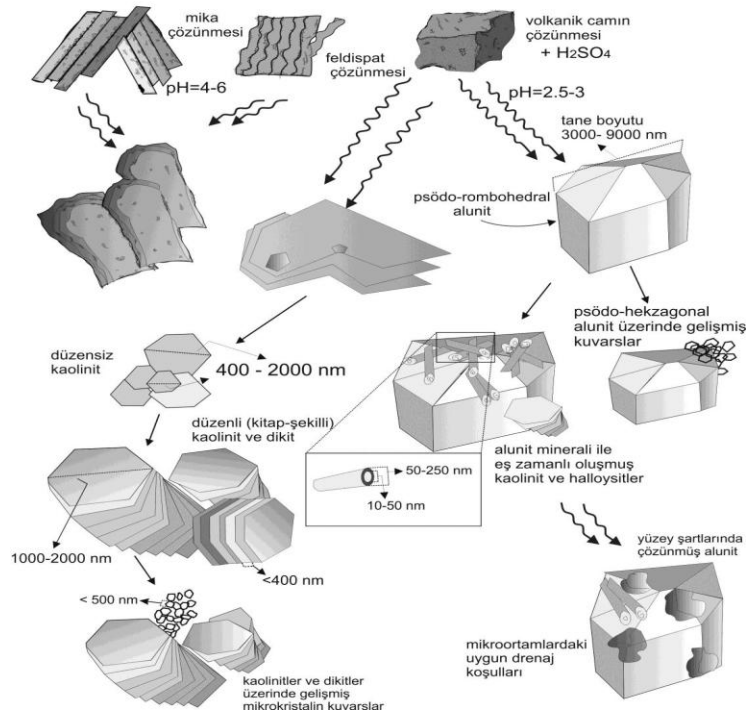
Şekil 5.12 : Düzensiz yığılımlar halindeki kuvars mineralleri içinde dağınık halde bulunan kaolinit mineralleri. (Çal-10)

Hamamtepe sileks ocağından alınan numunelerin taramalı elektron mikroskopisi örneklerinde önceki analiz sonuçlarını destekler nitelikte yoğun miktarda kuvars minerali ve alterasyondan az etkilenmiş iri feldispat mineralleri gözlemlenmiştir (Şekil 5.13).



Şekil 5.13 : Alterasyondan etkilenmemiş feldispat ve kuvars mineralleri.

**Volkanik Kayaçların Hidrotermal Alterasyon
Sonucu Mineralojik Değişimi**



Şekil 5.14: FE-SEM gözlemlerine dayanarak farklı fiziksel ve kimyasal ortamlarda mika, feldispat ve volkanik camın çözünmesi, yeni minerallerin oluşum ortamları ve mikromorfolojik özelliklerini gösteren şema. (Ece ve diğ., 2013)’ten değiştirilerek alınmıştır.

5.3 Duraylı İzotop İncelemeleri

Duraylı izotoplar zamana bağlı değişime uğramadıklarından herhangi bir jeoloji süreçlerin aydınlatılmasında yol gösterici olarak kullanılmaktadırlar.

Izotop analizlerinde bağıl değerler kullanıldığından analiz edilen örneğin belirli bir örneğe göre izotopsal zenginleşmesi veya fakirleşmesi ile ifade edilir. Bu nedenle bütün izotop analizlerinde belirli bir standart kullanmak gerekir. Çizelge 5.11’te söz konusu izotopların bolluğu ve kullanılan standartlar belirtilmiştir.

Bahadırılı, Çaltıkara ve Duman ocaklarından alınan kaolinite zengin olan örneklerin H ve O izotop değerleri, Çaltıkara ve Duman ocaklarından örnekler içinde alünit mineralleri üzerinden S izotop değerleri incelenmiştir. Çalışma kapsamında yapılan izotop çalışmaları ayrı başlıklar altında incelenecektir.

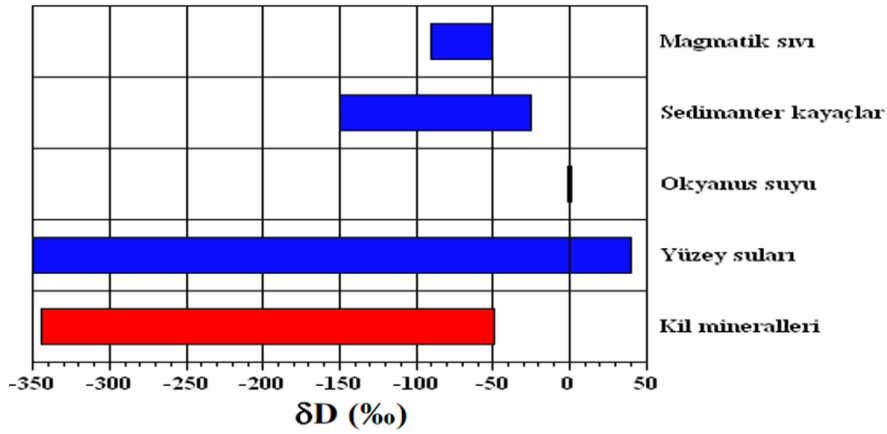
Çizelge 5.11 : Çalışma sırasında kullanılan izotopların bolluğu ve çalışmada kabul edilen standartlar. SMOW (Standard MeanOcean Water), CDM (Canyon Diablo Meteorite).

ELEMENT	İZOTOP BOLLUGU	KULLANILAN ORAN	STANDART
Hidrojen	^1H % 99.985, ^2H % 0.015 aynı zamanda D(Döteryum) olarak da ifade edilir. Çok az miktarda ^3H trityum da bulunur fakat trityum izotopu radyoaktiftir.	D/ ^1H	SMOW
Oksijen	^{16}O % 99.762 ^{17}O % 0.038 ^{18}O % 0.200	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	SMOW
Kükürt	^{32}S % 95.02, ^{33}S % 0.75 ^{34}S % 4.21, ^{36}S % 0.02	S/ ^{32}S	CDM

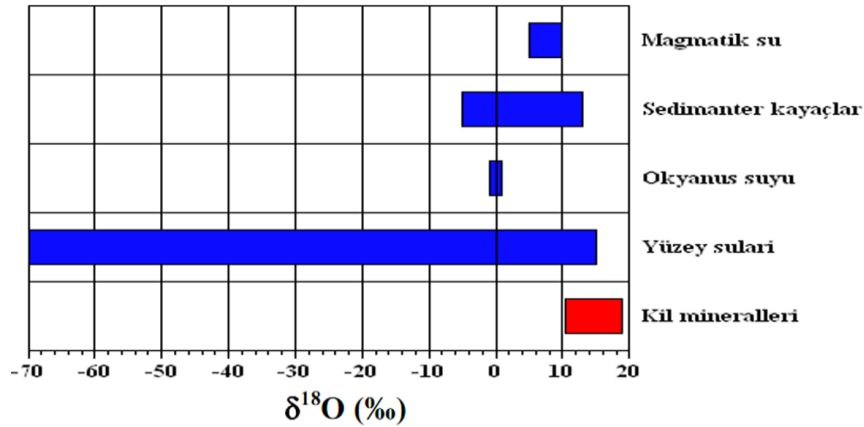
5.3.1 Ocakların oksijen ve hidrojen izotop bileşimi

Duman kaolinit ocağından alınan numunelerin; $\delta^{18}\text{O}$ değeri 13.4 / 19.0 ‰ aralığında, δD değeri; -70/ -345 ‰; Çaltıkara kaolinit ve alünitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değeri 10.3 / 11.4 ‰ aralığında δD değeri -77 / - 82 ‰ aralığında; Bahadırılı kaolinit ve alünitlerinin

$\delta^{18}\text{O}$ değeri 11.8 / 17.0 ‰ aralığında δD değerinin ise - 93 / -99 ‰ aralığındadır. Analiz sonuçları Çizelge 5.12’de gösterilmiştir.



Şekil 5.15: Değişik ortamların hidrojen izotop değerleri Hoefs (1973)’ten alınmıştır.



Şekil 5.16 : Bazı oksijen içeren maddelerin (çözelti ve kayaç) SMOW’a göre oksijen izotop değerleri Hoefs (1973)’ten alınmıştır.

Kaolinit, simektit ve illit gibi birçok kil minerali güncel suyun O-H izotop değerlerinin oluşturduğu ikili diyagramında ortaya çıkmış olan lineer çizginin uzağında yer alır. Shepard ve Gilg (1995)’ te yaptıkları çalışmalarda O ve/veya H izotop değişiminin genel şartların aksine alterasyona uğrayan kayaçlarda kristallenme gerçekleşmeden yüksek sıcaklık veya pH değişimi gibi özel jeolojik koşullarda gerçekleşebildiğini ispatlamışlardır. Böylelikle meteorik su ile ilişkide olan kil minerallerinin izotopik kompozisyonu meteorik su çizgisine yarı paralel bir çizgi oluşturur. Bu özellik kil minerallerinin oluşum ortamları ile ilgili çeşitli bilgileri

belirtir ve paleoiklim çalışmalarında kullanılır (Stern ve diğ., 1997; Chamberlain ve Poage, 2000; Gilg, 2000).

Oksijen izotop çalışmaları, Hidrojen izotop çalışmalarıyla birlikte değerlendirildiğinde suyla ilgili jeolojik süreçlerin araştırılmasında çok güçlü bilgiler sağlamaktadır. Analiz sonuçları δD 'a karşılık $\delta^{18}O$ diyagramına iz düşürülmüştür. (Şekil 5.17)

Bahadırlı, Çaltıkara ve Duman ocağına ait örneklerin paleortam oluşum sıcaklıkları için $\delta^{18}O$ izotop analiz değerlerinden yararlanılarak Shepard ve Gilg (1996) tarafından önerilen $10^3 \ln \alpha = 2.76 \cdot 10^6 / T^2 - 6.75$ eşitliği ile hesaplanmıştır. Bu eşitlikte Oligosen dönemi meteorik suyu $\delta^{18}O$ değeri - 4.5 ‰ alınmıştır. (Shepard ve Gilg, 1996) paleortam oluşum sıcaklıkları çizelge 5.12'de belirtilmiştir.

Duman kaolinit ocağına ait örneklerin O-H duraylı izotoplarının verilerinden yararlanılarak oluşturulan δD 'a karşılık $\delta^{18}O$ diyagramında kaolinit örneklerinin tamamına yakını süperjen-hipojen çizgisinin sağında kaolinit ve halloysit çizgilerinin arasında yer almaktadır (Şekil 5.17). Halloysit çizgisi üzerinde bulunan örneğin düşük sıcaklıklarda meteorik sular etkisiyle kaolinleşmenin gerçekleştiğini belirtmektedir. S/H çizgisine yakın kaolinit örneklerinin $\delta^{18}O$ bakımından zenginleştiğini ve oluşum sıcaklıklarının düşük olduğunu işaret eder. Kaolinitin düşük δD değerleri, hidrotermal sıvılarla yeterli miktarda meteorik suyun karışımı sonucu döteryumun tüketimini yansıtmaktadır (Taylor, 1992; Hedenquist ve diğ., 1998). $10^3 \ln \alpha = 2.76 \cdot 10^6 / T^2 - 6.75$ (Sheppard ve Gilg, 1996) denkliği kullanılarak yapılan paleortam oluşum sıcaklıkları hesaplanmıştır. Sonuçlar çizelge 5.12'de belirtilmiştir.

Elde edilen sonuçlar ;numunelerin $\delta^{18}O$ bazında zenginleştiğini ve örneklerdeki kaolinleşmenin düşük sıcaklıklarda meteorik sularla gerçekleştiğini göstermektedir. Düşük paleoiklim oluşum sıcaklık değerleri süperjen bir oluşumu işaret etmektedir.

Çaltıkara kaolinit ocağına ait örneklerin O-H duraylı izotoplarının verilerinden yararlanılarak oluşturulan δD 'a karşılık $\delta^{18}O$ diyagramında kaolinit örneklerinin 2 tanesi S/H çizgisi üzerine diğer örnek ise S/H çizgisinin soluna düşmektedir. Çal 2 örneği magmatik su alanına oldukça yakın bir alana iz düşmektedir (Şekil 5.18).

Kaolinitin düşük δD değerleri, hidrotermal sıvılarla yeterli miktarda meteorik suyun karışımı boyunca artık sıvılardan döteryumun tüketimini yansıtmaktadır (Taylor, 1992; Hedenquist ve diğ., 1998).

$10^3 \ln \alpha = 2.76 \cdot 10^6 / T^2 - 6.75$, Sheppard ve Gilg, (1996) denkliği kullanılarak yapılan paleortam oluşum sıcaklıkları hesaplanmıştır. Sonuçlar izelge 5.12 ‘de belirtilmiştir.

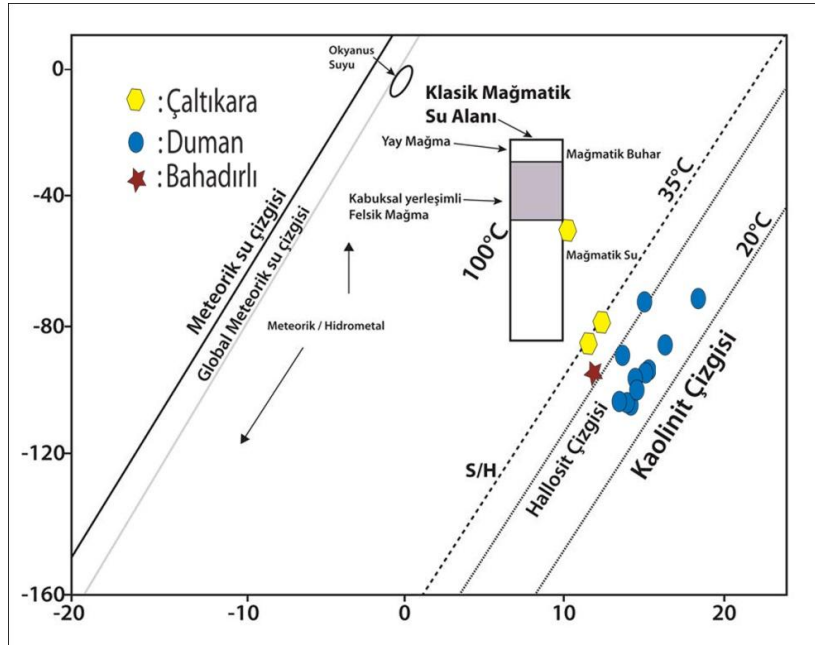
Elde edilen sonuçlar; S/H çizgisine yakın alana iz düşen kaolinit örnekleri $\delta^{18}\text{O}$ bakımından zenginleşmiştir. Örneklerdeki kaolinleşme düşük sıcaklıklarda meteorik sularla gerçekleşmiştir. al 2 örneğinin diyagramdaki iz düştüğü alan kökenin magmatik su olduğu ve oluşum sıcaklığının yüksek olduğunu işaret etmektedir. Bu alan yakınlarında yer alan kaolinitlerin hidrotermal alterasyon koşullarında oluştuğu belirtilmektedir. (Taylor, 1979; Sheppard ve Gilg, 1996; Gilg ve diğ., 2003). Paleo ortam model oluşum sıcaklıkları epitermal alterasyon sıcaklık aralığında yer almaktadır.

Bahadırlı kaolinit ocağına ait rnek O-H duraylı izotoplarının verilerinden yararlanılarak oluşturulan δD ’a karşılık $\delta^{18}\text{O}$ diyagramında S/H çizgisinin çok yakınına meteorik su alanına iz düşmektedir.

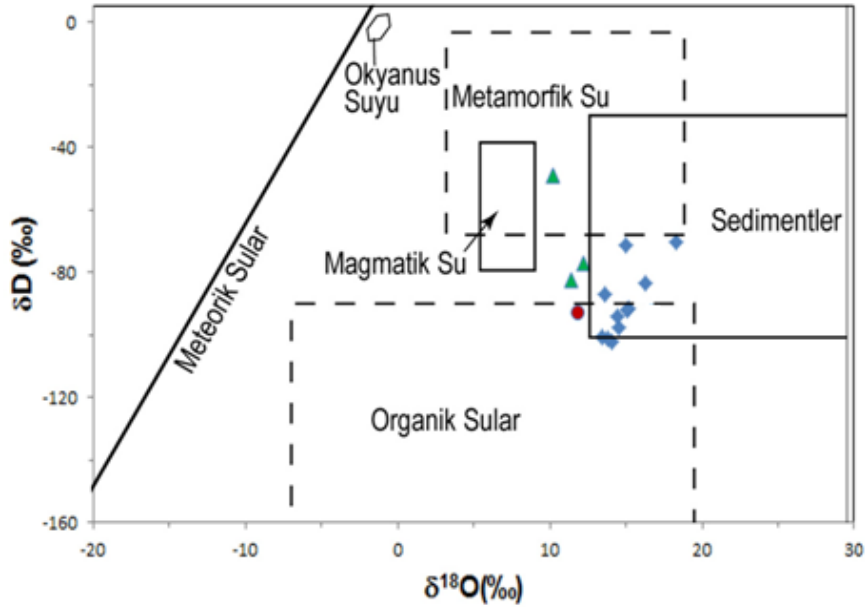
S/H çizgisine yakın kaolinit rneği $\delta^{18}\text{O}$ bakımından zenginleşmiş ve meteorik su etkisiyle düşük sıcaklıkta süperjen bir oluşuma işaret eder.

Çizelge 5.12 :Bahadırılı, Çaltıkara, Duman kaolinit ocaklarından alınan örneklerin oksijen ve döteryum duraylı izotop analiz sonuçları ve paleoortam model oluşum sıcaklıkları.Oluşum sıcaklıkları hesabında $10^3 \ln \alpha = 2.76 \cdot 10^6 / T^2 - 6.75$ denkliği kullanılmıştır (Sheppard ve Gilg., 1996). $\delta^{18}O_{su} = -4.5$ ‰ alınmıştır.

Ocak Adı	Mineral	δD ‰	$\delta^{18}O$ ‰	Oluşum Sıcaklığı (°C)
Bahadırılı				
BAH-1	Kaolinit	-93	11.8	72
Çaltıkara				
CAL-10	Kaolinit	-77	12.2	69
CAL-2	Kaolinit	-49	10.3	84
CAL2-5	Kaolinit	-82	11.4	75
Duman				
D13	Kaolinit	-97	14.5	54
D14	Kaolinit	-87	13.6	59
D15	Kaolinit	-345	19	28
D20-9	Kaolinit	-94	14.4	54
D20C	Kaolinit	-71	15	50
D20E	Kaolinit	-102	15.2	56
D26	Kaolinit	-101	13.8	58
D6	Kaolinit	-92	15.1	50
D8	Kaolinit	-70	18.3	32
D9A	Kaolinit	-84	16.3	43
D9C	Kaolinit	-101	13.4	61



Şekil 5.17: Duman ,Bahadırli , Çaltıkara kaolinit ocakları örneklerinin izotopik bileşimlerinin δD 'a karşılık $\delta^{18}O$ diyagramı (Sheppard, 1986). Kaolinit çizgisi Sheppard ve Gilg (1996), süperjen/hipojen çizgisi (S/H) Sheppard ve diğ. (1996), magmatik su alanı Taylor (1992)' den alınmıştır.



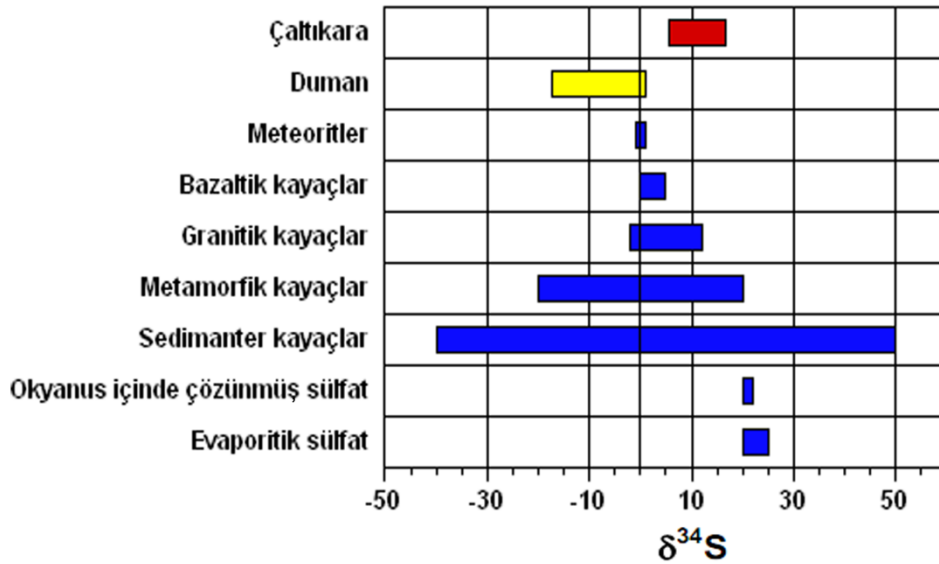
Şekil 5.18 : Duman ,Bahadırli , Çaltıkara kaolinitocakları örneklerinin izotopik bileşimlerinin δD 'a karşılık $\delta^{18}O$ diyagramı (Savin ve Epstein, 1970).

5.3.2 Ocakların sülfür analiz bileşimi

İki sülfat ve altı hidroksil aniyonik grubu ($KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$) bünyesinde bulunduran alünit mineralleri akışkanların kökeni ve oluşum şartlarının belirlenmesinde oldukça yararlı bilgiler vermektedir.

Alünit oksidize ve yüksek asidik şartlarda oluşmaktadır ve alünit+kaolinit+kuvars $\pm$ pirit mineral birliği ile karakterize olur. Alünitin beraberinde bulunduğu sülfitle ve kaolinitle birlikte değerlendirildiğinde ortam sıcaklığı hakkında da bilgi verici olabilmektedir (Rye ve diğ., 1992).

Duman ocağından alınan alünit minerallerinin $\delta^{34}S$ değerleri $-17.0 / 0.9 \text{ ‰}$, Çaltıkara ocağından alınan alünit mineralleri ise $+8.6 / 16.8 \text{ ‰}$ aralığındadır (Çizelge 5.13).



Şekil 5.19 : Bazı jeolojik ortamlarda ve kayaç türlerinde ölçülmüş olan kükürt izotop değişimleri. Ölçümler Canyon Diablo meteoriti içerisindeki troilit standardı (CDT) kullanılarak yapılmıştır. (Hoefs, 1973).

Düşük $\delta^{34}S$ değerleri ya direkt magmatik sıvılardan yada oluşum öncesi sülfid taşıyan magmatik kaynakların çözülmesi ve süzülmesinden kaynaklanır (Ohmoto ve Rye, 1979). Düşük S izotop değerleri sülfür ve sülfat minerallerinin oluşum kaynağına yakın olduğunu belirtir (Campbell ve Lueth, 2008). Magmatizma sonrası sülfid değerleri $-3/+3 \text{ ‰}$ aralığında değişir (Ohmoto ve Rye, 1979). Endonezya adayayı volkanlarında da belirtildiği gibi andezitik ve dasitik bileşimli volkanların SO_2 'leri $\delta^{34}S$ 'ce oldukça zenginleşmişlerdir. Poorter ve diğ. (1991) aynı bölgede yaptıkları çalışmada ölçülen $\delta^{34}S$ değerlerinde 5 ‰ elde edilmiştir.

Çizelge 5.13: S izotop değerleri sonuçları.

Numune Adı	corrected $\delta^{34}\text{S}$ VCDT
D2	-17.0
D1	-16.2
D8	0.9
CAL2-4	8.6
CAL14	15.4
CAL-2	16.8

$\delta^{34}\text{S}$, diğer izotopik ve jeolojik veriler birarada değerlendirildiğinde bölgedeki alunitlerin asidik-nötr bileşimli bir magmatik sokulum nedeniyle gelişmiş magmatik buharın etkisiyle oluşmuş erken evre alunitler olduğunu işaret etmektedir. +16.8 ‰ gibi pozitif bir değer ise temelde $\delta^{34}\text{S}$ 'ce zengin kayaçların içinden geçen akışkanın bu bileşenlerce zenginleşmesinden de kaynaklanıyor olabilir.

5.4 Jeokimya Analizleri

Ocaklar civarından alınan volkanik ve piroklastiklerden alınan kısmen altere örnekler Le Bas ve diğ. (1986) diyagramında değerlendirilmiş ve traki-andezit, dasit ve andezit aralığında yer alırlar. Çaltıkara (ÇAL 10) kaolinit ocağı civarından alınan numuneler dasit aralığında, Bahadırlı (BH 11) ve Duman (D 2) kaolinit ocaklarından alınan numuneler traki-dasit alanında, Bahadırlı (BH-2) örneklerinin ise andezit alanında tespit edilmiştir. Jeokimya analiz sonuçları çizelge 5.14'te belirtilmiştir.

Ocaklardan alınan numunelerin jeokimyasal analizleri neticesinde elde edilen değerler SiO_2 'ye karşı major oksitlerin değişimi Harker diyagramları ile belirlenmiştir (Şekil 5.20). Meydana gelen mineral değişimlerini izleyebildiğimiz Harker diyagramları sonuçları şöyledir;

Kaolinitin ideal formülü $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ olup; % 46.54 SiO_2 , % 39.5 Al_2O_3 , % 1-2 Fe_2O_3 ve % 13.96 H_2O içerir (Weaver, 1989; Giese, 1988).

Duman ocağından alınan kaolinit örneklerin major oksit yüzde oranları % 39.83 – 63.0 arasında SiO_2 , % 19.7-32.85 – 48.04 aralığında Al_2O_3 , % 1-9.54 Fe_2O_3 içerir ve AZ % 6.33-17.63 – 22.06 aralığındadır. $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 3.2 – 1.23 aralığında olup

ideal bir kaolinitte bu oran 0.992 - 1.082 aralığındadır. Numuneler arasında ideal kaolinit yakın örnekler bulunmaktadır.

Duman kaolinit ocağına ait numunelerde $\text{SiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ ikili diyagramında SiO_2 'nin artışıyla P_2O_5 oranı azalmaktadır. $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ SiO_2 'nin artışıyla nispi sabit bir eğilim sunmaktadır. Fe_2O_3 ve CaO da aynı şekilde SiO_2 'nin artışıyla doğru azalan bir eğri çizmektedir. Al_2O_3 ise SiO_2 'nin artışıyla artan bir eğilim göstermektedir. Tüm bu değerler örneklerde alterasyon ve kaolinleşme ilişkisini belgelemektedir. SiO_2 'nin artışıyla birlikte TiO_2 artan bir trend izlemektedir. Kaolinitin TiO_2 içeriği köken kayaca bağlıdır, köken kayacın K-feldispat veya hidrotermal kökenli ise TiO_2 içeriği nispeten düşüktür. Kaynak biyotit-şist veya biyotit granit olduğunda TiO_2 nispeten yüksektir. TiO_2 ve Fe_2O_3 miktarlarındaki artışlar Fe-Ti taşıyan piroksen ve biyotit gibi minerallerin varlığı ile de alakalıdır. Hidrotermal alterasyonla birlikte Al_2O_3 artması kaolinleşmeyi yansıtır (Siddiqui ve Ahmed, 2008). CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ve gibi major oksitlerin düşük değerlikte olmaları hidrotermal alterasyon boyunca kaolinleşmeyle birlikte hareketliliklerine bağlı olarak değişimiyle ilgilidir (Meyer ve Hemley, 1967; Dill ve diğ., 1997, 2000).

Kaolinitin ideal formülü $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ olup; % 46.54 SiO_2 , % 39.5 Al_2O_3 , % 1-2 Fe_2O_3 ve % 13.96 H_2O içerir (Weaver, 1989; Giese, 1988).

Çaltıkara kaolinit ocağından alınan numunelerin majör oksit yüzde oranları % 51.82-77.98 arasında SiO_2 , % 8.55– 24.23 aralığında Al_2O_3 , % 0.34- 7.27 Fe_2O_3 içerir ve AZ % 3.59– 14.41 aralığındadır. Ocaktan alınan numunelerin SiO_2 oranı ve Fe_2O_3 oranı ideal kaolinit kıyasla oldukça fazla iken Al_2O_3 oranı ideal kaolinit kıyasla düşük değerler sunmaktadır. Al_2O_3 oranındaki bu düşük değerler daha çok az altere olan kayalarda gözlenmektedir. Al_2O_3 oranı altere kayalarda artış göstermektedir. Aynı şekilde Fe_2O_3 ve CaO oranı da az altere kayalardan altere olan kayalara doğru azalan bir eğilim göstermektedir.

$\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 9.1 - 2.5 aralığında olup ideal bir kaolinitte bu oran 0.992 - 1.082 aralığındadır. Belirlenen değerler ideal kaolinit değerlerinden uzaktadır.

Kaolinitin ideal formülü $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ olup; % 46.54 SiO_2 , % 39.5 Al_2O_3 , % 1-2 Fe_2O_3 ve % 13.96 H_2O içerir (Weaver, 1989; Giese, 1988).

Bahadırlı kaolinit ocağına ait numunelerin majör oksit yüzde oranları % 57.03-63.64 arasında SiO_2 , % 12.83– 22.42 aralığında Al_2O_3 , % 00.89- 6.06 Fe_2O_3 içerir ve AZ % 5.37– 15.3 aralığındadır. Numuneler SiO_2 oranları ideal kaolinit oranla fazladır.

Bunun yanında Al_2O_3 ve Fe_2O_3 oranları ise ideal kaolinit göre düşüktür. CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ve gibi major oksitlerin düşük değerlikte olmaları hidrotermal alterasyon boyunca kaolinleşmeyle birlikte hareketliliklerine bağlı olarak değişimiyle ilgilidir (Meyer ve Hemley, 1967; Dill ve diğ., 1997, 2000).

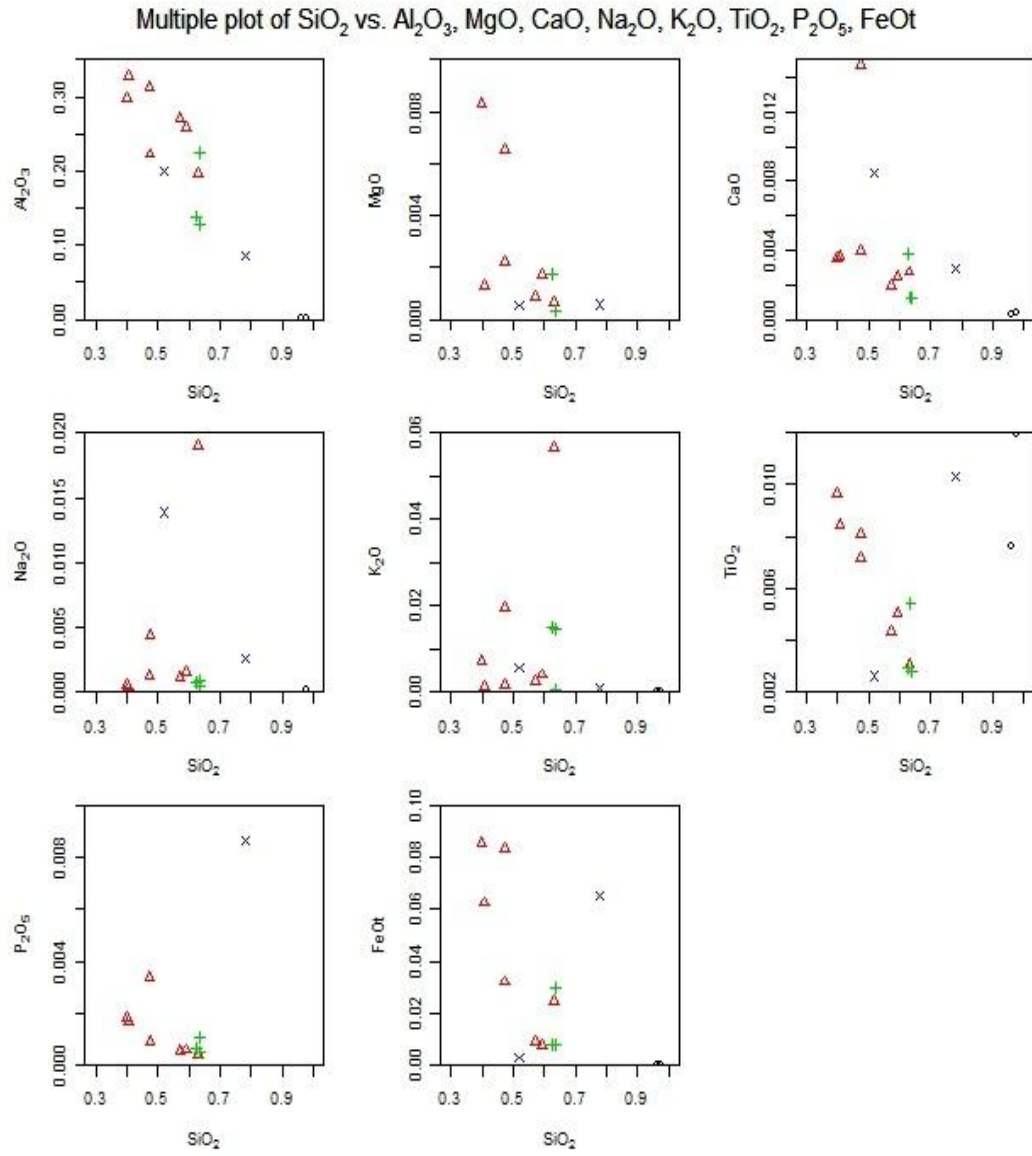
Tamamen altere olmuş örneklerde Al_2O_3 oranının artması kaolinleşmeyle alakalıdır. Alterasyonun artması ile diğer CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ve gibi majör oksit oranlarındaki belirgin azalmalar alterasyon esnasında bu elementlerin ortamdaki uzaklaşması ile ilgilidir. $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ oranı 4.4 - 2.8 aralığında olup ideal bir kaolinitte bu oran 0.992 - 1.082 aralığındadır. Belirlenen değerler ideal kaolinit değerlerinden uzaktır.

Bazı örneklerde gözlenen ve Fe_2O_3 'teki artış çözeltinin getirmiş olduğu Fe elementleri ile oluşmuş Fe-oksit mineralleri ile alakalıdır ve özellikle fay zonlarından alınan örneklerde bu elementlere bağlı artışla ilgili olarak ikili diyagramlarda sapmalar meydana gelmiştir. K_2O ve Na_2O ikili değişim diyagramlarında sapmalar gösterdiği alanlar natroalunit mineralleri bulunduran örneklerle aittir.

K-ve Na-alunitler, kaolinit oluşumlarının başlangıç aşamasında oluşmuş olan ve sık rastlanılan tipik hipojen minerallerdir, fakat P'ca zengin alunitler muhtemelen süperjen veya hidrotermal alterasyonun son dönem oluşumlarıdır (Dill ve diğ., 1996). Bodurlu ocağından alınan örneklerin P içeriklerinin yüksek olması bize süperjen oluşumu işaret etmektedir. Alunit ve kaolinitin birlikte bulunduğu alanlar ileri arjilik alterasyon alanlarıdır ve pH 2-3 aralığında yer alırlar (Stoffregen ve Alpers, 1987). Alunitin kaolinitten çok daha zengin olduğu alanlarda akışkan daha asidiktir ve aksi durumda ise barit varlığı söz konusudur (Dill ve diğ., 1996).

Çizelge 5.14: Kaolinitlere ait jeokimya analiz sonuçları.

N. A.	20-F-													
	TEPE-H	D4	DUMAN20	D2	BH-5	D6	CAL-2	SARI	BH-4	BH-6	D10	D8	CAL-2,2	TEPE-A
SiO ₂	97.53%	57.05%	59.19%	63.00%	62.56%	40.66%	51.82%	39.83%	63.64%	63.48%	47.35%	47.30%	77.98%	96.17%
Al ₂ O ₃	0.20%	27.17%	25.95%	19.70%	13.92%	32.85%	19.97%	29.88%	12.83%	22.42%	22.27%	31.21%	8.55%	0.15%
Fe ₂ O ₃	0.03%	1.00%	0.83%	2.73%	0.89%	6.95%	0.34%	9.54%	0.91%	3.30%	9.26%	3.56%	7.27%	0.03%
MgO	0.000	0.08%	0.17%	0.06%	0.17%	0.13%	0.05%	0.83%	0.000	0.03%	0.66%	0.22%	0.06%	0.000
CaO	0.03%	0.20%	0.25%	0.27%	0.38%	0.36%	0.84%	0.36%	0.12%	0.13%	1.47%	0.39%	0.30%	0.03%
Na ₂ O	0.03%	0.11%	0.15%	1.90%	0.08%	0.04%	1.39%	0.06%	0.09%	0.04%	0.44%	0.13%	0.26%	0.000
K ₂ O	0.02%	0.26%	0.41%	5.65%	1.49%	0.11%	0.55%	0.71%	1.47%	0.06%	1.98%	0.16%	0.11%	0.01%
TiO ₂	1.20%	0.44%	0.51%	0.31%	0.30%	0.84%	0.26%	0.97%	0.28%	0.54%	0.81%	0.72%	1.03%	0.76%
P ₂ O ₅	0.000	0.06%	0.06%	0.04%	0.07%	0.17%	0.00%	0.19%	0.11%	0.05%	0.09%	0.34%	0.86%	0.000
MnO	0.00%	0.02%	0.02%	0.00%	0.000	0.18%	0.00%	0.17%	0.000	0.000	0.02%	0.30%	0.000	0.000
LOI	0.97%	13.62%	12.47%	6.33%	14.75%	17.69%	14.41%	17.48%	15.38%	9.93%	15.65%	15.66%	3.59%	2.85%
Total	1.0000	0.9998	0.9998	1.0000	0.9460	0.9981	0.8965	0.9983	0.9483	1.0000	0.9998	0.9970	1.0000	1.0000



Şekil 5.20: Kaolinit ocaklarına ait majör element (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , P_2O_5 , Na_2O , TiO_2) – SiO_2 değişimlerine göre düzenlenmiş Harker diyagramları.

6. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Çalışma alanı içerisinde bulunan Bahadırılı, Duman, Çaltıkara kaolinit ocakları ve Hamamtepe tuf ocağı Oligosen yaşlı Çan volkanitleri içerisinde bulunmaktadır ve bu volkanitlere ait tüflerin hidrotermal alterasyonu sonucunda oluşmuşlardır. Çalışma alanı Batı Anadolu' nun kuzeyinde Türkiye'nin temel paleotektonik unsurlarından biri olan Sakarya zonunda bulunmaktadır. Bölgenin şu an ki jeolojik yapısı İzmir-Ankara sutur zonu boyunca Neotetis okyanusunun kapanması ve akabinde Doğu Anadolu ve Kafkaslarda Anadolu ve Afro-Arap plakalarının kıtasal çarpışması sonucunda şekillenmiştir. Bunun sonucunda "Batı Anadolu Genişleme Rejimi" olarak adlandırılan DB ve KD-GB yönlü grabenlerin gelişmesine neden olmuştur (Dewey ve Şengör, 1979; Taymaz ve diğ., 2007). Biga Yarımadası Oligosende yükselmesi ardından aşınma süreci geçirmiştir. Gerilme rejimi ise Erken-Orta Miyosen'de ise kalkalkalen volkanizma ile başlamıştır (Şengör, 1979). Biga Yarımadası'nda Kuzey Anadolu Fayı'na ait uzantılar Miyosenden günümüze kadar sürmüştür (Siyako ve diğ., 1989).

Biga yarımadası genelinde yaygın olarak Çan volkanitlerine ait Oligo-Miyosen yaşlı lav ve tüfler gözlenmektedir. Yapılan jeokimyasal analiz sonuçlarının değerlendirilmesi sonucunda Çan Volkaniklerine ait lavların andezit, dasit, trakiandezit ve trakidasit aralığında olduğu belirlenmiştir. Tüfler ise andezit, dasit ve trakidasit karakterli olduğu tespit edilmiştir. Bu birimler bölgede hakim olan kalkalkalen türde bir magmatizmanın ürünleridir.

Çalışma alanı içerisinde bulunan kaolinit ocakları Çan Volkaniklerine ait birimler içerisinde bulunmaktadır. Tüfler diğer kayalara oranla daha fazla porosite ve permeabiliteye sahiptirler ve hidrotermal alterasyona karşı dayanımı diğer kayalara göre düşüktür. Bu özelliklerinden dolayı bölgede yaygın olan yüksek sülfidasyonlu hidrotermal alterasyondan en fazla etkilenen kayadır. Çalışma alanında özellikle tepelerde silisçe zengin kütleler bulunmaktadır. Bunlar minerallerin hidrolizi esnasında yüksek sıcaklık ve asidite şartlarında silisçe zenginleşen çözeltinin yan

kayaçları silisifiye etmesiyle veya fay zonlarından ve çatlaklarından yeryüzüne çıkarak silis şapkalarını oluşturmalarıyla meydana gelmiş yapılardır.

Kaolinit ocaklarının mineralojik bileşimlerinin ve özelliklerinin ortaya konulması için XRD ve FE-SEM analizleri yapılmıştır. Bu analizlerin yapılmasındaki temel amaç alterasyonla oluşmuş mineral birlikleri alterasyonun cinsinin belirlenmesidir. İleri arjilik alterasyon birlikleri kuvars, alunit ve kaolinit mineralleridir. Gözenekli kuvars, masif ve yarı masif sülfidler yaygın olarak bulunan ve yukarı doğru yükselen jeotermal suların bileşimini yansıtan minerallerdir. Bu mineral birliği bize asidik çözeltinin yukarıya doğru yükselmesi esnasında aşamalı olarak nötrleştiğini yansıtır (Sillitoe, 1999). Ocaklardan Yapılan XRD çalışmaları ile belirlenen özellik fay zonlarından uzaklaştıkça kaolinit miktarının artmasıdır. Bahadırlı kaolinit ocağındaki en yaygın mineral kaolinitdir. Örneklerde gözlenen diğer mineraller; kaolinit, alunit, montmorillonit, halloysit, illit mineralleri yanında kuvars, albit, tridimit, sanidin, mikroklin ve kristobalit tespit edilmiştir. Önemli miktarda albit minerali bulunmaktadır. Örnekler genelinde alunit ve kuvars miktarındaki artış kayacın yoğunluğunda artışa sebep olmaktadır. Ocak içerisindeki mineral bollukları örneklerin konumuna göre farklılık göstermektedir.

Çaltıkara kaolinit ocağına ait örnekler genelinde kuvarsın yaygın varlığı dikkat çekicidir. Kimyasal analizler neticesinde belirlenen kuvars miktarı numunelerde % 91-78 aralığındadır. Kuvars yanında kaolinit, natroalunit ve tridimit tespit edilmiştir. Ocaktaki natroalunit varlığı ocak çevresinde Na oranının fazlalığını işaretler. Ocağa ait kimyasal verilerde Fe-oksit minerali dikkat çekmiş ve yapılan incelemeler neticesinde bazı örneklerde % 2 oranında rhomboklas mineralleri gözlenmiştir.

Duman ocağı genelinde kaolinit, illit ve montmorillonit, halloysite gibi kil mineralleri tespit edilmiştir. Natroalunit varlığı dikkat çekicidir. Alterasyon zonuna yaklaştıkça yaygın mineralin kaolinit minerali olduğu tespit edilmiştir. Kil mineralleri yanında yaygın miktarda kuvars, albit, dolomit, tridimit, anortit, sanidin ve mikroklinin varlığı dikkat çekmektedir.

Hamamtepe tüf ocağına ait örneklerde kuvarsa eşlik eden kaolinit 1A ve kaolinit 1Md, natroalunit ve mikroklin varlığı gözlenmektedir. Örnekler içerisindeki kaolinit yüzdesi % 2-30, natroalunit yüzdesi % 2-8, mikroklin yüzdesi % 2-3 aralığında değişmektedir. Ocak genelinin alterasyondan az etkilendiğini söylemek mümkündür.

Yukarıda belirtilenler ışığında ocakların fay ve çatlak sistemleri boyunca yükselen asidik hidrotermal çözeltiler tarafından oluşturulduğu ve fay ve çatlak sistemlerinden uzaklaştıkça çözeltinin bileşiminde meydana gelen nötürleşme belirgindir.

Alünit oksidize ve yüksek asidik şartlarda oluşur. Kuvars+alunit+kaolinit+pirit' in oluştuğu ortamlardaki jeotermal suların pH'ı genellikle 2 - 3 aralığındadır. (Stoffregen ve Alpers, 1987). Dünya genelinde bu oluşumlar vadoz zonda bulunan buhar-ısıtmalı ortamların içinde yüksek- ve düşük-sülfidasyonlu sistemler olarak veya su tablasının üzerinde bulunuyorlar ise süperjen ortamlar olarak tanımlanmıştır (Schoen ve diğ., 1974; Sillitoe, 1993). Hipojen magmatik ortamlarda çoğunlukla Cu-Au mineralizasyonları bulunurken, buhar-ısıtmalı ve süperjen ortamlarda bu mineral birliği daha az gelişir (Sillitoe, 1993).

FE-SEM mikro-morfolojik analizlerinde ocaklardan alınan örneklerde bulunan kaolinitlerin gelişi güzel dağılmış yığılımlar şeklinde ve düzenli kitap şekilli yapılar olarak iki farklı yapıda bulundukları belirlenmiştir. Tüm örneklerde özşekilsiz mikro kuvarslar yaygın olarak görülmektedir.

Bahadırlı, Duman ve Çaltıkara ocaklarından derlenen kaolinit ve alunit örneklerden S-H-O duraylı izotop analizleri yapılmıştır. Duman kaolinit ocağından alınan numunelerin; $\delta^{18}\text{O}$ değeri 13.4 / 19.0 ‰ aralığında, δD değeri -70/ -345 ‰ aralığındadır. Numunelerin $\delta^{18}\text{O}$ bazında zenginleştiğini ve örneklerdeki kaolinleşmenin düşük sıcaklıklarda meteorik sularla gerçekleştiğini göstermektedir. Örneklerdeki δD değerinin düşük oluşu ocak içerisinde bantlar halinde gözlemlenen kömür bantları ile ilişkilendirilmiştir. Organik madde etkisi ile ortamda hümit ve fümik asit girdisinin analiz sonuçlarını etkilediği düşünülmektedir. Ocak içerisinde faylanmaya bağlı killeşme , kömürlere bağlı oluşan kömür altı killeri ve granitik sokulum kaynaklı killeşme söz konusudur. Düşük paleoiklim oluşum sıcaklık değerleri süperjen bir oluşumu işaret etmektedir. Duman ocağından alınan alünit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -17.0/0.9 ‰ aralığındadır. Düşük $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ya doğrudan magmatik sıvılardan yada oluşum öncesi sülfid taşıyan magmatik kaynakların çözülmesi ve süzülmesinden kaynaklanır (Ohmoto ve Rye, 1979). Bu düşük S izotop değerleri sülfür ve sülfat minerallerinin oluşum kaynağına yakın olduğunu belirtir (Campbell ve Lueth, 2008).

Çaltıkara kaolinit ve alünitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değeri 10.3 / 11.4 ‰ aralığında δD değeri -77 / -82 ‰ aralığındadır. $\delta^{18}\text{O}$ bazında zenginleştiğini ve örneklerdeki kaolinleşmenin düşük sıcaklıklarda meteorik sularla gerçekleştiğini göstermektedir. Bazı örneklerin

kökenin magmatik su olduğu ve oluşum sıcaklığının yüksek olduğunu gözlenmiştir ki, bu kaolinitlerin hidrotermal alterasyon koşullarında oluşmuştur. Paleo ortam model oluşum sıcaklıkları epitermal alterasyon sıcaklık aralığında yer almaktadır. Sülfür izotop değerleri 8.6 / 16.8 ‰ aralığındadır. Pozitif değerler temelde $\delta^{34}\text{S}$ 'ce zengin kayaçların içinden geçen akışkanın bu bileşenlerce zenginleşmesinden de kaynaklanıyor olabilir.

Bahadırlı kaolinit ve alünitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değeri 11.8 / 17.0 ‰ aralığında δD değerinin ise - 93 / -99 ‰ aralığındadır. Analiz sonuçları $\delta^{18}\text{O}$ bakımından zenginleşmeyi ve meteorik su etkisiyle süperjen bir oluşumu işaretlemektedir. $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop analiz sonuçları kullanılarak yapılan model paleosıcaklık hesaplamalarında ise; Duman ocağının 28 - 61°C aralığında Çaltıkara ocağının ise 69 - 75°C, Bahadırlı kaolinit ocağının 72°C olduğu saptanmıştır.

Yüksek Al_2O_3 içeriği yoğun bir kaolinleşmeyi belirtirken CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 ve MnO gibi majör oksit oranlarındaki belirgin azalmalar alterasyon esnasında bu elementlerin ortamdan uzaklaşması ile alakalandırılır. K_2O ve Na_2O ikili değişim diyagramlarında sapmalar gösterdiği alanlar natroalünit mineralleri bulunduran örneklerle aittir. Bazı örneklerde TiO_2 ve Fe_2O_3 miktarlarında artış olduğu belirlenmiştir. Bu alterasyon esnasında meydana gelen Fe-oksit mineralleri ile alakalıdır. Feldispatların alterasyonu sonucu ise K^+ büyük oranda ortamdan uzaklaşırken bir kısım potasyum uzaklaşmayabilir. Kaolinleşme esnasında da S ve K^+ varlığında çeşitli reaksiyonlar sonucu alunit gerçekleşir.

SiO_2 ' ce zengin örnekler ise kırık ve çatlak zonlar boyunca yükselirken sıcaklık ve pH gibi ortam şartlarının değişmesiyle birlikte gözenekli ve poroz kayaç içinde çökmesi olarak yorumlanmıştır.

KAYNAKLAR

- Abidoğlu, E.** (2008). Kutlular (Sürmene, Trabzon) Masif Sülfür Yatağı Hidrotermal Alterasyonunun, Kil minerolojisi, Jeokimyası, Duraylı izotop özellikleri ve kökeni, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Agdemir, N.** (1994). Petrology and alteration geochemistry of the epithermal Balya Pb-Zn-Ag Deposit, NW Turkey - A Reconnaissance Study, Mineralium Deposita, 29(4), 366-371.
- Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö. F., Kaymakçı, N., Gourgaud, A.** (2006). Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes. Lithos v.86, p.50-76.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G.** (2000). Petrogenetic evolution of late cenozoic, post collision volcanism in Western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v.102, p.67-95.
- Altunkaynak, Ş.** (2007). Collision-Driven slab breakoff magmatism in Northwestern Anatolia, Turkey. The Jour. of Geo., v.115, p.63-82.
- Arribas, A., Jr.** (1995). Characteristics of high-sulphidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: Thompson JFH (ed) Magmas, Fluids and ore deposits. Mineral Association of Canada Short Course Notes 23: 419-454.
- Barrett, T.J., MacLean, W.H.** (1994a). Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. In: Lentz DR (ed) Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes v.11, p.433-467.
- Benda, L.** (1971). Principles of the palynological subdivision of the Turkish Neogene Newslett. Stratigr. v.1/3, p.231.
- Bingöl, E., Akyürek, B., and Korkmaz, B.** (1973). Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri, MTA 50. Anniversary, Proceedings, p.71-77.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., Mazzuoli, R.** (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). Bull. Volcanol. v.36, p.473-496.

- Boulvais, P., Vallet, M. J., Estéoule-Choux, J.** (2000). Origin of kaolinitization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite: stable isotopes (O, H) constraints, *Chemical Geology*, v.168, p.211.
- Bozkaya, G.** (2011). Sulfur- and lead-isotope geochemistry of the Arapucandere lead zinc-copper deposit, Biga Peninsula, northwest Turkey. *Int. Geol. Rev.* v.53 (1), p.116–129.
- Cunningham-Dunlop, I.R., Lee, C.** (2007a). Agi Dagi gold property, Canakkale Province, Turkey. Technical Report for Fronteer Development Group Inc (112 pp). 146.
- Bozkaya, G., Gokce, A., Grassineau, N.V.** (2008). Fluid inclusion and stable isotope characteristics of the Arapucandere Pb–Zn–Cu deposits, northwest Turkey. *Int. Geol. Rev.* v.50, p.848–862.
- Boynton, W.V.** (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, pp.63-114
- Bozkurt, E., Mittwede, S.K.** (2001). Introduction to the Geology of Turkey-Asynthesis, *International Geology Review*, v.43, p.578-594.
- Chamberlain, C.P., Poage, M.A.** (2000). Reconstructing the paleotopography of mountain belts from the isotopic composition of authigenic minerals: *Geology*, v.28, p.115-118.
- Campbell, A.R., Lueth, V.W.** (2008). Isotopic and textural discrimination between hypogene, ancient supergene, and modern sulfates at the Questa mine, New Mexico. *Applied Geochemistry*, v.23, p.308.
- Campbell, C., Palmer M. R., Klinkhammer, R.** (1988). Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge: *Nature* v.335, p.514 - 519
- Dayal, A.** (1984). Yenice (Çanakkale) granitinin petrografisi ve buna bağlı cevherleşmeler. Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Ens., İzmir.
- Delaloye, M., Bingöl, E.** (2000) Granitoids from western and northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution: *International Geology Review*, v.42, p.241-268
- Dewey, J. F., Şengör. A.M.C.** (1979) Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bull. Part 1.* v.90, p.84-92.
- Dilek, Y., Altunkaynak, Ş.** (2009), Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: Mantle response to collision,

slabbreakoff, and lithospheric tearing in an orogenic belt, Geological Society, London, Special Publications, v.311, p.213-233.

- Dill, H. G., Bosse, H.R.** (2000). Mineralogical and Chemical Studies of Volcanic-Related Argillaceous Industrial Minerals of the Central American Cordillera (Western El Salvador). *Economic Geology*, v.95, no.3, p.517-538.
- Dill, H.G.** (1997). Aluminium – Phosphat – Sulfat - Minerale in der Lagerstättenkunde Prospektionsziel oder Prospektionsmittel: *Zeitschrift für angewandte Geologie*, v.43, p.198–204.
- Ece, O.I., Ekinci, B., Schroeder P.A., Crowe D., Esenli F.** (2013). Origin of the Düvertepe kaolin-alunite deposits in Simav Graben, Turkey: timing and styles of hydrothermal mineralization. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.255, p.57-78.
- Ece, O.I., Schroeder A.P., Smiley M.J., Wampler J.M.** (2008). Acid-sulphate hydrothermal alteration of andesitic tuffs and genesis of halloysite and alunite deposits in the Biga Peninsula, Turkey. *Clay Minerals*, v.43, p.281-315.
- Ekinci, B.** (2009). Düvertepe-Şapçı (Sındırgı-Balıkesir) Bölgeleri Kaolinit(+Alunit) Oluşumlarının Jeolojik, Mineralojik Ve Jeokimyasal İncelenmesi. İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü yüksek lisans tezi. İstanbul.
- Ercan, T.** (1979). Batı Anadolu Trakya ve Ege Adalarındaki Senozoyik volkanizması: *Jeo. Müh. Derg.*, v.9, p.23-46.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.-J., Yıldırım, T.** (1995). Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki KB Anadolu Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *Min. Res. Expl.Inst. Turkey Bull.* v.117, p.55–86.
- Fialips, C.I., Petit, S., Decarreau, A.** (1999). Influence du pH, du matériau de départ et de la durée de synthèse sur la cristallinité de la kaolinite. *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences*, v.328, p.515–520.
- Genc, Ş.C., Yılmaz, Y.** (1995). Evolution of the Triassic continental margin, northwest Anatolia, *Tectonophysics*, v.243, p.193-207
- Genç, Ş.C.** (1998). Evolution of the Bayramiç Magmatic Complex, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.85(1-4), p.233-249.
- Gilg, H.A., Allen, C., Balassone, G., Boni, M., Moore, F.** (2003). The 3-stage evolution of the Angouran Zn “oxide”-sulfide deposit, Iran. In: Eliopoulos D et al (eds) *Mineral exploration and sustainable development*. Mill press, Rotterdam, pp.77–80.
- Gilg, H.A.** (2000). D-H evidence for the timing of kaolinitization in northeast Bavaria, Germany, *Chem. Geol.*, v.170, p.5-18.

- Güleç, N.** (1991). Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics: *Geol. Mag.* v.128/5, p.417-435.
- Gürdal, G., Bozcu, M.** (2011). Petrographic characteristics and depositional environment of Miocene Çan Coals, Çanakkale-Turkey, v.85, p.143-160.
- Hendricks, S.B.** (1937). The crystal structure of alunite and the jarosites. *Izv. Mineral.*, v.22, p.173-784.
- Innocent C., Fléhoc, F., Unnocc, C.** (2005). ¹⁴C dating of shells from the Achenheimloess (Rhine Graben) *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.176, p.249-255.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr., Reynolds, T.J.** (1998). Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: *Economic Geology*, v.93, p.373–404.
- Irvine, T.N., Baragar, W.A.R.** (1971). A guide to chemical classification of common volcanic rocks, *Earth Sci.*, v.8, p.523-547.
- Kadir, S., Akbulut, A.** (2001) Occurrence of sepiolite in the Hırsızdere sedimentary magnesite deposit, Bozkurt-Denizli, SW Turkey. *Carbonates and Evaporites*, v.16, p.17-25.
- Karacık, Z.** (1995). Ezine-Ayvacic Çanakkale dolayında genç volkanizma plutonizma ilişkileri. Ph.D. Thesis. Inst. of Science, Istanbul Technical Univ., Istanbul, Turkey, 342 pp.
- Karakaya, N., Karakaya, M.Ç.** (2001). Hydrothermal Alteration of the Saplica Volcanic Rocks, Sebinkarahisar, Turkey *International Geology Review*, v.43/10, p.953-962.
- Krushensky, R.D.** (1976). Neogene Calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar and Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey, *Bulletin Volcanologique*, v.40, p.336-360.
- Le Bas, M.J., Rex, D.C., Stillman, C.J.** (1986). The early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands. *Geol Mag.* V.123(3), p.287–298.
- Le Maitre, R.W.** (1989). A classification of igneous rock and glossary of terms. Blackwell, p:193.
- MacLean, W.H., Barrett, T.J.** (1993). Lithogeochemical techniques using stable elements, *Journal of Geochemical Exploration*, v.48/2, p.109.

- MacLean, W.H., Kranidiotis, P.** (1987). Stable elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Econ Geol*, v.82, p.951-962.
- Maksimović, Z., Panto, G.** (1983). *Travaux ICSOBA*, v.18, p.191-200.
- Middlemost, E.A.K.** (1985). *Magmas and Magmatic Rocks*, Longman, London, pp.266.
- Meyers, C., Hemley, J.J.** (1967). Wallrock alteration, in Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Holt, Rinehart and Winston, p.166-235.
- Ohmoto, H., Rye, R.O.** (1979). Isotopes of sulfur and carbon H.L. Barnes (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2nd ed.), Wiley, New York (1979), pp.509.
- Okay, A.I., Siyako, M., Bürkan, K.A.** (1990). Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *TPAG Bull.* v.21, p.83–121.
- Okay, A.I., Siyako, M., Burkan, K.A.** (1991), Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of İstanbul*, v.44, p.191-256.
- Okay, A.I., Satır, M.** (2000). Upper Cretaceous eclogite facies metamorphic rocks from the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, v.9, p.47-56.
- Okay, A.I., Göncüoğlu, M.C.** (2004). The Karakaya Complex: A review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, v.13, p.77-95.
- Oyman, T., Minareci F., Piskin O.** (2003). Efemcukuru B-rich epithermal gold deposit (Izmir, Turkey), *Ore Geology Reviews* v.23, p.35–53.
- Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W., Searle, M.P.** (1981). The Oman ophiolite as an arc-basin complex: Evidence and implication 149 ophiolite as an arc- basin complex: Evidence and implications: *Royal Soc. London Philos. Trans.*, v.A300, p.299-317.
- Pirajno, F.** (1995). Volcanic-hosted epithermal systems in northwest Turkey. *S. Afr. J. Geol.* V.98, p.13–24.
- Poorter, R.P.E., Varekamp, J.C., Poreda, R.J., Van Bergen, M.J., Kreulen, R.** (1991). Chemical and isotopic compositions of volcanic gases from the east Sunda and Banda arcs, Indonesia *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55/12, p.37-95.
- Reyes, A.G.** (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.43, p.279-309.

- Rye, R.O., Bethke, P.M., Wasserman, M.D.**(1992). The stable isotope geochemistry of acid sulphate alteration. *Econ. Geol.*, v.87, p.225-255.
- Saner, S.** (1985). Saroz körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi . Egedenizi, Türkiye: Türkiye Jeo. Kur. Bült., v.28, p.1-10.
- Santos, T.J.S., Dantas, E.L., Fuck, R.A., Araujo, E.G., Rosa, F.F.** (2007). The geology and U–Pb and Sm–Nd geochronology from the northern portion of the Santa Quitéria Batholith, NE Brazil. In XI Simposio nacional de estudos tectônicos – V International symposium on tectonics of Brazil Actas, Extended Abstracts. Sociedade Brasileira de Geologia, p.142– 144.
- Savaşçın, Y. ve Güleç, N.** (1990). Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey. In: Savaşçın, M.Y., Eronat, A.H. (Eds.), International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA) Proceedings II, pp. 300-313.
- Savin, S.M. ve Epstein, S.,** (1970) The oxygen isotopic compositions of coarse grained sedimentary rocks and minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* v.34, p.323-329.
- Schoen, R., White, D. E., and Hemley, J.J.** (1974). Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada. *Clays and Clay Minerals* v.22, p.1-22.
- Sheppard, S.M.F., Gilg, H.A.** (1996). Stable isotope geochemistry of clay minerals *Clay Miner.*, v.31, p.1–24.
- Sheppard, S.M.F.** (1986). Characterization and isotopic variations in natural waters, in: J.W. Valley (Ed.) *et al.*, Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, *Rev. Mineral.*, 16, Mineral. Soc. Amer., pp. 165-183.
- Siddiqui, M.A., Ahmed, Z.** (2008). Geochemistry of the kaolinit deposits of Swat (Pakistan) *Chemie der Erde - Geochemistry*, 68/2, 25 June 2008, p.207 - 219.
- Sillitoe, R.H.** (1983). Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems. *Economic Geology*, v.78, p.348–352.
- Simon, M., Martin, F., Garcia, I., Bouza, P., Dorronsoro, C., Auilar, J.** (2005) Interaction of limestone grains and acidic solutions from the oxidation of pyrite tailings *Environ. Pollut.*, v.135, p.65-72.
- Siyako, M., Burkan, K., Okay, A.I.** (1989). Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, v.1, p.183-199.
- Skirrow, R.G., and Franklin, J.M.** (1994). Silicification and metal leaching in subconcordant alteration zones beneath the Chisel Lake massive sulphide deposit, Snow Lake, Manitoba. *Economic Geology*, v.89, p.31–50.

- Stoffregen, R.E., and Alpers C.N.** (1987). Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: Products of apatite destruction during advanced argillite alteration: Canadian Mineralogist, v.25, p.201–211.
- Sümengen, M. ve Terlemez, İ.** (1991). Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökellerinin stratigrafisi, MTA Dergisi, v.113, p.17-30.
- Sümengen, M. ve Terlemez, İ., Şentürk K., ve Karaköse, C.** (1987). Gelibolu yarımadası ve güneybatı Trakya havzasının stratigrafisi, sedimantolojisi ve tektoniği: MTA rap. No. 8128 (Yayımlanmamış).
- Sengör, A. M. C.** (1979) Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. Nature, v.279, p.590-593.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y.** (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, v.75, p.181-241.
- Şentürk, K. ve Okay, A.I.** (1984). Saros Körfezi doğusunda yüksek basınç metamorfizması. MTA Dergisi, 97/98, 152-155.
- Siyako, M., Bürkan, K. and Okay, A.** (1989) Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, v.1, p.183-199.
- Stern, R. A.** (1997). The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. In Radiogenic and age and isotopic studies. Report 10. Geol. Surv. Can. Curr. Res. 1997–F, p.1-31.
- Taylor, B.** (1979). Bismarck Sea: Evolution of a back-arc basin, Geology, 7, 171.
- Taylor, J.C., Matulis, C.E.** (1991). Absorption contrast effects in the quantitative XRD analysis of powders by full multiphase profile refinement. Journal of Applied Crystallography, v.24 p.14-17.
- Taymaz, T., Wright, T. J., Yolsal, S., Tan, O., Fielding, E., Seyitoğlu, G.,** (2007) Source characteristics of the 6 June 2000 Orta-Çankırı (central Turkey) earthquake: a synthesis of seismological, geological and geodetic (InSAR) observations, and internal deformation of the Anatolian plate. In: Taymaz, T., Yılmaz, Y. and Dilek, Y. (Eds) The Geodynamics of the Aegean and Anatolia. Geological Society, London, Special Publications, v.91, p.259-290.
- Türkdönmez, O.** (2007). Etili (Çanakkale) Jeolojisi Ve Petroğrafisi. Yüksek Lisans tezi. Çanakkale. 151

- Ünal, E.** (2009). Genetic investigation and comparison of Kartaldağ and Madendağ epithermal gold mineralization in Çanakkale region. Yüksek Lisans tezi. Orta Doğu Teknik Üniversitesi. Fen bilimleri Enstitüsü. Ankara.
- Ünal Ercan, H.** (2013). Çanakkale-Çan çevresi kaolinitoluşumlarının minerolojik, petrografik ve jeokimyasal incelemesi. Yüksek lisans tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi. Fen bilimleri enstitüsü. İstanbul.
- Weaver, C.E.** (1989). Clays, Muds, and Shales. Amsterdam: Elsevier, p.819
- Yang, K., Huntington, J.F., Scott, K.M.** (1998). Spectral characterisation of the alteration at Hishikari, Japan, G.B. Arehart, J.R. Hulston (Eds.), Water Arehart, J.R. Hul, pp. 587–590.
- Yiğit, O.** (2009). Mineral deposits of Turkey in relation to Tethyan Metallogeny: implications for future mineral exploration. *Economic Geology*, v.104, p.19-51.
- Yiğit, O.** (2012). A prospective sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and geochronology of mineral deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey, *Ore Geology Reviews*, v.46, p.118-184
- Yılmaz, H.** (2003). Geochemical exploration for gold in western Turkey: success and failure. *J. Geochem. Explor.* V.80, p.117–135.
- Yılmaz, H.** (2007). Stream sediment geochemical exploration for gold in the Kazdag Dome in the Biga Peninsula, western Turkey. *Turkish J. Earth Sci.* V.16, p. 33–35.
- Yılmaz, Y.** (1990). Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* v.44, p.69–87.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş.** (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, v.31, p.243-271.

EKLER

Şekil A.1: Çanakkale-Çan civarı jeolojik haritası.

ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad : AYÇA AYDIN

Doğum Yeri ve Tarihi: Elazığ / 06.08.1988

Adres: İstanbul / Avcılar

E-Posta: ayca.aydin_@hotmail.com

Lisans: Kocaeli Üniversitesi /Jeoloji mühendisliği

Deneyim:

- 2012-2013 İthalat – İhracat Uzmanı,
- 2013-2014 Dış ticaret danışmanı