

T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

78748

MESUDİYE (ORDU)-ORTAKENT (KOYULHİSAR-SIVAS)
ARASININ JEOLJİSİ VE MAĞMATİK KAYAÇLARIN
PETROGRAFIK-JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

78748

Yavuz BEDİ
DOKTORA TEZİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
Konya, 1998

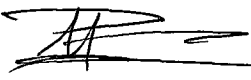
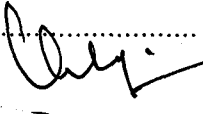
T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MESUDİYE (ORDU)- ORTAKENT (KOYULHİSAR-SİVAS)
ARASININ JEOLJİSİ VE MAĞMATİK KAYAÇLARIN
PETROGRAFİK-JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

Yavuz BEDİ

DOKTORA TEZİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu tez 20/05/1998 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği/oyçokluğu ile
kabul edilmiştir.

.....
 

Prof. Dr. Halil BAŞ Prof. Dr. Ali BİLGİN Doç. Dr. Hükmü ORHAN
(Danışman) Üye Üye

ÖZET

Doktora Tezi

MESUDİYE (ORDU)- ORTAKENT (KOYULHISAR-SİVAS)
ARASININ JEOLJİSİ VE PETROGRAFIK-JEOKİMYASAL
İNCELENMESİ

Yavuz BEDİ

Selçuk Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği
Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Halil BAŞ

1998, 193 Sayfa

Jüri: Prof.Dr. Ali BİLGİN

Prof. Dr. Halil BAŞ

Doç. Dr. Hükmü ORHAN

İnceleme alanı Sivas kuzeydoğusunda, Koyulhisar ve Mesudiye ilçe sınırları içerisinde yer almaktadır.

Anadolu'nun tektonik birliklerinden Doğu Pontidler'in içerisinde yer alan inceleme alanında Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kaya birimleri yüzeylenir.

Çalışma alanında en yaşlı oluşuklar, Üst Santoniyen- Alt Maestrihtiyen yaşlı Mesudiye formasyonudur. Denizaltı volkanizmasının egemen olduğu derin denizel

bir ortamda oluşmuş volkanik arakatlı çökellerle temsil olunan Mesudiye formasyonu, tabanda aglomera ve tüflerle (Karacaören üyesi) başlar. Bunu uyumlu olarak volkanik kumtaşı (Eskiköy üyesi) üstler. Eskiköy üyesi, geçişli olarak pelajik kireçtaşları ile (Nebişeyh üyesi) devam eder. Nebişeyh üyesi üzerine, uyumlu olarak kalkalkalen karakterli, andezitik bileşimli lav akıntısı (Dikmentepe üyesi), alkalin karakterli bazaltik lav akıntısı (Asarcık üyesi) ve volkano-tortul dizi gelir. Ada yayı volkanizması ürünleri olan Mesudiye formasyonu volkanitlerini uyumlu olarak, yine ada yayı volkanizması ürünleri olan kalkalkalen nitelikli andezitik lav akıntularından (Yıldıztepe üyesi) ve bazaltik lav akıntularından (Düztarlatepe üyesi) oluşan Üst Maestrihtiyen yaşlı Herközü volkanitleri örter. Üst Kretase yaşlı bu volkanitler, Kuzey Neotetis okyanus kabuğunun, Pontidler kıtası altına dalmasıyla oluşan ada yayı volkanizması ürünleridir.

Mesudiye formasyonu ve Herközü volkanitleri, granit, granodiyorit, diyorit, siyenit ve kuvars diyorit bileşimli, Üst Maestrihtiyen yaşlı İkisü granitoidleri ile kesilir. Kalkalkalen nitelikli tipik yay plütonizması ürünleri olan İkisü granitoidi, metaalumina, I-tipi, kafemik (CAFEM) karakterli bir mağmadan itibaren katılarak oluşmuştur. İkisü granitoid plütonu kayaçları, yay plütonizması olarak Kuzey Neotetis okyanus kabuğunun Pontidler kıtası altına dalmasıyla oluşmaya başlamış ve daha sonra dalma ile bu okyanus kabuğunun tüketilmesi sonucu, Pontid ada yayı ile Anatolid kıtasının çarpışması sürecinde de oluşması devam etmiş olmalıdır.

Üst Maestrihtiyen yaşlı Evliyatepe breşi, İkisü granitoid plütonu ile ilişkili kırıklardan ve çatlaklardan çıkmıştır.

Üst Kretase yaşlı volkano-tortul, volkanik ve plütonik kayaçları, Üst Maestrihtiyen yaşlı genellikle bazaltik, yer yer andezitik ve dasitik bileşimli dayk ve sillerle temsil olunan Kavacık dayk ve silleri ile kesilmektedir.

Üst Kretase yaşlı bu birimler, uyumsuzlukla Lütisiyen yaşlı Kavaklıdere Grubu ile üstlenir. Kavaklıdere Grubu, taban konglomerası (Kuzbağı formasyonu) ile başlayıp, üste doğru geçişli olarak kumlu kireçtaşları (Çalyaylası formasyonu) ve kumtaşı, kıltaşı, kumlu kireçtaşı ardalanımına (Kabaklık formasyonu) geçer. Bu çökel istif, uyumlu olarak yine Lütisiyen yaşlı aglomera-tüften oluşan Hatipli formasyonu ile üstlenir. Volkano-kırıntılı istif, geçişli olarak andezitik

bileşimli, kalkalkalen nitelikli ada yayı volkanizması ürünü lavlar (Deredibi volkanitleri) ve bazik bileşimli, kalkalkalen eğilimli alkalen nitelikli, ada yayı volkanizması ürünü bazaltlarla (Hasanşeyh volkanitleri) temsil edilen volkanitlere geçer.

Lütesiyen yaşlı volkanitler, yitim zonunun final evresinde oluşmuş volkanitlerdir.

Kavaklıdere Grubu kayaları, uyumsuz olarak Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitleri tarafından örtülür. Erdembaba volkanitleri, Anatolid-Pontid plakalarının çarpışması sonrası gelişen kabuk kalınlaşması ve bölgesel sıkışma rejimi sonrasında gerilim kuvvetleri etkisiyle açılan çatlak ve kırıklardan yeryüzüne çıkan, ortaç-asidik bileşimli, kalkalkalen nitelikli, çoğunlukla dasitik lavlarla temsil edilir.

İnceleme alanının en genç birimleri Kuvaterner yaşlı alüvyonlardır.

SUMMARY

Ph.D.Thesis

**GEOLOGY OF MESUDİYE (ORDU)- ORTAKENT (KOYULHİSAR-SIVAS)
AREA AND PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF
MAGMATIC ROCKS**

Yavuz BEDİ

Selçuk University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geological Engineering

Supervisör : Prof. Dr. Halil BAŞ

1998, 193 Page

Jury: Prof. Dr. Ali BİLGİN

Prof. Dr. Halil BAŞ

Doç. Dr. Hükmü ORHAN

The investigation area, is located at northeast of Sivas between Koyulhisar and Mesudiye provincial boundaries.

The Mesozoic and Cenozoic age rock units are exposed in the study area which is situated in Eastern Pontides of Anatolian Tectonic units.

The oldest unit in the study area is the Upper Santonian- Lower Maastrichtian Mesudiye formation. The Mesudiye formation is represented by sediments intercalated with volcanics, deposited in a deep marine environment and dominant in submarine volcanism. At the base it starts with agglomerate and tuffs (Karacaören member). It is conformably overlain by volcanic sandstones (Eskiköy member). Eskiköy member is transitional to pelagic limestones (Nebişeyh member). This

member is conformably overlain by calc-alkalen andesitic lava flows (Dikmentepe member), alkalen basaltic lava flows (Asarcık member) and volcano-sedimentary sequence. The island arc volcanic products of Mesudiye formation and volcano-sedimentary sequence rocks are conformably covered by calc-alkalen andesitic lavas (Yıldıztepe member) and basaltic lava flows (Düztarlatepe member) of Upper Maastrichtian Herközü volcanics of island-arc volcanism. These Upper Cretaceous volcanic products were developed by island arc-volcanism as a result of subduction of Northern Neotethys oceanic crust beneath Pontide continent at the south of study area.

Mesudiye formation and Herközü volcanics were intruded and cut by granite, granodiorite, syenite and quartz diorite of Upper Maastrichtian İkisü granitoid. İkisü granitoid was the product of calc-alkalen character typical arc-plutonism and it solidified from a metaaluminous, I-type, calc-alkalen characterized magma. This arc-plutonism was developed as a result of subduction of Northern branch of Neotethys oceanic crust beneath Pontide continent. The plutonism activity may be continued through collision of island-arc, Pontide with Anatolide continent.

Upper Maastrichtian Evliyatepe breccia was developed through fractures related to the intrusion of İkisü granitoid.

Upper Cretaceous volcano-sedimentary sequence, volcanics and plutonic rocks are cut by Kavacık dyke and sills of Late Maastrichtian age.

The Upper Cretaceous units are overlain by Lutetian Kavaklıdere Group with an angular unconformity. Kavaklıdere Group starts by basal conglomerate (Kuzbağı formation) and succeeded transitionally by sandy limestone (Çalyaylası formation) and sandstone, claystone, sandy limestone alternations (Kabaklık formation). This sedimentary sequence is conformably overlain by Lutetian Hatipli formation which is represented by agglomerate and tuffs. Volcanoclastic sequence is transitional to calc-alkalen island-arc andesitic lavas (Deredibi volcanics) and calc-alkalen affinity, alkalen, basic island-arc basalts (Hasanşeyh volcanics).

Lutetian age volcanics are the products of the final stage of subduction zone.

Erdembaba volcanics are overlying the Kavaklıdere Group by an unconformity. They were outpoured through fractures developed by tensional crack as a result of post-collisional crustal thickening during Anatolid-Taurid plate collision. Erdembaba volcanics are medium-acidic, calc-alkalen affinity and represented by dominantly basaltic lavas.

The youngest units in the study area are the Quaternary units.



ÖNSÖZ

Doktora çalışması olarak yürütülen bu çalışma, Prof. Dr. Halil BAŞ'ın danışmanlığında 1992-1997 yılları arasında gerçekleştirilmiştir. Arazi ve konunun seçimine kadar her türlü ilgi ve desteğini esirgemeyen, arazi çalışmaları sırasında bizzat sorunları yerinde tartışan ve yönlendiren geliştirici eleştirilerde bulunan sayın hocam Prof .Dr. Halil BAŞ'a teşekkürü borç bilirim. Çalışmalarım sırasında imkanlarından yararlandığım MTA Genel Müdürlüğü'ne ve Jeoloji Etütleri Dairesi'ne teşekkür ederim. Bölgesel ve yapısal jeolojik özelliklerin açıklığa kavuşturulmasında geliştirici eleştirileriyle katkıda bulunan Doç. Dr. Ali YILMAZ'a teşekkür ederim. Araziden derlenen örneklerin paleontolojik determinasyonlarını yaparak yaş problemlerinin açıklığa kavuşmasını sağlayan Doç. Dr. Sefer ÖRÇEN'e ve Jeoloji Yüksek Mühendisi Kemal ERDOĞAN'a, derlenen magmatik kayaç örneklerinin kimyasal tayinlerini yapan MTA Genel Müdürlüğü Teknoloji Dairesi elemanlarına içtenlikle teşekkür ederim. Çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen Dr. Halil YUSUFOĞLU'na, Dr. E. Melih ÖZTÜRK'e ve tezin yazımı sırasındaki yardımlarından dolayı Jeoloji Yüksek Mühendisi M.Bekir ÜRGÜN' e teşekkürlerimi sunarım.Yardımlarını gördüğüm Jeoloji Yüksek Mühendisi Halil TÜRKMEN'e ve Jeoloji Yüksek Mühendisi Mustafa ÇAKIR'a teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER	<u>Sayfa</u>
ÖZET	iii
SUMMARY	vi
ÖNSÖZ	ix
BÖLÜM 1	
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı Ve Yöntemi	1
1.2. Coğrafik Durum	2
1.3. Bölgenin Türkiye Jeolojisindeki Yeri	4
1.4. Önceki Çalışmalar	6
BÖLÜM 2	
STRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ	15
2.1. GİRİŞ	15
2.2. MESUDİYE FORMASYONU (Km)	17
2.2.1. Karacaören Üyesi (Kmk)	21
2.2.2. Eskiköy Üyesi (Kme)	24
2.2.3. Nebişeyh Üyesi (Kmn)	26
2.2.4. Dikmentepe Üyesi (Kmd)	27
2.2.5. Asarcık Üyesi (Kma)	32
2.2.6. Mesudiye Formasyonunun Yaşı	35
2.3. HERKÖZÜ VOLKANİTLERİ	38
2.3.1. Yıldıztepe Üyesi (Khy)	38
2.3.2. Düztarlatepe Üyesi (Khd)	42
2.4. İKİSU GRANİTOYİDİ (Kig)	46
2.5. EVLİYATEPE BREŞİ (Keb)	52
2.6. KAVACIK DAYK VE SİLLERİ (Kkds)	55
2.7. KAVAKLIDERE GRUBU	60
2.7.1. Kuzbağı Formasyonu (Tkk)	62
2.7.1.1. Kuzbağı Formasyonunun Yaşı	63

2.7.2. Çalyaylası Formasyonu (Tkç)	63
2.7.2.1 Çalyaylası Formasyonunun Yaşı	65
2.7.3. Kabaklık Formasyonu (Tkka)	66
2.7.3.1. Kabaklık Formasyonunun Yaşı.....	68
2.7.4. Hatipli Formasyonu (Tkha).....	68
2.7.5. Deredibi Volkanitleri (Tkd).....	71
2.7.6. Hasanşeyh Volkanitleri (Tkh).....	75
2.8. ERDEMBABA VOLKANİTLERİ (Te)	80
2.8.1. Yenice Üyesi (Tey)	80
2.9. ALÜVYON (Qa)	87
BÖLÜM 3	
JEOKİMYA	88
3.1. GİRİŞ	88
3.2. MESUDİYE FORMASYONU	89
3.3. HERKÖZÜ VOLKANİTLERİ	104
3.4. İKİSU GRANİTOYİDİ	122
3.5. KAVACIK DAYK VE SİLLERİ	134
3.6. KAVAKLIDERE GRUBU	137
3.7. ERDEMBABA VOLKANİTLERİ	157
BÖLÜM 4	
YAPISAL JEOLJİ	168
BÖLÜM 5	
EKONOMİK JEOLJİ	171
BÖLÜM 6	
PALEOCOĞRAFYA VE JEOLJİK EVRİM	172
BÖLÜM 7	
SONUÇLAR	177
KAYNAKLAR	180

EKLER

EK A

**MESUDİYE (ORDU)- ORTAKENT (KOYULHİSAR-SİVAS)
ARASININ 1/25.000 ÖLÇEKLİ JEOLJİ HARİTASI**

EK B

**MESUDİYE(ORDU)-ORTAKENT(KOYULHİSAR-SİVAS)
ARASININ JEOLJİK KESİTLERİ**



BÖLÜM 1

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı ve Yöntemi

Bu çalışma, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde doktora tezi olarak hazırlanmıştır. Çalışmanın amacı, Pontidler'in evrimine yönelik çalışmaların sürdürüldüğü ve Pontidler'de yer alan Koyulhisar-Mesudiye çevresinin detay jeolojik incelemesini yapmak, stratigrafik özelliklerini ortaya çıkarmak, bölgede geniş yüzlekler sunan Üst Kretase, Eosen ve Pliyosen yaşlı volkanitlerin petrografik-jeokimyasal özelliklerini ve oluşum kökenlerini saptayarak, bütün bu verilerin ışığında bölgenin jeolojik evriminin çözümüne katkıda bulunmaktadır.

MTA Genel Müdürlüğü'nün "Koyulhisar-Zara-Mesudiye-Suşehri Arasının Jeolojisi" projesi kapsamında 1992 yılında başlatılan çalışma, 1992, 1993 ve 1996 yıllarında arazi çalışmaları şeklinde sürdürülmüştür. Bu süreç içerisinde 1/25.000 ölçekli Giresun H39-b1 ve Giresun H40-a1 paftalarının bir bölümü, Giresun H39-b2 paftasının da tamamı çalışılarak yaklaşık 300 km². 'lik bir alanın detay jeolojik haritası yapılmıştır. Arazi çalışmaları boyunca 475 adet petrografik, 123 adet kimyasal, 48 adet paleontolojik, 5 adet parlatma ve 6 adet yıkama amaçlı olmak üzere toplam 657 adet numune derlenmiştir. 1992, 1993, 1994, 1995, 1996 yıllarında laboratuvar ve büro çalışmaları sürdürülmüş ve tamamlanmıştır. Gerek arazi çalışmaları öncesi 1992 yılında, gerekse arazi çalışmaları sonundaki aşamalarda 1/20.000 ve 1/35.000 ölçekli hava fotoğraflarından yararlanılarak, inceleme alanındaki önemli tektonik unsurlar ve jeolojik birimlerin sınırlarının kontrolü sağlanmıştır.

1.2. Coğrafik Durum

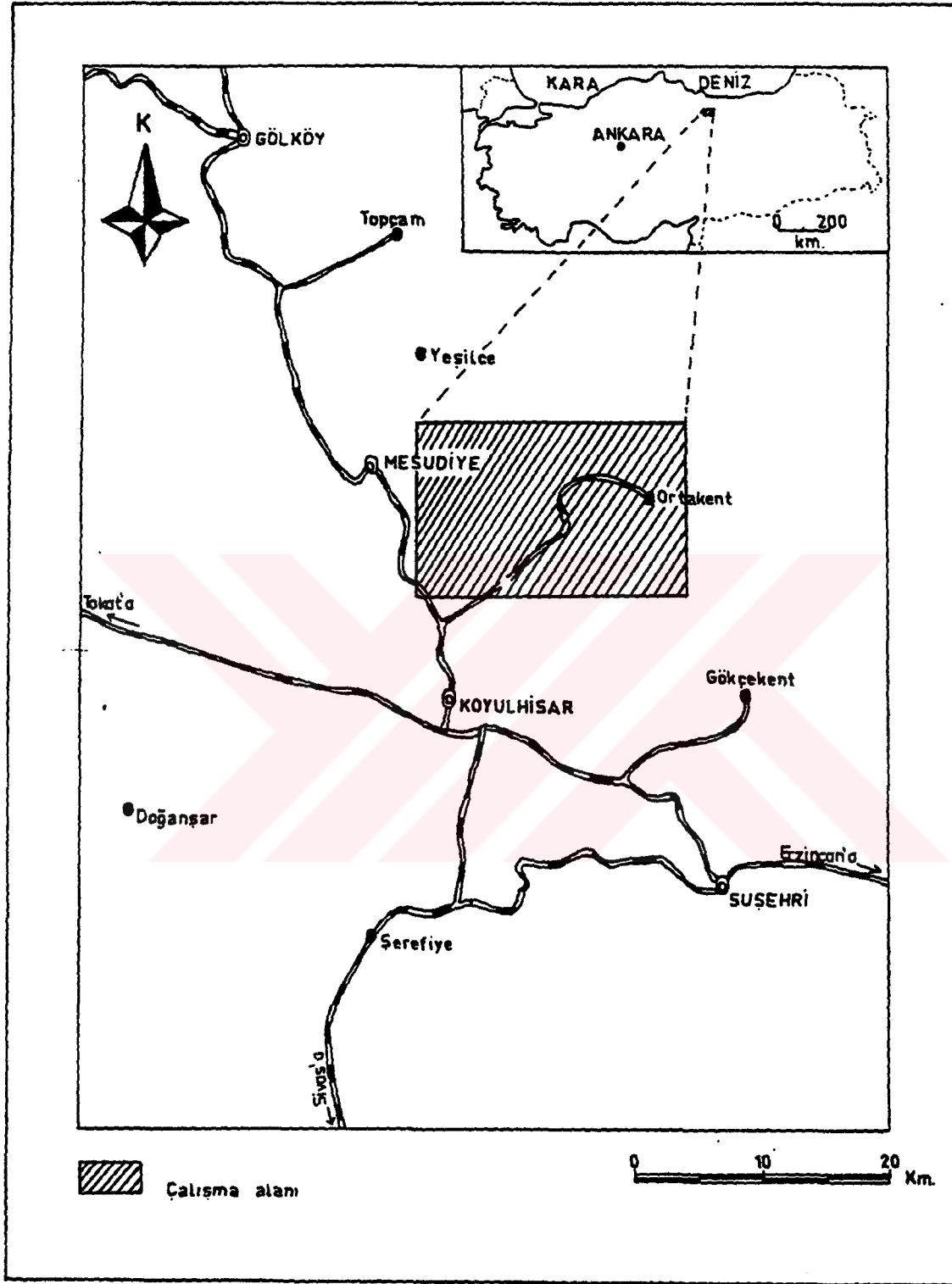
İnceleme alanı, Sivas ilinin yaklaşık 90 km. kuzeydoğusunda Koyulhisar ilçesi kuzeyinde, Mesudiye doğusunda ve Ortakent (Sisorta) dolayında yer alır (Şekil 1.2.1). Çalışma alanının içinden Melet çayı geçmektedir. İnceleme alanındaki yükseltiler 1150-2305 m. arasında değişir. En önemli yükseltiler, Ziyaret Tepe (2305 m.), Alaçam Dağı (2294 m.), Evliya Tepe (2203 m.), Kara Tepe (2183 m.), Saçlık Tepe (2111 m.), Sivri Tepe (2028 m.), Tüylüce Tepe (2026 m.), Düzdağ Tepe (2011 m.), Geyikalan Tepe (2009 m.), Çolakçayır Tepe (2004 m.), Dik Tepe (1999m.), Dikdağ Tepe (1940 m.) , Göl Tepe (1901 m.), Seğgüney Tepe (1834 m.), Yıldız Tepe (1826 m.) ve Kartomuz Tepe'dir (1823 m.).

İnceleme alanındaki en önemli akarsular Melet çayı, Balıklısu dere, Tekke dere, Faldıca dere, Bostancık dere, Kuz dere, Değirmen dere, Kazenler dere, Yavşan dere, Demirasar dere, Kör dere, Karanlıca dere, Çağlan dere, Devren dere ve Acı dere'dir. Önemli düzlükler Melet çayı çevresinde bulunur.

İnceleme alanında sınırlı oranda meyvecilik, ormanlık arazi nedeniyle sınırlı küçükbaş hayvancılık gelişmiştir. Yörenin en önemli geçim kaynağı sık ormanlık arazi nedeniyle orman işleridir.

Ulaşım açısından Koyulhisar-Mesudiye yolu ve Mesudiye-Ortakent (Sisorta) yolu asfalttır. İklimin Eylül ayından sonra yağmurlu geçmesi nedeniyle arazide çalışmak güçleşir.

Karadeniz bölgesinin tipik iklim koşullarını taşıyan inceleme alanında, bitki örtüsü yoğundur.



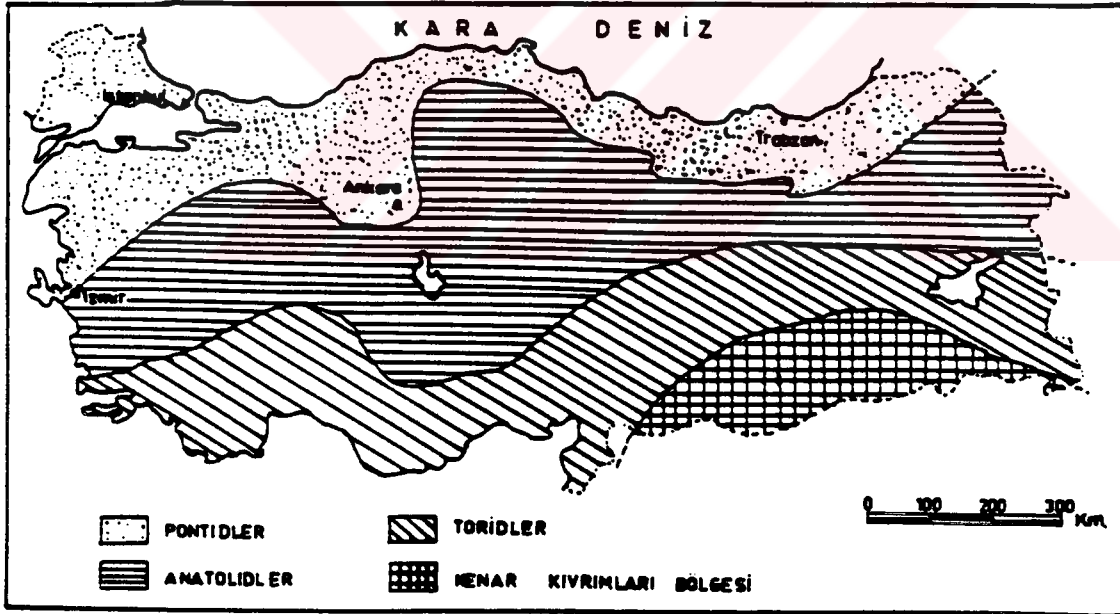
Şekil 1.2.1, İnceleme alanının yer bulduru haritası.

1.3. Bölgenin Türkiye Jeolojisindeki Yeri

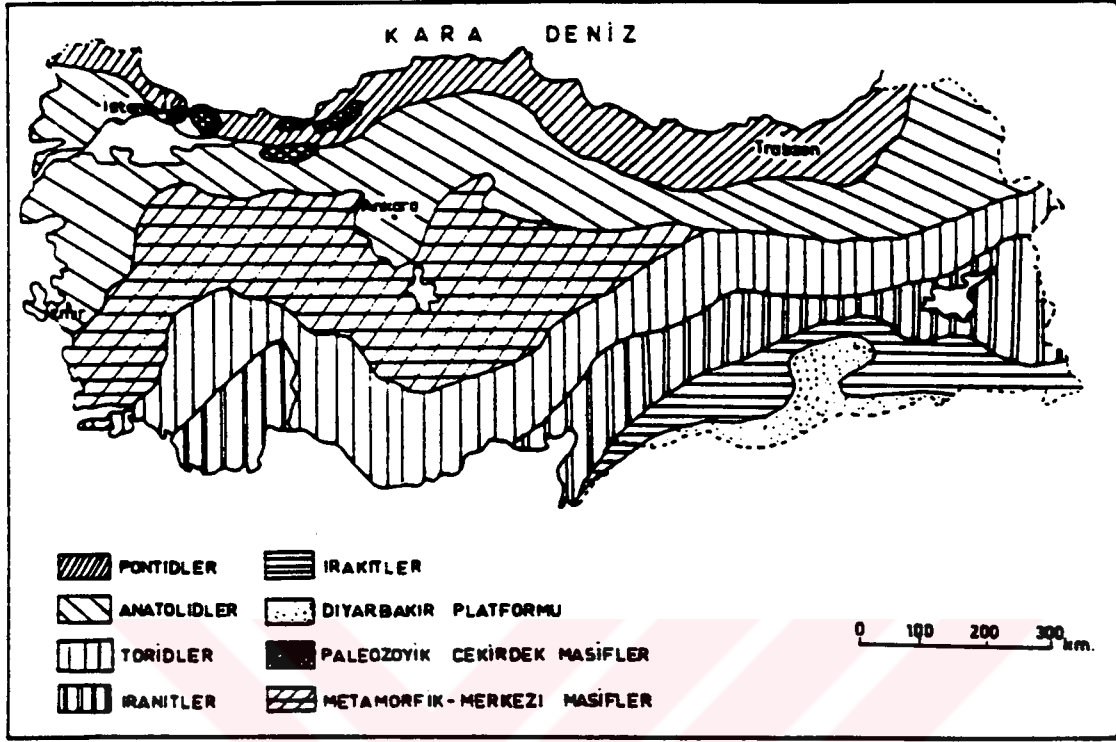
Ketin (1966), Türkiye'nin tektonik ünitelerini Pontid, Anatolid, Torid ve Kenar Kıvrımları Kuşağı olmak üzere dört bölümde incelemiştir. Bu ayırıma göre inceleme alanı Pontid kuşağında yer alır. (Şekil 1.3.1).

Ketin ve Cantez (1972), Türkiye'yi morfolojik ve tektonik özelliklerine göre sekiz bölüme ayırmışlardır. Bu ayırtlamaya göre Pontidler tektonik kuşağında yer almaktadır (Şekil 1.3.2).

Özsayar ve diğerleri (1981), Doğu Pontidler'i Çorum-Amasya-Sivas-Erzincan çizgisi ve Niksar-İspir-Ardanuç hattı ile Doğu Pontidler'in Güney Zonu ve Doğu Pontidler'in Kuzey Zonu olmak üzere iki bölüme ayırmışlardır. Bu bölümlendirmeye göre, inceleme alanı Doğu Pontidler'in kuzey zonunda yer alır.



Şekil 1.3.1, Türkiye'nin tektonik üniteleri (Ketin, 1966).



Şekil 1.3.2, Türkiye'nin morfo-tektonik üniteleri ve başlıca kıvrım şeritleri (Ketin ve Cantez, 1972).

1.4. Önceki Çalışmalar

Erguvanlı (1951), Zara- Şebinkarahisar- Mesudiye arasındaki incelemesinde, bölgedeki volkanitlerin Üst Kretase, Eosen ve Miyosen'de faal olarak oluştuğunu belirtmiştir.

Schultze-Westrum (1960), Giresun- Ordu dolayında jeolojik haritalama ve cevher yatakları prospeksiyonu yapmış, bölgede temeli kristalin temelin oluşturduğunu, üzerinde alttan üste doğru sıra ile Alt Bazik Seri, Dasit I, inoceramus'lu kalker ve tüfitler, Dasit II, Üst Bazik Seri, Granodiyorit-kuvars siyenit (monzonitler), Genç bazaltlar ve andezit serilerini saptamış ve bölümlendirmiştir.

Schultze-Westrum (1961), Aksudere'deki (Giresun) incelemelerinde Doğu Pontus Bloku'nun yoğun olarak volkanik kayalardan oluştuğunu, volkanizmanın Alt Jura-Senoniyen, Senoniyen-Tersiyer ve Üst Tersiyer olmak üzere üç evrede oluştuğunu belirtmiştir.

Nebert (1961), Kızılırmak ile Kelkit bölgesinin jeolojik yapısını incelemiş, temelin Liyas öncesi yaşlı metamorfik kayalardan oluştuğunu vurgulamıştır.

Zankl (1961), Harşit vadisi (Giresun) dolayında yaptığı incelemelerde, bölgedeki Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar kaya birimlerini ayırtlamış, Alt Kretase-Üst Kretase yaşlı Üst Bazik Seri tanımlamalarını getirmiştir.

Wedding (1963), Kelkit hattı boyunca Jura stratigrafisini ve tektonik özelliklerini ortaya koymuştur.

Gedikoğlu (1970), Gököy (Ordu) ve Gököy'ün kuzeybatısındaki incelemelerinde, riyodasitleri bölgede meydana gelmiş olan büyük bir kalderaya bağlamış, kalderanın çevre dayk arki olarak yorumlamıştır.

Pejatoviç (1971), Doğu Karadeniz-Küçük Kafkasya bölgesindeki metalojenik zonları ve bunların morfolojisini incelemiş, kıvrımlı ve metalojenik bir birim olan Doğu Karadeniz- Küçük Kafkasya strüktürünü, kuzey jeosenklinal sisteminin Kimmerciyen-Alpin gelişme ana fazı esnasında tektono-mağmatik gelişiminden oluştuğunu belirtmiştir.

Tokel (1973), "Doğu Pontidler'in Mesozoyik ve Tersiyer'deki gelişimleri ve bu gelişimlerin Kuzey Anadolu Sismik zonu ile muhtemel ilgileri" konulu incelemesinde Üst Kretase volkanizmasının olivin doleritten trakite kadar değişen bir alkalın seri özelliğinde olduğunu, alkalın mağmanın bölgenin çöküşü esnasında meydana gelen derin faylanmalar sebebiyle kıtanın hemen altında alkalın mağmanın kıta içine girmesi şeklinde açıklamıştır. Üst Kretase'den sonra, Afrika ve Arabistan kıtalarının birbirlerine relatif hareketleri sonucunda Kuzey Anadolu Tetis'inin kapandığını ve olası olarak Pontidler'in güney kenarında bir çukurun meydana gelmiş olabileceğini belirtmektedir. Bölgedeki Lütesiyen yaşlı andezit, dasit ve ignimbiritlerin kalkalkalen karakterli olduğunu vurgulamıştır.

Ataman ve diğerleri (1975), inceleme alanı güneyinde yer alan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu incelemiş ve fay zonunun eski bir beniof zonu olabileceğini vurgulamıştır.

Erler (1975), Ağızlar (Gölköy-Ordu) yöresindeki incelemesinde, bölgedeki çinko-kurşun zuhurlarını incelemiş, bu cevherleşmelerin Üst Kretase ve Tersiyer boyunca süren mağmatik olaylarla ilişkili olduğunu belirtmiştir.

Stojanov (1975), Harşit vadisinde (Giresun) Üst Kretase yaşlı volkano-tortul karmaşığın petrolojik ve stratigrafik özelliklerini tayin ederek, bu karmaşığı alttan üste doğru Alt Bazik Seri, Riyodasit Seri ve Üst Bazik Seri olarak ayırtlamıştır.

Akıncı (1984), "Doğu Pontid volkano-sedimanter kuşağı ve ilgili masif sülfid yataklarının stratigrafisi" konulu incelemesinde Doğu Karadeniz kıyı bölgesi metalojenik zonunu ayrıntılı incelemiş, jeolojik verilerle radyometrik yaş belirlemesi, mineralizasyon periyodu ve düzeylerin denestirmesini yapmış, bölgedeki Alt Bazik Seri, Dasitik Seri, Üst Bazik Seri, Tersiyer intrusif kayaları, Genç Bazik Seri ve genç daykların oluşum yaşlarını radyometrik yaş verileriyle aydınlatmış, Alt Bazik Seri ve dasitik serilerin toleyitik karakterde, Üst Bazik Seriyeye ait volkanitlerin, Tersiyer mağmatitlerinin ve genç volkanitlerin kalkalkalen karakterde olduğunu vurgulamıştır. Araştırmacı, bölgedeki Senoniyen yaştaki dasitik seri içine yerleşen masif sülfid yataklarının Kruko tipi masif sülfid cevherleşmeleriyle benzerlik gösterdiğini belirtmiştir.

Seymen (1975), Niksar-Reşadiye (Tokat) arasında Kelkit vadisinde yaptığı çalışmada, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliğini incelemiş, bölgedeki kaya birimlerini ayrıntılı olarak ayırtlamış, inceleme alanını Kuzey Anadolu Fay Zonu'na göre kuzeyde kalan bölüme Kuzey Blok, güneyinde kalan bölümüne de Güney Blok tanımını getirmiş ve her iki bölümün stratigrafisini ayrıntılı olarak ortaya koymuştur. Kuzey Blok'ta Jura'dan Kuvaterner'e kadar kaya birimlerini tanıtmıştır. Araştırmacı, kireçtaşı, kırıntılı, volkanik ve volkano-tortul kayalardan oluşan Jura-Alt Paleosen yaş aralığındaki Çaltepe Grubu'nu ayrıntılı olarak ortaya koymuş, bölgede Üst Kretase-Paleosen'in geçişli olduğunu belirtmiştir. Kuzey Blok'ta yer alan bu oluşukların Kuzey Tetis'in kuzey kenarındaki resif ortamı ile güneydeki Üst Kretase yaşlı ada yayı arasında yer alan bir miyojeosenklinele geliştiğini ve bu ada yayının Kuzey Anadolu Fay Zonu ile belirli bir açı yaptığını vurgulamıştır. Ayrıca Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndaki kayma hareketlerinin 0.5-0.6 cm/yıl olarak saptamıştır.

Peccerillo ve Taylor (1975), Sinop-Samsun arasında geniş alanlarda yüzeylenen Üst Kretase yaşlı volkanitlerde petrokimyasal çalışmalar yapmış, bu volkanitlerin yüksek potasyumlu kalkalkalen ve şoşonitik nitelikte andezit, dasit ve latit türdeki lavlar olduğunu belirlemiş ve ada yayı volkanizması ürünleri olduklarını belirtmiştir.

Tokel (1977), Gümüşhane-Aluçra-Şebinkarahisar-Gölköy dolayında yüzeylenen Tersiyer volkanitleri üzerinde yaptığı incelemede, büyük hacimlerdeki andezit, dasit ve piroklastiklerin Lütésiyen yaşlı olduklarını belirtmiş, bu volkanitlerin kalkalkalen karakterde bir andezit-dasit dizisi olduğunu, oluşumunu ise olasılıkla Kuzey Anadolu kıtasının güney kenarında bir litosfer yitme zonunun oluştuğunu ve Lütésiyen'de Kuzey Anadolu Tetis'inin tabanı ve içerdiği suların kıtanın altına kayarak kalkalkalen mağmatizmanın kökenini oluşturduğunu belirtmiştir. Araştırmacı, ayrıca Türoniyen-Santoniyen yaşlı volkanitlerin gerilim bölgelerinde oluşan alkale serilere benzediğini vurgulamıştır.

Gedikoğlu (1978), Doğankent (Giresun) dolayındaki Harşit granit karmaşığını ve çevre volkanik kayalardan incelemiş, yöredeki serileri alttan üste doğru, Jura-Kretase yaşlı Alt Bazik Seri ve mermerleri, Senoniyen yaşlı dasitik lav, tuf ve breşleri, Senoniyen yaşlı dasitler ve klastik ürünleri, Üst Senoniyen- Alt Tersiyer

yaşlı Üst Bazik volkanik serileri olarak ayırtlamış ve tanımlamıştır. Bu volkanik kayaçların kalkalkalen özellikte olduğunu ve bir farklılaşma ürünleri olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı, bu kalkalkalen mağmatizmanın Kuzey Tetis okyanus kabuğunun Pontidler ada yayının altına dalmasıyla ilişkili olduğunu, Karadeniz okyanus kabuğunun güneye doğru hareketinin de düşünülebileceğini vurgulamıştır. Harşit granitoidlerinin oluşumunu da, Anadolu plakacığının Pontidler ada yayına Alt Kretase-Üst Kretase sınırına yakın bir zamanda çarpmasıyla ilgili olabileceğini, diğer asidik volkanik kayaçlarının ise daha sonra Anadolu plakacığının ada yayı altına dalması sürecinde oluşmuş olabileceğini belirtmiştir.

Eğin ve Hirst (1979), "Kuzey Harşit vadisinin volkanik kayaçlarının tektonik ve mağmatik evrimi" konulu incelemesinde, Anatolidler'in kuzeye doğru bağlı hareketinden dolayı, Tetis okyanus kabuğunun Pontid kıtası altına kuzeye doğru Üst Kretase-Alt Tersiyer boyunca dalması sebebiyle Pontid mağmatik yayının oluştuğunu belirtmiş, bölgede yüzeylenen volkanizmanın iki evreli olduğunu ve bu volkanitlerin ada yayı volkanitleri olduğunu vurgulamıştır.

Terlemez ve Yılmaz (1980), Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan bölgedeki kaya birimlerini incelemiş, Orta-Üst Jura'dan Pliyosen yaş aralığına kadar kaya birimlerini ayırtlamışlardır. Araştırmacılar, Mesudiye formasyonunu Senomaniyen-Kampaniyen yaşta olduğunu ve denizaltı volkanizması ile oluştuğunu belirtirler. Birimin dasit ve siyenitler ile kesildiğini vurgulamıştır. Birimin üzerine uyumlu olarak volkano-tortul Maestrihtiyen yaşlı Fatsa formasyonu ve Paleosen yaşlı kireçtaşı, tüfit ve kumtaşı ardalanımından oluşan Gököy formasyonunun geldiğini belirtirler. Paleosen yaşlı birimler, Eosen yaşlı Yeşilce formasyonu ile açısız uyumsuz üstlenir. Araştırmacılar, bölgedeki volkanik ve tortul fasiyeslerin K-G ve D-B değişimini irdelenmiş, Üst Kretase'de K'de volkanik, G'de tortul, Eosen'de K'de tortul, G'de volkanik fasiyeslerin egemen olduğunu, volkanizmanın genel anlamda K'den G'ye gençleştiğini vurgulamışlardır.

Özsayar ve diğerleri (1981), "Doğu Pontidler'de Kretase" konulu incelemelerinde Doğu Pontidler'i Kuzey Zon ve Güney Zon olmak üzere iki bölüme ayırmayı önermiştir. Kuzey zonu Samsun-Niksar-Mesudiye-Gümüşhane-Ardanuç ayırım hattı ile güney zondan ayırmıştır.

Gedikoğlu ve diğerleri (1982), Gölköy (Ordu) civarında yaptığı incelemede paleokaldera ile cevherleşmelerin konumu arasındaki ilişkileri araştırmış, bölgenin jeotektonik konum bakımından volkanik kayaların egemen olduğu Doğu Pontidler'in kuzey zonunda yer aldığını belirtmiş, Malm-Alt Kretase'den Eosen sonuna kadar yüzeylenen kayaları ayrıntılı olarak ayırtlamış, Alt Bazik Seri, Dasitik Seri ve volkano-tortul serilerin özelliklerini ayrıntılı ortaya koymuş, Alt Bazik serinin volkanik kayalarının kalkalkalen nitelikte olduğunu vurgulamıştır.

Gedik ve Korkmaz (1984), Samsun-Sinop havzasında çalışmış, bölgedeki temeldeki metamorfik kayalardan Kuvaterner'e kadar çökelen kaya birimlerini ayırtlamış ve çeşitli evrelerde oluşan volkanik kayalarda petrolojik çalışmalarda bulunmuştur. Hamsaros volkanitlerinin Üst Kretase, Yemişliçay formasyonunun Kampaniyen-Maestrihtiyen ve Tekkeköy volkanitlerinin de Eosen yaşta olduklarını belirtmiştir. Hamsaros volkanitlerinin genellikle kalkalkalen, yer yer de şoşonitik nitelikte olduğunu ve yitim zonundan türemiş ada yayı volkanizması ürünleri olduğunu, Yemişliçay formasyonunun ada yayı volkanizması ürünleri olduğunu, Tekkeköy volkanitlerinin de yitim zonundan türemiş ada yayı volkanizması ürünleri olduğunu vurgulamıştır.

Gedikoğlu ve diğerleri (1984), Doğu Pontidler'in Mesozoyik'te jeotektonik gelişimini incelemiş, Doğu Pontidler'i volkanitlerin hakim olduğu Doğu Pontidler'in Kuzey Zonu, sedimanter kayaların hakim olduğu Doğu Pontidler'in Güney Zonu olmak üzere iki zona ayırmışlardır. Araştırmacılar, bölgedeki Jura-Alt Kretase-Üst Kretase yaşlı volkanik kayalarının kalkalkalen nitelikte olduğunu, diğer Üst Kretase yaşlı kayaların hibrid kayalar olup, genellikle kalkalkalen, bazen de toleyitik karaktere sahip olduğunu vurgulamıştır.

Aslaner ve Gedikoğlu (1984), Harşit (Giresun) vadisinde volkanitlere bağlı mineralizasyonları incelemiş ve Senoniyen yaşlı dasitlere bağlı mineralizasyonları volkanojenik hidrotermal kökenli olduğunu belirtmiştir.

Bektaş ve diğerleri (1984a), "Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Manto Yükselimi ve Polijenetik Ofiyolit Olgusu" konulu incelemelerinde Doğu Pontid mağmatik arkının Paleozoyik sonlarından itibaren Eosen sonuna dek süregelen güney yönlü yitim ile gelişmiş olabileceğini, bu mağmatik arkta kuzeyden güneye doğru

kalsik- alkali kalsik mağmatizmanın zonlandığını belirtmiştir. Araştırmacılar, ayrıca Üst Kretase yaşlı bazaltik volkanitlerin ada yayı toleyiti ve kalkalkali bazaltların özelliğini sunduğunu, bu volkanitlerin bir yitim zonu ile ilişkili olup, yitimin Senoniyen'de de devam ettiğini vurgulamıştır.

Bektaş (1984b), "Doğu Pontidler'de Üst Kretase yaşlı şoşonitik volkanizma ve jeotektonik önemi" konulu araştırmasında, Doğu Pontidler'in Üst Kretase'den itibaren yeni bir gerilme rejimi altına girdiğini, Üst Kretase'nin erken dönemlerinde (Senoniyen öncesi ?) kuzeydeki toleyitik-kalkalkalen volkanizmasının güneydeki daha sonraki dönemlerde (Senoniyen ve sonrası) yerini yüksek K'lu kalkalkali ve alkali volkanizmaya (şoşonitik birlik) bıraktığını, Üst Kretase volkanizmasının kuzeye oranla güneyde nisbeten daha geç başladığı, mağmatik faaliyetin zaman içerisinde kuzeyden güneye doğru bazik nitelikten nötr ve asidik niteliğe doğru geçiş gösterdiğini belirtmiştir. Araştırmacı, Senoniyen ve sonrası dönemin güney yönlü yitimin nisbeten dikleştiği (Mariana tipi yitim), doğrultu atımlı fayların geliştiği ve ark gerisi basenin axial baseninde okyanus tabanı yayılması dönemine karşılık geldiğini vurgulamıştır.

Terzioğlu (1984), "Ordu güneyindeki Eosen yaşlı volkanitlerde yaptığı mineralojik- petrografik ve jeokimyasal incelemelerde, andezitik, dasitik lavlardan ve andezitik piroklastiklerden oluşan Bayırköy volkanitlerinin Lütesiyen yaşta olduklarını belirtmiştir. Bu volkanitlerin şoşonitlerle ilişkili potasyumca zengin kalkalkalen karakterli volkanik seri kayalarla benzerlik gösterdiğini, bölgedeki volkanitlerin oluşumunu sağlayan mağma oluşumuna "sialik" malzemenin de katılmış olabileceğini belirtmiş ve bu volkanitlerin Üst Paleosen'den sonra Pontid ada yayı-Anatolid levhaları arasındaki çarpışma sonrasında meydana gelen volkanizmanın ürünleri olduğunu ve Üst Kretase boyunca olgunlaşan ada yayı volkanizmasının final evresini belirlediklerini vurgulamıştır. Andezitik volkanizmanın, yiten okyanusal levhanın kopmuş bir parçasının çarpışma sonrasında manto içine doğru alçalmasına devam ederken kısmi ergimeye uğraması ile, dasitik volkanizmanın ise andezitleri veren mağmanın sial'ik kabuğun etkisi altında kristal ayrışması sonucu oluştuklarını savunmuştur.

Terzioğlu (1985a), Reşadiye (Tokat) kuzeyindeki Eosen yaşlı volkanitlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesini yapmış, kıtasal plaka içlerinde

yayılım gösteren platobazaltlardan oluşan bu volkanitleri Üst Lütésiye-Priaboniyen (?) yaşta olduğunu ve Hasanşeyh platobazaltları olarak tanımlamıştır. Genellikle toleyitik karakterli, bazen de kalkalkalen özellik gösteren bu platobazaltların mağnezyumca çok zengin ana pikritik mağmadan türeyebileceğini belirtmiştir. Bu volkanitlerin Üst Paleosen'den sonra Anatolid kıtası ile Pontid ada yayının çarpışması sonrası, Doğu Pontidler'in kıtasal bir kabuğa dönüştüğü ve bu volkanitlerin de kıtasal plaka içinde kuzey-güney yönlü tektonik sıkışma rejimi altında alt kabuk tabakalanması sonucu oluştuklarını belirtmiştir

Terzioğlu (1985 b), Reşadiye (Tokat) kuzeybatısında yayılım gösteren Orta Miyosen yaştaki Hasandede andezitin mineralojik- petrografik ve jeokimyasal incelemesini yapmış ve bu volkanitlerin volkanojenik gelişimi açısından yitim zonu ile ilişkili olmayıp, kıtasal plaka içlerinde yayılım gösteren "kıta içi andezitlere" petrografik, jeokimyasal ve jeotektonik yerleşimi açısından bir benzerlik gösterdiğini vurgulamıştır. Bu volkanitlerin kalkalkalen eğilimli toleyitik Hasanşeyh platobazalt mağmasının bir ayrımlaşması ürünü olduklarını belirtmiştir. Üst kıtasal kabuğun etkisi altında gelişen kirlenme sonucu Hasandede andezitin kalkalkalen bir volkanik seri gibi gözlemlendiğini belirtmiştir.

Terzioğlu (1985 c), Mesudiye (Ordu) batısındaki yaptığı incelemede, Üst Miyosen yaşlı Kuyucak bazaltının petrolojik incelemesini yapmış, bu volkanitlerin kıtasal plaka içi alkalin bazaltlara uyum sağladığını, jeotektonik yerleşiminin ise bölgesel ölçekte yitim ve domlaşma-riftleşme yapılarından ziyade, kıtasal plakalarda da gözlenen ve plakaların yanal yer değişimlerini denetleyen transform faylı sınırlarla ilişkili olabileceği ve Orta Miyosen'de gelişmeye başlayan Kuzey Anadolu transform fayının yarattığı basınç serbestleşmesi sonucu oluşan bir volkanizma ürünü olabileceğini belirtir.

Terzioğlu (1986), "Doğu Karadeniz bölgesinde Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu" konulu incelemesinde, bu volkanitlerin hyalodasit ve andezit bileşimli lavlar olduğunu, ortaç-asidik bileşimli kalkalkalen nitelik taşıdıklarını, volkanizmanın da kıtasal kabuk kökenli olup, anateksi sonucu oluştuklarını belirtmiştir.

Baş (1986), Sinop civarındaki yaptığı çalışmada, Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanitlerde petrolojik ve jeokimyasal incelemelerde bulunmuştur. Üst Kretase-Eosen volkanitlerinin kalkalkalen karakterde olduklarını, oluşumunu da Anadolu Tetis'inin (Neo-Tetis) Üst Kretase-Eosen aralığında Pontidler'in altına yitimi sonucu oluştuğunu belirtmiştir.

Toprak (1989), Koyulhisar-Suşehri arasında yaptığı incelemede bölgenin stratigrafisini ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliğini ortaya koymuş, Üst Kretase'den Kuvaterner'e kadar kaya birimlerini ayırtlamış, bölgenin Doğu Pontidler'in güney zonunda yer aldığını belirtmiştir.

Koçyiğit (1989), Suşehri (Sivas) civarında yaptığı incelemede, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun temel jeolojik özelliklerini ve toplam atımını incelemiş, 18 km.lik sağ yanal atım belirlemiştir.

Köprübaşı (1993), Tirebolu (Giresun) civarında yaptığı çalışmada, bölgede Jura-Alt Kretase yaşta mermer arakatıkları içeren spilitik bazalt ve dasitik volkanitlerden oluşan "Pontid Alt Bazik Volkanik Karmaşığı'nı" tanımlamıştır. Bu karmaşığı Jura-Alt Kretase yaşlı Harşit Granitoyidi'nin kestiğini belirtmiştir. Bu seri üzerine pelitik tortullardan ve çeşitli volkanik kayalardan oluşan "Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı'nın" geldiğini vurgulamıştır. Araştırmacı, en üstte de olivin-ojit bazalttan oluşan Neojen yaşlı volkanitlerin yer aldığını belirtmiştir. Araştırmacı, bütün bu magmatik kayalarda petrolojik çalışmalar yapmış, bunun sonucunda Pontid Alt Bazik Karmaşığı kayalarının genellikle kalkalkalen, fakat toleyite geçiş gösteren jeokimyasal karakterde olduğunu, bu volkanik karmaşığı kesen Harşit granitoidinin I- tipinde, peralüminalı, kalkalkalen özellikte ve olgunlaşmakta olan bir ada yayı ortamını karakterize ettiğini vurgulamıştır. Üst Kretase yaşlı Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı'na ait volkanik kayaların yitim kökenli olduğunu, kalkalkalen özellikli ve granitoid batolitleriyle jenetik ilişkili olduğunu savunmuştur.

Yılmaz ve Terzioğlu (1994), Ünye-Koyulhisar-Reşadiye arasındaki incelemelerinde, volkanizmanın karakterini ve bölgenin jeodinamik evrimini ortaya koymuşlardır. Volkanizmanın fasiyes yayılımına ve deformasyonun şiddetine göre volkanik yayın kuzeye doğru eğimli olduğunu, bazaltik volkanizmanın yay tansiyonel karakterde olduğu zaman oluştuğunu belirtmiştir. Üst Miyosen-Pliyosen alkali tipi

volkanitlerin ve Kuvaterner yaşı şoşonitik tipte volkanitlerin, Pontid yayı ve Anadolu-Toros platformu arasında bölgede çarpışmadan sonra gelişen plaka içi volkanizmanın farklı evrelerini gösterdiğini vurgulamıştır.

Altun ve diğerleri (1994), Dereli-Şebinkarahisar (Giresun) dolayındaki çalışmalarda, bölgede temelin Liyas öncesi yaşı metamorfizmlerden oluştuğunu, üzerine Liyas-Malm yaşı denizaltı volkanizmasının etkin olduğu volkano-sedimanter dizinin geldiğini belirtmiştir. Sığ denizel kireçtaşlarından ve resifal kireçtaşlarından oluşan Portlandiyen-Barremiyen yaşı birimlerin geldiğini vurgulamıştır. Bölgedeki ada yayı volkanizması ürünleri olan Apsiyen-Kampaniyen yaşı volkano-sedimanter istifte temsil olunan Mesudiye formasyonu, resifal kireçtaşlarının üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır. Araştırmacılar, Mesudiye formasyonunun uyumlu ilişkili olarak Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşı volkano-tortul istifte devam ettiğini belirtirler. Bu birimleri Senoniyen sonu-Paleosen başlangıcı yaşı İkisu granitoidinin kestiğini vurgulamıştır. Üst Kretase yaşı birimleri, Eosen yaşı birimlerle üstlenmiştir. Volkano-sedimanter özellikteki kayatürleriyle temsil olunan bu istifteki volkanitler, ada yayı volkanizmasının son ürünleri şeklinde değerlendirilmiştir.

BÖLÜM 2

STRATİGRAFİ VE PETROGRAFI

2.1. GİRİŞ

Doğu Pontidler tektonik kuşağında yer alan inceleme alanındaki birimler, stratigrafik olarak alttan üste doğru ele alınacaktır (Şekil 2.1.1). Bu birimler yaşlıdan gence doğru Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Mesudiye formasyonu, Üst Maestrihtiyen yaşlı Herközü volkanitleri, Üst Maestrihtiyen yaşlı İkisu granitoyidi, Üst Maestrihtiyen yaşlı Evliyatepe breşi, Alt-Orta Eosen (İpreziyen-Lütesiyen) yaşlı Kavaklıdere Grubu, Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitleri ve Kuvaterner yaşlı oluşuklardır.

Andezitik ve bazaltik lav akıntısı, piroklastit ve tortullardan oluşan Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Mesudiye formasyonu, uyumlu olarak Üst Maestrihtiyen yaşlı andezitik ve bazaltik lav akıntularından oluşan Herközü volkanitleri tarafından uyumlu olarak üstlenir. Her iki birimi granit, granodiyorit ve diyorit bileşimli Üst Maestrihtiyen yaşlı İkisu granitoyidi kesmektedir. Yine Üst Maestrihtiyen yaşlı yoğun hidrotermal alterasyona uğramış, volkanik breşlerden oluşan Evliyatepe breşi, Mesudiye formasyonu ve İkisu granitoyidini kesmiştir. Üst Kretase yaşlı bu birimler Lütesiyen yaşlı, tabanda konglomera ile başlayıp, üste doğru kumlu kireçtaşı, fliş karakterli kumtaşı, kıltaşı, kumlu kireçtaşı ardalanması, andezitik-bazaltik lav akıntısı ve piroklastiklerinden oluşan Kavaklıdere Grubu ile transgresif olarak üstlenmiştir. Kavaklıdere Grubu, Pliyosen yaşlı karasal volkanitlerden oluşan Erdembaba volkanitleri ile uyumsuz olarak üstlenir.

SİSTEM	KUVATERNER	ERDEMBAHA VOLKANİTLERİ	YENİCE	ÜYE	SİMGE	KALINLIK m	DİKME KESİTİ	KAYA TÜRÜ	FOSİLLER VE RADYOMETRİK YAŞ TAYİNİ
TER SİYER	PLİYOSEN	ERDEMBAHA VOLKANİTLERİ	Yenice		Qa	600-800		Alüvyon	
					Te	600-800		Daşlık lav, aglomera ve tuf, seyrek andezitik, bazaltik lav akıntısı	
E O S E N	Lütesiyen	KAVAKLIDERE	Yenice		Tkd	150-200		Tkd, Deredibi volkanitleri, andezitik lav akıntısı	<i>Nammulites sp.</i> <i>Discocyclina sp.</i> <i>Orbitolites sp.</i> <i>Eponides sp.</i> <i>Sphaerogypsina globulus Reuss</i> <i>Eoruparia magna Le Calvez</i> <i>Gypsina sp.</i> <i>Rotalidae</i> <i>Textularidae</i> <i>Nammulites sp.</i> <i>Discocyclina sp.</i> <i>Orbitolites sp.</i> <i>Eoruparia magna Le Calvez</i> <i>Litho thamnoides</i> <i>Miliodidae</i>
					Tkha	150-200		Tkha, Hatipli formasyonu, kumtaşı, andezitik-bazaltik lav, aglomera ve tuf	
					Tkh	150-200		Tkh, Hasanseyh volkanitleri, aglomera ve tuf arasımlı bazaltik lav akıntısı	
					Tkka	100		Tkka, Deredibi volkanitleri, andezitik lav akıntısı	
					Tkç	30		Tkç, Hatipli formasyonu, kumtaşı, andezitik-bazaltik lav, aglomera ve tuf	
					Tkk	20		Tkk, Hatipli formasyonu, kumtaşı, andezitik-bazaltik lav, aglomera ve tuf	
					Tkç	30		Tkç, Hatipli formasyonu, kumtaşı, andezitik-bazaltik lav, aglomera ve tuf	
					Tkk	20		Tkk, Hatipli formasyonu, kumtaşı, andezitik-bazaltik lav, aglomera ve tuf	
					Tkk	20		Tkk, Hatipli formasyonu, kumtaşı, andezitik-bazaltik lav, aglomera ve tuf	
					Tkk	20		Tkk, Hatipli formasyonu, kumtaşı, andezitik-bazaltik lav, aglomera ve tuf	
K R E T A S E	Üst Messtriyen	M E S U D İ Y E	Yıldıztepe		Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	78.3a1.5 M.Y. Moore vd. (1980)
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
ÜST KRETASE	Üst Messtriyen - Alt Messtriyen	M E S U D İ Y E	Yıldıztepe		Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	<i>Globotruncana sp.</i> <i>Globotruncana cf. arca(Cushman)</i> <i>Globotruncana linnaiana (d'Orbigny)</i> <i>Globotruncana marginata (Reuss)</i> <i>Globotruncana Lapparenti Bolli</i> <i>Globotruncana stuarti (de Lapparent)</i> <i>Globotruncana cf. calceolata Cushman</i> <i>Globotruncana ventricosa White</i> <i>Globotruncana cf. bulboides Vogler</i> <i>Globotruncanella stuartiformis (Dabiez)</i> <i>Globotruncanella cf. elevata (Brotzen)</i> <i>Rosita sp.</i> <i>Globigerinacea</i> <i>Heterohelix sp.</i> <i>Stomiosphera sp.</i> <i>Pithonella sp.</i>
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
ÜST KRETASE	Üst Messtriyen - Alt Messtriyen	M E S U D İ Y E	Yıldıztepe		Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	<i>Globotruncana sp.</i> <i>Globotruncana linnaiana (d'Orbigny)</i> <i>Globotruncana bulboides Vogler</i> <i>Globotruncanella stuartiformis (Dabiez)</i> <i>Globotruncanella cf. elevata (Brotzen)</i> <i>Globigerinacea</i> <i>Rosita sp.</i>
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
ÜST KRETASE	Üst Messtriyen - Alt Messtriyen	M E S U D İ Y E	Yıldıztepe		Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	<i>Globotruncana sp.</i> <i>Globotruncana linnaiana (d'Orbigny)</i> <i>Globotruncana bulboides Vogler</i> <i>Globotruncanella stuartiformis (Dabiez)</i> <i>Globotruncanella cf. elevata (Brotzen)</i> <i>Globigerinacea</i> <i>Rosita sp.</i>
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	
					Khd	120		Khd, Kavacak dayk ve silleri, bazaltik, andezitik ve daşlık bileşimli	

Şekil 2.1.1, Mesudiye-Ortakent (Koyulhisar-Sivas) Arasının Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesiti.

2.2. MESUDIYE FORMASYONU (Km)

İnceleme alanında, stratigrafik olarak en altta bulunan birim, ilk kez Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından Senomaniyen-Üst Maestrihtiyen yaşlı volkano-sedimanter oluşuklar için Mesudiye formasyonu olarak tanımlanmıştır. Seymen (1975), benzer litolojiler için Reşadiye (Tokat) dolayında Türoniyen-Alt Kampaniyen yaşlı volkanik ve volkano-tortul kayalardan oluşan Kızıltepe formasyonu ve üzerinde uyumlu olarak yer alan Üst Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Kapaklı formasyonunu tanımlamıştır. Ayrıca Toprak (1989), Koyulhisar-Suşehri arasında Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı volkanik ve volkano-sedimanter kayalar için Akçaağıl Grubu tanımını kullanmıştır. Koçyiğit (1989), Suşehri dolayındaki incelemesinde Maestrihtiyen yaşlı volkanik ve volkanik-tortul kayalar için Akçaağıl Grubu tanımını getirmiştir. Özsayar ve diğerleri (1982), Ardanuç (Artvin) dolayında tüfit, kırmızı renkli biyomikritlerden oluşan Santoniyen-Kampaniyen yaşlı Ziverağa formasyonu ve üzerinde uyumlu olarak yer alan dasit ve dasitik tüf, seyrek andezitik lavlardan oluşan Alt Kampaniyen-Üst Kretase üstü yaşlı Makenet formasyonunu tanımlamıştır. Zankı (1961), Harşit (Giresun) dolayında volkanik ve volkano-tortul kayalardan oluşan Alt Kretase-Üst Kretase yaşlı Alt Bazik Seri ve Üst Kretase-Eosen yaşlı yoğun volkanitlerden oluşan bazaltik-andezitik lav ve piroklastiklerini Üst Bazik Seri olarak tanımlamıştır. Gedikoğlu ve diğerleri (1982), Ordu civarında Malm-Alt Kretase yaşlı Alt Bazik Seri, üzerinde uyumsuz olarak yer alan andezitik-bazaltik lav akıntısı ve piroklastlarından, riyolitik tüflerden oluşan volkanik seri ve üzerinde uyumlu olarak yer alan Maestrihtiyen yaşlı tortul seriyi tanımlamıştır. Robinson ve diğerleri (1995), bölgede Üst Kretase'nin değişik fasiyeler içerdiğini, yoğun olarak volkanik kayalar ve türbiditlerin egemen olduğunu belirtir. Ayrıca mafikten felsike kadar değişen kalın lav istiflerinin bazen yastık (pillow) yapılı, boylanmamış volkanik kumtaşları, tüf ve pelajik kireçtaşları içeren türbiditler ile yanal ve düşey yönde geçişli olduğunu belirtirler.

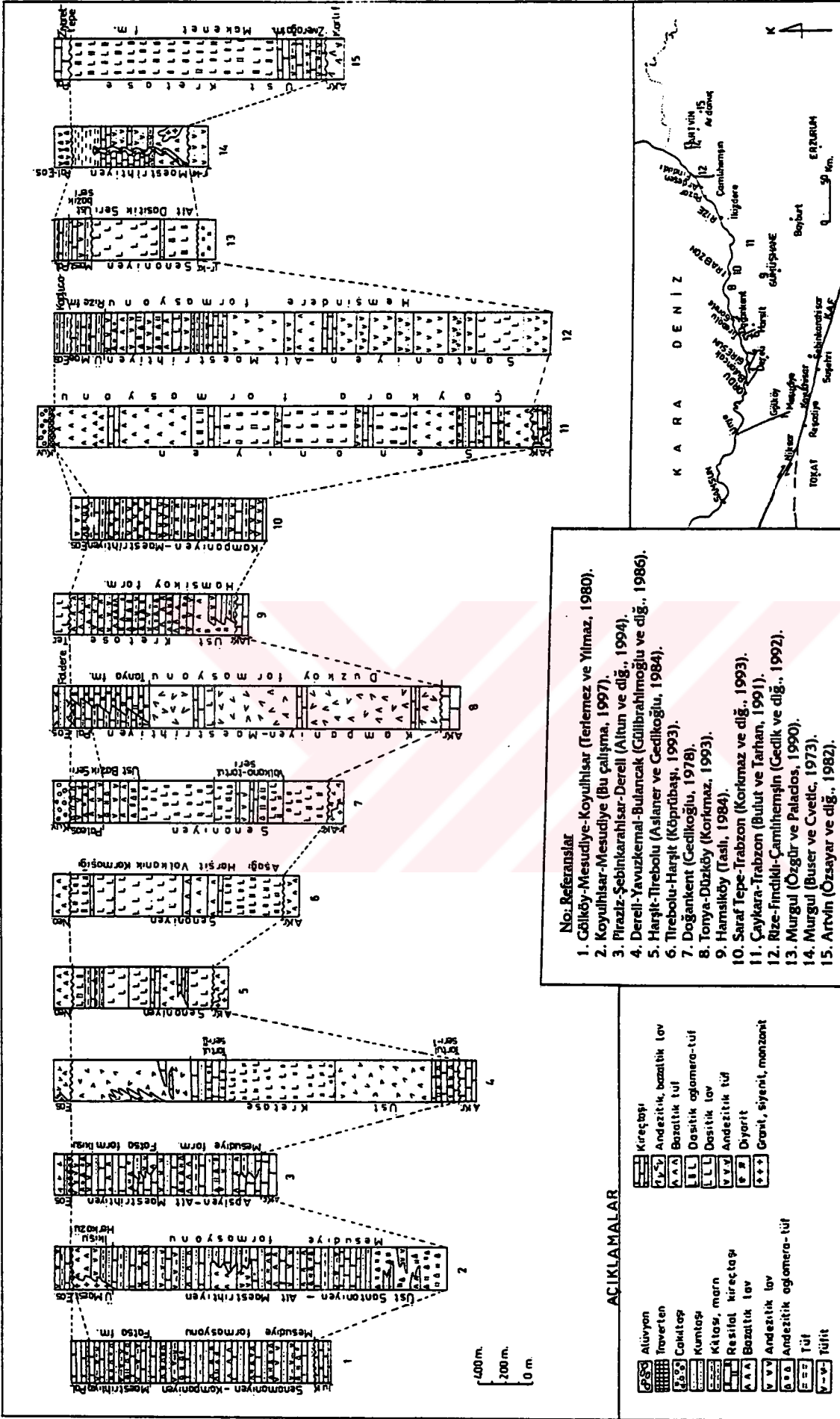
Doğu Pontidler'de oldukça yaygın şekilde yüzeylenen Üst Kretase yaşlı birimler, değişik araştırmacılar tarafından değişik adlamalarla anılmış ve değişik yaşlarda kabul edilmiştir. Bu karşılaştırmalar Şekil 2.2.1 'de görülmektedir.

Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Mesudiye formasyonu, volkano-sedimanter bir istif niteliğinde olup, aglomera-tüf, tüfit, pelajik kireçtaşı, kumtaşı, bazaltik lav akıntısı, andezitik lav akıntısı, kıltaşı ve seyrek olarak çakıtaşı ardalanmasından oluşur.

Mesudiye formasyonu, inceleme alanında çok yaygın yüzeylenmektedir. Çalışma alanında, Kızılelma köyü, Bacıkıran sırtı, Asarcık mah., Yavşan köyü ve Arıkmusa köyü, Kartomuz tepe, Küplüce köyü ve Melet çayı kuzey ve güneyinde yaygın bir şekilde yüzeylenir (Ek A).

Mesudiye formasyonu içinde farklı kayatürü özellikleri gösteren beş üye ayırtlanmış ve haritalanmıştır (Ek A). Bu birimler, alttan üste doğru sırasıyla andezitik-bazaltik lav akıntısı, volkanik elemanlı kumtaşı ara düzeyleri kapsayan Karacaören üyesi, seyrek olarak tüf, tüfit, kıltaşı ve pelajik kireçtaşı arakatıkları içeren Eskiköy üyesi, pelajik kireçtaşından oluşan Nebişeyh üyesi, andezitik lav akıntısından oluşan Dikmentepe üyesi ve bazaltik lav akıntısından oluşan Asarcık üyesidir.

Mesudiye formasyonu içerisinde yer alan, ancak üye olarak ayırtlanmamış kayatürlerinden tüfit; birim içerisindeki en yaygın kayatürlerindendir. Yeşil, gri, pembe renkli, çoğunlukla ince, yer yer orta-kalın tabakalanmalı, yer yer çapraz tabakalı, kumlu, ender olarak kaba tanelidir. Tüfitler, birçok yerde genellikle tüfler ile yanıl geçiş gösterirler. Tüfit terimi, büyük çoğunlukla (> % 50) volkanik kökenli az veya çok taşınmış malzemedendir yapıları ince taneli kayalar için kullanılmıştır. Mikroskopik incelemelerinde köşeli, yuvarlaklaşmış kuvars, plajiyoklas, tamamen ayrılmış ferromagnezyen mineral, opak mineral ve kalsit parçalarından oluşur. Çimento genellikle kriptomik kristallen kalsit, demiroksit ve submikroskopik kil minerallerinden oluşur. Kıltaşı; gri, yeşilimsi renkli, laminal ve dağınık özellikte olup, Mesudiye formasyonu içerisinde en az görülen kayatürlerindendir. Çakıtaşı; ender olarak gözlenir. Çakıtaşlarının taneleri çeşitli boyutlarda olup, yuvarlaklaşmıştır. Çakıllar çok seyrek olarak kireçtaşı, yoğun olarak andezit ve bazalttan oluşur. Gevşek tüf ve karbonat çimentoludur.



Şekil 2.2.1, İnceleme alanı dolayında ve Doğu Pontidlerdeki Üst kretase yaşlı birimlerin korelasyon tablosu.

İnceleme alanında, Mesudiye formasyonunun alt düzeyleri ve tabanı gözlenmemektedir. Çalışma alanı güneybatısı ve batısında, Reşadiye-Tokat civarında Orta-Üst Jura-Alt Kratase yaşlı Zinav kireçtaşı üzerine transgresif olarak gelir (Terlemez ve Yılmaz,1980).

Birim, Üst Maestrihtiyen yaşlı Herközü volkanitleri ile uyumlu olarak üstlenir. Üst Maestrihtiyen yaşlı İkisü granitoyidi tarafından kesilen Mesudiye formasyonu, ayrıca Üst Maestrihtiyen yaşlı bazalt, andezit ve dasitik bileşimli Kavacak dayk ve silleri tarafından kesilir. Mesudiye formasyonu, inceleme alanı kuzeyinde ve kuzeydoğusunda yer yer kumtaşı ve aglomera arakatkıları içeren kireçtaşı, killi-kumlu-tüflü kireçtaşı ve tüfit ardalanmasından oluşan Maestrihtiyen yaşlı Fatsa formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiştir (Terlemez ve Yılmaz, 1980).

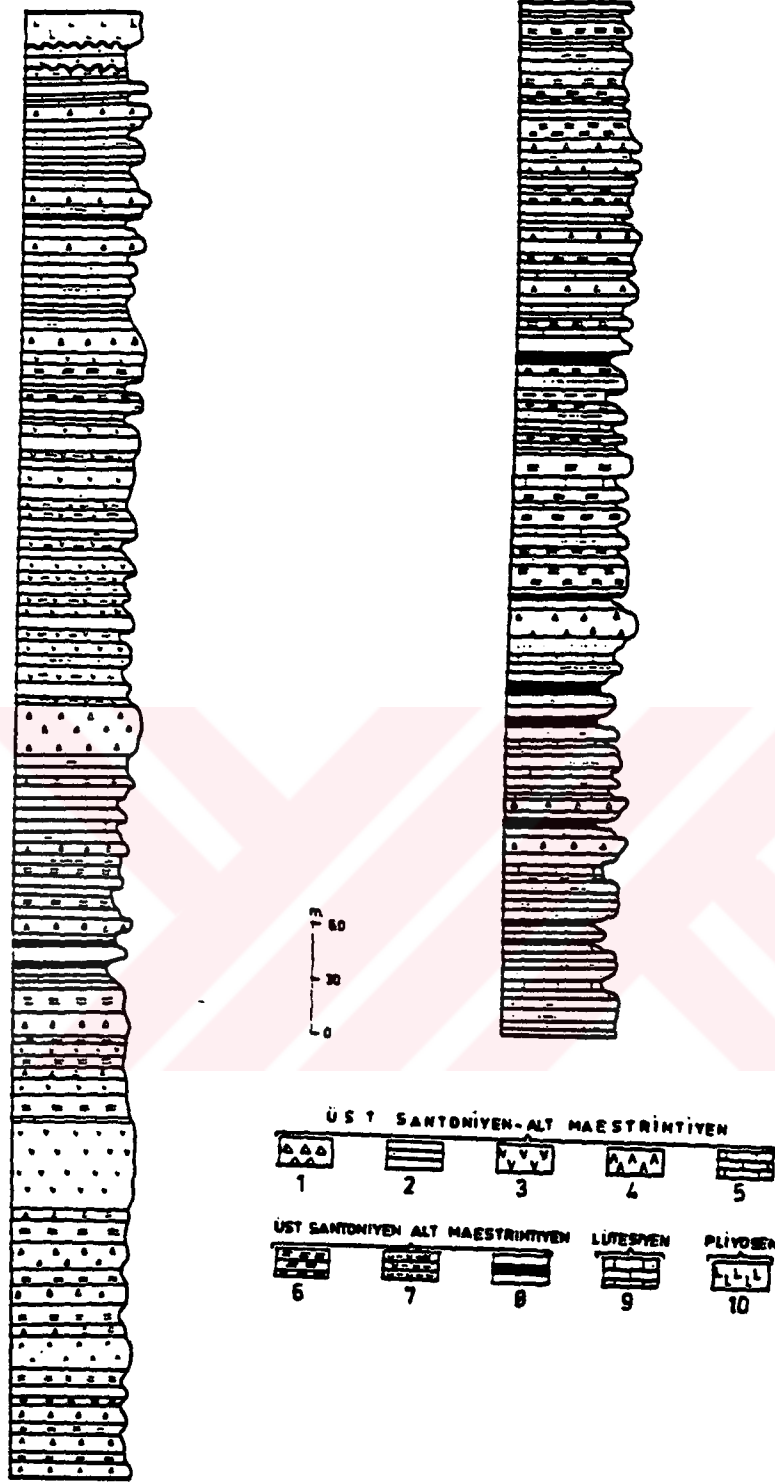
Birim, yanal yönde sıkça fasiyes değişimleri gösterip, içerisindeki değişik kayatürleri merceksel konumlu olup, devamlılık göstermez ve diğer kayatürlerine geçer. Mesudiye formasyonu, inceleme alanında yanal yönde farklı kalınlıklar sunmaktadır. Birim, Kartomuz Tepe kesitinde 767 m., Tepetarla Tepe kesitinde ise 567 m. kalınlık sunar (Şekil 2.2.2). Çalışma alanı batısında, Terlemez ve Yılmaz (1980) birimin 1100 m.-1300 m. kalınlık sunduğunu belirtmiştir. Bu volkano-tortul istifin kalınlığı 1100 m.-1500 m. arasında değişmektedir.

İnceleme alanında oldukça geniş alanlar kaplayan Mesudiye formasyonunda volkanik katkı fazla olduğundan denizaltı volkanizmasının Üst Kretase'de bölgede ve Doğu Pontidler'de oldukça yoğun olduğunu gösterir. Volkanik aktivitenin azaldığı veya durduğu dönemlerde Mesudiye formasyonunun tortulları çökelmiştir. Pelajik tortullar ve pelajik formlar içeren Mesudiye formasyonu, denizaltı volkanizmasının çok yoğun olduğu derin denizel bir ortamda çökelmiştir.

Musalı köyü kuzeyinde, Melet çayında ve Mesudiye-Karacaören karayolu üzerinde gözlenen lavlardaki yastık yapısı (pillow lavas), Mesudiye formasyonunun çökeliminde denizaltı volkanizmasının etkin olduğu görüşünü desteklemektedir. Ayrıca, Güvenli mah. güneybatısında pelajik kireçtaşlarında gözlenen kayma yapıları (slamb), çökelme ortamının duraysız ortam koşullarını yansıttığını doğrulamaktadır.

KARTOMUZ TEPE KESİTİ

TEPETARLA TEPE KESİTİ

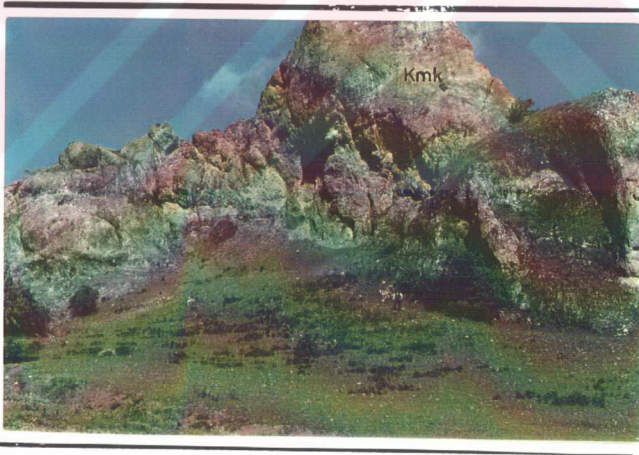


Şekil 2.2.2. Mesudiye formasyonunun (Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen) Kartomuz Tepe ve Tepetarla Tepe'deki ölçülmüş stratigrafik kesitleri:1- aglomera, 2- Kumtaşı, 3- Andezitik lav akıntısı, 4- Bazaltik lav akıntısı, 5- Pelajik kireçtaşı, 6- Tüf, 7- Tüfit, 8- Kilitaşı, 9- Kumlu kireçtaşı (Çalyaylası formasyonu, Orta-Üst Lütesiyen), 10- Dasitik lav akıntısı (Erdembaba volkanitleri, Pliyosen).

2.2.1. Karacaören Üyesi (Kmk)

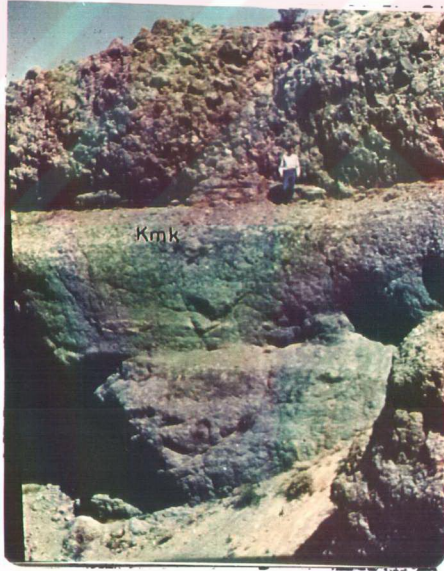
Yer yer bazaltik lav akıntısı, andezitik lav akıntısı ve volkanik elemanlı kumtaşı aradızeyleleri kapsayan, yoğun olarak aglomera ve tüften oluşan birim, geniş olarak Karacaören köyü, Küplüce köyü, Herközü köyü, Güzelyurt köyü ve Acidere köyü dolaylarında yüzeylendiğinden Karacaören üyesi olarak adlandırılmıştır. Birim, inceleme alanı batısında Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından Tolluk tuf-kumtaşı üyesi olarak adlandırılmıştır.

Denizaltı volkanik patlamalar sonucunda oluşan piroklastitler, birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli olan aglomera ve tüflerdir. Arazide yer yer sert topoğrafyaya sahiptirler (Şekil 2.2.1.1).



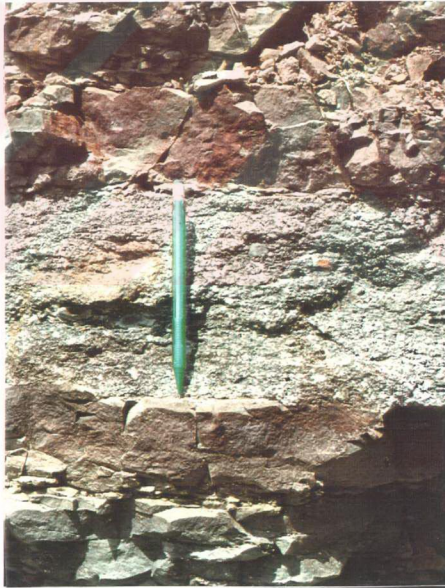
Şekil 2.2.1.1, Karacaören üyesinin aglomeralarının görünümü (Yer: Kirazlı Mah. güneyi). Kmk: Karacaören üyesi.

Aglomeralar, koyu gri, kırmızı, bordo, siyah ve kahverengi renk tonlarında, genellikle tabakalanmasız, yer yer çok kalın tabakalanmalı, taneleri ufak çakıl, büyük çakıl ve yer yer blok boyutundadır (5 cm.-75 cm.). Çakıllar çoğunlukla andezit ve bazaltik lav çakılları, seyrek olarak pelajik kireçtaşı, nadiren çört ve volkanik elemanlı kumtaşı çakıllarından oluşur. Aglomeraları oluşturan çakıl ve bloklar birbirleriyle genellikle tuf ve daha az olarak karbonattan oluşan bir matriks ile tutturulmuştur. Aglomeranın çakılları, köşeli, yarı köşeli-yuvarlağımsı olup, kötü boylanmış. Çakıl tanelerindeki çatlaklar boyunca ikincil kalsit damarcıkları oluşmuştur. Aglomeralar ile yanal ve düşey yönde tedrici geçişli olarak gözlenen tüfler, açık gri, kül, sarımsı renk tonlarında olup, kalın tabakalanma sunar. Aglomera ve tüfler yer yer akıntı breşleri kapsar (Şekil 2.2.1.2). Aglomera ve tüfler içerisinde yer alan andezitik-bazaltik lav akıntısı ve volkanik elemanlı kumtaşları, bu kayatürleriyle yanal ve düşey yönde tedrici geçişlidir (Şekil 2.2.1.3).

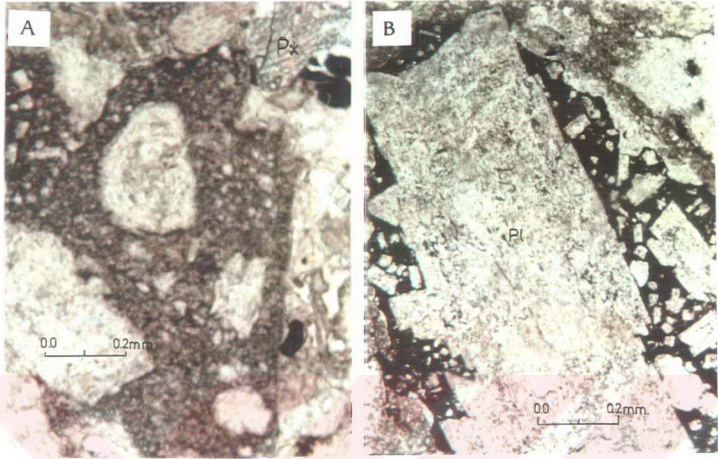


Şekil 2.2.1.2, Karacaören üyesinin aglomera ve tüflerinin görünümü (Yer: Kavacık Köyü kuzeyi). Kmk: Karacaören üyesi.

Aglomeranın mikroskobik özellikleri; volkanik camdan oluşan bir matris içinde yarı özşekilli- özşekilli andezin ($Ab60An40$) bileşiminde, polisentetik ikizlenmeli plajiyoklas, yarıözşekilli- özşekilli piroksenden oluşur. Plajiyoklas; özşekilli-yarıözşekilli, albit-oligoklas bileşiminde, yoğun mağmatik korroziona uğramıştır. Plajiyoklas ve kalsitlemiş piroksen mineralleri içeren andezitik bileşimli tuf parçaları, plajiyoklas, piroksen, hornblend ve biyotitten oluşan piroksen-andezit; labrador ($An52-56$) bileşiminde plajiyoklas, piroksen ve biyotitten oluşan bazalt çakıllarından oluşur. Tüfler, volkanik kayaç parçaları ile bunların arasını dolduran kristal ve cam parçalarından oluşur. Tüflerin mikroskobik özellikleri ise; çoğun andezitik bileşimde olup, kül boyutuna kadar küçülen volkanik bir hamur içerisinde plajiyoklas mikrolitleri, opak mineral ve klorit ile bağlanmasından oluşmuştur (Şekil 2.2.1.4). Kayaç parçaları, andezitik ve bazaltik bileşimli kayaçlardan oluşur.



Şekil 2.2.1.3, Tüfler içinde aglomera ve tufün görünümü (Yer: Yeşilçit Köyü).



Şekil 2.2.1.4 A,B) Andezitik tüfteki andezitik kayaç parçalarının görünümü.
Pl: plajiyoklas, Px: piroksen (TN).

Tüflerin arasında yer yer aradüzeyler şeklinde ince, kırmızı renkli biyomikritler bulunur.

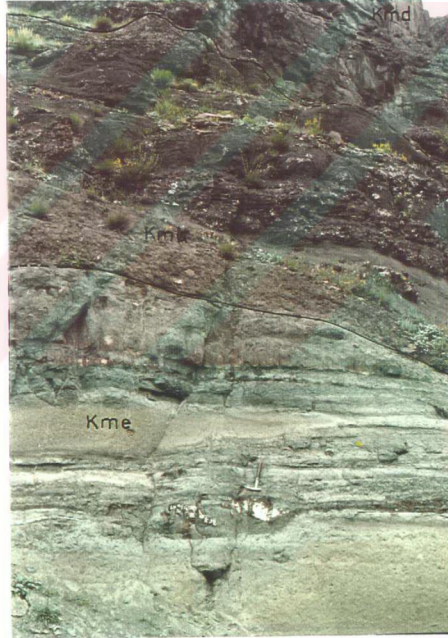
Karacaören üyesine ait aglomera ve tüfler, Mesudiye formasyonunun değişik düzeylerinde izlenmesine rağmen, genellikle alt düzeylerinde daha geniş yayılmıştır. Birim yaklaşık 650 m. kalınlık sunar.

Karacaören üyesi, Eskiköy üyesi ile tedrici geçişli olarak üzerlenir. Birim, ayrıca Mesudiye formasyonunun diğer kayatürleriyle uyumlu ilişkili olarak üstlenir.

2.2.2. Eskiköy Üyesi (Kme)

Yer yer tüfit, tuf, kiltası ve pelajik kireçtaşı aradüzeyleri içeren volkanik elemanlı kumtaşından oluşan Eskiköy üyesi, tipik olarak inceleme alanı kuzeyinde Eskiköy mezraası ve Yardere köyü dolayında yüzeylendiğinden, Eskiköy üyesi olarak tanımlanmıştır.

Serkizler mahallesi güneyinde ve Çağşak Tepe dolayında da yüzlekler sunan birim, sarı, gri, yeşilimsi, bordo renklerde, tamamen volkanik elemanlı kumtaşlarından oluşur. Yer yer masif görünümde izlenen birim, yer yer de ince-orta tabakalanmalı olup, düzenli tabakalanma gösterir (Şekil 2.2.2.1). Yer yer laminalı özellikte, orta-kötü boylanmalıdır. Yer yer taban ve tavan yapıları gösteren birim, küresel ayrışma gösterir. Yoğun şekilde kloritleşmiş volkanik cam ve kloritik bir hamur içerisinde ayrılmış feldispat parçaları, piroksen parçaları yer alır. Mesudiye formasyonunun diğer kaya türleriyle geçişli olan kumtaşlarında yanıl yönde süreklilik izlenmez. Birim, Eskiköy mezraası dolayında 60 m. kalınlık gösterir.

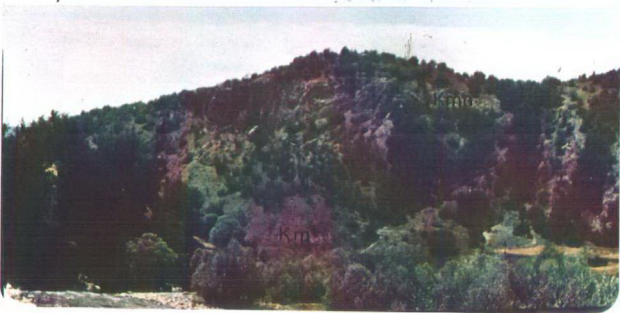


Şekil 2.2.2.1, Eskiköy üyesi volkanik elemanlı kumtaşları ve diğer birimlerle uyumlu ilişkisi (Yer: Serkizler Mah. güneyi). Kme: Eskiköy üyesi, Kmk: Karacaören üyesi, Kmd: Dikmentepe üyesi.

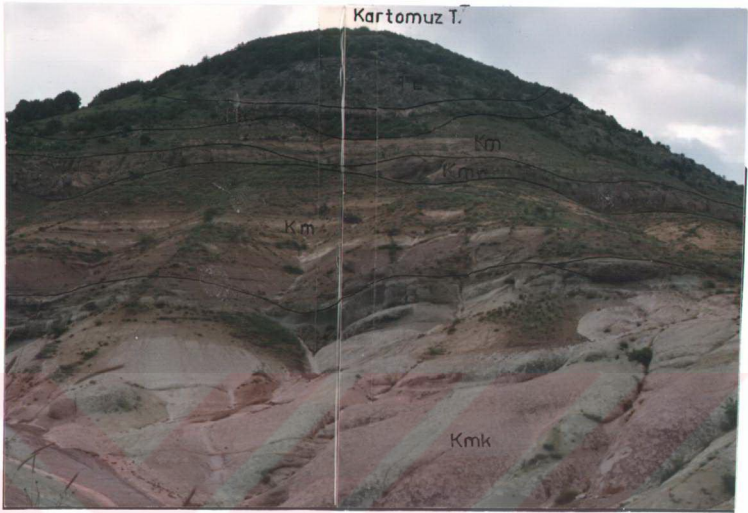
2.2.3. Nebiŕeyh Üyesi (Kmn)

İnceleme alanında Aŕađıgökçe köyü, Güneyce mezraası ve Küplüce köyü dolayında yüzeylenen birim, ilk kez inceleme alanı dışında /batısında Mesudiye ilçesi ve Nebiŕeyh nahiyesinde Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından Nebiŕeyh üyesi olarak tanımlanmıştır. Birim, alıŕma alanında ayrıca Musalı köyü dolayında, Yıkılğan Tepe'de Asarcık mah. kuzeydoğusunda ve Küplüce köyü dolaylarında yüzeylenir (Ek A).

Birime ait litolojiler, genellikle Mesudiye formasyonunun deđiŕik düzeylerinde ince düzeyler ve mercекler halinde yüzeylenmektedir. Haritalanan kesimler üyenin en yaygın olduğu yerlerdir. Genellikle kırmızı-pembe renkli, deđiŕmiŕ rengi kirlili kırmızı renkli, düzenli ve ince-orta tabakalanmalı , yer yer laminalanmalı, genellikle ince tanelidir. Yer yer kumlu, gevrek yapılı, kırıklı, çatlaklı, silis ve kalsit dolgululu, kırıntılıdır. Birim, Beŕbryk köyü 1.5 km. güneybatısında ve Yıkılğan Tepe'de gözlendiği gibi, yer yer denizaltı kayma yapıları (slamb) gösterir (Ŗekil 2.2.3.1). Pelajik kiretaŕı, yer yer kiltası arakatlıdır ve seyrek olarak da aglomera parçaları, bazaltik lav akıntısı, andezitik lav akıntısı ve tüfit aradıüzeylerini içerir (Ŗekil 2.2.3.2). Birim, Mesudiye formasyonunun diğer kayatürleriyle geçiŕli iliŕkili olup, yanall devamlılıkları fazla değildir. Pelajik kiretaŕları, Mesudiye formasyonu içinde deđiŕik kalınlıklar gösterebilmektedir. 1-2 m. den 150 m.' ye kadar deđiŕik kalınlıklar sunabilmektedir.



Ŗekil 2.2.3.1, Nebiŕeyh üyesi pelajik kiretaŕlarındaki slamb (denizaltı kayma) yapıları (Yer: Yardere Mah. kuzey doğusu).



Şekil 2.2.3.2, Nebişeyh üyesi ile Karacaören üyesinin ilişkisi (Yer: Kızılelma Köyü kuzeyi). Km: Mesudiye formasyonu (ayrılmamış), Kmk: Karacaören üyesi, Kmn: Nebişeyh üyesi, Tkç: Çalyaylası formasyonu, Te: Erdembaba volkanitleri.

2.2.4. Dikmentepe Üyesi (Kmd)

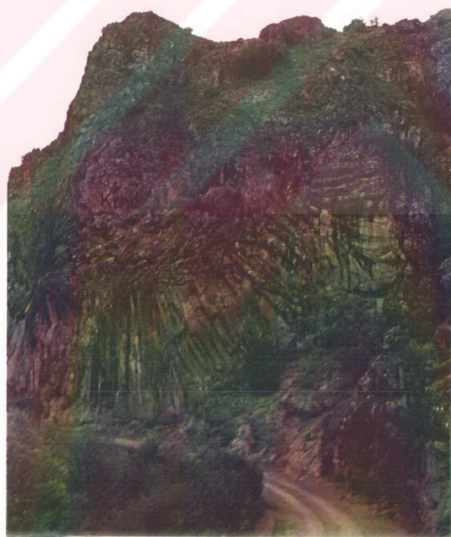
Mesudiye formasyonunun değişik düzeylerinde tortularla arakatkılı olarak bulunan, yoğun olarak andezitik lav akıntularından oluşan birim, Dikmen Tepe dolayında tipik yüzeylenme sunduğundan ilk kez Dikmentepe üyesi olarak adlandırılmıştır.

Birim, Serkizler mah., Topaloğlu mah., kuzeyinde, Dikmen Tepe'de ve Kışlacık Tepe'de yüzeylenir (Ek A).

Andezitik lavlar, kahverengimsi, koyu gri, gri renklerde dir. Arazide bazen 5 cm. boyutunda feldispat fenokristallerinin volkanik hamur içinde bol bulunmasıyla kolayca tanımlanabilir (Şekil 2.2.4.1). Kırıklı ve çatlaklı, bol eklemlili, tipik akma yapılı olup, ışınal sütünsal soğuma yapıdır (Şekil 2.2.4.2).



Şekil 2.2.4.1, Dikmentepe üyesi andezitik lavlarında iri feldispat kristalleri (Yer: Serkizler Mah. güneydoğusu).

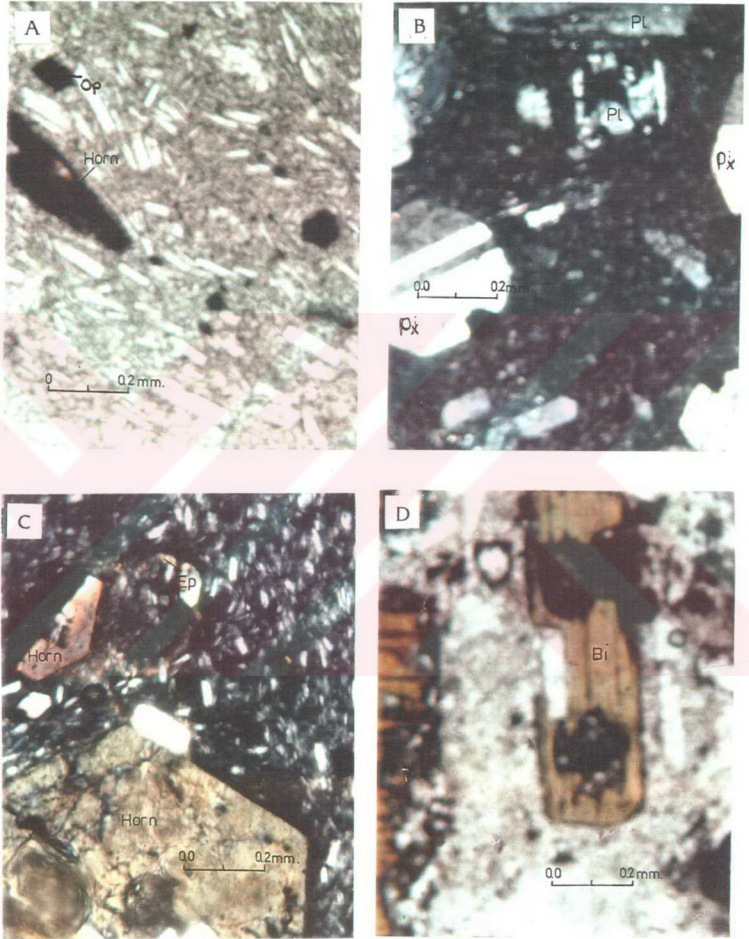


Şekil 2.2.4.2, Dikmentepe üyesi andezitik lavlarındaki ışınal poligonal soğuma yapıları (Yer: Yardere Mah. kuzeydoğusu).

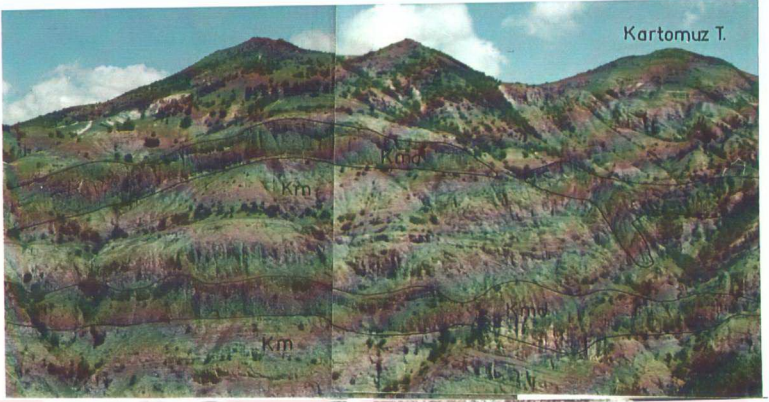
Denizaltı volkanizmasının en belirgin özelliklerinden olan yastık yapısı (pillow), Yardere köyü doğusunda Melet çayı üzerinde yaygın olarak izlenir.

Andezitik lavların mikroskopik incelemelerinde, andezit, bazaltik andezit, piroksen andezit ve hornblend-andezit bileşiminde oldukları görülür. Kriptokristalen porfirik, miktolitik- porfirik, pilotaksitik, intersertal, hyalopilitik ve vitrofirik dokular izlenir (Şekil 2.2.4.3 A). Bileşenleri; büyük fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklinde bulunan plajiyoklas kristalleri, özşekilli-yarıözşekilli, sıkça zonlu yapılıdır, Bu zonlu yapılar, düzenli konsantrik formlar halinde izlenir. Plajiyoklas fenokristalleri, yer yer kenarlarından itibaren mağmatik korrozyona uğramıştır. Ölçüm yapılabilen fenokristallerin bileşimleri (An16-43) oligoklas-andezin bileşimindedir. Plajiyoklaslar, birçok birincil kapanımlar içerirler. Bunlar, küçük plajiyoklas kristalitleri, apatit, piroksen ve opak minerallerdir. Plajiyoklaslar albitleşmiş, kloritleşmiş ve serisitleşmiştir. Piroksen, büyük fenokristal ve küçük fenokristaller şeklinde izlenmekte olup, genellikle ojit ve daha az oranda ejirin-ojit ve hipersten bileşiminde, sıkça ikizlenmeli (Şekil 2.2.4.3 B), özşekilli, yarıözşekilli fenokristaller şeklindedir. Çoğun opak bir kuşakla çevrelenmiş, sıkça mağmatik korrozyona uğramıştır. Amfibol özşekilli-yarıözşekilli, ikizlenmeli, büyük ve küçük fenokristaller şeklinde olup, çoğunlukla yeşil hornblendtir. Hornblend kristallerinde opaklaşma (Şekil 2.2.4.3 A,C,D), epidotlaşma ve kloritleşme yaygındır (Şekil 2.2.4.3 C). Yoğun mağmatik korrozyona uğramıştır ve yer yer opak kapanımlar içerirler. Daha az oranda biyotit fenokristalleri gözlenir (Şekil 2.2.4.3 D). Seyrek olarak ksenomorf kuvarlar kristalleri yer alır. Hamur, plajiyoklas mikrolitleri, volkanik cam, granüle piroksen ve opak mineralleri kapsar. Hamur, yoğun şekilde kloritleşmiş ve silisleşmiştir.

Dikmentepe üyesi, daha önce de belirtildiği gibi Mesudiye formasyonunun değişik düzeylerinde bulunmakta ve Mesudiye formasyonunun diğer kaya birimleriyle uyumlu ilişkili olarak izlenmektedir. (Şekil 2.2.4.4 ve Şekil 2.2.4.5). Mesudiye formasyonu içindeki kalınlıkları değişken olup, Dikmen Tepe'de yaklaşık 200 m. kalınlık sunar.



Şekil 2.2.4.3, Andezitte, A) Pilotaksitik doku ve opaklaşmış hornblend kristali (TN). B) Piroksende ikizlenmeli yapı (ÇN), C) Hornblend fenokristallerinde ikizlenme ve epidotlaşma (ÇN), D) Biyotit fenokristallerinde opak mineral kapanımları (TN). Horn: hornblend, Pl: plajiyoklas, Px: piroksen Bi: biyotit, Ep: epidot, Op: opak mineral,



Şekil 2.2.4.4, Kartomuz Tepe'de Dikmentepe üyesi andezitik lav akıntılarıyla, Mesudiye formasyonunun diğer kayatürleri arasındaki ilişki (Yer: Kızılelma Köyü kuzeyi). Kmd: Dikmentepe üyesi, Km: Mesudiye formasyonu (ayrılmamış).

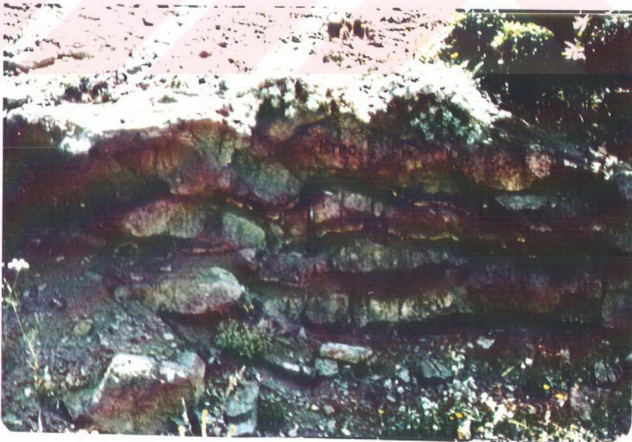


Şekil 2.2.4.5, Dikmentepe üyesi andezitik lavları ile Mesudiye formasyonunun diğer kayatürleri arasındaki ilişkinin görünümü (Yer: Serkizler Mah. güneyi). Kmd: Dikmentepe üyesi, Km: Mesudiye formasyonu (ayrılmamış).

2.2.5. Asarcık Üyesi (Kma)

Mesudiye formasyonunun değişik düzeylerinde tortularla arakatlı olarak bulunan bazaltik bileşimli lav akıntısından oluşan birim, inceleme alanının kuzeyinde Asarcık mah. ve Küplüce köyü kuzeyinde yüzeylendiğinden, ilk kez Asarcık üyesi olarak tanımlanmış ve incelenmiştir. Birim, çalışma alanında ayrıca Kabak Tepe'de dar olarak yüzeylenir (Ek A, Ek B).

Bazaltik lavlar, inceleme alanında geniş yayılım göstermez, koyu gri, siyahi kahverengi, yeşil, gri ve mor renk tonlarında olup, kalın katmanlanmalı görünümlüdür. Yardere doğusunda, Karacaören köyü karayolu üzerinde yastık (pillow) yapıdır (Şekil 2.2.5.1). Bol gözeneklidir. Yastık lavlarda kenarlardan içe doğru gelişmiş radyal soğuma çatlakları bulunmaktadır. Yastık lavların kenarlarından itibaren yeşil renkli camsı bir kuşakla çevrelediği gözlenir. Yastık lavlar yaklaşık 30-40X80 cm. boyutundadır. Yastık lavların pedonküllerinin altta olmasından dolayı istifin normal konumlu olduğu anlaşılmaktadır. Yastık lavların arasında gözlenen ince bantlı kırmızı renkli pelajik kireçtaşı ve yeşil, pembe renkli tüfit tabakaları, volkanizmanın bu çökellerin oluşmasına olanak verebilecek kadar sakin ve aralıklı dönemler geçirdiğini kanıtlamaktadır.



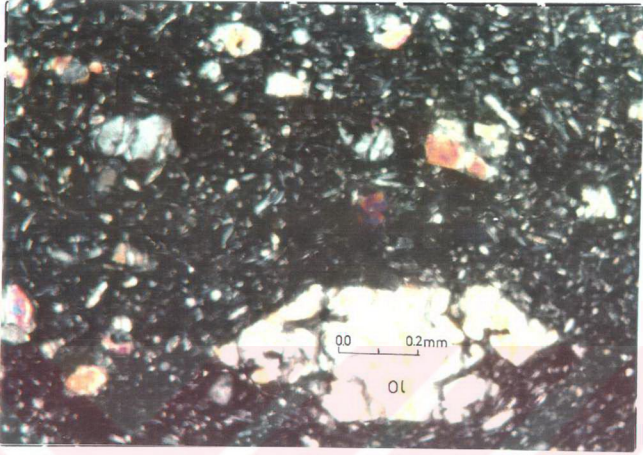
Şekil 2.2.5.1, Bazaltik yastık lavlar (Yer: Musalı Köyü kuzeyi). Kma: Asarcık üyesi.

Yastık lavların dış yüzeyinden alınan örneklerde porfirik doku hakimdir.

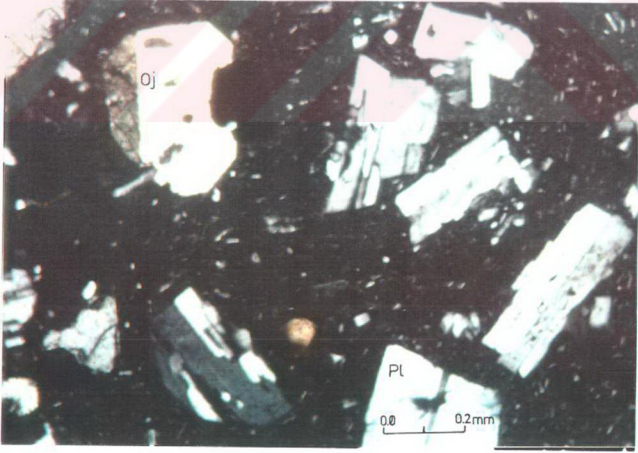
Bazaltik lavların mikroskobik özellikleri; genellikle bazalt ve olivinli bazalt bileşimindedir. Porfirik ve hyalopilitik-porfirik dokular izlenmiştir (Şekil 2.2.5.2). Kristaller, iri fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklinde olmak üzere iki ya da üç fazlı mineral oluşumu şeklinde izlenirler. Bileşenleri; plajiyoklas, piroksen, amfibol, olivin ve biyotittir. Plajiyoklas, özşekilli, polisentetik ikizlenmeli olup, yoğun zonlu yapılar gösterir. Plajiyoklaslarda kloritleşme, serisitleşme ve karbonatlaşma yaygındır. Plajiyoklas kristalleri bazen piroksen mineral kapanımları kapsar. Ölçümü yapılabilen fenokristallerin bileşimleri, daima An₅₅ olup labrador bileşimlidir. İri fenokristal ve küçük fenokristaller hamur içinde izole dağılmış kristaller şeklinde olabildiği gibi, küçük ojit fenokristalleri ile glomerofirik yığışmalar da izlenir. Piroksen özşekilli-yarıözşekilli fenokristaller şeklinde olup, iri fenokristal ve küçük fenokristaller şeklindedir. Piroksen kristalleri yer yer mağmatik korrozyona uğramıştır. Piroksenlerde kloritleşme, karbonatlaşma yaygın, opasitleşme de yer yer tesbit edilmiştir. Piroksen; genel olarak ojit bileşimindedir. Amfibol, özşekilli-yarıözşekilli fenokristaller şeklinde olup, yoğun opaklaşmış kahverengi hornblendtir. Olivin, iri fenokristal ve küçük kristaller şeklindedir. İki evreli mineral oluşumu şeklinde izlenir. Olivin kristallerinde serpantinleşme yaygındır. Biyotit, genellikle kayaç içinde az oranda, çok küçük levhamsı kristaller şeklinde izlenir. Hamur, hyalopilitik, vitrofirik (Şekil 2.2.5.3), pilotaksitik ve intersertal dokular gösterip, plajiyoklas mikrolitleri, volkanik cam, granüle piroksen, opak mineral ve kloritten oluşmuştur. Hamurda izlenen klorit, volkanik camdan türemiştir. Bazı kesitlerinde ikincil kalsit dolguları izlenir.

Yastık lavların mikroskobik incelemelerinde, bol gözenekli olduğu izlenir. Mikrolitik-porfirik doku gösterirler. Yer yer mineraller ayrılmıştır. Bazı kesitlerinde plajiyoklas fenokristallerinin yerini kalsit, kuvars ve klorit gibi mineraller almıştır. Bazı kesitlerinde plajiyoklas fenokristallerinin albitleştiği gözlenir.

Mesudiye formasyonunun değişik düzeylerinde bulunan bazaltik bileşimli lav akıntılarından oluşan birim, Mesudiye formasyonunun diğer kayatürleri ile uyumlu ilişkili olup, yanal devamlılık göstermez. Kalınlıkları değişkendir ve Asarcık mahallesinde yaklaşık 100 m. kalınlık sunar.



Şekil 2.2.5.2, Bazalıtta hyalopilitik-porfirik doku. Ol: olivin (ÇN).



Şekil 2.2.5.3, Bazalıtta vitrofirik-porfirik doku. Oj: ojıt, Pl: plajiyoklas (ÇN).

2.2.6. Mesudiye Formasyonunun Yaşı

İnceleme alanında, Mesudiye formasyonunun değişik düzeylerinden derlenen örneklerde aşağıdaki fosiller gözlenmiştir.

Globotruncana linneina (d'Orbigny)

Globotruncana conica White

Globotruncana marginata (Reuss)

Globotruncana lapparenti Bolli

Globotruncana cf. bulloides Vogler

Globotruncana arca (Cushman)

Globotruncana stuarti (De Lapparenti)

Globotruncana cf. calcarata (Cushman)

Globotruncana ventricosa White

Globotruncana stuartiformis (Dalbiez)

Globotruncanita cf. elevata (Brotzen)

Globotruncana sp.

Hedbergella sp.

Globigerinelloides sp.

Stomiosphaera sp.

Pithonella sp.

Radiolaria sp.

mikrofaunalarına göre, Mesudiye formasyonunun yaşı Üst Santoniyen- Alt Maestrihtiyen olarak tesbit edilmiştir. Terlemez ve Yılmaz (1980), inceleme alanı dışında/batısında Mesudiye formasyonunun daha alt düzeylerinden derlediği örneklerle göre birimin Senomaniyen-Maestrihtiyen yaşta kabul etmişlerdir.

Terlemez ve Yılmaz (1980), Mesudiye formasyonunun üzerine uyumlu ilişkili olarak geldiğini belirttikleri, bu incelemede olasılıkla Mesudiye formasyonunun üst düzeylerine karşılık gelen Fatsa formasyonundan derledikleri örneklerde ise;

Globotruncana cf. arca (Cushman)

Globotruncana cf. stuarti (De Lapparenti)

Globotruncana cf. conica (White)

Globotruncana tricarinata (Que.)
Globotruncana linneiana (d'Orbigny)
Orbitoides medius (d'Arc.)
Siderolites calcitrapoides Lamark
Siderolites herodea Arni
Cuvillarina cf. *Sözeri* Sirel

mikrofauna topluluğuna göre Maestrihtiyen yaşta olduğunu belirtmiştir.

İnceleme alanı batısında/dışında Terlemez ve Yılmaz'ın (1980) Mesudiye formasyonunun değişik düzeylerinden derledikleri mikrofauna aşağıdadır. Birimin inceleme alanımızdaki Karacaören üyesi ile Eskiköy üyesinin olasılıkla eşdeğeri olan Tolluk tuf -kumtaşı üyesinden Terlemez ve Yılmaz 'ın (1980) derledikleri örneklerde;

Globotruncana cf. *helvetica* Bolli
Paeglobotruncana sp.

fosillerine göre Senomaniyen-Türoniyen yaşta olduğunu, Nebişeyh üyesinden derledikleri örneklerdeki;

Globotruncana linneina (d'Orbigny)
Globotruncana cf. *coranata* Bolli
Globotruncana ventricosa (White)
Globotruncana concavata
Globotruncana cf. *globigerinoides* Plummer

mikrofauna topluluğuna göre Koniasiyen-Kampaniyen yaşta olduğunu, ayrılmamış Mesudiye formasyonu içerisindeki tortullardan derledikleri örneklerdeki;

Globotruncana fornicata (Plummer)
Globotruncana cf. *ventricosa* (White)
Globotruncana cf. *arca* (Cushman)
Globotruncana linneiana (d'Orbigny)
Globotruncana cf. *elevata* (Brotzen)

mikrofaunasına göre Üst Senoniyen (olasılı Kampaniyen) yaşta olduğunu belirtmiştir.

İnceleme alanı doğusunda/dışında Giresun-Piraziz-Şebinkarahisar yöresinde Mesudiye formasyonu içinde Altun ve diğ.'nin (1994) derlediği örneklerde;

Globotruncana linneiana (d'Orbigny)

Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez)

Helvetoglobotruncana helvetica (Bolli)

Marginotruncana coronata (Bolli)

mikrofauna topluluğuna göre birimin yaşını Apsiyen-Kampaniyen olarak saptamışlardır.

Altun ve diğerleri (1994), Mesudiye formasyonunun üzerine uyumlu olarak geldiğini belirttikleri, bu incelemede ise olasılıkla Mesudiye formasyonunun üst düzeylerine karşılık gelebilecek olan Fatsa formasyonundan derledikleri örneklerde;

Globotruncana linneiana (d'Orbigny)

Globotruncanita supsinosa (Pessagno)

mikrofauna topluluğuna göre birimin Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşta olduğunu saptamışlardır.

Altun ve diğerlerinin (1994), Mesudiye formasyonu içinden ayırtladıkları ve tanımladığı Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Kestane kireçtaşı üyesinden derlediği örneklerde ise;

Globotruncana cf. ventricosa White

Globotruncana bulloides Vogler

Globotruncana cf. elevata (Brotzen)

Globotruncana arca (Cushman)

Globotruncanita subspinosa (Pessagno)

Globotruncanita cf. stuartiformis (Dalbiez)

Marginotruncana gi. linneiana (d'Orbigny)

Marginotruncana coronata (Bolli)

Rosita cf. fornicata (Plummer)

mikrofauna topluluğuna göre Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşta olduğunu belirtmişlerdir.

2.3. HERKÖZÜ VOLKANİTLERİ

İnceleme alanında yüzeylenen Geç Kretase volkanizmasının olasılıkla en son evresine karşılık gelen Üst Maestrihtiyen yaşlı bu volkanitler, inceleme alanının kuzeyinde doğu-batı uzanımlı olarak geniş yayılım sunar. Herközü volkanitleri ilk kez bu incelemede ayırtlanmış ve incelenmiştir.

İnceleme alanında Arıkmusa köyü güneyinde, Yıldız Tepe'de, Herközü köyü dolayında, Ortakent nahiyesi kuzeydoğusunda, Evliya Tepe'de, Yenice köyü batısında, Düztarla Tepe'de, Kızılelma köyü dolayında ve Mahanos Tepe'de geniş dağılım gösterir. İnceleme alanındaki Dua Tepe, Yıldız Tepe, Düztarla Tepe ve Mahanos Tepe yükseltilerini oluşturur (Ek A, Ek B). Herközü volkanitleri, inceleme alanında tamamen ayırtlanmıştır. Bu volkanitler, altta andezitik bileşimli lav akıntısından oluşan Yıldıztepe üyesine ve üzerine uyumlu olarak gelen bazaltik bileşimli lav akıntılarından oluşan Düztarlatepe üyesi olmak üzere iki üyeye ayırtlanmıştır.

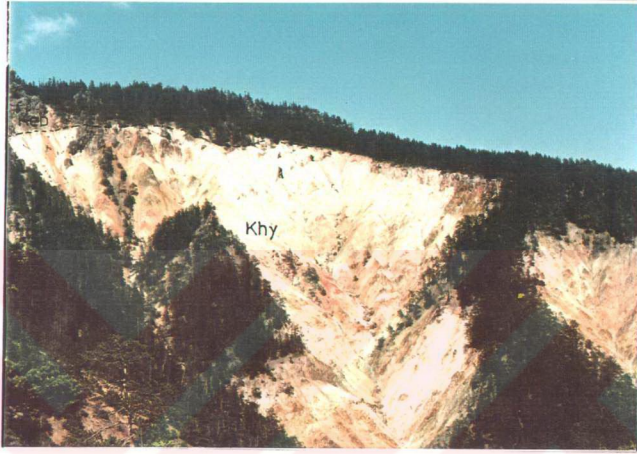
2.3.1. Yıldıztepe Üyesi (Khy)

Andezitik lavlardan oluşan Yıldıztepe üyesi, inceleme alanında Yıldız Tepe dolayında tipik yüzeyleme sunduğundan, ilk kez bu çalışmada Yıldıztepe üyesi olarak tanımlanmış ve incelenmiştir.

Kızılelma köyü 1 km. kuzeydoğusu, Yenice köyü 1 km. batısında ve Evliya Tepe'de yayılım gösterir (Ek A, Ek B).

Genel olarak andezitik bileşimli lavlar, arazide siyah, gri, yeşil ve kahverenklerdedir. Arazide makroskobik olarak küçük-orta boyutta feldispat fenokristallerinin varlığı ile kolayca tanınabilir. Genellikle sarp topoğrafyayı oluşturan ve masifimsi görünen sert lavlar, kırıklı ve çatlaklıdır. Yıldıztepe üyesine ait andezitik bileşimli lavlar, Seğgüney Tepe, Sapalca Tepe'de yoğun şekilde hidrotermal alterasyona uğramıştır (Şekil 2.3.1.1). Yoğun silisleşmiş, killeşmiş, serisitleşmiştir.

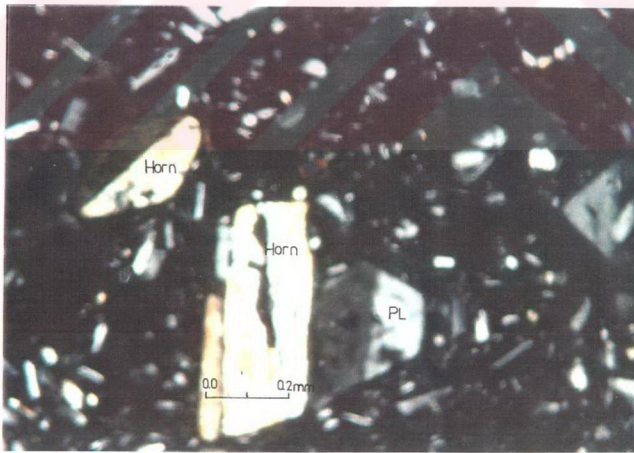
Bu hidrotermal alterasyonu, daha sonra ayrıntılı olarak anlatılacak olan İkisu granitoid pütununun sokulumu sağlamıştır.



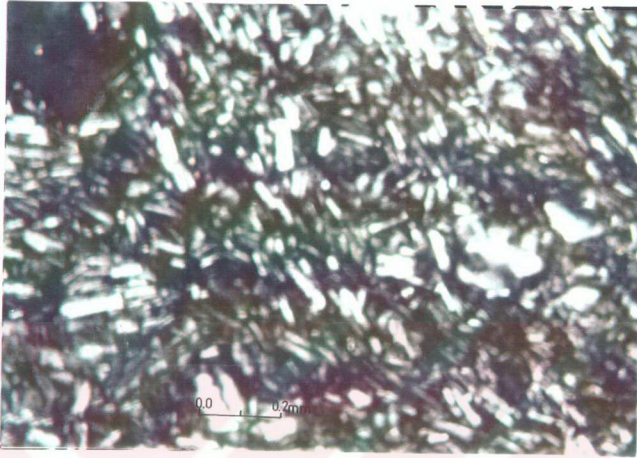
Şekil 2.3.3.1, Yıldıztepe üyesi andezitik lavlarındaki hidrotermal alterasyon (Yer: Evliyatepe güneybatısı). Khy: Yıldıztepe üyesi, Keb: Evliyatepe breşi.

Mikroskobik özellikleri; genel olarak andezit, hornblend-andezit, piroksen-andezit ve bazaltik andezit bileşimindedir. Porfirik ve mikrolitik-porfirik dokuya sahiptir. Bileşenleri, plajiyoklas, hornblend, klinopiroksen ve az oranda ortopiroksen, biyotit, çok az oranda kuvars ve opak mineralden oluşur. Plajiyoklas, iri fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler halinde olmak üzere iki ya da üç fazlı mineral oluşumu şeklinde görülürler. Plajiyoklas kristalleri özşekilli-yarıözşekilli fenokristaller şeklindedir. Polisentetik ikizlenme yaygındır. Çoğu kesitlerinde zonlu yapı gösterir. Plajiyoklaslar andezin (An₃₄₋₄₂) bileşiminde olup, yoğun şekilde albitleşmiş, kloritleşmiş, serisitleşmiş ve karbonatlaşmıştır. Plajiyoklas kristalleri yer yer opak mineral ve piroksen kapanımları içerir; bazı kesitlerinde yer yer mağmatik korroziona uğramıştır. Plajiyoklaslar, bazı kesitlerinde klinopiroksen ile glomerofirik yığışmalar

gösterir. Amfibol, kahverengi hornblend olup, büyük fenokristal ve küçük fenokristaller şeklindedir. Hornblend kristalleri, ikizlenmeli, yoğun olarak opaklaşmış ve opak bir kuşakla çevrelenmiş kesitler sunmaktadır; yer yer mağmatik korrozyona uğramıştır. Klinopiroksen çoğunlukla ojit bileşiminde olup, genellikle küçük fenokristal ve mikrolitler şeklindedir; genellikle mağmatik korrozyona uğramıştır ve basit ikizlenmelidir; yoğun şekilde kloritleşmiş, opaklaşmış, karbonatlaşmıştır. Ortopiroksen genelde az miktarda olup, yarıözşekilli, çoğunlukla uzunca kristaller şeklinde gözlenen pleokroyik hiperstendir. Biyotit, çok az miktarda olup, küçük levhamsı kristaller şeklindedir. Kuvars, bazı kesitlerde seyrek olarak bulunup, genellikle ksenomorftur. Opak mineraller, genellikle özşekilli kristaller şeklinde olup, yer yer plajiyoklas ve piroksen fenokristalleri içerisinde inklüzyonlar şeklinde bulunur. Hamurun dokusu hyalopilitik, pilotaksitik, vitrofirik ve trakitik dokular arasında değişir (Şekil 2.3.1.2, Şekil 2.3.1.3). Hamurun malzemesi plajiyoklas mikrolitleri, volkanik cam, granüle piroksen mikrolitleri ve çoğun volkanik camdan bozmuş kloritten oluşur.



Şekil 2.3.1.2, Andezitte hyalopilitik-porfirik doku ve hornblend kristallerinde ikizlenme. Horn: hornblend, Pl: plajiyoklas (ÇN).



Şekil 2.3.1.3, Andezitte pilataksitik doku (ÇN).

Altere olan kesimlerin parlatma kesitlerinde, dissemine, özşekli-özşekilsiz taneler ve damarcıklar şeklinde pirit, daha az galenit, sfalerit, kovellin, titan grubu mineraller (rutil-anatas-lökosen) ve ince taneli molibdenit kapsadığı izlenir. Eser olarak kalkopirit izlenir.

Mesudiye formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelen Yıldıztepe üyesine ait andezitik lavlar, uyumlu olarak bazaltik lav akıntısından oluşan Düztarlatepe üyesi ile üstlenir. Evliya Tepe'de volkanik breşlerden oluşan Evliyatepe breşi tarafından uyumlu olarak üstlenmektedir. Yıldıztepe üyesine ait volkanik kayaçlar, yer yer Kavacık day ve sillerinin volkanik daykları ile İkisu granitoyidinde ait derinlik kayaçları tarafından kesilir. Yaklaşık 80 m. kalınlık sunar.

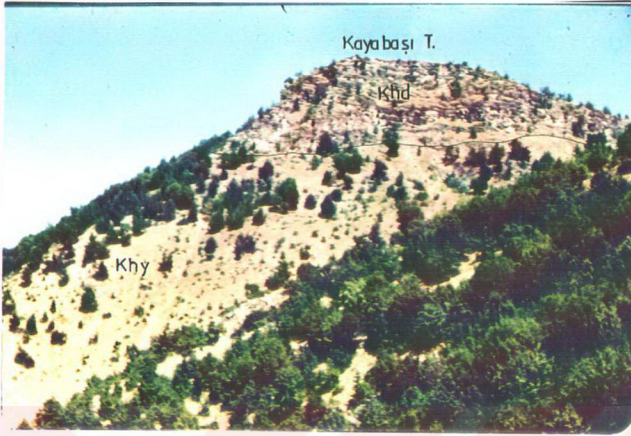
2.3.2. Düztarlatepe Üyesi (Khd)

İnceleme alanında Düztarla Tepe'de yüzeylenen birim, ilk kez bu çalışmada tanımlanmış, incelenmiş ve Düztarlatepe üyesi olarak adlandırılmıştır.

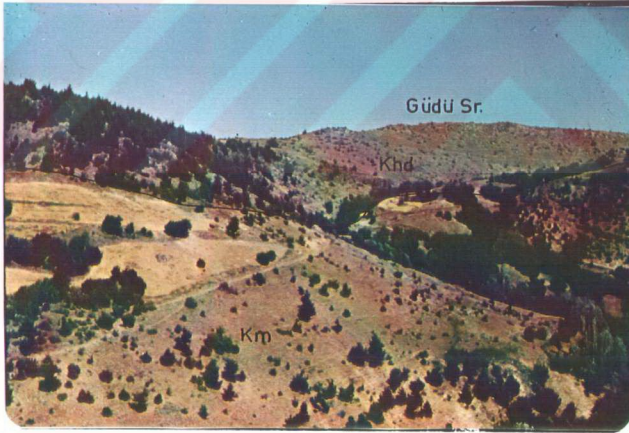
Birim, Kızılelma köyü 1 km. kuzeydoğusunda, Tepedağ Tepe'de, Kayabaşı Tepe ve Kuşlu köyünde geniş yayılım gösterir (Ek A).

Bazaltik bileşimli lav akıntılarında oluşan birim, kahverengi, siyah, koyu gri, yer yer açık gri renk tonlarında, bol kırıklı ve çatlaklıdır. Arazide akma yapılı, kalın tabakalı görünümündedirler (Şekil 2.3.2.1, Şekil 2.3.2.2). Bazaltik lavlar, gaz boşluklu, yer yer cürufumsu görünümünde, yer yer ikincil silis dolgulu olivinli bazalt niteliğindedir.

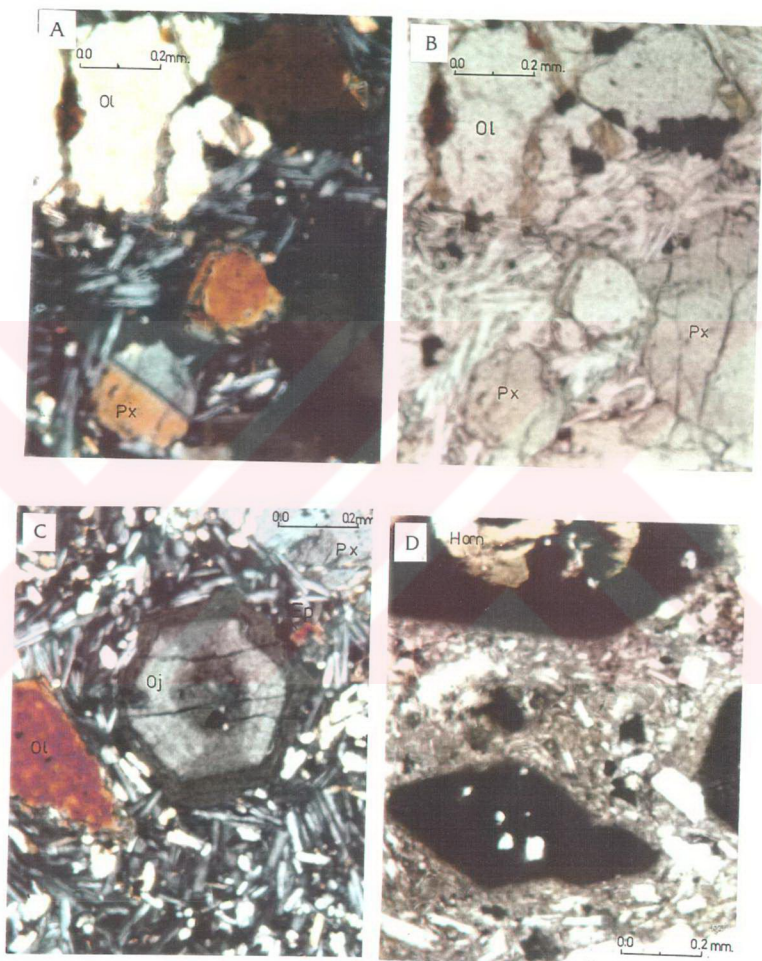
Mikroskobik özellikleri; Bazalt ve olivin-bazalt bileşimindedir. Porfirik ve mikrolitik-porfirik dokuya sahiptir (Şekil 2.3.2.3 A,B). Plajiyoklas, iri fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklinde olmak üzere iki ya da üç fazlı mineral oluşumu şeklinde görülürler. Plajiyoklas kristalleri, özşekilli-yarıözşekilli olup, sıkça polisentetik ikizlenme gösterirler. Bazı plajiyoklas fenokristalleri zonlu yapı gösterir. Ölçülen sönme açalarına göre fenokristalleri labrador (An 52-58) bileşimindedir. Yer yer mağmatik korrozyona uğramıştır. Bazı kesitlerinde, plajiyoklas fenokristalleri opak mineral ve piroksen kapanımları içerir. Piroksen kristalleri genellikle ojit bileşimindedir. Özşekilli fenokristaller şeklinde gözlenen piroksen kristalleri, iri fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklindedir. Bazı kesitlerinde küçük ojit fenokristallerinin glomerofirik yığışımlar yaptığı gözlenmektedir. Sıkça mağmatik korrozyona uğramış, basit ikizlenmeli ve zonlu yapıdadır (Şekil 2.3.2.3 A,C). Plajiyoklasdan sonra kayaçta en bol bulunan mineraldir. Olivin, küçük fenokristal ve pseudomorflar şeklinde olup, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller şeklinde olup, iddingsitleşmiştir (Şekil 2.3.2.3 A,B). Yer yer opak kapanımlar içermektedir. Hornblend, yarıözşekilli kristaller şeklindedir ve çoğu kesitlerinde opaklaşmış ve sadece kalıntıları kalmıştır (Şekil 2.3.2.3 D). Hamurun dokusu genellikle hyalopilitik ve pilotaksitik, daha az oranda da intersertal ve vitrofirik dokudadırlar. Hamur, plajiyoklas mikrolitleri, granüle piroksen mineralleri, klorit, volkanik cam ve opak



Şekil 2.3.2.1, Kayabaşı Tepe'de Yıldıztepe üyesi andezitik lavları ile üzerinde Düztarlatepe üyesi bazaltik lavlarının görünümü. Khy: Yıldıztepe üyesi, Khd: Düztarlatepe üyesi.



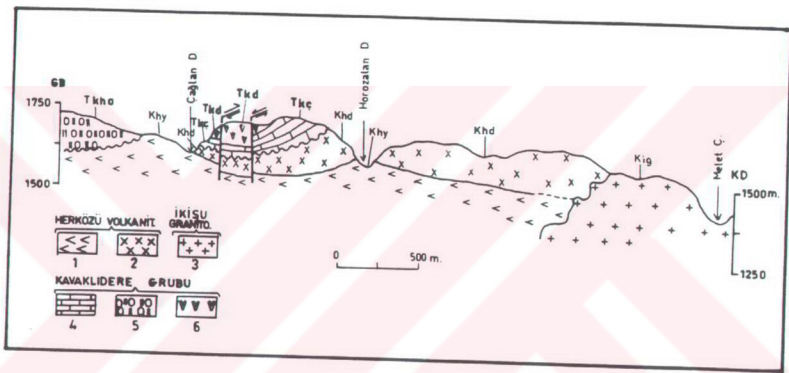
Şekil 2.3.2.2, Düztarlatepe üyesi bazaltik lavların görünümü (Yer: Musalı Köyü güneydoğusu). Km: Mesudiye formasyonu (ayrılmamış), Khd: Düztarlatepe üyesi.



Şekil 2.3.2.3 A) Mikrolitik-porfirik dokulu bazalıtta kısmen iddingsitleşmiş olivin kristali ve ikizlenmeli piroksen kristali (ÇN), B) Tek nikeldeki görünümü, C) Ojitte zonlu yapı (ÇN). D) Hornblendde opaklaşma (TN). Px: piroksen, Ol: olivin, Oj: ojit, Horn: hornblend.

minerallerden oluşmuştur. Hamurdaki volkanik camın büyük çoğunluğu kloritleşmiştir.

Düztarla-tepe üyesi, Karacaören Köyü batısında Mesudiye formasyonunun Karacaören üyesi üzerine uyumlu ilişkili olarak gelir. Yıldız Tepe ve Düztarla Tepe'de ise, Yıldıztepe üyesi üzerine uyumlu olarak gelir (Şekil 2.3.2.4). Kuşlu Köyü'nde Lütesiyen yaşlı Kavaklıdere Grubunun Kuzbağı formasyonu altında uyumsuz olarak yer alır. Birim yaklaşık 120 m. kalınlık sunar.



Şekil 2.3.2.4, Herközü volkanitleri ile İkisu granitoyidi ve Kavaklıdere Grubunun stratigrafik ilişkilerini gösterir şematik kesit. 1- Andezitik lav akıntısı (Yıldıztepe üyesi, Üst Maestrihtiyen), 2- Bazaltik lav akıntısı (Düztarlatepe üyesi, Üst Maestrihtiyen), 3- Granitoyid (İkisu granitoyidi Üst Maestrihtiyen), 4- Kireçtaşı (Çalyaylası formasyonu, Lütesiyen), 5- Aglomera-tüf (Hatıpli formasyonu, Lütesiyen), 6- Andezitik lav akıntısı (Deredibi volkanitleri, Lütesiyen).

2.4. İKİSU GRANİTOYİDİ (Kig)

İnceleme alanında dar alanlarda yüzeylenen ve Doğu Pontidler'de volkanotortul istifler ve volkanitler içerisine sokulmuş kayalar, genellikle Rize Plütону adı altında incelenmiştir (Çoğulu,1970; Taner,1977; Yılmaz,1984). Terlemez ve Yılmaz (1980), çalışma alanı batısında/dışında siyenit olarak tanımlanmıştır. Çalışma alanı doğusunda/dışında Giresun-Piraziz-Şebinkarahisar dolayında Altun ve diğerleri (1994) tarafından İkisu granitoyidi olarak tanımlanmıştır. Bu incelemede de İkisu granitoyidi adlanması altında incelenmiştir.

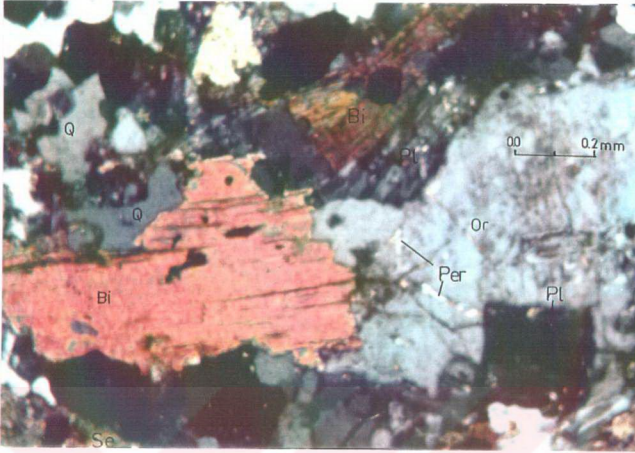
İnceleme alanında, Tüylüce Tepe, Dikdağ Tepe, Evliya Tepe ve Sapalca Tepe'de yüzeylenir (Ek A).

İkisu granitoyidi, granit, granodiyorit, diyorit, siyenit ve kuvars diyoritten oluşmaktadır. Ayrışma rengi açık kahverengimsi, açık gri, sarı, kırmızımsı, pembemsi, beyaz renk tonlarında, taze yüzeyleri kırmızı, pembe, açık gri ve beyaz renk tonlarındadır. Yer yer kırıklı ve çatlaklı olup, yer yer de eklem düzlemleri iyi gelişmiştir. Makroskobik olarak arazide bazen beyaz ve pembe renkli feldispat, kuvars, biyotitleri çıplak gözle izlemek mümkündür. Birim içerisinde sokulum yaptığı volkano-tortul dizilerin ve volkanitlerin anklavlarını kapsamaktadır (Şekil 2.4.1). Anklavlar genellikle köşeli-yarı köşeli şekillerdedir. Boyutları değişken olup, 20 cm. den 1 m. boyutuna kadar değişmektedir. İkisu granitoidinin arazide görünüşleri genellikle çok ayrılmış topoğrafya oluşturmalarıdır. Beyaz, pembe ayrışma rengiyle kolaylıkla tanınabilmektedir. Yoğun hidrotermal alterasyon gösterirler. Ayrışma ürünleri; silisleşme, serisitleşme, hematitleşme, killeşme, kloritleşme karbonatlaşma, biyotitleşme, epidotlaşma ve piritleşmedir. Birim, ayrıca Kuşlu köyü 2.5 km. kuzeyinde içine sokulum yaptıkları Yıldıztepe üyesi andezitleri içinde dissemine olarak pirit gelişimini sağlarken, kendi bünyelerinde ise yoğun pirit kristalleri bulundurmaktadır. İçerisinde kuvars ve aplit damarları gözlenir.



Şekil 2.4.1. İkisu granitoidine ait granitler içinde yer alan volkanik anklavlar (Yer: Kuşlu Köyü kuzeyi). K1g: İkisu granitoidi.

Granitin mikroskobik incelemelerinde, holokristalin porfirik, poiklitik, ksenomorf-tanesel ve pertitik dokular görülür (Şekil 2.4.2). Kayaç örneklerinde, plajiyoklaslar albit-oligoklas bileşiminde olup, albit ve karlsbad ikizlidir. Sıkça zonlu yapı gösterir. Plajiyoklas kristalleri 1-1.5 mm. boyunda olup, özşekilli ve yarıözşekillidir. Plajiyoklas kristallerinde albitleşme, kloritleşme, serisitleşme ve epidotlaşma yaygındır. Kayaçta pertitik ve ksenomorf-tanesel dokular gözlenmiştir (Şekil 2.4.2). Alkali feldispat, çoğunlukla ortoklas bileşiminde olup, genellikle kuvars ile beraber bulunur. Plajiyoklaslarla beraber pertitik doku gösterir. Plajiyoklaslarda ikiz lamellerine dik yönde oluşan mikrokırklar boyunca oluşan kloritlerde deformasyon geçirdiğini gösteren kink-bant yapıları izlenir. Kuvars birincil ve ikincil, ksenomorf kristaller şeklindedir. Biotit, granitler içinde sıkça görülen bir mineraldir. Biotit kristallerinde görülen kırmızıya çalan pleokroyizma rengi olasılıkla titaanca zengin olmasından kaynaklanmaktadır Amfiboller, hornblend bileşiminde olup, kenarlarından itibaren kloritleşmiş, epidotlaşmıştır. Muskovit, biyotitlerle beraber görülür. Epidot, ikincil mineral olarak bulunur.



Şekil 2.4.2, Granite peritik doku ve alkali feldispat ile plajiyoklas ve biyotitin oluşturduğu ksenomorf- tanel doku. Per: peritit, Or: ortoklas, Pl: plajiyoklas, Bi: biyotit, Q: kuvars, Se: serisit (ÇN).

Granodiyorit, açık renkli olarak izlenir. Mikroskobik incelemelerinde plajiyoklas, kuvars, ortoklas, biyotit, amfibol ve aksesuar olarak sfen, apatit ve opak mineraller izlenir. Plajiyoklas, albit-oligoklas bileşiminde, yaygın şekilde kloritleşmiş, epidotlaşmış ve karbonatlaşmıştır (Şekil 2.4.3). Albit ve karlsbad ikizlenmesi olağandır. Kuvars küçük ve iri ksenomorf kristaller şeklindedir. Amfibollerde ve biyotitlerde kloritleşme yaygındır. Apatit az olarak izlenmekte ve çoğunlukla diğer minerallerin içinde inklüzyonlar şeklinde bulunur.

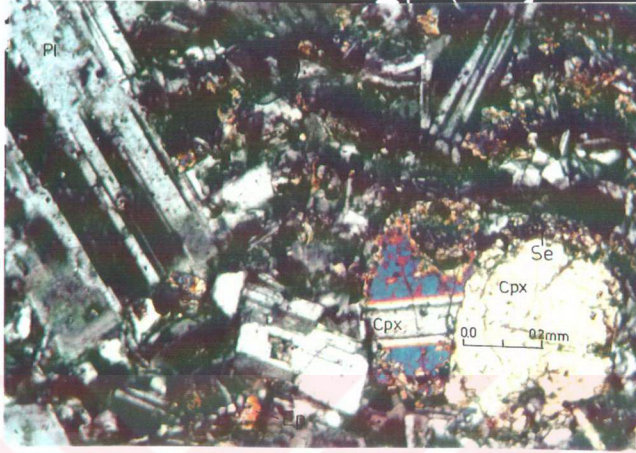
Diyoritler, inceleme alanında granitoid plütununun kenar zonlarında görülmektedir. Granit ve granodiyoritlere göre daha koyu renklidirler. Mikroskobik incelemelerinde, kuvars miktarının % 5'ten fazla olan kesitleri kuvarslı diyorit olarak tanımlanmıştır. Bileşenleri, plajiyoklas, alkali feldispat, kuvars, az piroksen, amfibol ve aksesuar olarak apatit ve opak minerallerdir. Plajiyoklaslar, andezin-labrador bileşiminde, yarıözşekilli ve özşekilsiz kristaller şeklindedir. Polisentetik ikizlenmeli, zonlu yapı plajiyoklas kristalleri, kenarlarından itibaren kloritleşmiş, iç kısımlarından itibaren de epidotlaşmıştır. Yer yer albitleşme gösterir. Klorit, plajiyoklaslardan

itibaren oluşmuş ayrışım mineralidir ve sıkça kink-bant yapısı gösterir. Plajiyoklas kristalleri yer yer opak mineraller içinde kapanım olarak izlenir. Ortoklas kristalleri az oranda görülmektedir. Kloritleşme ve epidotlaşma yaygındır. Piroksenler çoğunlukla yarıözşekilli kristaller şeklinde görülür. İkizlenmeli olup, kenarlarında itibaren korrode olmuş, epidotlaşmıştır (Şekil 2.4.4). Çoğun kesitlerinde uralitleşmiş, amfibole dönüşmüştür.

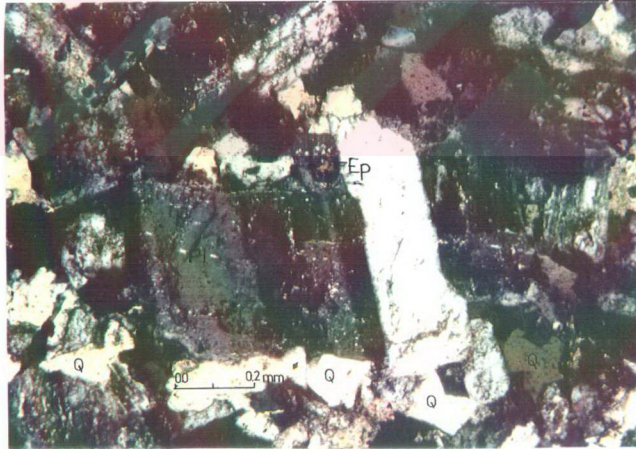
Siyenit, açık gri renkli olarak izlenir. Kırıklı ve çatlaklıdır. Bileşenleri; iri ortoklas, plajiyoklas, kuvars, biyotit ve amfibolden oluşmaktadır. Plajiyoklaslar, özşekilli, yarıözşekilli fenokristaller şeklinde olup, albit ve oligoklas bileşimindedir. Sıkça zonlu yapı gösteren plajiyoklaslar, albitleşmiş ve kloritleşmiştir. Ortoklaslarda yer yer ipliksi pertitik doku izlenir. Amfibol bol oranda bulunur. Çoğunlukla epidotlaşmış, kloritleşmiştir ve yer yer plajiyoklas inklüzyonları içerir. Biyotit az oranda bulunur. Dilinimleri belirgin olup, kuvvetli pleokroyiktir. Biyotit fenokristalleri yaygın şekilde kloritleşmiştir. Piroksen, çok az oranda bulunup özşekilli kristaller şeklindedir. Çoğunlukla ikizlenmeli kesitler sunar. Aksesuar olarak opak mineral yer alır.

İncelenen yoğun alterasyona uğramış bölümlerdeki bütün derinlik kayaçlarında, opak mineraller genellikle 0.1- 0.2 mm. veya daha küçük boyutlarda ve pek çoğu kübik kristaller şeklinde bulunur. Opak mineraller, genellikle kalkopirit, pirit ve manyetitten oluşmaktadır. Bazı kesitlerinde yoğun hidrotermal alterasyon nedeniyle birincil mineraller olarak bulunan plajiyoklas, K-feldispat, kuvars ve biyotitler, genellikle pirit, pirotin ve manyetit içinde kapanım olarak bulunur. Opak mineraller, yoğun alterasyona uğramış bütün derinlik kayaçlarının ince kesitlerinde ve parlatma kesitlerinde oldukça fazlaca görülür. Opak mineraller, ayrışmaya bağlı olarak oluşan ve hamurda bulunan kriptokristallerin yanısıra, bazı kesitlerinde iri kristaller şeklindedir. Makroskobik olarak da gözlenebilen opak mineraller, ayrışmanın yoğun olduğu kesimlerde hidrotermal alterasyonun etkilerinin yoğun olduğu bölümlerde, özellikle fay ve kırıkların etkili olduğu kesimlerde yoğun olarak bulunurlar. Opak minerallerin bu fazlalığı, bu minerallerin süperjen olduğunu göstermektedir.

Bu kayaçlar, parlatma kesitlerinde yer yer az miktarlarda kriptomikro oluşumlar şeklinde hematit, çok az limonit, kalkopirit, pirit, manyetit ve pirotin içerir.



Şekil 2.4.3, Granodiyoritin mikroskopta görünümü, Pl: plajiyoklas, Ep: epidot, Cpx: Klinopiroksen, Se: serisit (ÇN).



Şekil 2.4.4, Diyoritte, plajiyoklaslarda serisitleşme ve epidotlaşma. Cpx: klinopiroksen, Pl: plajiyoklas, Ep: epidot, Se: serisit, Q: kuvars (ÇN).

Hematit ve manyetit çoğunlukla çatlaklarda ve dissemine şekillerde bulunur. Bazı kesitlerinde hematitler içinde manyetit kalıntıları, piritler içinde pirotin kapanımları bulunmaktadır. Serisit mineralleri boşluk dolgusu şeklinde izlenmektedir. Pirit, saptanan örneklerde genellikle dissemine taneler şeklinde izlenir.

İkisu granitoyidi, inceleme alanında Mesudiye formasyonuna ait volkanik ve volkano-tortul kayaları, Herközü volkanitlerine ait volkanik kayaları keser. Üzerine bu granitoyid sokulumu ile ilişkili olarak oluşmuş olan yine olasılıkla Üst Maestrihtiyen yaşlı Evliyatepe breşi gelmektedir. İkisu granitoyidi, volkanik dayklarla kesilmektedir. Çalışma alanında görülmemekle beraber, çalışma alanı dışında/doğusunda uyumsuz olarak Lütésiyen yaşlı Kavaklıdere Grubu tarafından üstlenir.

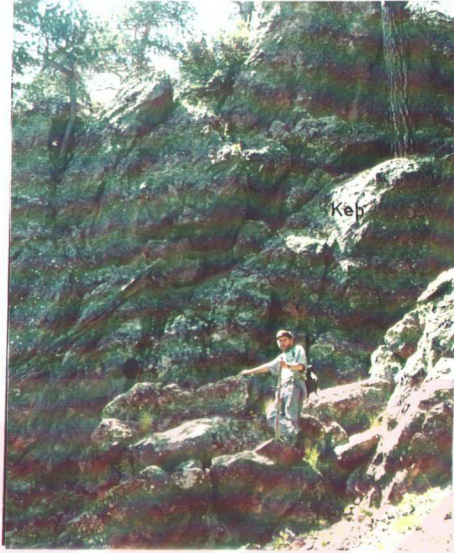
İnceleme alanında, Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Mesudiye formasyonu ve olası Üst Maestrihtiyen yaşlı Herközü volkanitlerini kesen İkisu granitoyidi, Lütésiyen yaşlı Kavaklıdere Grubu tarafından uyumsuz olarak üstlenir. Bu durumda, Alt Maestrihtiyen sonrası ile Lütésiyen öncesi bir dönemde yerleşmiş olan İkisu granitoyidi, olasılıkla Üst Maestrihtiyen yaşta olmalıdır. Nitekim Moore ve diğerleri de (1980), Dereli (Giresun) güneyinden derledikleri granit örneklerinde, radyometrik yaş tayinleri sonucu Üst Kretase- Paleosen yaşını belirlemişlerdir.

2.5. EVLİYATEPE BREŞİ (Keb)

İkisu granitoyidi ile ilişkili olarak oluşmuş, volkanik breşlerden oluşmuş birim, ilk kez bu incelemede Evliyatepe breşi olarak tanımlanmış ve incelenmiştir.

İnceleme alanında, Evliya Tepe, Alıççorumu Tepe ve Dikdağ Tepe yükseltilerini oluşturur ve yüzeylenir (Ek A).

Volkanik breş olarak nitelendirilebilecek olan Evliyatepe breşi, inceleme alanında tümüyle parçalanmış malzemelerden oluşmuştur. Breşi oluşturan parçalar, köşeliden iyi yuvarlaklaşmışa kadar değişir (Şekil 2.5.1). Breşleşme çok evrelidir. Breşlerde üç veya dört ayrı breşleşme fazı vardır (Şekil 2.5.2). Yer yer aglomeralara



Şekil 2.5.1, Evliyatepe breşine ait çakılların görünümü (Yer: Evliya Tepe). Keb: Evliyatepe breşi.



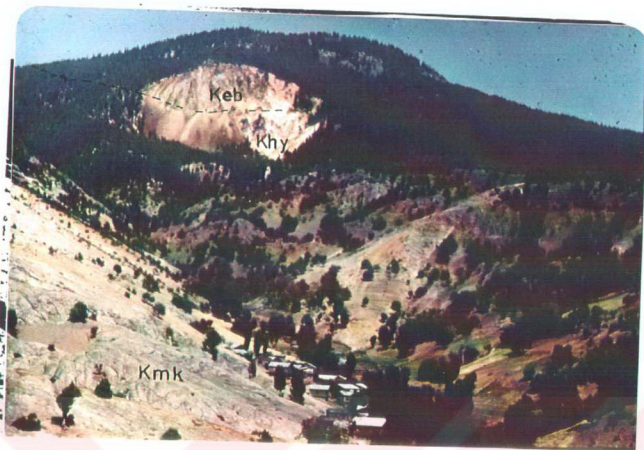
Şekil 2.5.2, Evliyatepe breşinin görünümü ve değişik evrelerdeki breşleşme.

geçiş gösterirler. Breşler homojen tabakalanma göstermezler. Breşler, olasılıkla başlangıçta ayrı ayrı parçalar şeklinde iken, daha sonra bu parçalar hidrotermal etkenler yardımıyla, hidrotermal akışkanlarla gelen demirli oksitlerin (limonit, hematit) yardımıyla çimentolanmıştır. Evliyatepe breşi, Acidere mah. doğusunda ve Evliya Tepe'de yoğun alterasyon göstermektedir (Şekil 2.5.3). İnceleme alanında sert topoğrafyaya sahiptirler.

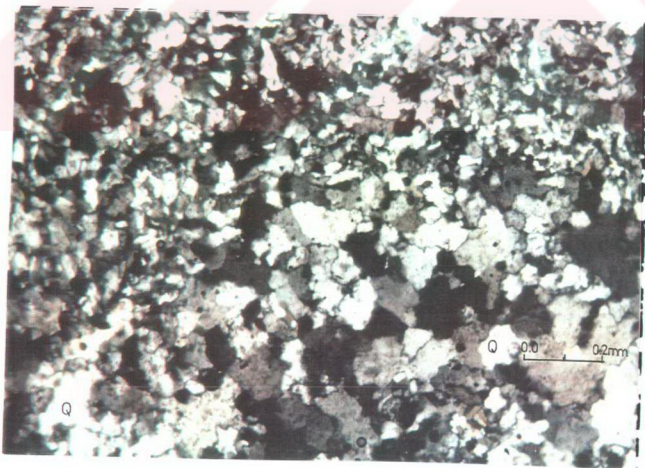
İnce kesitlerinde, genellikle silisleşmiş, killeşmiş parçaların kısmen kontak olarak, kısmen de mikrokristalen kuvarstan oluşan bir bağlayıcı ile bağlanmasından oluşur (Şekil 2.5.4). Bazı kesitlerinde serisitleşme, epidotlaşma izlenmektedir. Silisleşmenin yanı sıra killeşmiş parçalar, mikrokristalen kuvars ve serisitten oluşan bir bağlayıcı ile çimentolanmıştır. Bazı kesitlerinde bağlayıcı klorit ve hematittir. Dağılmış durumda andezitik parçalar, kuvars ve K-feldispattan oluşmaktadır. Genellikle mikrokristalen silislerden oluşan parçalar serisitleşmiş, kısmen de killeşmiştir. Silisleşme, ya kriptokristalin (tane boyu 10 mikrondan küçük) ya da mikrokristalin (tane boyu 10-50 mikron arasında) şekillerde izlenir. Bazı kesitlerinde, silis mineralleri çatlak ve boşluk dolgusu şeklinde ve genellikle 50 mikrondan büyük kristaller şeklindedir. Bazı kuvars kristalleri, hamur içinde dağılmış kristaller şeklinde bulunur.

Parlatma kesitlerinde, eser olarak galen, sfalerit, kovellin, kalkopirit, gümüş ve altın gözlenir. Pirit yarıözşekillidir, damarcık ve dissemine taneler şeklinde izlenir. Pirit, çok az veya eser oranlarda bulunduğu örneklerde tane boyu 10 mikrondan küçük dissemine, yuvarlakça taneler şeklinde gözlenir. Piritin daha bol izlendiği örneklerde mikro veya daha iri özşekilsiz, yarı özşekilsiz taneler şeklindedir. Breşin üst düzeylerinde demir oksit mineralleri yaygındır. Parlatma kesitlerinde ayrıca az oranda limonit, hematit, altın, ilmenit ve barit izlenir. Limonit çatlaklarda izlenir. Hematit, dissemine ufak taneler şeklinde ve çatlaklarda izlenir. Bazı kesitlerinde barit, hematit ve limonit çatlaklar boyunca, bazı kesitlerinde ise, iç içe konsantrik büyümeler gösterir.

İnceleme alanında, İkişu granitoidine bağlı olarak oluşan Evliyatepe breşine ait yaş bulgusu bulunmamaktadır. Ancak, birimin Herközü volkanitleri üzerinde gözlenmesi ve İkişu granitoidlerinin Üst Maestrihtiyen yaşta kabul edilmesinden dolayı, Evliyatepe breşi Üst Maestrihtiyen yaşlı olarak kabullenilmiştir.



Şekil 2.5.3, Evliyatepe breşinde hidrotermal alterasyon (Yer: Evliya Tepe). Kmk: Karacaören üyesi, Khy: Yıldıztepe üyesi, Keb: Evliyatepe breşi.



Şekil 2.5.4, Breşte silisli çözeltilerin oluşturduğu silis mineralleri. Q: kuvars (ÇN).

2.6. KAVACIK DAYK VE SİLLERİ (Kkds)

İnceleme alanında oldukça yaygın yüzlekler veren dayk ve siller, ilk kez bu çalışmada Kavacık dayk ve silleri olarak adlandırılmış ve incelenmiştir.

Çalışma alanında Musalı köyü, Beşbıyık köyü güneybatısında, Kirazlı mah. batısında Yavşan köyü dolayında, Herközü köyü, Kavacık köyü ve Acidere mah. civarında yoğun olarak izlenmektedir. Genellikle, inceleme alanında KD-GB ve KB-GD doğrultularında gelişmiştir (Ek A).

Kavacık dayk ve silleri, genellikle bazaltik, yer yer andezit ve dasitik bileşimlidir. Bazaltik bileşimli dayk ve siller, siyah, yeşil, koyu gri renk tonlarında, yer yer gaz boşluklu, kırıklı ve çatlaklıdır (Şekil 2.6.1). Kırılgan ve sert olup, boşluklar yer yer ikincil silis dolguludur. Andezitik bileşimli dayk ve siller, siyah, kahverenkli, gri, koyu yeşil renk tonlarında, küçük feldispatlı, kırıklı ve çatlaklı, demir sıvamalıdır (Şekil 2.6.2). Işınsal sütun yapısı gösterirler, yer yer disemine pirit kristalleri içerir. Makroskobik olarak içerisindeki fenokristalleri altere olduğu görülür. Dasitik bileşimli dayk ve siller, açık gri, siyah renkli, blok ayrışmalı, kırıklı ve çatlaklıdır.

Kavacık dayk ve sillerinin mikroskobik özellikleri; bazaltik bileşimli dayk ve siller, porfirik ve engellemeli dokular gösterir. Bileşenleri; plajiyoklas, piroksen, amfibol, olivin ve opak minerallerdir. Plajiyoklas, özşekilli-yarıözşekilli, büyük fenokristal, küçük fenokristaller şeklindedir. Sıkça zonlu yapı gösterir. Polisentetik ikizlenmeli, yoğun şekilde kloritleşmiş, serisitleşmiş ve karbonatlaşmıştır. Plajiyoklas, bitovnit (An94) bileşimlidir. Opak mineral kapanımları yaygındır. Piroksen, genellikle ojit ve daha az oranda diyopsit bileşimlidir. Büyük fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklindedir. Piroksen kristalleri yoğun mağmatik korrozyona uğramıştır. Sıkça zonlu yapı gösterir. Genellikle opak mineral ve volkanik cam kapanımları içerir. Olivin, yarı özşekilli küçük fenokristal ve pseudomorfları şeklindedir. Çoğunlukla iddingsitleşmiş ve serpantinleşmiştir. Amfibol, kahverengi hornblend olup, yarı özşekilli kristaller şeklindedir. Amfibol az oranda bulunmakta, yoğun şekilde opaklaşmıştır. Opak mineral bol oranda bulunur. Hamur, hyalopilitik ve intersertal dokular gösterip, plajiyoklas mikrolitleri, volkanik cam, granüle piroksen ve çoğun volkanik camdan kaynaklanan kloritten oluşur.



Şekil 2.6.1, Bazaltik bileşimli bir daykın görünümü (Yer: Kartomuz Tepe kuzeyi). Km: Mesudiye formasyonu (ayrılmamış), Kkds: Kavacık dayk ve silleri.



Şekil 2.6.2, Andezitik bileşimli bir daykın görünümü (Yukangökçe Köyü). Km: Mesudiye formasyonu (ayrılmamış), Kkds: Kavacık dayk ve silleri.

Andezitik bileşimli dayk ve siller, çoğunlukla porfirik dokuya sahiptir. Bileşenleri; plajiyoklas, kuvars, piroksen, amfibol, biyotit ve opak minerallerdir. Plajiyoklas, özşekilli, yarıözşekilli büyük fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklinde olmak üzere iki ya da üç fazlı mineral oluşumu sözkonusudur. Albit-oligoklas (An4-24) bileşimlidir. Sıkça zonlu yapı gösterir. Albit ve karlsbad ikizlenmelidir. Opak mineral kapanımları kapsar. Piroksen, ojit ve daha az oranda ortopiroksen (hipersten) bileşimindeki özşekilli, yarıözşekillidir. Bazı kesitlerinde glomerofirik yığışmalar gösterir. Genellikle mağmatik korrozyona uğramıştır. Bazı kesitlerinde tamamen kloritleşmiş ve karbonatlaşmıştır. Sıkça opak mineral kapanımları kapsar. Kuvars %5'ten az oranda olup, ksenomorf kristaller şeklinde boşlukları doldurur konumdadır. Amfibol, kahverengi hornblend olup, özşekilli-yarı özşekillidir. Basit ikizli yapı gösterir. Sıkça mağmatik korrozyona uğramıştır. Hornblend kristalleri yoğun şekilde opak bir kuşakla çevrelenmiş, opaklaşmıştır. Biyotit az oranda izlenir. Uzunca levhamsı kristaller şeklindedir. Yer yer mağmatik korrozyona uğramıştır. Opak mineral kapanımları kapsar. Opak mineral, özşekilli, yarıözşekilli fenokristaller şeklindedir ve bol oranda bulunur. Hamur, pilotaksitik ve hyalopilitik dokular gösterip, plajiyoklas mikrolitleri, volkanik cam, granüle piroksen, granüle opak mineral ve çoğun volkanik camdan türemiş kloritten oluşur.

Dasitik bileşimli dayk ve siller, ince kesitlerinde porfirik ve mikrolitik-porfirik dokular gösterir. Bileşenleri; plajiyoklas, piroksen, kuvars ve opak mineralden oluşmaktadır. Plajiyoklas, özşekilli-yarı özşekillidir. Plajiyoklas kristalleri, büyük fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklindedir. Sıkça zonlu yapıdır ve polisentetik ikizlenme gösterir. Bazen kesitlerinde yoğun mağmatik korrozyona uğradıkları izlenir. Yoğun kloritleşmiş, serisitleşmiş ve kalsitleşmiştir. Serisit mineralleri pulsu tanecikler şeklindedir. Piroksen daha az oranda gözlenir. Piroksen, ojit bileşiminde olup, genellikle yarı özşekilli kristaller şeklindedir. Yoğun mağmatik korrozyona uğramıştır. Kuvars %5'ten az, özşekilsiz fenokristaller şeklindedir. Hamur, pilotaksitik ve hyalopilitik dokularda olup, plajiyoklas mikrolitleri, az volkanik cam, granüle piroksen, opak mineral ve çoğun volkanik camdan türemiş kloritten oluşmaktadır. Boşlukları ikincil kalsit dolguludur.

İnceleme alanında yaygın olarak gözlenen dayk ve siller, Mesudiye formasyonu, Herküzü volkanitleri ve İkisu granitoidini kesmektedir. İnceleme alanında uzunlukları 20-30 m.'den, Kavacık köyü kuzeyinde görüldüğü gibi 1.5 km. uzunluğa kadar erişebilmektedir. Kalınlıkları değişken olup, 20 cm. den 10 m. ye kadar değişebilmektedir (Şekil 2.6.3).



Şekil 2.6.3, Karacaören üyesi aglomera ve tüflerini kesen bazaltik bileşimli bir dayk (Yer: Beşbıyık Köyü GB'sı).

Üst Kretase yaşlı kaya birimlerini kesen dayk ve sillerin Eosen yaşlı kayaları kestiği gözlenmemiştir. Dolayısıyla, bu sokulumların Üst Kretase sonu bir yaşta oluştuğu söylenebilir. Birim, Üst Maestrihtiyen yaşta kabul edilmiştir.

2.7. KAVAKLIDERE GRUBU

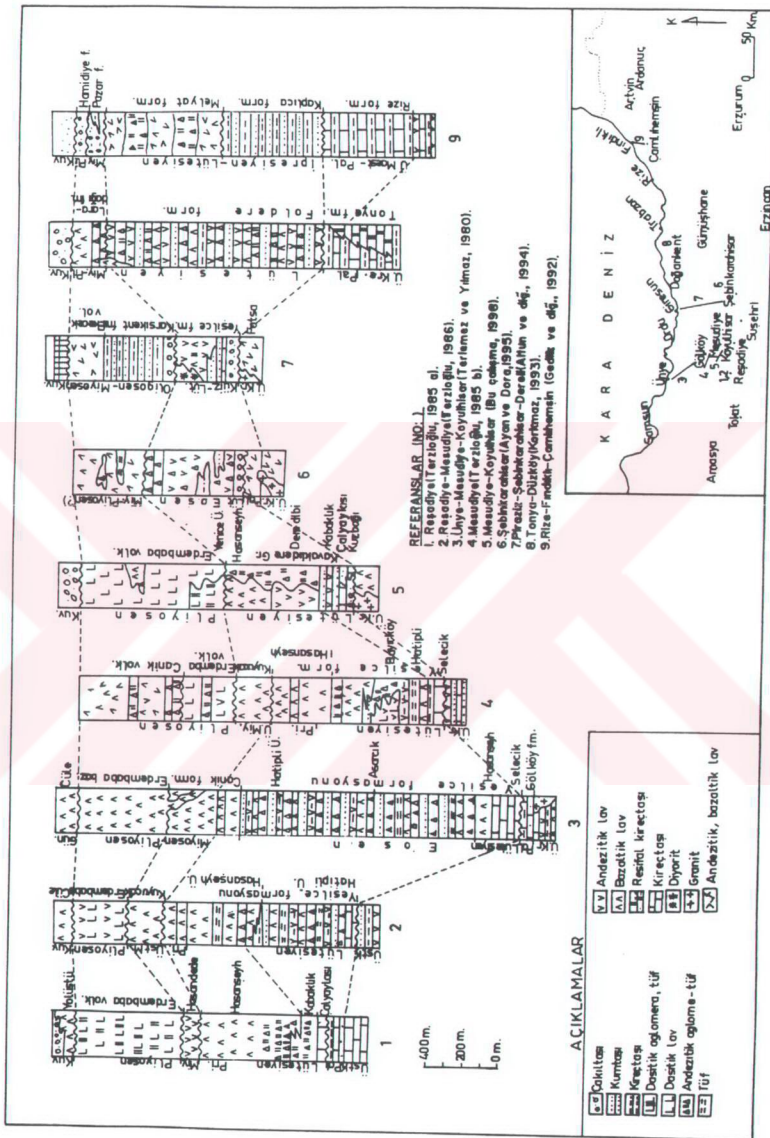
İnceleme alanında, tabanda konglomera ile başlayıp, kireçtaşı, andezitik lav akıntısı, aglomera-tüf arakatkıları içeren silttaşı, kumtaşı ve yer yer kumlu kireçtaşı ar dalanması, andezitik lav akıntısı, bazaltik lav akıntısı ve piroklastitlerinden oluşan birim, ilk kez Seymen (1975) tarafından Reşadiye (Tokat) dolayında Kavaklıdere Grubu olarak tanımlanmıştır. Birimi, Terlemez ve Yılmaz (1980), Ünye-Ordu-Reşadiye-Koyulhisar dolayında ve Altun ve diğerleri (1994) tarafından Giresun-Piraziz-Şebinkarahisar yöresinde Yeşilce formasyonu, Korkmaz (1993), Tonya-Düzköy (Trabzon) yöresinde Foldere formasyonu ve Melyat formasyonu adları ile tanımlanmıştır. Bu incelemede, birim Kavaklıdere Grubu olarak incelenmiştir.

Doğu Pontidler'de yaygın yüzlekler sunan Eosen yaşlı birimlerin karşılaştırılmaları Şekil 2.7.1.'de görülmektedir.

Kavaklıdere Grubu içinde farklı litolojik özellikler gösteren 6 üye ayrılanmıştır. Bunlar sırasıyla alttan üste doğru; taban konglomerasından oluşan Kuzbağı formasyonu; bol Nummulites içeren kumlu kireçtaşından oluşan Çalyaylası formasyonu; seyrek andezitik lav akıntısı ve piroklast arakatkılı silttaşı, kilttaşı, kumtaşı, kumlu kireçtaşı ar dalanmasından oluşan Kabaklık formasyonu; andezitik-bazaltik lav akıntısı ve kumtaşı arakatkılı aglomera-tüften oluşan Hatipli formasyonu; yoğun şekilde andezitik lav akıntısından oluşan Deredibi volkanitleri ve bazaltik lav akıntularından oluşan Hasanşeyh volkanitleridir.

Kavaklıdere Grubu kayaçları, inceleme alanında Mesudiye formasyonu ve Herközü volkanitlerini uyumsuz olarak üzerlemektedir. Birimin inceleme alanında İkişu granitoyidi ve Evliyatepe breşi ile ilişkileri gözlenmemiştir. Kavaklıdere Grubu, Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenir.

Lütesiyen yaştaki Kavaklıdere Grubu, kayatürü ve fosil kapsamı gözönüne alındığında, bu volkano-tortul istifin bulantı akıntıları ve volkanik aktivitenin zaman zaman etkin olduğu dış şelf ortamında çökelmiş olduğu belirlenmiştir.



Şekil 2.7.1. İnceleme alanı dolayındaki ve Doğu Pontidler'deki Tercitar vol. kırılma...

Birim, inceleme alanında yanall yönde farklı kalınlıklar gösterip, toplam 950-950 m. kalınlığa sahiptir ve yanall yönde sıkça fasiyes değişimleri gösterir. Kavaklıdere Grubu içerisinde ayırtılan ve incelenen değişik kaya türleri merceksel konumlu olup, devamlılık göstermezler ve diğer kayatürlerine uyumlu olarak geçer.

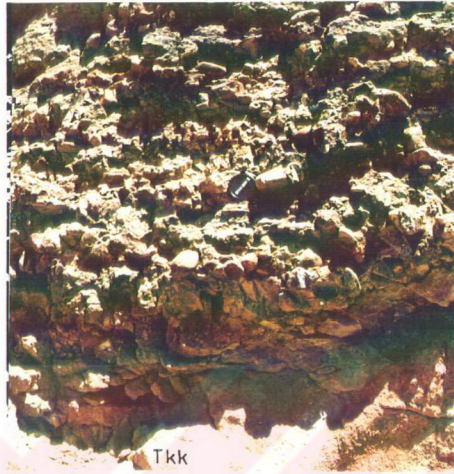
2.7.1. Kuzbağı Formasyonu (Tkk)

Taban konglomerasından oluşan birim, ilk kez Seymen (1975) tarafından Reşadiye (Tokat) yöresinde Lütesiyen yaşlı Kavaklıdere Grubu'nun Kuzbağı konglomerası olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada birim, Kuzbağı formasyonu olarak tanımlanmış ve incelenmiştir.

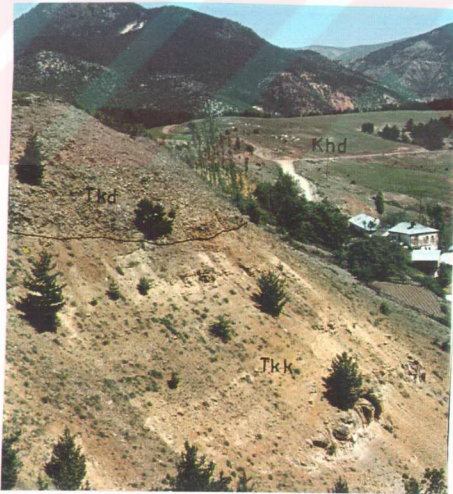
Kuzbağı formasyonuna ait konglomeralar, inceleme alanında dar alanda yayılım gösterir; sadece Kuşlu köyü ve kuzeybatısında izlenir (Ek A).

Çalışma alanında, Eosen transgresyonunu belirleyen Kuzbağı formasyonu taban konglomeralarından oluşmaktadır. (Şekil 2.7.1.1). Ancak arakatıklar şeklinde ince tabakalı kumtaşı düzeyleri kapsamaktadır (Şekil, 2.7.1.2). Çakıllar, sarı, gri, kırmızı renkli, genellikle yassı, oval ve nadiren köşeli şekillerde olup iyi boylanmışdır (Şekil 2.7.1.1). Çakıl boyutları 2 cm. den 15 cm.'e kadar değişen boyutlardadır. Çakıllar, bölgedeki daha yaşlı birimlerden alınmış polijenik çakıllardır. Mesudiye formasyonuna ait pelajik kireçtaşı, çört ve volkanik çakıllarını, Herközü volkanitlerinin andezit, amigdalooidal bazalt çakıllarını ve İkisü granitoidine ait çakılları kapsar. Konglomeranın bağlayıcı malzemesi silis ve kumlu kilden oluşur. Konglomeralar arasında yer yer izlenen kumtaşı, gri, sarı renk tonlarında olup, genellikle ince-orta, yer yer kalın tabakalı, ince-orta taneli ve yer yer fosil kavklıdır.

Kuzbağı formasyonunun üzerine uyumlu ilişkili olarak Çalyaylası formasyonunun gelmesi, Kavaklıdere Grubunun transgresif gelişimini destekler.



Şekil 2.7.1.1, Kuzbağı formasyonunun polijenik konglomeralarının görünümü (Yer: Kuşlu Köyü). Tkk: Kuzbağı formasyonu.



2.7.1.2, Kuzbağı formasyonu konglomeraları ve üzerinde Deredibi volkanitleri andezitik lavları (Yer: Kuşlu Köyü). Khd: Düzarlatepe üyesi, Tkk: Kuzbağı formasyonu, Tkd: Deredibi volkanitleri.

Çalışma alanında dar alanlarda yüzeylenen Kuzbağı formasyonu, Kuşlu köyü dolayında Üst Maestrihtiyen yaşlı Herközü volkanitleri üzerine uyumsuz olarak gelir. Birim, Çalyaylası formasyonu tarafından uyumlu olarak üstlenmektedir.

İnceleme alanında yaklaşık 20 m. kalınlık sunan birim, yanal devamlılık göstermez ve kamalanır.

2.7.1.1. Kuzbağı Formasyonunun Yaşı

Denizel ortamda oluşmuş Kuzbağı formasyonuna ait çakıltaşları arasındaki kumtaşı düzeylerinde gözlenen/bulunan makrofosil kavkılarında *Pseudomiltha aff. giganteus* (Deshayes) fosiline göre Lütésiyen (A.İnal, sözlü bilgi, 1994) yaşı belirlenmiştir. Fakat, formasyonu uyumlu olarak üzerleyen Çalyaylası formasyonundan elde edilen paleontolojik verilere göre, Kuzbağı formasyonunun yaşının Alt Lütésiyen olması beklenir.

2.7.2. Çalyaylası Formasyonu (Tkç)

Kumlu kireçtaşından oluşan birim, ilk kez Seymen (1975) tarafından Reşadiye (Tokat) dolayında Kavaklıdere Grubu'na ait Çalyaylası kireçtaşı olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada birim, Çalyaylası formasyonu olarak tanımlanmış ve incelenmiştir. Terlemez ve Yılmaz (1980) birimi, çalışma alanı dışında/batısında Selecik köyü dolayında tipik yüzeylemeler sunduğundan Yeşilce formasyonunun Selecik üyesi olarak tanımlamıştır.

İnceleme alanında dar alanlarda yüzeylenen Çalyaylası formasyonu, Kartomuz Tepe, Damatlar mah. kuzeyinde, Geyikçukur Tepe ve Ortakent nahiyesi 300m. kuzeyinde yüzeylenmektedir (Ek A).

Çalyaylası formasyonu, genellikle kumlu kireçtaşından oluşur. Kumlu kireçtaşı; sarı, gri renkli, düzenli tabakalanmalı, ince-orta tabakalıdır (3-25 cm.). Kireçtaşları içinde iri ve bol Nummulites fosilleri izlenir (Şekil 2.7.2.1). Kireçtaşları, kırıklı ve çatlaklı, lamelli kavkılıdır. Mikroskobik incelemelerinde intraklastlı-



Şekil 2.7.2.1, Çalyaylası formasyonu kumlu kireçtaşlarında Nummulites sp. fosilleri (Yer: Ortakent Nahiyesi kuzeyi).

biyoklastlı istiftaşı-tanetaşı (Dunham, 1962) fasiyesinde oldukları gözlenmiştir. Kayaç sparitik çimento ile tutturulmuş, kum ve farklı boyutlardaki tanelerden oluşmuştur.

Birim, inceleme alanında Ortakent kuzeyinde Kuzbağı formasyonunun yanall devamlılığı olmadığından, Üst Maestrihtiyen yaşlı Herközü volkanitlerinin Düztarlatepe üyesi bazaltları üzerine uyumsuzlukla, Kartomuz Tepe'de Mesudiye formasyonunun volkano-tortul istifi üzerine açısall uyumsuz olarak gelir. Ortakent kuzeyinde Yıldıztepe üyesi andezitik lavları üzerinde uyumsuz olarak yer alır (Şekil 2.7.2.2). Birim, Geyikçukur Tepe'de uyumlu olarak fliş istifi karakterindeki Kabaklık formasyonu tarafından, Geyikçukur Tepe güneybatısında ve Ortakent kuzeyinde Deredibi volkanitleri andezitik lavları tarafından uyumlu olarak üstlenmektedir. İnceleme alanında, Çalyaylası formasyonunun Kuzbağı formasyonunu üstlediği gözlenmemiştir.

Çalışma alanında değişik kalınlıklar sunan Çalyaylası formasyonu, Kartomuz Tepe kesitinde 22.5 m., Geyikçukur Tepe kesitinde 30 m., Ortakent kuzeyinde 20 m. kalınlık gösterir. Yanall devamlılığı bulunmayan birimin kalınlığı yer yer 4-5 m.'ye kadar inmektedir.



Şekil 2.7.2.2, Çalyaylası formasyonu kireçtaşları ve altında Yıldıztepe üyesi andezitik lavları, üzerinde Deredibi volkanitleri (Yer: Ortakent Nahiyesi kuzeyi). Khy: Yıldıztepe üyesi, Tkç: Çalyaylası formasyonu, Tkd. Deredibi volkanitleri.

2.7.2.1. Çalyaylası Formasyonunun Yaşı

Çalyaylası formasyonundan derlenen örneklerle göre; birimin Orta-Üst Lütésiyan yaşta olduğu görülmektedir. Çalyaylası formasyonundan derlenen mikrofauna aşağıdadır.

Nummulites sp.

Discocyclina sp.

Orbitolites sp.

Textularidae

Eouropertia sp.

Eouropertia magna Le Calvez

Miliolidae

Alveolina sp.

Lithothamnidae

fosillerine göre Orta-Üst Lütésiyan yaşta oldukları saptanmıştır.

İnceleme alanı batısı ve güneybatısında Yeşilce formasyonunun Selecik üyesinden Terlemez ve Yılmaz'ın (1980) derlediği mikrofauna aşağıdadır.

Discocyclina cf. nummulitica (Gumbel)

Sphaerogypsina sp.

fosillerine göre Lütésiye (Orta Eosen)

Asterocyclina sp.

Sphaerogypsina sp.

fosillerine göre Alt-Orta Eosen yaşını saptamışlardır.

2.7.3. Kabaklık Formasyonu (Tkka)

Andezitik lav akıntısı, aglomera ve tüf arakatıkları içeren silttaşı, kumtaşı, kıltaşı ve yer yer kumlu kireçtaşı aralanımından oluşan birim, ilk kez Blumenthal (1950) tarafından "Eosen flişi" olarak tanımlanmıştır. Birim, Reşadiye (Tokat) yöresinde Seymen (1975) tarafından Kavaklıdere Grubu'nun Kabaklık formasyonu olarak tanımlanmıştır. Ancak bu incelemede de Kabaklık formasyonu olarak incelenmiştir.

İnceleme alanında dar yayılımı olan birim, Geyikçukur Tepe'de ve daha geniş yüzlekler halinde Ortakent-Kuşlu karayolu üzerinde yüzeylenir (Ek A).

Kabaklık formasyonu, genellikle silttaşı, kıltaşı, kumtaşı ve yer yer kumlu kireçtaşı aralanmasından oluşmaktadır. Bu tortullara yer yer andezitik lav akıntısı ve piroklastikleri eşlik eder. Birim volkanikli fliş özelliğindedir. Silttaşları, grimsi yeşil renkli, laminalıdır. Kıltaşı, gri renkli, laminalı ve dağılğan özelliğindedir. Kumtaşı, yeşilimsi boz, kırmızı, sarı renk tonlarında, ince-orta tabakalı (3-25 cm.), orta-iri tanelidir. Kumlu kireçtaşları, sarı, kahverenkli, ince-orta tabakalanmalı (5-35 cm.), kırıklı ve çatlaklı, bol Nummulites'li, pürüzlü yüzeylidir. Bu tortullara ince düzeyler halinde andezitik lav akıntısı, aglomera ve tüfler eşlik etmektedir. Arakatıklar şeklinde izlenen andezitik lav akıntısı, grimsi kül renkli, küçük-orta feldispatlı olup, petrografik incelemelerinde porfirik dokuda olduğu gözlenir. Plajiyoklas, piroksen, hornblend, biyotit fenokristalleri kapsadığı izlenir. Aglomera, gri, kül renklerde ve çoğun andezitik bileşimli çakıllardan oluşmaktadır. Tüfler, gri, kül ve yeşilimsi renklerde

ve petrografik incelemelerinde volkanik cam içinde feldispat, kuvars, biyotit parçalarının yer almasından oluştuğu gözlenmiştir.

Kabaklık formasyonu, çalışma alanında Geyikçukur Tepe'de Çalyaylası formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alır (Şekil 2.7.3.1). Kuşlu köyü batısında ise, Kuzbağı formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır. Birimin üzerine ise, Kuşlu köyü batısında Lütesiyen yaşlı Deredibi volkanitleri andezitik lavları uyumlu olarak gelmektedir. Geyikçukur Tepe'de, birim Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitleri tarafından uyumsuz olarak üstlenir.



Şekil 2.7.3.1, Kabaklık formasyonu ile Kavaklıdere Grubunun diğer üyelerinin ilişkilerinin görünümü (Yer: Geyikçukur Tepe güneybatısı). Tkç: Çalyaylası formasyonu, Tkka: Kabaklık formasyonu, Tkd: Deredibi volkanitleri.

Birim, inceleme alanında değişik kalınlıklar sunmaktadır. Geyikçukur Tepe'de yaklaşık 50 m., Kuşlu köyü batısında ise 100 m. kalınlık gösterir.

2.7.3.1. Kabaklık Formasyonunun Yaşı

İnceleme alanında Kabaklık formasyonundan derlenen örneklerde, aşağıdaki mikrofauna saptanmıştır.

Nummulites sp.

Discocyclina sp.

Eponides sp.

Sphaerogypsina globulus Reuss

Eouropertia magna Le Calvez

Rotalidae

Textularidae

fosillerine göre Orta-Üst LütESIYEN yaşında olduğu saptanmıştır.

2.7.4. Hatipli Formasyonu (Tkha)

Volkano-klastik özellikteki birim, yoğun olarak aglomera, tuf ve bunların arasında kalın düzeyler şeklinde andezitik ve bazaltik lav akıntısı ve seyrek olarak kumtaşı düzeylerinden oluşmaktadır. Hatipli formasyonu, ilk kez çalışma alanı batısında Seymen (1975) tarafından Reşadiye (Tokat) dolayında Pliyo-Kuvaterner yaşlı eski alüvyonlar ve yamaç molozları için kullanılmıştır. Birimi, Terlemez ve Yılmaz (1980) Yeşilce formasyonuna ait Hatipli üyesi olarak, Terzioğlu (1983, 1984, 1985a, 1985b ve 1986) ise, Reşadiye (Tokat) dolayında Hatipli volkanodetritikleri olarak tanımlamıştır. Birim, bu incelemede Hatipli formasyonu olarak tanımlanmış ve incelenmiştir.

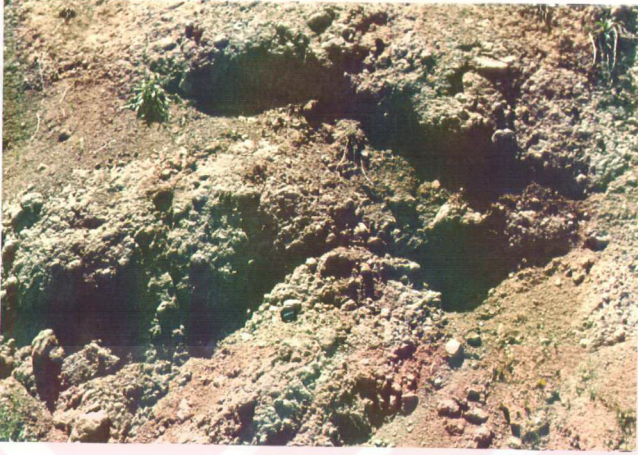
Hatipli formasyonu, inceleme alanında Kızılirma köyü güneyinde, Damatlar mah. kuzeyinde ve doğusunda, Ortakent nahiyesi batısında dar alanlarda yayılım gösterir.

Formasyon içerisinde arakatlı olarak bulunan kumtaşları, genellikle gri renkli, ince-orta tabakalanmalı, ince taneli, volkanik elemanlı, orta derecede yuvarlaklaşmış ve kötü boylanmalıdır. Aglomera, genellikle gri, koyu gri, siyah ve sarımsı renklerde olup, tabakalanmasız, masif görünlü, çeşitli boyutlarda, genellikle

bazalt, daha az oranlarda andezit ve tuf çakıllarından oluşmaktadır. Çakıllar köşeli ve yarı yuvarlaktır (Şekil 2.7.4.1). Sıkı çimentolu olup, çimento tüften oluşur (Şekil 2.7.4.2). İnceleme alanında sert, çıkıntılı morfoloji oluşturur.

Aglomera içerisindeki bazalt çakıllarının petrografik incelemelerinde, porfirik dokuya sahip oldukları gözlenir. Bileşenleri; volkanik bir cam içinde yer alan plajiyoklas, piroksen, olivin, kalsit pseudomorfı ve opak minerallerdir. Plajiyoklas, özşekilli, yarı özşekilli fenokristaller şeklinde olup, sıkça zonlu yapı göstermektedir. Polisentetik ikizlenmeli, yoğun olarak kloritlemiş ve karbonatlaşmıştır. Plajiyoklas kristalleri labrador (An 54-62) bileşimlidir. Plajiyoklas fenokristalleri bazı kesitlerinde olivin kapanımları içerir. Genellikle mağmatik korrozyona uğramıştır. Piroksen, özşekilli büyük ve küçük fenokristaller şeklindedir. Genellikle ojit bileşimindedir. Olivin, fenokristal ve kristalitler şeklindedir. Fenokristaller, hyalopilitik ve pilotaksitik dokulu plajiyoklas mikrolitleri, granüle piroksen, granüle olivin ve opak minerallerden oluşan bir hamur içerisinde yer alır. Aglomeranın içinde bulunan andezit çakılının petrografik incelemesinde bileşenlerinin plajiyoklas, piroksen, amfibol, az oranda biyotitten oluştuğu gözlenir. Porfirik dokuya sahiptir. Plajiyoklas, özşekilli, büyük ve küçük fenokristaller şeklinde olup, sıkça zonlu yapı göstermekte, bazı kesitlerinde sıkça mağmatik korrozyona uğradıkları gözlenir. Genellikle andezin (An 43) bileşiminde, polisentetik ikizlenmelidir. Piroksen çoğun ojit bileşimli olup, özşekilli fenokristaller şeklindedir. Bazı kesitlerinde opak mineral kapanımları içermektedir. Amfibol, kahverengi hornblend olup, yarı özşekilli fenokristaller şeklindedir. Yer yer mağmatik korrozyona uğramış, yer yer tamamen opaklaşmıştır. Az oranda gözlenen biyotit, yarı özşekilli levhamsı kristaller şeklindedir. Opak mineral bol oranda izlenir ve özşekilli- yarı özşekillidir. Hamur, hyalopitik ve pilotaksitik dokularda, plajiyoklas mikrolitleri, granüle piroksen, volkanik cam, opak minerallerden ve volkanik camın bozuşmasından türemiş ışınal yapılı kloritten oluşur.

Hatıplı formasyonu içerisinde genellikle aglomeralarla birlikte gözlenen tüfler, gri, açık yeşil renklidir. Genellikle masif görünümlüdür. Tüflerin petrografik incelemelerinde, litik tuf özelliğinde olduğu, vitrofirik bir doku içerisinde, volkanik kayaç parçaları, piroksen, olivin ve demir oksit kristallerinin yer almasından oluştuğu gözlenir (Şekil 2.7.4.3).



Şekil 2.7.4.1, Hatipli formasyonunun aglomeralarının görünümü (Yer: Damatlar Mah. Kuzeybatısı)



Şekil 2.7.4.2, Hatipli formasyonu aglomeralarında çakılların görünümü (Yer: Ortakent Nahiyesi kuzeydoğusu)..



Şekil 2.7.4.3, Hatipli formasyonu litik tüflerinde kayaç parçaları (TN).

Birim, inceleme alanında Herközü volkanitleri üzerine, Eskiköy dolayında Karacaören üyesi üzerine uyumsuzlukla gelir. Birimin üzerine, Damatlar mah. kuzeyinde ve Kuşlu köyünde bazaltik bileşimli lav akıntularından oluşan Hasanşeyh volkanitleri uyumlu olarak gelir. Damatlar mah. batısında ve güneyinde Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitleri ile aşıl uyumsuz olarak üstlenir.

Hatipli formasyonu, çalışma alanında farklı kalınlıklar sunmakta olup, yaklaşık 150-500 m. arasında kalınlık gösterir, yanal ve düşey yönde Lütesiyen yaşlı Deredibi ve Hasanşeyh volkanitleri ile geçişlidir.

2.7.5. Deredibi Volkanitleri (Tkd)

Andezitik lav akıntısından oluşan birim, Terzioğlu (1984) tarafından Ordu güneyindeki incelemelerinde Bayırköy volkanitleri olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada Deredibi mah. dolayında tipik olarak gözleendiğinden Deredibi volkanitleri olarak tanımlanmıştır.

Birim, Deredibi mah. dolayında, Damatlar mah. kuzeyinde ve Ortakent nahiyesi dolayında yüzeylenir (Ek A).

İnceleme alanında Hatipli volkano-klastikleri içinde değişik düzeylerde yer alan andezitik bileşimli lavlar, genellikle gri, yeşil, mor renkli, kırıklı, çatlaklı, eklemli yapıdadır (Şekil 2.7.5.1). Andezit lavları, orta-iri feldispatlı ve yer yer breşik görünümündedirler.



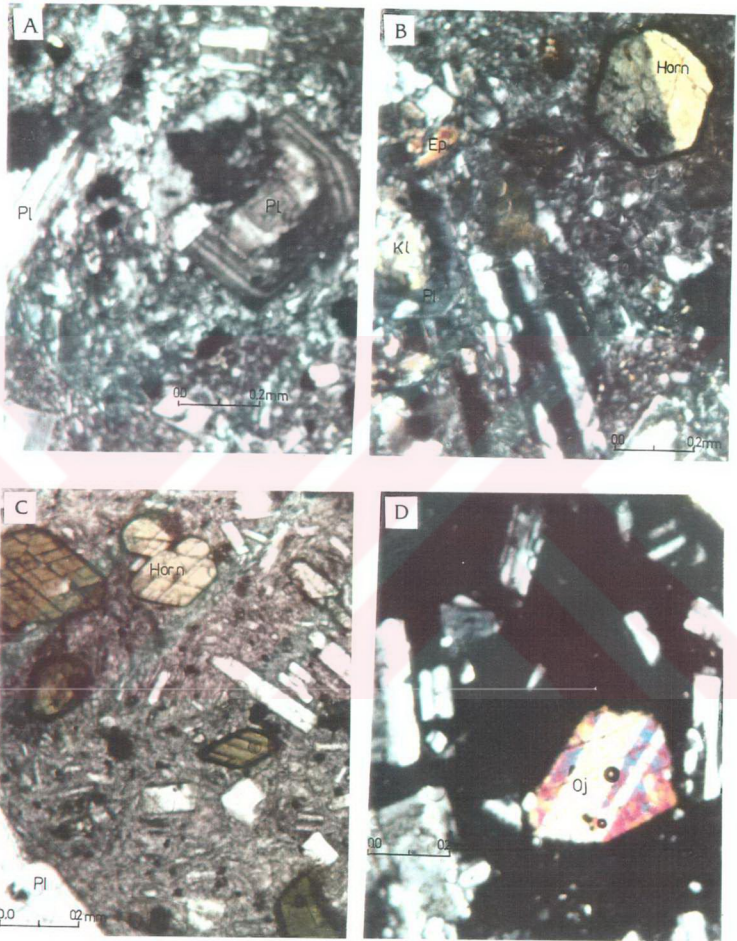
Şekil 2.7.5.1, Deredibi volkanitleri andezitik lavlarında eklemli yapı (Yer: Kuşlu Köyü).

Andezitik lav akıntılarının petrografik incelemelerinde, bazaltik andezit ve hornblend-andezit bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Porfirik ve mikrolitik-porfirik dokular izlenir. Bileşenleri, plajiyoklas, piroksen (klinopiroksen), amfibol ve biyotittir. Plajiyoklas, özşekilli-yarı özşekilli büyük fenokristal ve küçük fenokristaller şeklindedir. Andezin (An37) ve labrador (An56) bileşimlidir. Çoğun kesitlerinde kristallerin kenarlarından itibaren mağmatik korroziona uğradıkları izlenir. Plajiyoklas

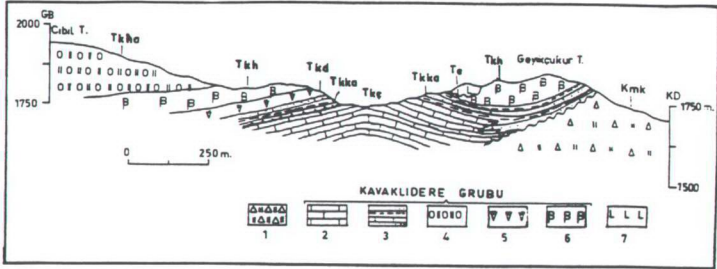
kristalleri, albit, albit-karlsbad, albit-periklin ikizlenmelidir. Genellikle zonlu yapı göstermektedir (Şekil 2.7.5.2 A). Zonlu yapılar, düzenli konsantrik formlar şeklinde gözlenir. Bazen kesitlerinde plajiyoklas kristalleri kloritleşmiş, serisitleşmiş, kalsitleşmiş ve epidotlaşmıştır (Şekil 2.7.5.2 B). Piroksen ve opak mineral kapanımları içerir. Piroksen, genellikle ojit bileşiminde, özşekilli-yarı özşekilli büyük fenokristal ve küçük fenokristaller şeklindedir. Sıkça ikizli yapı izlenir. Bazı kesitlerinde yoğun mağmatik korrozyona uğramıştır. Piroksen kristalleri çoğun kalsitleşmiş ve kloritleşmiştir. Amfibol, kahverengi hornblend olup, özşekilli ve yarı özşekilli fenokristaller şeklindedir. Yaygın ikizlenme gösterir (Şekil 2.7.5.2 B). Bazı kesitlerinde hornblend kristalleri, opak bir kuşakla çevrelenmiştir (Şekil 2.7.5.2 C). Biyotit, ince kesitlerde seyrek gözlenir. Özşekilli levhamsı kristaller şeklindedir. Hamur, hyalopilitik, vitrofirik ve pilotaksitik dokularda olup (Şekil 2.7.5.2 A, Şekil 2.7.5.2 D), plajiyoklas mikrolitleri, volkanik cam, granüle piroksen ve granüle opak minerallerden oluşur.

Deredibi volkanitleri, inceleme alanında Hatipli formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçişli olarak izlenir. Birim, Ortakent nahiyesi kuzeyinde Üst Maestrihtiyen yaşlı Herközü volkanitleri üzerine, Damatlar mah. kuzeyinde ise Üst Maestrihtiyen yaşlı İkisü granitoyidi üzerine uyumsuz olarak, Damatlar mah. kuzeyinde, Geyikçukur Tepe güneyinde Lütesiyen yaşlı Çalyaylası formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 2.7.5.3). Göl Tepe'de Hatipli formasyonu volkanokırıntılıları üzerine uyumlu olarak gelir. Birim, Çolakçayır Tepe'de ve Damatlar mahallesinde Hasanşeyh volkanitleri tarafından uyumlu olarak üstlenir.

Deredibi volkanitleri, inceleme alanında farklı kalınlıklar gösterir. Hatipli üyesi ile girik şekilde bulunur ve yanal devamlılık göstermez, Birim, 30-100 m. arasında kalınlık gösterir.



Şekil 2.7.5.2, Andezitte, A) plajiyoklas kristalinde zonlu yapı (ÇN), B) plajiyoklaslarda kloritleşme ve epidotlaşma (ÇN), C) mikrolitik-porfirik doku (TN), D) vitrofirik-porfirik doku (ÇN). Pl: plajiyolas, Oj: ojit, Horn: hornblend, Ep: epidot, Kl: klorit.



Şekil 2.7.5.3. Deredibi volkanitleri ile diğer birimlerin stratigrafik ilişkilerini gösterir şematik kesit. 1- Aglomera-tüf aradaşımı (Karacaören üyesi, Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen), 2- Kumlu kireçtaşı (Çalyaylası formasyonu, Lütésiyen), 3- Kumtaşı, kiltası, kireçtaşı ardalanımı (Kabaklık formasyonu, Lütésiyen), 4- Aglomera-tüf aradaşımı (Hatipli formasyonu, Lütésiyen), 5- Andezitik lav akıntısı (Deredibi volkanitleri, Lütésiyen), 6- Bazaltik lav akıntısı (Hasanşeyh volkanitleri, Lütésiyen), 7- Dasitik lav akıntısı (Erdembaba volkanitleri, Pliyosen),

2.7.6. Hasanşeyh Volkanitleri (Tkh)

Bazaltik lav akıntısı, yersel olarak aglomera ve tüf aradüzeylerinden oluşan birim, ilk kez Blumenthal (1945c, 1950) tarafından " Pontik Zonun Eosen andeziti" olarak değerlendirmiştir. Erentöz (1950) ise birimi, "Üst Kretase volkanik fasiyesi" kısmen de "aktüel bazalt örtüsü" olarak tanımlamıştır. Göksu (1960), birimi Üst Kretase volkanik fasiyesi ve "aktüel bazalt örtüsü" şeklinde yorumlamıştır. Seymen (1975), Reşadiye (Tokat) dolayında bazaltik lavlar, aglomera ve tüflerden oluştuğunu belirttiği birimi "Hasanşeyh formasyonu" olarak tanımlamıştır. Pelin (1977), Aluçra (Giresun) dolayındaki incelemesinde, Lütésiyen olarak yaşlandırdığı benzer bazaltik bileşimli lavlara "Koltuktepe bazaltı" tanımlamasını getirmiştir. Terlemez ve Yılmaz (1980), Ordu-Reşadiye-Koyulhisar arasındaki çalışmalarında ise, bazaltik bileşimli

lavlardan oluşan birimi Eosen'in tabanı olarak kabul etmiş ve "Hasanşeyh bazalt üyesi" olarak tanımlamıştır. Terzioğlu (1985a) ise, birimin Hatıpli volkano-detritikleri ile uyumlu ilişkili olduğunu ve Üst Lütisiyen-Priaboniyen (?) yaşlı "Hasanşeyh bazaltları" olarak yorumlamıştır. Birim, bu incelemede Hasanşeyh volkanitleri olarak tanımlanmış ve incelenmiştir.

İnceleme alanında Damatlar mah. dolayında, Çolakçayır Tepe'de ve Kuşlu köyü güneyinde geniş yüzlekler gösterir (Ek A).

Bazaltik lavlar, siyah renkli, kırıklı, çatlaklı, sert yapılı, altıgen soğuma kenarlı ve yer yer gaz boşlukludur. Bazaltik lavlar, yer yer exfoliyasyon yapısı gösterirler (Şekil 2.7.6.1). Genellikle porfirik dokuda olan bazaltik lavlar içinde, olivin, plajiyoklas ve piroksen kristalleri çıplak gözle ayırtedilebilmektedir. Bazaltik lavlar arasında gözlenen piroklastitler ise gri, açık gri ve kırmızı renklerdedir. Piroklastitler, dar yayımlı olarak gözlenir. Aglomeralar, birkaç cm. çapında, köşeli-yarı özşekilli tuf ve volkanik kayaç parçalarından oluşmuştur. Çimento gevşek yapılı tüften oluşur. Tuf ise, litik tuf niteliğinde olup, genellikle aglomeralarla birlikte görülür ve aglomeralar gibi yersel olarak bulunurlar, çok dar yayılım gösterirler.



Şekil 2.7.6.1, Bazaltik lavda exfoliyasyon yapısı (Yer: Kuşlu Köyü güneybatısı).

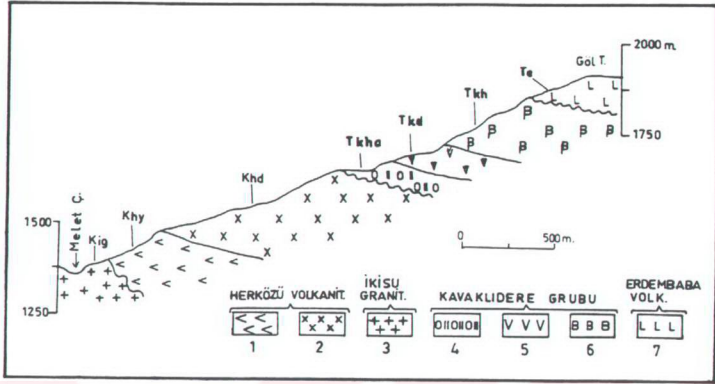
Bazaltik lavların mikroskopik incelemelerinde, olivin bazalt, andezitik bazalt ve bazalt bileşiminde oldukları saptanmıştır. Mikrolitik-porfirik ve porfirik dokular izlenir (Şekil 2.7.6.2 A). Bileşenleri, plajiyoklas, piroksen, olivin, amfibol ve az oranda biyotitten oluşur. Plajiyoklas, özşekilli-yarı özşekilli büyük fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklinde olup, iki yada üç fazlı mineral oluşumu sözkonusudur. Plajiyoklas fenokristalleri, kayaç içindeki fenokristallerin büyük bir kısmını oluştururlar. Genellikle albit ve karlsbad ikizlenmesi gösterir. İri fenokristallerin bileşimi labrador (An56-60) ve bitovnit (An76-78) arasında değişir. Plajiyoklaslar, bazı kesitlerinde sıkça zonlu yapıya rastlanır. Basit ve düzenli konsantrik formlar halinde zonlu yapı gösterir. Büyük fenokristal ve küçük fenokristaller ince kesitlerde ayrı ayrı gözlenebildiği gibi, glomerofirik yığışmalar şeklinde de gözlenebilmektedir. Bazı kesitlerinde sıkça mağmatik korrozyona uğradıkları saptanmıştır. Piroksen, klinopiroksen bileşiminde olup, bazaltik ojit bileşimindedir. Özşekilli, büyük fenokristal ve küçük fenokristaller şeklindedir. Sıkça ikizli yapı gösterir (Şekil 2.7.6.2 B). Çoğun kesitlerinde piroksen kristalleri mağmatik korrozyona uğramıştır. Olivin, küçük fenokristal ve pseudomorflar şeklindedir, çoğun özşekillidir (Şekil 2.7.6.2 A). Yer yer mağmatik korrode olmuş, sıkça iddingsitlemiştir. Amfibol, kahverengi hornblend olup, özşekilli, yarı özşekilli fenokristaller halindedir (Şekil 2.7.6.2 C,D). Biyotit, ince kesitlerde az oranda bulunur ve özşekilli-yarı özşekilli levhamsı kristaller şeklindedir. Hamur, hyalopilitik ve pilotaksitik dokulu olup, plajiyoklas mikrolitleri, volkanik cam, granüle piroksen, opak mineral ve çoğun volkanik camdan türemiş kloritten oluşur.

Hasanşeyh volkanitleri, inceleme alanında Mesudiye formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Damatlar mah. dolayında Deredibi volkanitleri ve Hatipli formasyonu üzerinde, yanal ve düşey yönde uyumlu olarak yer alır. Birim, Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitleri ile uyumsuz olarak üstlenir (Şekil 2.7.6.3).

Birim, inceleme alanında farklı kalınlıklar gösterir. Geyikçukur Tepe güneyinde 30 m. kalınlık sunarken, Damatlar mah. dolayında yaklaşık 150-200 m. arasında kalınlık gösterir. Birim yanal yönde devamlılık göstermemektedir. Hatipli formasyonu ve Deredibi volkanitleri ile yanal ve düşey yönde geçişlidir.



Şekil 2.7.6.2, Bazaltta, A) mikrolitik-porfirik doku ve olivin kristalleri (ÇN), B) ojitte ikizlenme (ÇN), C) çift nikelde hornblendin görünümü, D) Tek nikelde hornblend. Ol: olivin, Oj: ojit, Pl: plajiyoklas, Horn: hornblend,



Şekil 2.7.6.3, Üst Kretase, Eosen ve Pliyosen yaşlı birimlerin stratigrafik ilişkilerini gösterir şematik kesit. 1- Andezitik lav akıntısı (Yıldıztepe üyesi, Üst Maestrihtiyen), 2-Bazaltik lav akıntısı (Düztarlatepe üyesi, Üst Maestrihtiyen), 3- Granitoid (İksü granitoidi, Üst Maestrihtiyen), 4- Aglomera-tüf (Hatipli formasyonu, Lütseyen), 5- Andezitik lav akıntısı (Deredibi volkanitleri, Lütseyen), 6- Bazaltik lav akıntısı (Hasanşeyh volkanitleri, Lütseyen), 7-Dasitik lav akıntısı (Erdembaba volkanitleri, Pliyosen).

Eosen yaşlı volkanitlerde, sedimanter arakatki gözlenmemiştir. Barbieri ve diğerleri (1985), Akıncı ve diğerleri (1991), Trabzon-Arhavi dolayındaki Eosen yaşlı volkanitlerde K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş tayinlerinde 43.9-55.4 milyon yıl yaşını belirlemişlerdir.

2.8. ERDEMBABA VOLKANİTLERİ (Te)

İnceleme alanında yer yer piroklastik kayalar içeren, çoğunlukla dasitik lav akıntısı, daha az oranlarda da andezitik ve bazaltik lav akıntılarında oluşan bu volkanitler, ilk kez Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından "Erdembaba bazaltları" olarak tanımlanmıştır. Toprak (1989) Koyulhisar-Suşehri arasındaki incelemesinde, birimi "Erdembaba formasyonu" olarak tanımlamıştır. Terzioğlu (1986) Pliyosen yaşta kabul ettiği hyalodasitik türdeki lavlardan oluşmuş, ortaç-asidik, kalkalkalen nitelikli volkanitleri "Erdembaba volkanitleri" olarak tanımlamıştır. Bu incelemede de birim, Erdembaba volkanitleri olarak tanımlanmıştır.

Erdembaba volkanitleri, tabanda aglomera ve tüflerle (Yenice üyesi, Tey) başlamaktadır. Üzerine yoğun dasitik lav, daha az olarak andezitik lav akıntısı ve bazaltik lav akıntısı gelmektedir. Bu volkanitlerin içerisinde aglomera ve tüfler Yenice üyesi adı altında incelenmiştir.

2.8.1. Yenice Üyesi (Tey)

Aglomera ve tuf ardaşımından oluşan birim, ilk kez bu çalışmada tanımlanmış ve Yenice üyesi adı altında incelenmiştir.

İnceleme alanında Damatlar mah. doğusunda ve Yenice mah. güneyinde olmak üzere dar alanlarda yayılım göstermektedir (Ek A,B).

Yenice üyesi, Damatlar mah. dolayında çoğunlukla andezitik bileşimli aglomera ve tüflerden oluşmaktadır. Aglomera ve tüfler, açık gri, kül renklerde, tabakalanmasız görünümündedir. Aglomeralar blok ve çakıl boyutunda, köşeli- yarı köşeli şekiller sunmaktadır. Tüfler, mikroskobik incelemelerinde, genellikle volkanik bir cam bağlayıcı içerisinde kayaç parçalarının birleşmesiyle oluşmuşlardır.

Erdembaba volkanitleri, inceleme alanında oldukça geniş alanlarda yüzeylenmektedir. Genel olarak doğu-batı uzanımında devam eden bu volkanitler, Üreğil Yayla, Kelifalan Yayla, Ütlüce Yayla, Damatlar mah. güneyinde, Harozalan Yayla ve Havzul mah. dolayında geniş alanlarda yüzeylenmektedir (Ek A).

Bu volkanitler, çoğunlukla kirlı beyaz, gri, pembe, kahverengiden sarıya kadar değişen renk tonlarında, genellikle dasitik bileşimli lavlardan, daha az olarak andezitik lavlardan ve seyrek olarak da bazaltik bileşimli lav akıntularından oluşur.

Dasitik lavlar; gri, beyaz, kahverenkli taze yüzeyle, sarı, beyaz ve pembe renkli ayrışma yüzeyledir. Yer yer breşik görünümlü, masif yapılu ve blok ayrışmalıdır. Bol eklemli yapıdır (Şekil 2.8.1). Çoğunlukla domsal yapıda ve ınsal soğuma sütun yapısı gösterir (Şekil 2.8.2). Lavlar oldukça altere olmuştur. Yer yer dissemine pirit taneleri içerir.

Dasitik lavların mikroskopik incelemelerinde, porfirik ve mikrolitik-porfirik dokular izlenir. Bileşenleri plajiyoklas, klinopiroksen (ojit), ortopiroksen (hipersten), amfibol, biyotit ve kuvarstan oluşmaktadır. Plajiyoklas, büyük fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklinde olup, iki yada üç fazlı mineral oluşumu şeklinde gözlenirler. Fenokristaller özşekilli olup, özşekilli ve yarıözşekilli kristaller şeklindedir. Plajiyoklas kristalleri, albit, albit-karlsbad ikizlenmeleri gösterir. Sıkça zonlu yapıdır. Bazı kesitlerinde kenarlarından itibaren mağmatik korrozyona uğramıştır. Fenokristaller, bol opak mineral, volkanik cam ve piroksen kristal kapanımları kapsar. Albit ikizlerinde ölçülen sönme açlarına göre fenokristaller albit (An2-8), oligoklas (An10) ve andezindir (An42-48). Az oranda bulunan ortopiroksen, hipersten bileşimli olup, yarı özşekilli, uzunca prizmatik kesitler sunmaktadır. Klinopiroksen, genellikle ojit bileşiminde, büyük fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklindedir. Özşekilli, yarı özşekilli kristaller şeklindedir. Küçük fenokristaller hamur içerisinde glomerofik yığılımlar şeklinde de gözlenebilmektedir. Bazı kesitlerinde ikizli yapı gösterir. Çok seyrek olarak kloritleşmiş ve kalsitleşmiştir. Çoğunlukla mağmatik korrozyona uğramış olup, yer yer parçalanmıştır. Bazı kesitlerinde yoğun opasitleşme izlenir. Amfibol, kahverengi hornblend olup, büyük fenokristal ve küçük fenokristaller şeklindedir. Özşekilli fenokristaller şeklindedir. Bazı kesitlerinde mağmatik korrozyona uğradığı gözlenir. Yoğun şekilde opaklaşmıştır. Hornblend kristalleri yer yer opak bir kuşakla çevrelenmiş (Şekil 2.8.3 A), bazı kesitlerinde ise tamamen opaklaşmıştır. Bazı kesitlerinde ikizli yapı göstermektedir. Yoğun oranda kloritleşmiş,

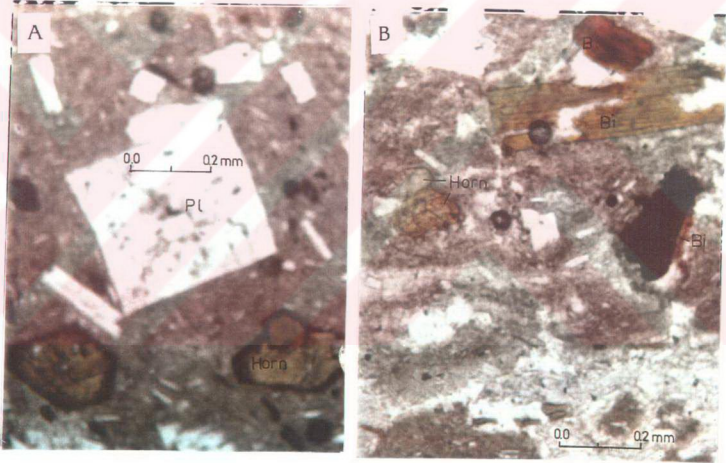


Şekil 2.8.1, Dasitik lavlarda eklemli yapı (Yer: Bitlialan Tepe).



Şekil 2.8.2, Dasitik lavların domsal ve ışınsal eklemli yapısı (Yer: Horozalan Y.).

kalsitleşmiş ve serisitleşmiştir. Sıkça opak mineral ve volkanik cam kapanımları içerir. Biyotit, uzun levhamsı kristaller şeklindedir. Genellikle büyük fenokristal ve küçük fenokristaller şeklindedir. Bazı kesitlerinde kink-band yapısı gösterir. Yer yer opaklaşmıştır (Şekil 2.8.3 B). Kenarlarından itibaren mağmatik korozyona uğramıştır. Bazı kesitlerinde kalsitleşmiş ve serisitleşmiştir. Yer yer opak mineral kapanımları içermektedir. Kuvars, mineral bileşiminde %5'ten az oranda olup, ksenomorf kristaller şeklindedir. Hamur, hyalopilitik, pilotaksitik, trakitik ve vitrofirik dokular gösterir. Hamur içinde plajiyoklas mikrolitleri, granüle piroksen mineralleri, opak mineral, volkanik cam ve volkanik camdan türemiş kloritten oluşur.



Şekil 2.8.3, Dasitte, A) hornblendde opaklaşma (TN), B) biyotitte opaklaşma (TN).
Horn: hornblend, Bi: biyotit, Pl: plajiyoklas.

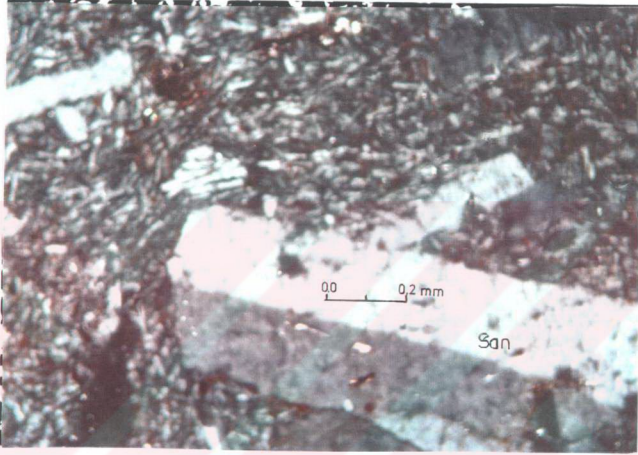
Andezitik lavlar, grimsi, kahverengi renklerde olup, masif görünümlü, yer yer akma yapılı, soğuma çatlaklıdır. Arazide ince-orta boyutlu fenokristalli feldispatları kolaylıkla izlenebilir.

Andezitik lavların mikroskopik incelemelerinde, porfirik ve mikrolitik-porfirik dokuya sahip oldukları gözlenmiştir. Çoğun biyotit-andezit ve hornblend-andezit bileşimindedir. Bileşenleri, plajiyoklas, hornblend, piroksen, K-feldispat ve az oranda kuvars mineralleridir. Plajiyoklas, özşekilli ve yarı özşekilli fenokristaller şeklindedir. Büyük fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklindedir. Çoğun kesitlerinde zonlu yapılıdır. Polisentetik ikizlenmeli olup, yoğun olarak mağmatik korrozyona uğramıştır. Plajiyoklas kristalleri andezin (An23-36) ve labrador (An56) bileşimindedir. K-feldispat, sanidinden oluşup, porfirik andezitlerde az miktarda gözlenmekte, 0.1-1.0 mm. büyüklüğünde, özşekilli ve karlsbad ikizlidir (Şekil 2.8.4). Amfibol, genellikle kahverengi hornblend olup, özşekilli-yarı özşekilli kristaller şeklindedir. Bazı kesitlerinde zonlu yapı gösterir. Çoğun kesitlerinde opak bir kuşakla çevrelenmiş ve opaklaşmıştır. Sıkça mağmatik korrozyona uğramıştır. Yer yer kloritleşmiş, serisitleşmiş ve kalsitleşmiştir. Piroksen, ojit bileşiminde olup, özşekilli-yarı özşekilli kristaller şeklindedir. Yoğun kloritleşmiş ve kalsitleşmiştir. Bazı kesitlerinde sıkça mağmatik korrozyona uğramıştır. Opak mineral kapanımları içerir. Opak mineraller, bol oranda ve özşekilli fenokristaller şeklindedir. Hamur, pilotaksitik, hyalopilitik ve intersertal dokularda olup, plajiyoklas mikrolitleri, granüle piroksen, volkanik cam ve opak minerallerden oluşur. Volkanik cam yoğun şekilde kloritleşmiştir.

Bazaltik lavlar, siyah, koyu gri renklidir. Akma yapılı ve masif görünümlüdür. Erdembaba volkanitleri içinde en az görülen volkanitlerdir.

Bazaltik lavların mikroskopik incelemelerinde, bazalt ve olivin-bazalt bileşiminde oldukları izlenmektedir. Porfirik ve mikrolitik-porfirik dokular gösterir. Plajiyoklas, hornblend, biyotit, olivin ve opak mineral bileşenlerinden oluşmaktadır. Plajiyoklas kristalleri, büyük fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklindedir. Labrador (An59) bileşimindedir. Özşekilli fenokristaller şeklindedir. Sıkça zonlu yapı göstermektedir. Polisentetik ikizlenmelidir. Piroksen, çok fazla oranda bulunur. Büyük fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler şeklinde iki ya da üç fazlı mineral oluşumu sözkonusudur. Ojit bileşiminde olup, yer yer mağmatik korrozyona uğramıştır. Bazı kesitlerinde zonlu yapı gösterir. Yer yer bazı kesitlerinde piroksen fenokristalleri yoğun kloritleşmiş ve kalsitleşmiştir. Yer yer opak mineral kapanımları kapsamaktadır.

Yer yer hamur içerisinde glomerofirik yığılımlar gösterir. Olivin, özşekilli-yarıözşekilli küçük fenokristal ve pseudomorflar şeklindedir. Yer yer iddingsitleşmiş ve serpantinleşmiştir. Hamur, intersertal ve pilotaksitik dokularda olup, plajiyoklas mikrolitleri, granüle piroksen, volkanik cam ve granüle opak minerallerden oluşur.



Şekil 2.8.4, Mikrolitik-porfirik dokulu porfirik andezitte karlsbad ikizli sanidin kristali (ÇN). San: sanidin.

İnceleme alanında Erdembaba volkanitleri, bölgedeki tüm eski birimleri uyumsuz olarak üstlemektedir. Birim, Yenice mah. dolayında, Arıkmusa güneyinde Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Mesudiye formasyonu üzerinde, Yetimler mah., Kızılelma köyü kuzeydoğusunda ve Kelifalan Yayla kuzeyinde Üst Maestrihtiyen yaşlı Düztarlatepe üyesi üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Kartomuz Tepe'de ve Göl Tepe'de Lütesiyen yaşlı Deredibi volkanitleri üzerinde, Damatlar mah. güneybatısında Hatipli formasyonu üzerinde (Şekil 2.8.5) ve Damatlar mah. güneyinde Hasanşeyh volkanitleri üzerinde uyumsuz olarak yer alır.



Şekil 2.8.5, Erdembaba volkanitleri ile Hatipli formasyonu aglomera ve tüflerinin ilişkisi (Yer: Damatlar Mah. güneybatısı). Tkha: Hatipli formasyonu, Te: Erdembaba volkanitleri.

Erdembaba volkanitleri, inceleme alanında farklı kalınlıklar göstermekte olup, yaklaşık 600-800 m. kalınlık sunar. Erdembaba volkanitleri karasal volkanizma ürünüdürler. Bu volkanitlere hiçbir tortul kayacın eşlik etmemesi, karasal volkanizmayı doğrulamaktadır.

İnceleme alanındaki araştırmalarımızda, birim için yaş verebilecek tortul arakatıklar olmadığından, kesin yaş bulgusu bulunmamaktadır. Bölgeye yakın alanlarda daha önce yapılan çalışmalarda Terlemez ve Yılmaz (1980), Erdembaba volkanitleri için Miyosen (?) - Pliyosen yaşını önermişlerdir. Terzioğlu (1986), Erdembaba volkanitleri için Pliyosen yaşını öngörmüştür. Toprak (1986), Koyulhisar-Suşehri arasındaki incelemesinde Erdembaba volkanitleri için Pliyosen yaşını kabul etmiştir. Altun ve diğerleri (1994), Giresun-Piraziz-Şebinkarahisar dolayındaki bu volkanitlerin eşdeğeri olan Ekecek volkanitleri için Alt Miyosen sonrası yaşı kabul etmişlerdir. Birim, inceleme alanı dışında/doğusunda Alt Miyosen (Burdigaliyen) yaşlı kireçtaşları üzerine açılı uyumsuz olarak yer alır.

Erdembaba volkanitleri, korelasyon yoluyla ve stratigrafik konumu itibariyle Pliyosen yaşı olduğu kabul edilmiştir.

2.9. ALÜVYON (Qal)

Kuvaterner yaşı alüvyonlar, büyük akarsu kenarlarında ve çevresindeki geniş düzlüklerde yaygın olarak izlenir. İnceleme alanında Melet çayı, Kazenler deresi, Tekke deresi ve Faldıca deresi boyunca oluşmuş geniş düzlükleri oluşturur. Tutturulmamış çakıl, kum, siltten, çevredeki tüm yaşı birimlerin çakıl ve bloklarını kapsayan birim, çalışma alanındaki tüm yaşı birimleri açılı uyumsuz olarak üstler.

BÖLÜM 3

JEOKİMYA

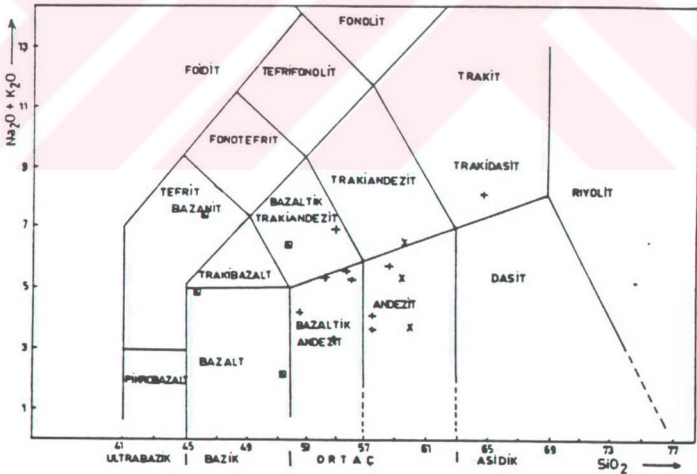
3.1. GİRİŞ

Bu bölümde, inceleme alanında yüzeylenen Üst Kretase, Eosen ve Pliyosen yaşlı mağmatilerin jeokimyasal özellikleri ayrıntılı olarak incelenecektir. Bu kapsamda Mesudiye formasyonu, Herközü volkanitleri, İkisü granitoyidi, Kavacık dayk ve silleri, Kavaklıdere Grubu ve Erdembaba volkanitlerine ait mağmatik kayaçları ele alınacaktır. Bu çalışmada ayrıca Eosen ve Pliyosen yaşlı volkanik kayaçlarda incelemelerde bulunan Terzioğlu'nun (1984,1985,1986) çalışmalarından da yararlanılmış ve alıntılar yapılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında Mesudiye formasyonunun Karacaören üyesinden 3 adet, Dikmentepe üyesinden 10, Asarcık üyesinden 4, Herközü volkanitlerinin Yıldıztepe üyesinden 13, Düztarlatepe üyesine ait 12, İkisü granitoidine ait derinlik ve yarı derinlik kayaçlarından 14, Kavacık dayk ve sillerine ait kayaçlardan 5, Kavaklıdere Grubu'nun Deredibi volkanitlerine ait volkanik kayaçlardan 12, Hasanşeyh volkanitlerine ait bazaltik kayaçlardan 13, Erdembaba volkanitlerine ait volkanik kayaçlardan 22 adet olmak üzere toplam 108 adet jeokimyasal amaçlı örnek derlenmiş ve bu örneklerin jeokimyasal analizleri MTA Genel Müdürlüğü Teknoloji laboratuvarlarında yapılmıştır. Bu örneklerin majör oksit yüzdeleri (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O^- , CO_2) ve iz element değerleri (Rb, Sr, Zr, Ba, Cr, Ni, V, La, Ce, Nd, Nb, Y, Co, Cu, Mn, Pb) belirlenmiştir.

3.2. MESUDİYE FORMASYONU

Mesudiye formasyonunun değişik düzeylerinde yer alan volkanik kayalardan Karacaören üyesinden 3, Asarcık üyesinden 4, Dikmentepe üyesinden 10 adet olmak üzere toplam 17 adet derlenen örneğin majör ve iz element kimyasal analiz sonuçları ve C.I.P.W. normları Çizelge 3.2.1., Çizelge 3.2.2 ve Çizelge 3.2.3.'de verilmiştir.

Mesudiye formasyonuna ait volkanik kayalar, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramına taşındığında Karacaören üyesinin aglomera ve tüflerinin andezit, trakiandezit, bazaltik andezit alanında yer aldıkları görülmektedir (Şekil 3.2.1). Aynı diyagramda Dikmentepe üyesine ait andezitik bileşimli volkanik kayalarının andezit, bazaltik trakiandezit, bazaltik andezit ve bir örneğin de trakidasit olarak adlandırıldığı görülmektedir. Yine aynı diyagramda, Asarcık üyesinin petrografik olarak bazalt olarak adlandırdığımız bazaltik bileşimli volkanitlerin, kimyasal olarak bazalt, tefrit/bazanit ve bazaltik trakiandezit olarak adlandırıldığı görülür.



Şekil 3.2.1, Mesudiye formasyonu volkanitlerinin $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ adlandırma diyagramındaki dağılımları (X: Karacaören üyesi, +: Dikmentepe üyesi, ■: Asarcık üyesi).

Çizelge 3.2.1, Karacaören üyesi volkanik kayaların tüm kayaç ana oksit yüzdeleri, iz element değerleri ve CIPW normları.

A. YER:	Dikmen T.	Tatlar K.	Kavacık K.
ÖRNEK NO:	158	215	231
SiO ₂	60.00	59.50	59.50
Al ₂ O ₃	11.50	16.00	15.20
TiO ₂	0.50	0.40	0.40
Fe ₂ O ₃	4.64	3.97	4.31
FeO	1.94	1.29	1.52
MnO	0.10	0.10	0.10
MgO	2.80	0.90	1.80
CaO	8.10	5.80	5.80
Na ₂ O	2.50	1.20	5.40
K ₂ O	1.20	4.00	1.10
P ₂ O ₅	0.10	0.20	0.10
H ₂ O ⁻	0.96	0.72	1.04
CO ₂	3.55	2.80	3.55
TOPLAM:	97.49	96.88	99.82
İz Element Değerleri (ppm)			
Rb	70	150	40
Sr		400	
Zr	100	70	70
Ba	200	400	200
Cr			20
Ni			
V	300	200	150
Co			
Cu			
Mn			
Pb			
CIPW norm.			
Q	29.27	31.26	18.64
OR	7.33	24.09	6.62
AB	21.16	10.15	45.70
AN	16.49	9.99	5.73
NE			
CO		5.95	3.00
ZI	0.01		
EN	6.75	2.24	4.48
OL			
FE			
DI	0.49		
HED			
MA	5.42	3.32	4.06
HEM	0.93	1.71	1.53
IL	0.76	0.76	0.76
CR			
AP	0.24	0.47	0.76
CA	8.07	6.37	0.24

DIY.KUL. SİMGE

X

Çizelge 3.2.2, Dikmentepe tüyesi volkanitlerinin tüm kayaç ana oksit yüzdeleri, iz element değerleri ve CIPW normları

A. YER :	Küplüce	Küplüce B.	Kavacık	Kavacık	Güzelyurt
ÖRNEK NO:	38	42	62	67	87
SiO ₂	54.00	57.50	64.50	54.80	55.50
Al ₂ O ₃	16.10	15.00	15.50	16.50	16.50
TiO ₂	0.60	0.50	0.40	0.50	0.50
Fe ₂ O ₃	3.99	3.28	2.33	5.79	4.78
FeO	4.60	3.80	3.30	3.25	3.35
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	2.90	3.00	1.80	4.00	3.50
CaO	7.60	7.90	3.00	9.00	5.50
Na ₂ O	2.70	1.90	3.20	2.60	4.50
K ₂ O	2.60	1.70	4.80	0.60	1.00
P ₂ O ₅	0.30	0.10	0.10	0.10	0.10
H ₂ O ⁻	0.54	0.98	1.42	1.96	0.56
CO ₂	2.30	2.50	1.00	0.68	1.13
TOPLAM:	98.43	98.26	101.60	99.88	97.02
İz Element Değerleri (ppm)					
Rb	80	60	100	50	50
Sr	400			400	
Zr	70	70	100	40	100
Ba	300	200	1500	150	300
Cr	20		30	20	20
Ni					
V	200	150	100	300	300
Co					
Cu					
Mn					
Pb					
CIPW norm.					
Q	13.05	23.86	19.48	15.67	11.03
OR	15.60	10.23	28.58	3.69	6.06
AB	22.85	16.08	27.08	22.00	38.08
AN	21.41	22.79	8.22	31.51	19.54
NE					
CO	0.95	1.65	1.99		0.83
ZI			0.03	0.01	0.03
EN	6.73	7.47	4.48	7.06	8.72
OL					
FE	4.32	3.61	3.64	0.36	1.52
DI				6.26	
HED				0.28	
MA	5.83	4.79	3.41	8.46	6.99
HEM					
IL	1.14	0.95	0.76	0.95	0.95
CR			0.01		
AP	0.71	0.24	0.24	0.24	0.24
CA	5.23	5.69	2.27	1.55	2.57

Dİ.Y.KUL. SİMGE

+

Çizelge 3.2.2 (Devamı).

A. YER:	Küplüce D.	Acidere	Kavacık KB.	Güney B.	Güney B.
ÖRNEK NO:	90	120	139	345	347
SiO ₂	57.50	52.40	58.50	55.00	56.00
Al ₂ O ₃	12.80	17.00	16.00	14.50	16.80
TiO ₂	0.50	0.70	0.50	0.50	0.50
Fe ₂ O ₃	2.48	5.23	5.54	3.40	5.04
FeO	4.70	3.75	2.30	3.33	2.66
MnO	0.70	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	2.70	3.80	2.35	0.33	3.40
CaO	7.00	7.50	4.00	7.00	7.40
Na ₂ O	1.80	3.20	3.10	3.70	3.80
K ₂ O	2.20	1.10	2.50	3.00	1.50
P ₂ O ₅	0.90	0.10	0.10	0.10	0.10
H ₂ O ⁻	1.60	1.14	0.48	1.02	1.12
CO ₂	2.25	0.41	2.30	2.60	0.50
TOPLAM:	95.83	96.43	98.27	94.58	98.92
İz Element Değerleri (ppm)					
Rb	70	20	40	80	20
Sr		400			400
Zr	100	70	150	40	70
Ba	400	200	200	150	300
Cr	20	20			
Ni					
V	150	300	200	100	150
Co					
Cu					
Mn					
Pb					
CIPW norm.					
Q	23.15	9.58	25.28	13.30	10.90
OR	13.21	6.56	14.89	17.97	8.90
AB	15.23	27.08	26.23	31.31	32.16
AN	19.43	28.75	4.69	13.98	24.32
NE					
CO			6.45		
ZI	0.03		0.03	0.01	
EN	6.62	7.75	5.85	0.44	5.79
OL					
FE	6.01	1.27		1.41	0.04
DI	0.24	3.74		0.83	5.79
HED	0.19	0.54		2.34	0.04
MA	3.63	7.64	6.29	4.96	7.34
HEM				1.22	
IL	0.95	1.33	0.95	0.95	2.85
CR	0.01				
AP	0.24	0.24	0.24	0.24	0.71
CA	5.12	0.93	5.23	5.91	1.14

DIY. KUL. SİMGE

+

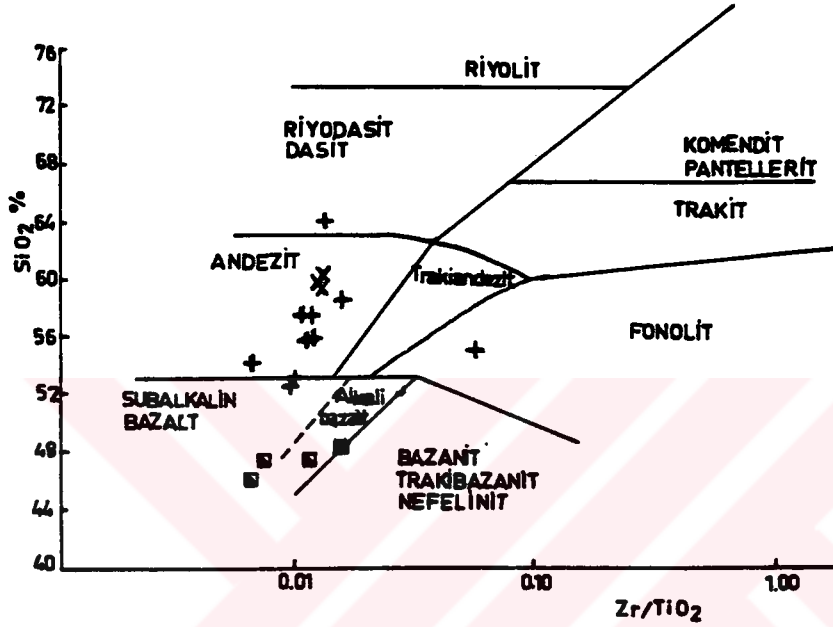
Çizelge 3.2.3, Asarcık üyesi bazaltik volkanitlerinin tüm kayaç ana oksit yüzdeleri, iz element değerleri ve CIPW normları.

A. YER:	Asarcık	Küplüce	Musah	Kumsan T.
ÖRNEK NO:	28	37	101	333
SiO ₂	45.50	51.20	51.50	46.00
Al ₂ O ₃	15.50	16.00	16.50	13.20
TiO ₂	0.80	0.50	0.40	1.20
Fe ₂ O ₃	5.84	3.69	3.94	5.93
FeO	6.35	5.50	2.30	4.02
MnO	0.20	0.10	0.10	0.10
MgO	6.40	3.60	0.80	10.00
CaO	9.60	10.00	8.00	9.80
Na ₂ O	2.10	2.00	2.60	5.60
K ₂ O	2.80	0.20	3.80	1.80
P ₂ O ₅	0.50	0.10	0.20	0.60
H ₂ O ⁻	0.56	0.84	0.88	0.34
CO ₂	0.66	3.80	3.55	0.41
TOPLAM:	96.81	97.53	94.57	99.00
İz Element Değerleri (ppm)				
Rb	60	30	100	50
Sr	700			1500
Zr			40	100
Ba	400	150	700	700
Cr	30			700
Ni				300
V	400	200	100	300
Co				
Cu				
Mn				
Pb				
CIPW norm.				
Q		19.68	13.26	
OR	16.76	1.27	22.78	10.79
AB		16.92	22.00	13.33
AN	24.49	24.49	24.97	5.49
NE				18.45
CO		3.38	2.15	
ZI			0.01	0.02
EN	1.47	8.97	1.99	
OL	9.81			8.45
FE	0.54	6.38	0.48	
DI	9.73			18.45
HED	3.12			0.63
MA	8.51	5.40	5.74	8.66
HEM				3.70
IL	1.52	0.95	0.76	2.28
CR				0.15
AP	1.18	0.24	0.47	1.42
CA	1.50	8.64	8.07	0.93

Dİ.Y. KUL. SİMGE



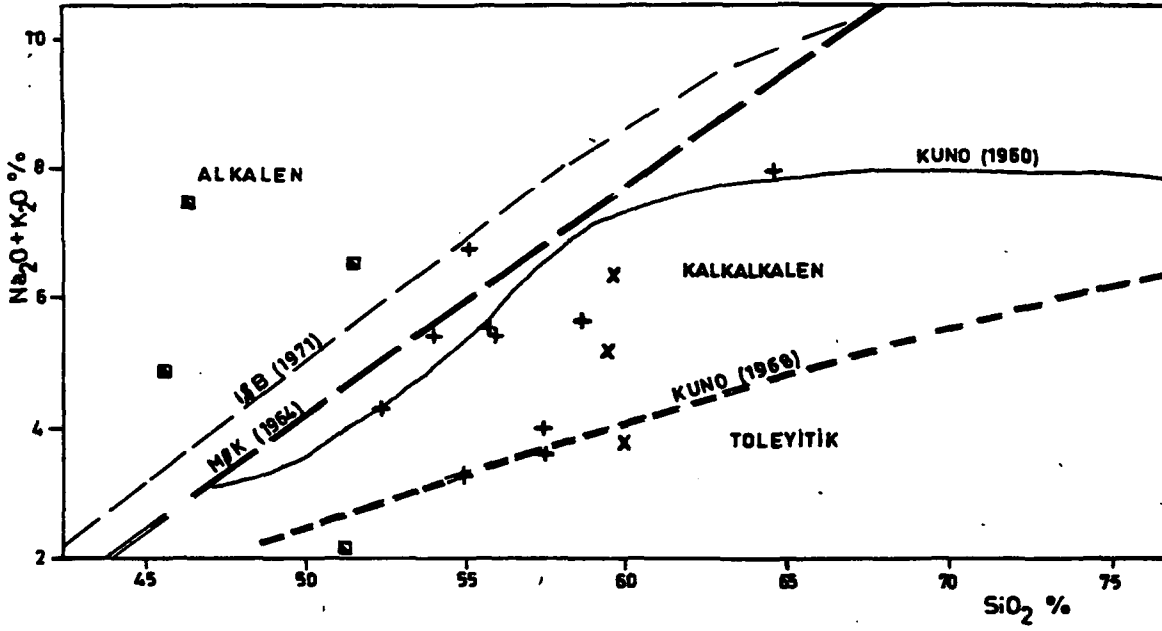
Aynı volkanitler, Winchester ve Floyd'un (1977) $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ diyagramında (Şekil 3.2.2) değerlendirildiklerinde Karacaören üyesine ait örneklerin andezit alanında, Dikmentepe üyesine ait andezitik lavların andezit, alkali bazalt ve birer örneğin de dasit ve fonolit alanında, Asarcık üyesine ait bazaltik lavların da alkali bazalt ve subalkalin bazalt alanında yer aldıkları görülür.



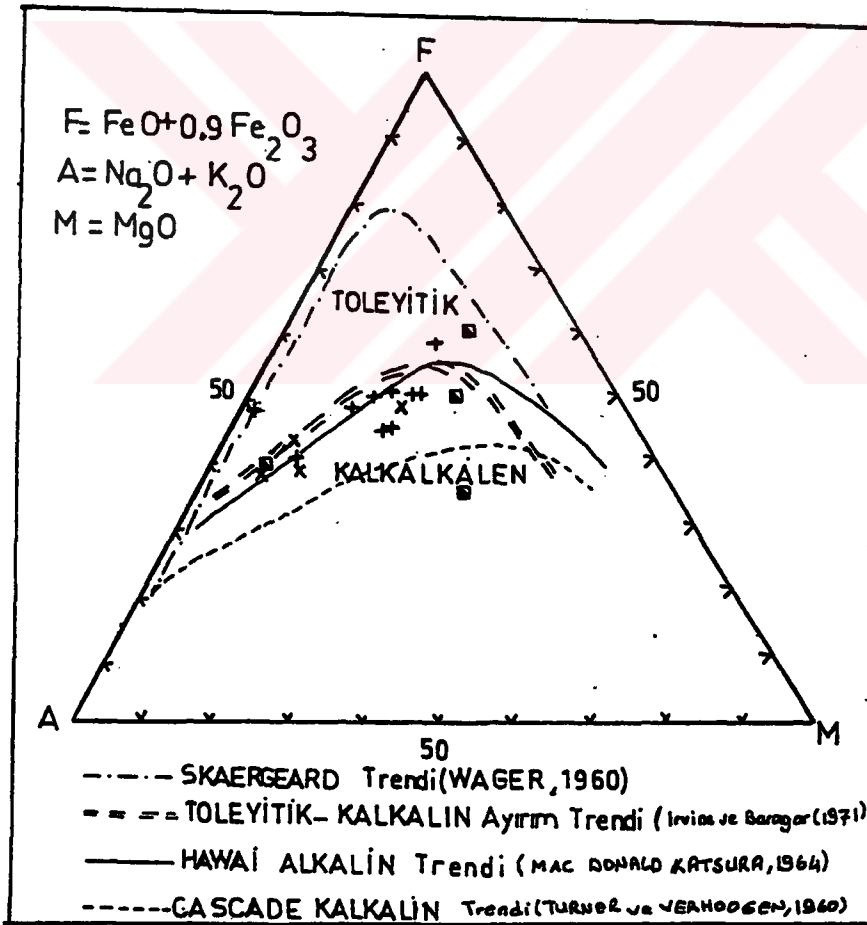
Şekil 3.2.2, Mesudiye formasyonu volkanitlerinin $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ diyagramındaki (Winchester ve Floyd, 1977) konumları (Simgeler Şekil 3.2.1' deki gibi).

Mesudiye formasyonuna ait örneklerin majör element kimyasal analizleri $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında Irvine ve Baragar (1971); Mac Donald ve Katsura (1964) ve Kuno(1960) ayırtma trendleri kullanıldığında, Karacaören üyesine ait örneklerin alkalin, kalkalkalin ve hafif toleyitik özellikler gösterdiği, Dikmentepe üyesine ait örneklerin genellikle kalkalkalin, gösterdiği belirlenmiştir (Şekil 3.2.3). Asarcık üyesine ait örneklerin ise toleyitik alana düşen bir örnek dışında tamamen alkalin özellik gösterdiği tesbit edilmiştir.

AFM (A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ - F: $\text{FeO}+ 0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3$ - M: MgO diyagramında (Irvine ve Baragar (1971), Mesudiye formasyonu içindeki volkanitlerin kısmen toleyitik özellikte, fakat çoğunun kalkalkalin özellikte olduğu gözlenmektedir (Şekil 3.2.4).



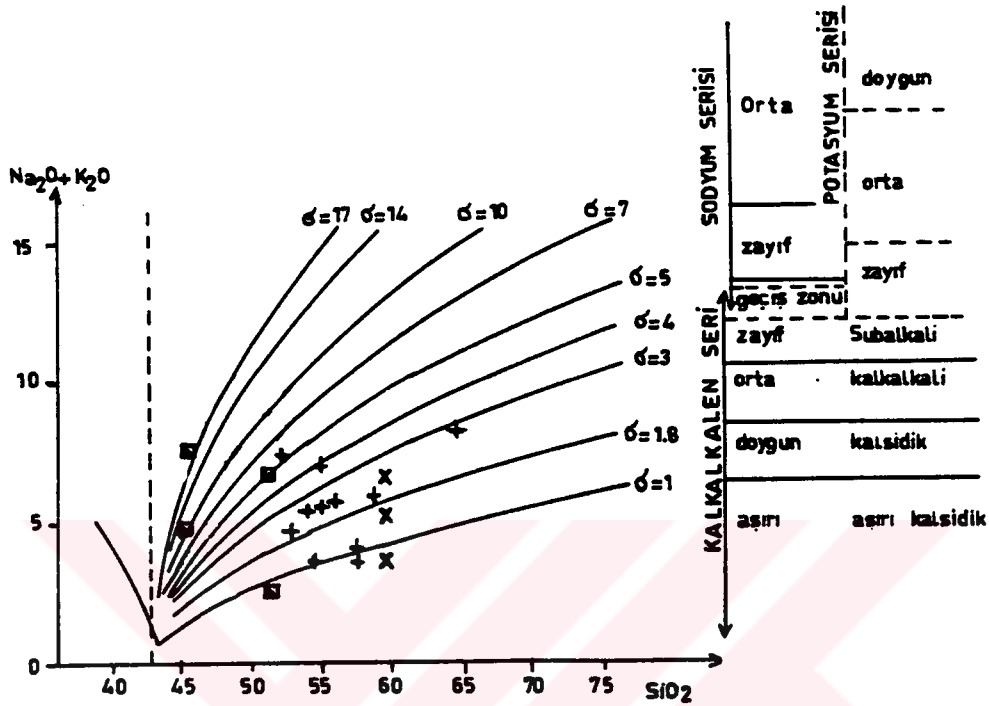
Şekil 3.2.3, Mesudiye formasyonu volkanik kayalarının toplam alkali-silica diyagramı (Simgeler Şekil 3.2.1.'deki gibi).



Şekil 3.2.4, Mesudiye formasyonu volkanik kaya örneklerinin AFM diyagramı (Simgeler Şekil 3.2.1.'deki gibi).

Volkanitlerin Rittmann'a (1960) göre Rittmann indisleri hesaplandığında

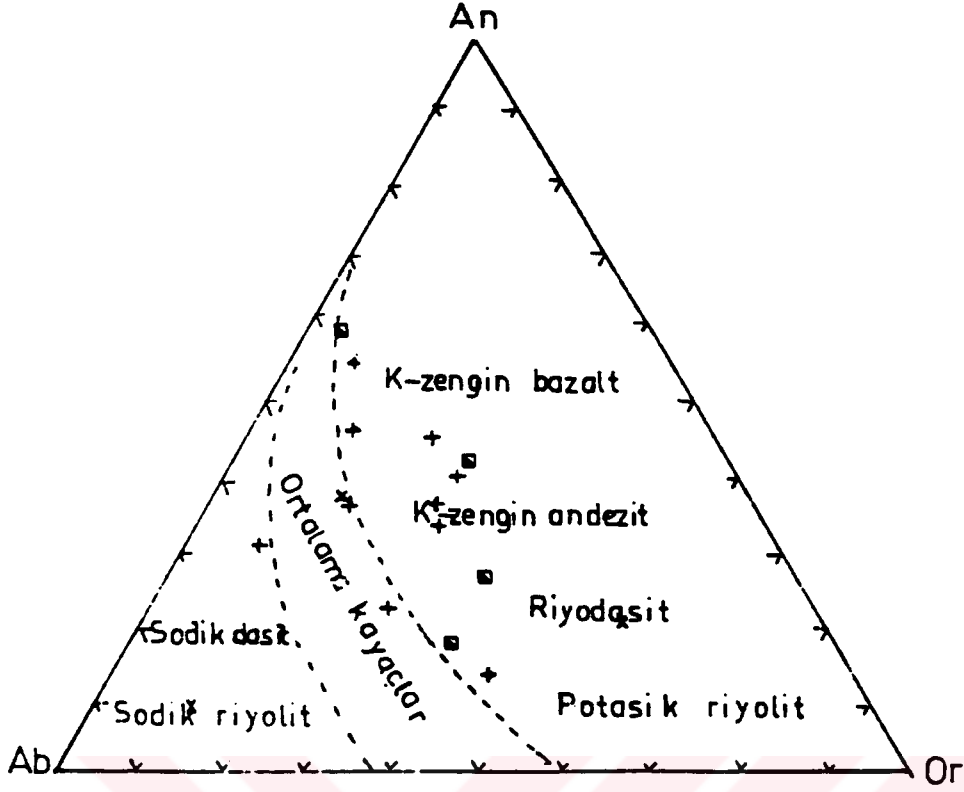
$\delta = (Na_2O+K_2O)^2/(SiO_2-43)$, tüm örneklerde bu indislerin değişik değerler gösterdiği, dolayısıyla kalkalkalen ve kısmen alkalen özellikler taşıdığı görülmektedir (Şekil 3.2.5).



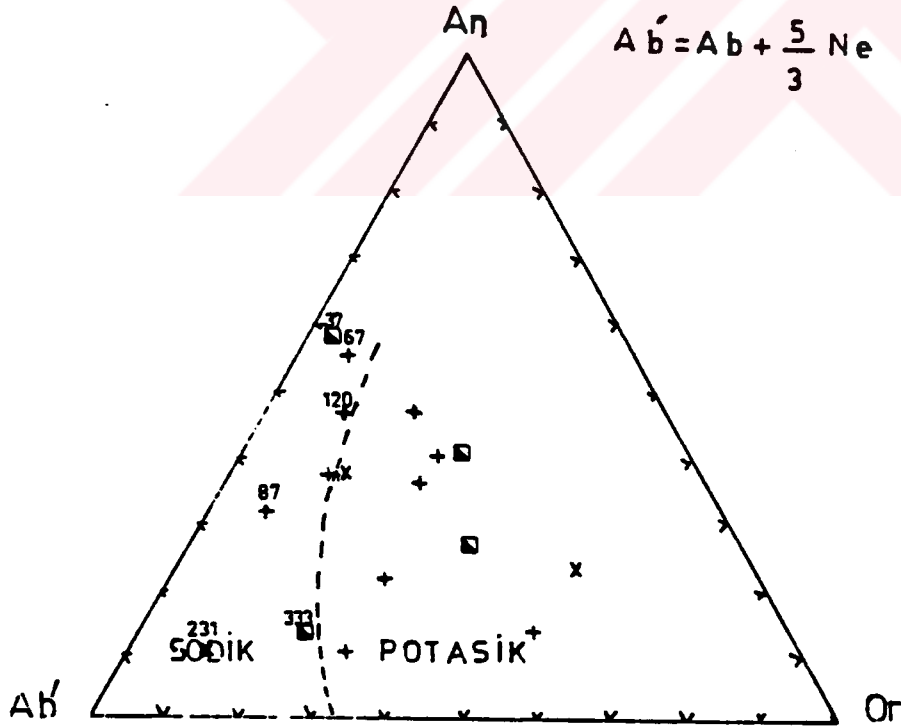
Şekil, 3.2.5, Mesudiye formasyonu volkanik kayaçlarının Rittmann (1960) Diyagramı (Simgeler Şekil 3.2.1.'deki gibi).

Bu volkanitler, Irvine ve Baragar'ın (1971) "An-Ab-Or" diyagramında (Şekil 3.2.6) ortalama kayaçlar ve potasik bileşimde oldukları görülmektedir. Bu volkanitlerde K_2O/Na_2O oranları, Karacaören üyesi volkanik kayaçlarında 0.69, Dikmentepe üyesi volkanitlerinde 0.69 ve Asarcık üyesi kayaçlarında 0.92 dir. Bu ortalamaları ile kalkalkali kayaçlarının K_2O/Na_2O oranları ile uyum sağlamaktadır. Ayrıca, Irvine ve Baragar'ın (1971) "An-Ab'-Or" diyagramında da sodik alana düşen üç örnek dışında potasik özellik belirginleşmektedir (Şekil 3.2.7).

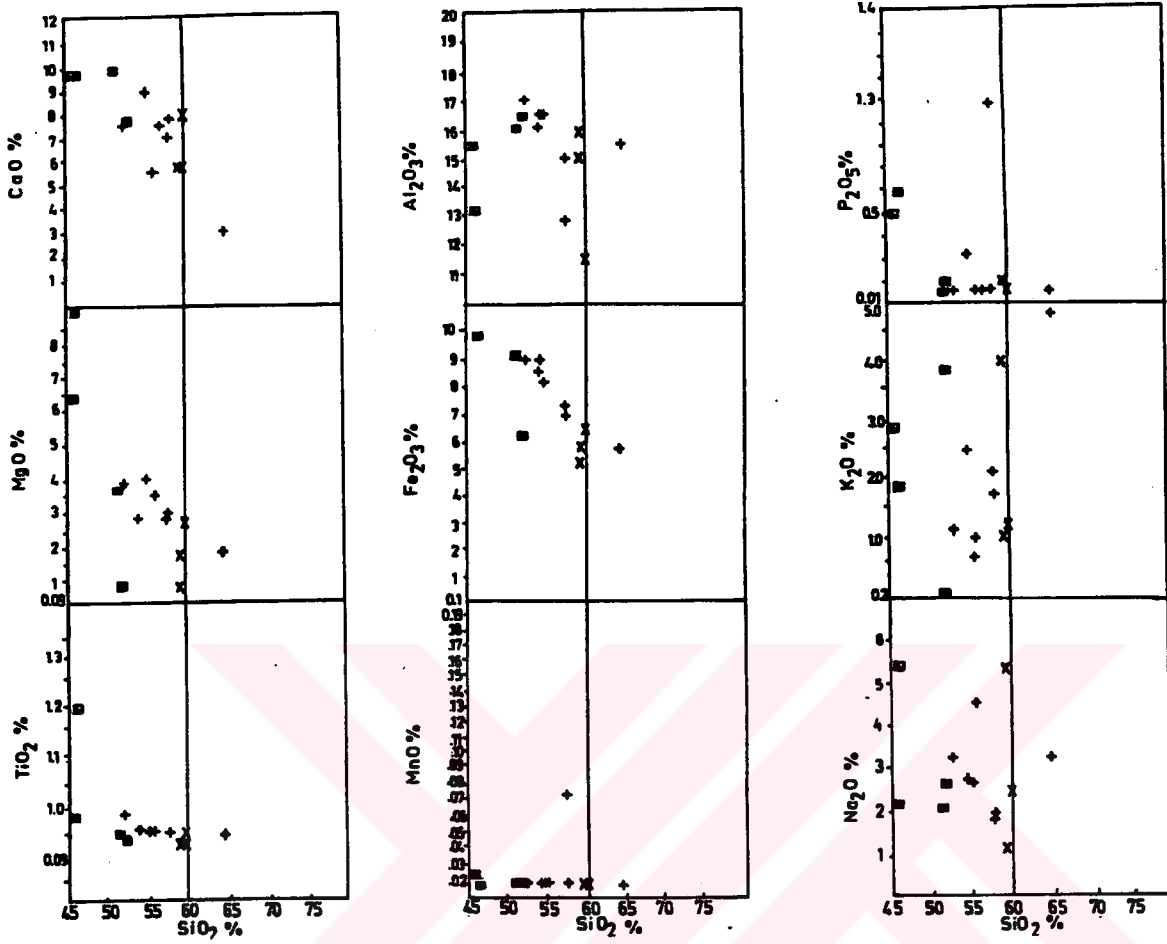
Mesudiye formasyonu volkanik kayaçlarının SiO_2 ' e göre ana oksitlerin değişim diyagramları incelendiğinde; SiO_2 değerlerinin arttıkça K_2O değerinin arttığı, Na_2O , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO ve P_2O_5 değerlerinin ise geniş bir dağılım aralığı gösterdiği belirlenir (Şekil 3.2.8).



Şekil 3.2.6, Volkanitlerin Irvine ve Baragar (1971) "An-Ab-Or" üçgen diyagramı.
(Simgeler Şekil 3.2.1.'deki gibi).



Şekil 3.2.7, Mesudiye formasyonu volkanitlerinin Irvine ve Baragar (1971)
"An-Ab'-Or" üçgen diyagramı ((Simgeler Şekil 3.2.1.'deki gibi).



Şekil 3.2.8, Mesudiye formasyonu volkanik kayaların ana oksit değerlerinin SiO_2 ' e göre değişim diyagramı (Simgeler Şekil 3.2.1.'deki gibi).

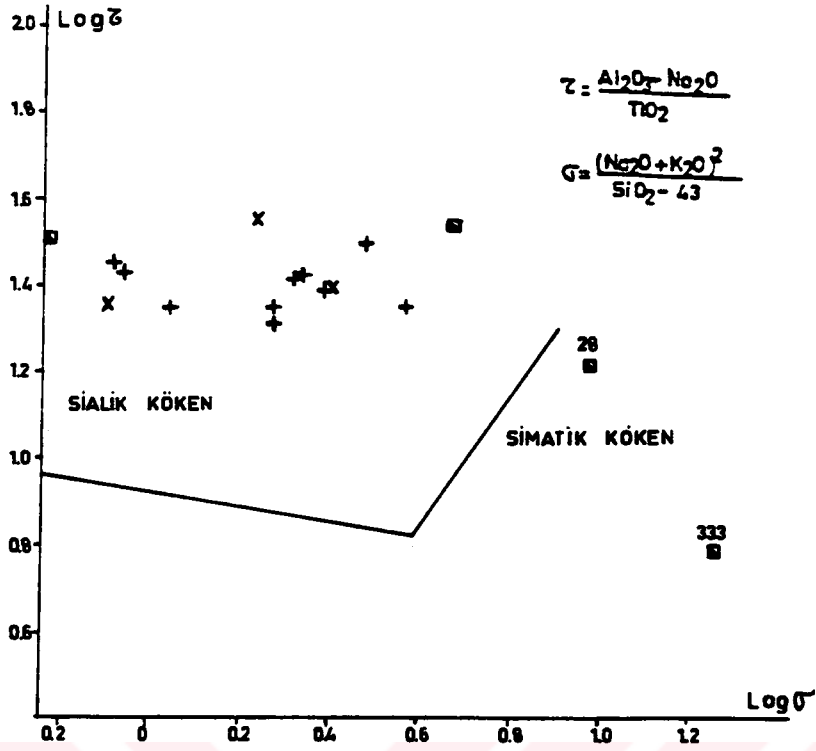
Mesudiye formasyonuna ait volkanitlerden Karacaören üyesine ait piroklastik ürünler, Thornton ve Tuttle (1960) tarafından önerilen ortalama 58-63 DI ortalaması ile andezitik (50-65 DI) bileşime daha yakın olduğu görülür. Dikmentepe üyesine ait andezitik bileşimli volkanitler de ortalama 56-76 DI ortalaması ile andezitik lavlar için önerilen 50-65 ortalaması ile uyum gösterir. Asarcık üyesine ait bazaltik bileşimli volkanitler, 49.96 DI ortalamaları ile Le Maitre (1976) tarafından önerilen trakibazalt (49.96 DI) ve ortalaması ile mujarite (54.5 DI) uyum sağlamaktadır. Bu özelliği, bazaltik bileşimli Asarcık bazalt magmasının karışım geçirdiğini gösterir.

Yersel mağmanın kökenini araştırmak için Göttni'nin (1969) geliştirdiği $\log \delta$ - $\log \sigma$ diyagramında Karacaören üyesine ait piroklastiklerin ve Dikmentepe üyesine ait andezitik volkanitlerin sial'ik kökenli, Asarcık üyesine ait örneklerin ise sima'tik kökenli oldukları belirlenmiştir (Şekil 3.2.9).

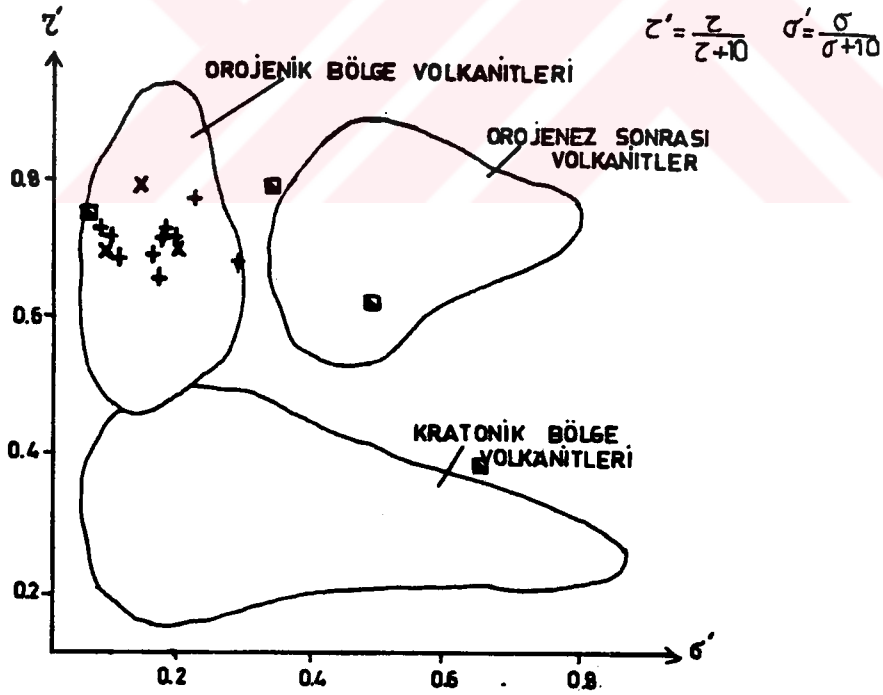
Rittmann ve Villari'nin (1979) tüm dünya volkanitleri üzerinde yaptıkları istatikselsel bir araştırmada, volkanitlerin tansiyonal tektonik rejimlerde oluşan kratonik bölge volkanitleri ve kompresyonal tektonik rejimlerde oluşan orojenik bölge volkanitleri olmak üzere iki ana gruba ayırmıştır. Mesudiye formasyonuna ait volkanik kayalar, Rittmann ve Villari'nin (1979) diyagramında (Şekil 3.2.10) değerlendirildiğinde, bu volkanitlerin kompresyonal tektonik rejimlerde oluşan (plakaların birbirlerine yaklaşmaları sonucu oluşan) orojenik bölge volkanitleri ve kısmen de orojenez sonrası volkanitler alanına düştükleri saptanmıştır. Böylece, Üst Kretase'den itibaren Eosen'e doğru okyanusun (kuzey Neo-tetis) kapanmaya başladığı düşünülebilir.

Mesudiye formasyonu volkanitlerinin oluştuğu tektonik ortamı saptayabilmek için, bu volkanitler Miyashiro'nun (1975) TiO_2 - FeO^* / MgO diyagramında (Şekil 3.2.11) değerlendirildiğinde, bu volkanitlerin ada yayı volkanitleri grubundan olduğu belirlenmiştir.

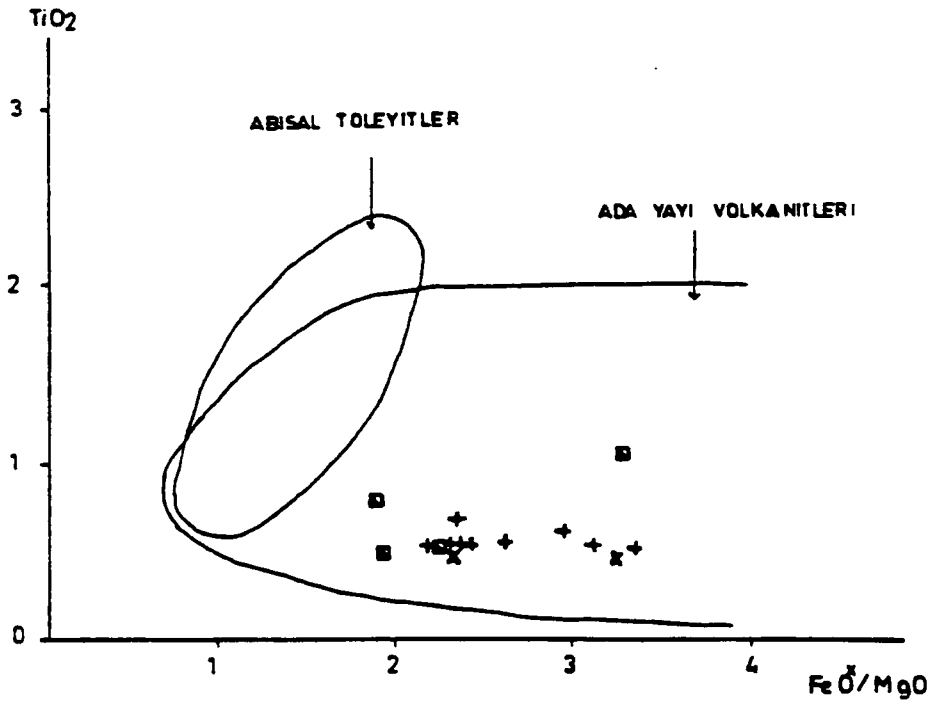
Mesudiye formasyonuna ait volkanik kayalarının ada yayı volkanizması ürünü volkanitleri olduğu, Mullen'in (1983) geliştirdiği TiO_2 - $MnOx10$ - P_2O_5x10 diyagramında (Şekil 3.2.12) belirgindir. Bu diyagramda, bu volkanitler ada yayı serileri olan ada yayı toleyitleri ve ada yayı kalkalkalen bazaltları alanında yer almaktadır.



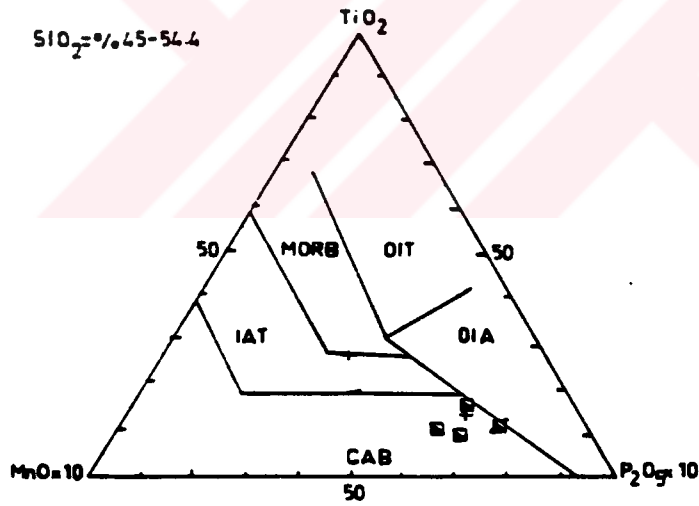
Şekil 3.2.9, Volkanitlerin log δ -log σ diyagramındaki (Göttini, 1969) konumları. (Simgeler 3.2.1.' deki gibi).



Şekil 3.2.10, Volkanitlerin Rittmann ve Villari (1979) diyagramı. (Simgeler 3.2.1.' deki gibi).



Şekil 3.2.11, Volkanitlerin TiO_2 - FeO^*/MgO diyagramındaki (Miyashiro, 1975) Dağılımları (Simgeler 3.2.1.'deki gibi).



Şekil 3.2.12, Asarcık üyesi bazaltik volkanitlerinin Mullen (1983) diyagramı.

(Simgeler 3.2.1.'deki gibi).

OIT: Okyanus Adaları Toleytleri.

OIA: Okyanus Adaları Alkali Bazaltları.

MORB: Okyanus Ortası Sırtları Bazaltları.

IAT: Ada Yayı Toleytleri.

CAB: Ada Yayı Kalkalkalen Bazaltları.

İz Element Dağılımı

Dikmentepe üyesi andezitik volkanitlerinin ve Asarcık üyesi bazaltik volkanitlerinin iz element kimyasal analiz sonuçları ortalamaları ile değişik araştırmacılar tarafından verilmiş kalkalkalen kayaçların ortalama iz element kapsamı karşılaştırılmalı olarak Çizelge 3.2.4. 'de sunulmuştur.

Rb değerleri; Dikmentepe üyesi andezitik volkanitlerinde 70 ppm. ortalama ile kalkalkalen andezit ortalamasının (30 ppm.) üstünde olup, daha çok kıtasal kabuk ortalamasına (85 ppm.) uyum göstermektedir. Düztarlatepe üyesi bazaltik volkanik örneklerinde Rb; ortalama 64 ppm. ile daha çok şoşonitik bazalt ortalaması (75 ppm.) ile yaklaşım sunmaktadır.

Sr değerleri; andezitlerde 400 ppm ortalama ile kalkalkali yayların andezit ortalaması (385 ppm) ile benzerdir. Bazaltlarda 633 ppm ortalama ile kalkalkali yayların bazalt ortalamasından (330 ppm) yüksek olup, şoşonitik serilerin bazalt ortalaması (700 ppm) ile uyum sağlamaktadır.

Ba değerleri; andezitlerde 345 ppm ve bazaltlarda 386 ppm ortalama ile, kalkalkalen andezit ortalaması (115 ppm) ve bazalt ortalamasına (270 ppm) göre çok yüksek olup, lösitit gibi alkali kayaçları çağrıştırmaktadır. Ba ortalamaları daha çok şoşonitik serilerin andezit ortalamasına ve kıtasal kabuk bileşimine yakındır.

Cr değerleri; andezitlerde 22 ppm ortalama ile kalkalkalen yayların andezit ortalaması (25 ppm) ile uyum sağlamaktadır. Bazaltlarda 382 ppm ortalama ile kalkalkalen yayların bazalt ortalamasının (40 ppm) çok üstündedir.

Ni değerleri, bazaltlarda 133 ppm ortalama ile kalkalkalen yayların bazalt ortalamasının (25 ppm) çok üstünde olup, Wedepohl'un (1975) toleyitik bazalt ortalaması (134 ppm) ile uyum sağlamaktadır.

V değerleri; andezitlerde 196 ppm ortalama ile kalkalkalen yayların andezit ortalaması (175 ppm) ile uyum sağlamaktadır. Bazaltlarda 213 ppm ortalama ile kalkalkalen yayların bazalt ortalaması (255 ppm) ile uyum gösterir.

Çizelge 3.2.4, Dikmentepe üyesi andezitik volkanitleri, Asarcık üyesi bazaltik volkanitler ile ada yayı serilerinin ortalama iz element kapsamalarının karşılaştırılması.

	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>3</u>	<u>5</u>	<u>6</u>	<u>7</u>	<u>8</u>	<u>9</u>	<u>10</u>	<u>11</u>	<u>12</u>	<u>13</u>	
Rb	70	64	5	6	15	10	30	45	75	100	120	85	45
Sr	400	633	200	220	90	330	385	460	700	850	850	375	285
Zr	97	93	70	70	125	100	110	100	50	150	200	145	180
ba	345	386	75	100	175	115	270	520	1000	350	900	425	600
Cr	22	382	50	15	4	40	25	13	30			105	10
ni		133	30	20	1	25	18	5	20			77	4
V	196	213	270	175	19	255	175	68	200			145	40
Rb/Sr	018	010	003	003	017	003	008	010	0.11	012	014	023	051

1- Dikmentepe üyesi andezitik volkanitlerinin ortalama iz element değerleri

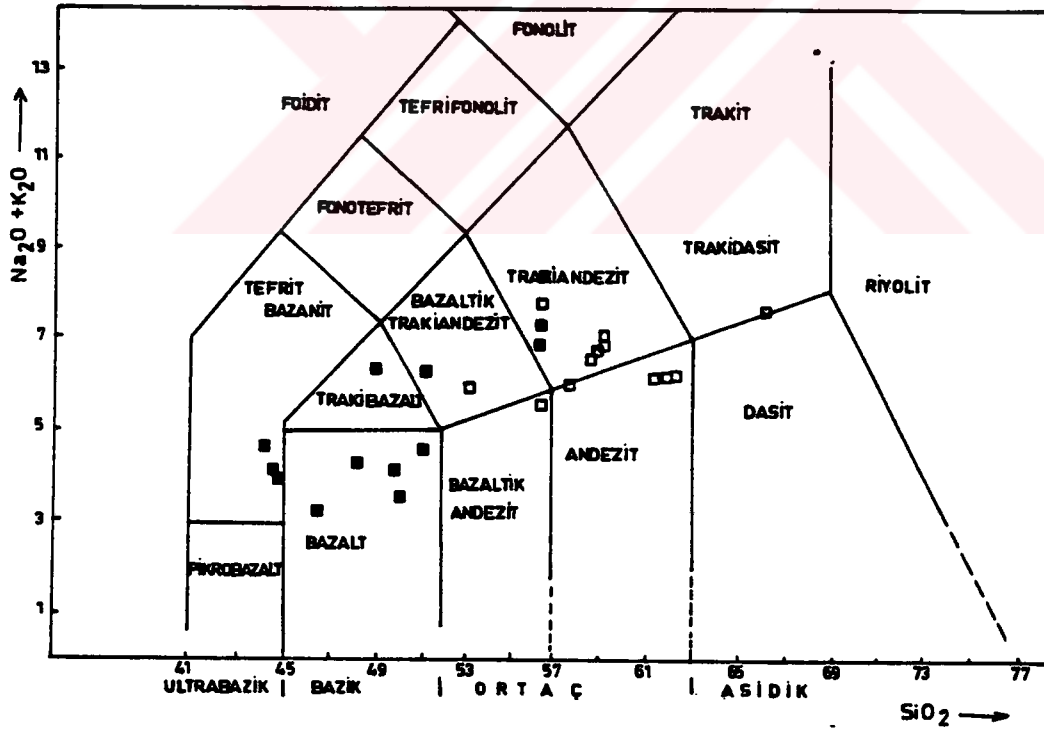
2- Asarcık üyesi bazaltik volkanitlerinin ortalama iz element değerleri

Toleyitik seri: 3- bazalt, 4- andezit, 5- dasit; Kalkalkali seri: 6- bazalt, 7- andezit, 8- dasit; Şoşonitik seri: 9-bazalt, 10- andezit, 11- dasit; 12- kıtasal kabuk, 13- granit (Taylor ve White,1966; Jakes ve White,1972)

3.3. HERKÖZÜ VOLKANİTLERİ

Daha önce de belirtildiği gibi, inceleme alanında farklı bileşimli iki lav akıntısından oluşmuş Herközü volkanitlerinin Yıldıztepe üyesine ait andezitik bileşimli volkanik kayalarından 13 adet ve Düztarlatepe üyesine ait bazaltik bileşimli volkanik kayalarından 12 adet olmak üzere toplam 25 adet kimyasal örnek derlenmiş, bu örneklerin majör ve iz element kimyasal analizleri yapılmıştır. Herközü volkanitlerine ait volkanik kayaların kimyasal analizleri ve hesaplanan C.I.P.W. normları Çizelge 3.3.1. ve Çizelge 3.3.2.'de verilmiştir.

Herközü volkanitlerine ait volkanik kayalar, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramına taşındıklarında, Yıldıztepe üyesine ait örneklerin andezit, trakiandezit, bazaltik andezit, bazaltik trakiandezit ve trakidasit alanında yer aldıkları görülür (Şekil 3.3.1). Aynı diyagramda Düztarlatepe üyesine ait örnekler ise, bazalt, tefrit ve bazanit, trakibazalt, bazaltik trakiandezit ve trakiandezit alanında yer alırlar.



Şekil 3.3.1, Herközü volkanitlerinin toplam alkali-silika adlandırma diyagramı.
(□ : Yıldıztepe üyesi, ■ : Düztarlatepe üyesi).

Çizelge 3.3.1, Yıldıztepe üyesi andezitik volkanitlerinin tüm kayaç ana oksit yüzdeleri, iz element değerleri ve CIPW normları.

A. YER :	Manahos T.	Manahos T.	Düzziaria T.	Güzelyurt	Güzelyurt	Sivri T.	Ortakent
ÖRNEK NO:	17	18	35	88	89	166	189
SiO ₂	62.10	61.80	56.50	59.00	56.50	66.00	56.50
Al ₂ O ₃	15.60	15.50	18.80	16.00	15.60	16.20	17.00
TiO ₂	0.50	0.30	0.80	0.50	0.60	0.30	0.50
Fe ₂ O ₃	2.77	2.88	1.94	4.20	2.82	3.87	5.74
FeO	1.65	2.00	3.20	2.70	4.30	0.57	2.66
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20
MgO	2.60	2.10	1.50	1.80	1.80	1.00	3.30
CaO	4.50	4.00	4.80	4.60	6.70	1.40	6.40
Na ₂ O	3.50	3.60	3.70	3.50	3.00	4.00	2.40
K ₂ O	2.60	2.50	4.60	3.20	2.30	3.60	3.30
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.40	0.10	0.10	0.10	0.20
H ₂ O ⁻	1.30	0.74	0.78	0.48	1.10	0.66	0.40
CO ₂	1.30	0.58	0.50	1.27	1.65	0.87	0.50
TOPLAM:	98.72	96.30	97.62	97.45	96.57	98.67	99.00
İz element değerleri (ppm)							
Rb	70	80	150	100	70	100	80
Sr	400	400	700				
Zr	100	70	150	100	100	200	100
Ba	400	300	400	400	400	700	300
Cr	30	30		20	30		20
Ni	30	30					
V	70	70	70	200	200	70	300
La							
Ce							
Nd							
Nb							
Y							
Co							
Cu							
Mn							
Pb							
CIPW norm							
Q	22.04	21.29	5.91	17.21	15.82	26.83	13.55
OR	15.57	14.77	27.18	18.91	13.59	21.60	18.91
AB	29.62	30.46	31.31	29.62	25.39	33.85	20.31
AN	13.15	14.87	18.04	14.14	22.16	0.94	12.35
NE							
CO	2.17	1.42	1.12	1.60	0.06	5.32	
ZI	0.03					0.04	
EN	6.48	5.23	3.74	4.48	4.48	2.49	7.34
OL							
FE	0.10	0.98	3.14		4.76		
DI							1.89
HED							
MA	4.03	4.18	2.81	6.09	4.09	1.29	7.97
HEM						2.99	3.38
IL	0.95	0.57	1.52	0.95	1.14	0.57	0.95
CR	0.01						
AP	0.47	0.47	0.95	0.24	0.24	0.24	0.47
CA	2.91	1.32	1.14	2.89	3.75	1.98	1.14

Dİ.Y. KUL. SİMGE

□

Çizelge 3.3.1 (Devamı)

A. YER:	Arikmusa	Teğil T.	Ortakent	Eskiköy	Eskiköy	Eskiköy KB.
ÖRNEK NO:	233	400	433	436	437	438
SiO ₂	59.00	57.90	58.30	53.00	58.40	61.20
Al ₂ O ₃	16.40	15.60	16.20	15.60	16.20	16.00
TiO ₂	0.80	0.60	0.50	0.60	0.50	0.50
Fe ₂ O ₃	4.27	5.70	4.16	10.03	4.60	4.18
FeO	2.01	3.51	2.91	2.76	2.79	1.64
MnO	0.10	0.10	0.20	0.20	0.10	0.20
MgO	3.40	3.80	2.40	4.80	2.90	1.50
CaO	7.00	3.40	5.10	2.80	5.90	4.70
Na ₂ O	4.80	2.80	2.80	4.80	2.70	2.30
K ₂ O	2.00	3.20	3.80	1.00	3.80	3.90
P ₂ O ₅	0.30	0.10	0.20	0.10	0.20	0.20
H ₂ O ⁻	1.04	0.05	0.05	0.10	0.10	0.05
CO ₂	0.50	0.63	2.25	1.85	0.62	2.00
TOPLAM:	101.62	97.39	98.87	97.64	98.76	98.34
İz element değerleri (ppm)						
Rb	50					
Sr	400	120	160	100	225	140
Zr	100	100	400			
Ba	300	300	700	400	400	700
Cr	70	35	k10	k10	k10	k10
Ni	30	22	k20	k20	k20	k20
V	150	205	150	235	160	85
La		k10	k10	k10	10	10
Ce		k10	10	k10	15	15
Nd		k10	k10	10	12	10
Nb		k10	10	k10	12	k10
Y		5	7	5	8	12
Co						
Cu		150	300	20	70	70
Mn		400	1000	700	700	1000
Pb		70	40			
CIPW norm						
Q	5.17	17.97	18.95	13.40	13.81	26.56
OR	11.84	18.91	22.46	5.91	22.46	23.05
AB	40.62	23.69	23.69	40.62	22.85	19.46
AN	17.29	12.29	9.90	1.62	20.86	9.50
NE						
CO		3.03	3.85	6.03		4.52
ZI	0.02	0.01	0.01			
EN	3.96	9.47	5.98	11.96	6.13	3.74
OL						
FE		0.91	1.44		0.56	
DI	9.74				2.37	
HED					0.19	
MA	4.56	8.30	6.06	7.79	6.70	4.49
HEM	1.15			4.78		1.09
IL	1.52	1.14	0.95	1.14	0.95	0.95
CR	0.01	0.01		0.02		
AP	1.14	0.24	0.47	0.24	0.47	0.47
CA	0.71	1.43	5.12	4.21	1.41	4.55

DİY. KUL. SİMGE



Çizelge 3.3.2, Düztarlatepe üyesi volkanitlerinin tüm kayaç ana oksit yüzdeleri, iz element değerleri ve CIPW normları.

A. YER:	Düztarla T	Yıldız T.	Kızılelma	Mezraa G	Kuşlu KD	Musalı D.
ÖRNEK NO:	34	74	84	103	207	209
SiO ₂	49.70	48.20	51.00	49.00	46.50	51.50
Al ₂ O ₃	16.00	16.00	15.50	16.60	15.00	17.00
TiO ₂	0.80	0.80	1.30	1.60	1.50	1.40
Fe ₂ O ₃	4.58	4.80	3.80	2.66	5.89	4.61
FeO	5.60	5.20	4.50	6.60	4.24	4.67
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	4.70	3.10	7.00	6.60	7.40	4.25
CaO	11.00	8.60	8.20	8.00	11.20	7.60
Na ₂ O	2.30	2.50	3.20	3.80	1.70	2.80
K ₂ O	1.80	1.80	3.00	2.50	1.60	1.80
P ₂ O ₅	0.40	0.40	0.80	0.50	1.00	0.40
H ₂ O ⁻	0.56	0.56	2.62	0.92	1.06	1.52
CO ₂	1.00	3.55	0.58	0.58	0.41	0.33
TOPLAM:	98.54	95.81	101.60	99.46	97.60	97.48
İz element değerleri (ppm)						
Rb	60	70	70	30	40	50
Sr	400	400	700	400	700	700
Zr		70	150	150	100	150
Ba	200	300	1000	300	400	200
Cr	30		300	300	300	70
Ni			100	100	200	40
V	300	300	150	150	200	300
La						
Ce						
Nd						
Nb						
Y						
Co						
Cu						
Mn						
Pb						
CIPW norm						
Q	4.07	12.36			2.84	7.00
OR	10.64	10.64	17.73	14.71	9.57	10.64
AB	19.46	21.16	27.08	27.44	14.39	23.69
AN	28.02	21.09	19.07	20.86	28.51	28.50
NE				2.55		
CO		2.21				
ZI					0.02	
EN	6.99	7.72	7.65		12.01	9.22
OL			4.84	13.93		
FE	3.20	1.48	1.39		0.39	2.30
DI	10.17		8.70	6.89	13.86	2.95
HED	4.06		1.38	2.73	0.39	0.64
MA	6.64	12.16	5.51	3.86	8.59	6.68
HEM						
IL	1.52	1.52	2.47	3.04	2.85	2.66
CR					0.06	
AP	0.95	0.95	1.89	1.18	2.37	0.95
CA	2.27	6.82	1.32	1.32	0.93	0.75

Çizelge 3.3.3 (Devamı)

A. YER:	Kızılelma K.	Sarıalan Y.	Sarıalan Y.	Sarıalan Y.	Ortakent	Ortakent K'i
ÖRNEK NO:	221	418	419	421	430	432
SiO ₂	50.00	44.80	44.20	44.50	56.20	56.40
Al ₂ O ₃	14.50	13.60	14.20	13.30	16.30	16.90
TiO ₂	1.30	1.50	1.70	1.50	0.60	0.50
Fe ₂ O ₃	5.19	4.78	6.06	6.29	3.87	6.96
FeO	5.68	5.69	5.07	5.23	3.27	2.11
MnO	0.10	0.20	0.20	0.10	0.10	0.10
MgO	7.20	10.10	6.60	10.50	3.50	1.90
CaO	10.20	10.40	11.80	10.30	3.80	6.00
Na ₂ O	1.50	2.10	3.80	2.30	4.30	4.90
K ₂ O	2.00	1.70	0.80	1.90	2.40	2.30
P ₂ O ₅	0.60	0.80	1.10	0.80	0.10	0.10
H ₂ O ⁻	0.92	1.15	0.05	0.30	0.15	0.05
CO ₂	0.25	1.50	2.25	1.50	2.00	0.40
TOPLAM:	99.44	98.34	97.83	98.52	96.59	98.62
İz element değerleri (ppm).						
Rb	40					
Sr	1000	600	600	600	150	250
Zr	70	150				
Ba	300	700	400	400	400	400
Cr	300	470	380	450	14	k10
Ni	200	330	205	345	k20	k20
V	200	220	235	212	150	150
La		22	36	30	k10	14
Ce		45	68	52	k10	18
Nd		22	35	27	k10	12
Nb		26	37	28	k10	k10
Y		7	14	8	5	12
Co		40	30	40		
Cu		100	100	100	150	100
Mn		700	1000	1000	400	2000
Pb						
CIPW norm						
Q	5.42				13.45	6.76
OR	11.82	10.05	4.73	11.23	14.18	13.59
AB	12.69	17.77	31.09	19.46	36.39	41.46
AN	26.93	22.66	19.33	20.36	5.63	17.33
NE			0.58			
CO					4.57	
ZI		0.02				
EN	12.36	8.97		4.87	8.72	1.37
OL		9.66	8.25	11.92		
FE	2.08	1.56		0.36	1.98	
DI	12.02	9.99	12.89	11.96		7.26
HED	2.44	1.52	1.28	0.76		
MA	7.53	6.96	8.81	9.15	5.64	5.68
HEM						3.07
IL	2.47	2.85	3.23	2.85	1.14	0.95
CR		0.10	0.06	0.10		
AP	1.42	1.89	2.61	1.89	0.24	0.24
CA	0.57	3.41	5.12	3.41	4.55	0.91

DİYAG. KUL SİMGE



Herközü volkanitleri, Winchester ve Floyd'un (1977) diyagramında değerlendirildiğinde, kimyasal yoldan adlanmasına gidildiğinde, Yıldıztepe üyesine ait andezitik volkanitlerin dasit/riyodasit ve fonolit alanında yer alan birer örnek dışında, bütün örneklerin andezit olarak adlandırıldığı belirlenmiştir (Şekil 3.3.2). Düztarlatepe üyesine ait örnekler bu diyagramda yerleştirildiğinde, alkali bazalt ve subalkalin bazalt alanında yer aldıkları tesbit edilmiştir.

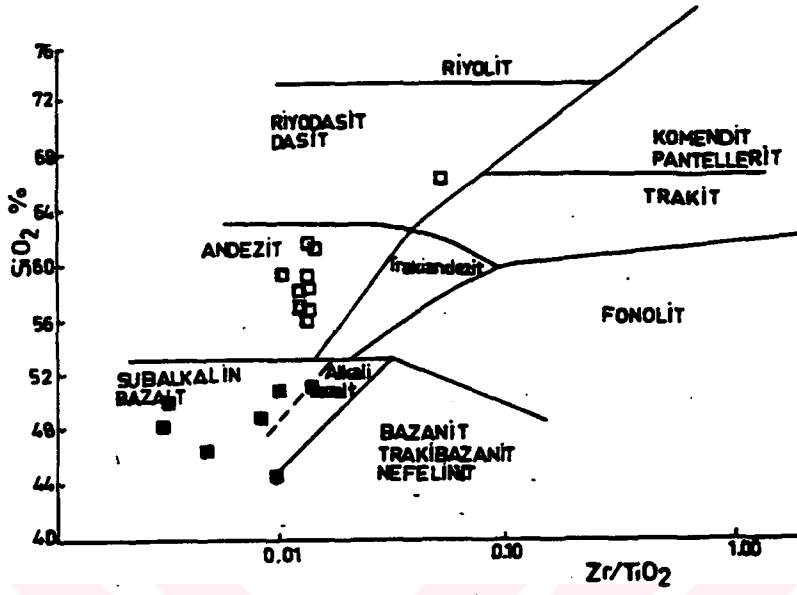
İnceleme alanındaki Herközü volkanitlerinin niteliklerini belirlemek amacıyla, Yıldıztepe üyesinin andezitik bileşimli lav akıntısı örneklerinin majör element kimyasal analiz değerleri $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında Kuno (1960), Irvine ve Baragar (1971), Mac Donald ve Katsura (1964) ayırım trendleri kullanıldığında, bir örnek dışında bütün örneklerin kalkalkalen nitelikte lavlar olduğu anlaşılmıştır (Şekil 3.3.3).

Herközü volkanitlerinin diğer bir üyesi olan Düztarlatepe üyesine ait bazaltik bileşimindeki lav akıntısı örnekleri, aynı diyagramda değerlendirildiklerinde, bu lavların hem alkalen, hem de kalkalkalen özellik gösterdikleri belirlenmiştir.

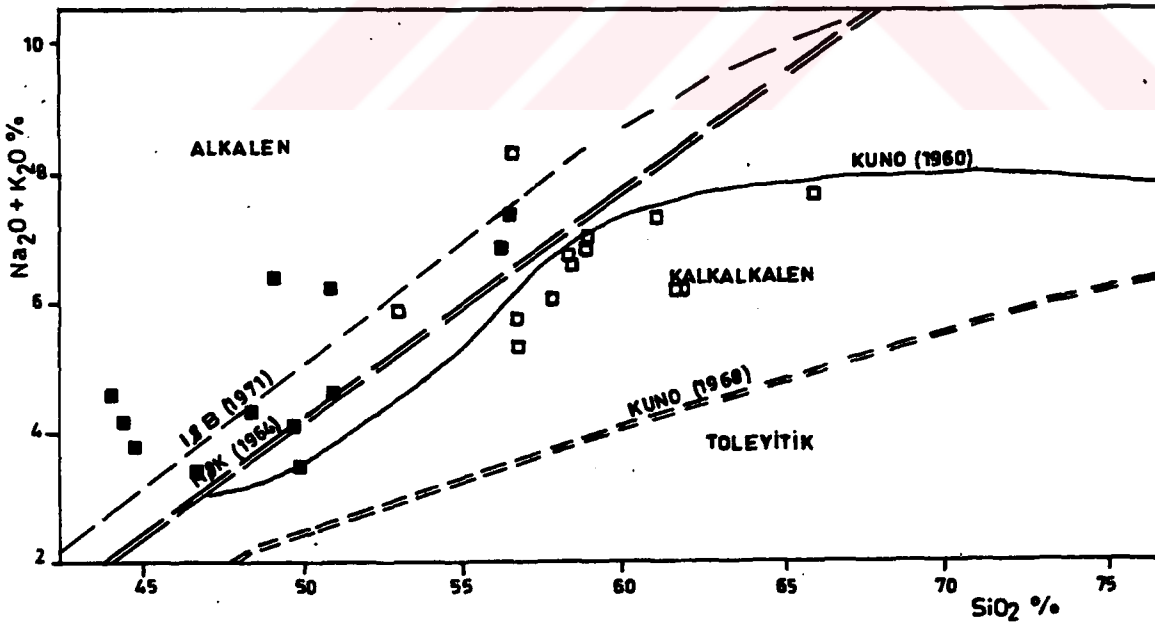
Bu volkanitler, AFM diyagramında Irvine ve Baragar (1971), Wager (1960), Mac Donald ve Katsura (1964), Turner ve Verhoogen (1960) ayırım trendleri kullanıldığında, birkaç örnek dışında bütün örneklerin kalkalkalen alanda yer aldıkları belirlenmiştir (Şekil 3.3.4).

Herközü volkanitleri, Irvine ve Baragar'ın (1971) "An-Ab-Or" üçgen diyagramında değerlendirildiğinde, iki örnek dışında tüm örneklerin ortalama kayaçlar ile potasik alanda yer aldıkları görülmektedir (Şekil 3.3.5). Bu volkanitlerde, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranları Yıldıztepe üyesi andezitik volkanitlerinde 0.91, Düztarlatepe üyesi bazaltik volkanitlerinde 0.73 ortalama ile, kalkalkalen kayaçlar için verilen ortalamalar ile uyum sağlamaktadır.

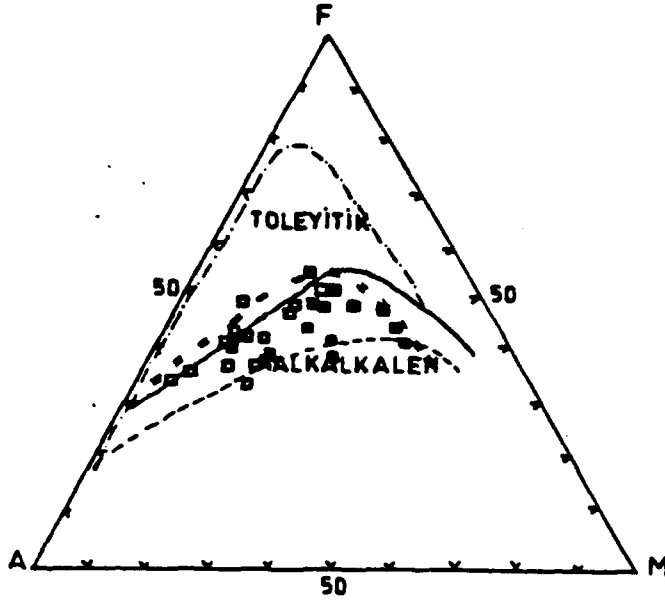
Bu volkanitler, Irvine ve Baragar'ın (1971) "An-Ab'-Or" diyagramında (Şekil 3.3.6) örneklerin kısmen sodik, kısmen de potasik lavlar olduğu belirlenmiştir.



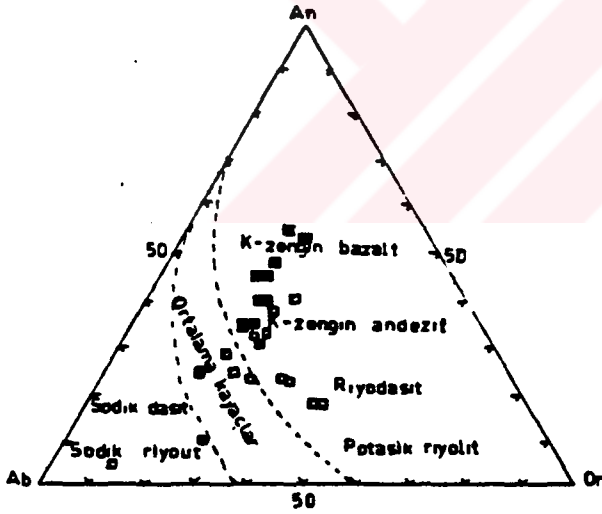
Şekil 3.3.2, Herközü volkanitlerinin SiO_2 -Zr/TiO₂ diyagramındaki (Winchester ve Floyd, 1977) konumları (Simgeler Şekil 3.3.1.' deki gibi).



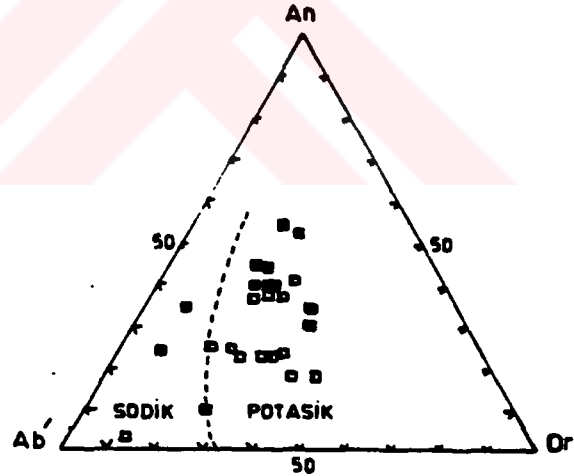
Şekil 3.3.3, Herközü volkanitlerinin toplam alkali-silika diyagramı. (Simgeler Şekil 3.3.1.' deki gibi).



Şekil 3.3.4, Herkzözü volkanitlerinin AFM diyagramı (Simgeler Şekik 3.3.1.'deki gibi).

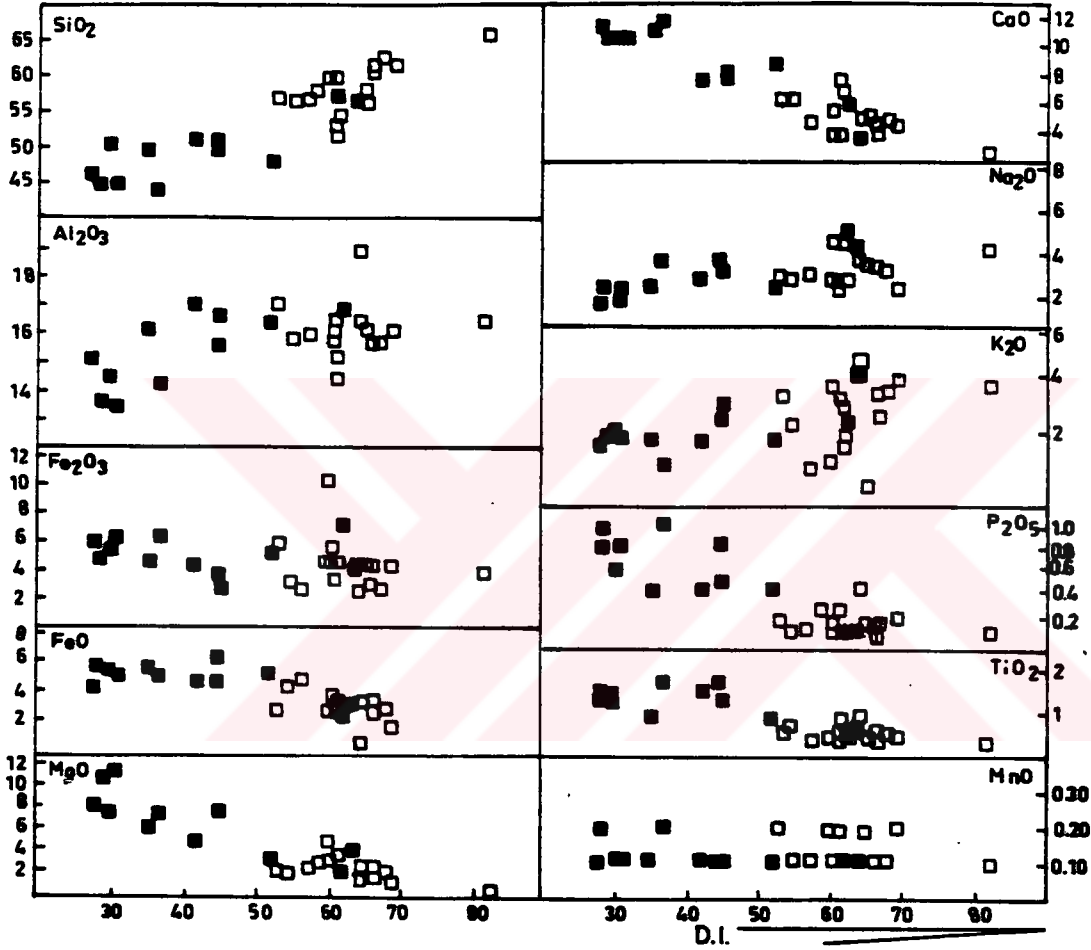


Şekil 3.3.5, Herkzözü volkanitlerinin "An-Ab-Or" üçgen diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumları. (Simgeler Şekil 3.3.1 'deki gibi).



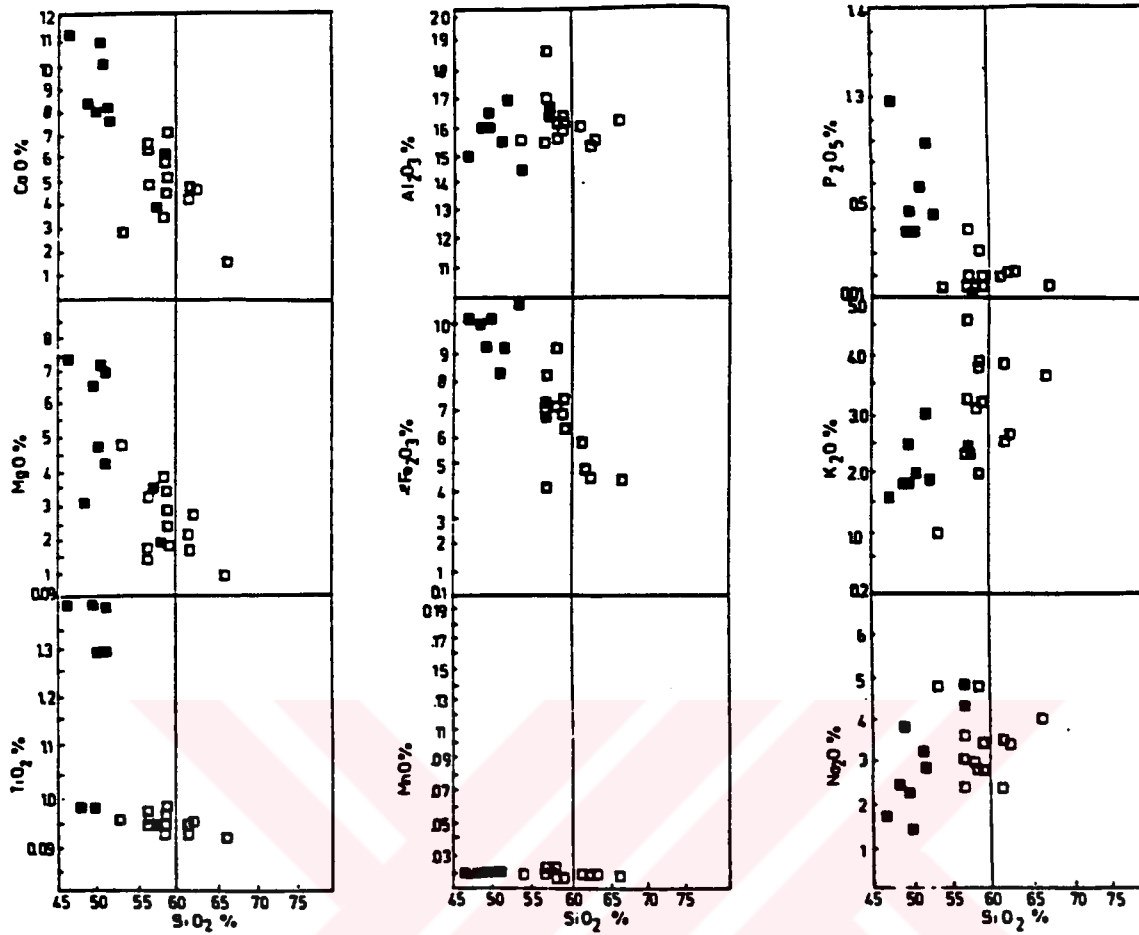
Şekil 3.3.6, Herkzözü volkanitlerinin "An-Ab-Or" üçgen diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumu. (Sim. Şekil 3.3.1 'deki gibi)

Herközü volkanitlerinin ana oksit minerallerinin hesaplanan diferansiyasyon indeks değerlerine göre değişimleri incelendiğinde, DI değerleri arttıkça SiO_2 , Na_2O , K_2O değerlerinin arttığı, buna karşın DI değerleri arttıkça FeO , MgO , CaO , TiO_2 değerlerinin azaldığı görülmektedir. Fe_2O_3 , Al_2O_3 , P_2O_5 ve MnO değerleri dağınık yayılım sunup, belirli bir yönelim göstermemektedir (Şekil 3.3.7).



Şekil 3.3.7, Herközü volkanitlerinin ana oksitlerinin DI'ye göre değişim diyagramı (Simgeler Şekil 3.3.1.'deki gibi).

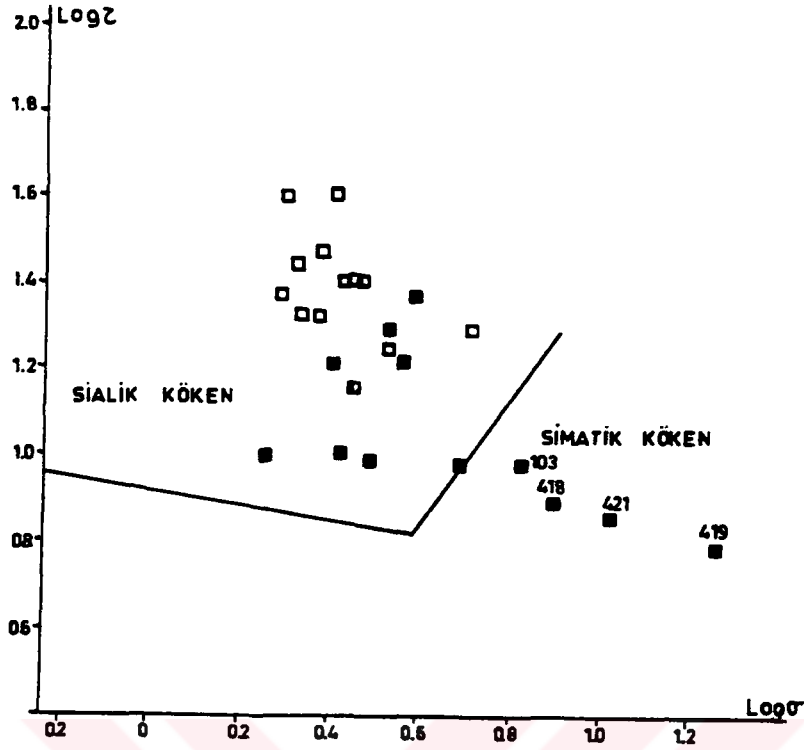
Herközü volkanitlerinin SiO_2 'e göre ana oksitlerinin değişim diyagramları incelendiğinde; SiO_2 değerlerinin arttıkça CaO , MgO ve Fe_2O_3 oranlarının azaldığı, buna karşın K_2O değerlerinin arttığı, Na_2O , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO ve P_2O_5 değerlerinin ise geniş bir dağılım aralığı gösterdiği gözlenir (Şekil 3.3.8).



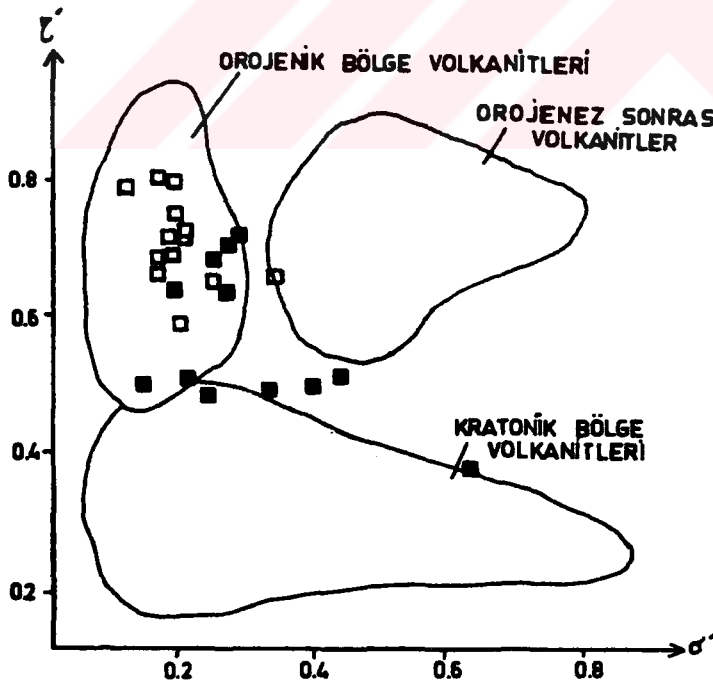
Şekil 3.3.8, Herközü volkanik kayalarında ana oksit değerlerinin SiO_2 'e göre değişim diyagramı (Simgeler Şekil 3.3.1.'deki gibi).

Yersel magmanın kökenini araştırmak için Göttini'nin (1969) geliştirdiği $\log \delta - \log \sigma$ diyagramında Yıldıztepe üyesine ait örneklerin sial'ik kökenli olduğu, Düztarlatepe üyesine ait örneklerin ise, hem sial'ik hem de sima'tik kökenli gibi davrandıkları belirginleşmektedir (Şekil 3.3.9). Bu özelliği ile bazaltik bileşimli Düztarlatepe bazalt magmasının karışım geçirdiğini gösterir. Bu karışım, Düztarlatepe bazalt magmasının okyanusal kabuk ve kıtasal kabuk kökenli magmalarının karışımı şeklinde açıklanabilir.

Rittmann ve Villari'nin (1979) hesaplanan $\delta - \sigma$ parametreleriyle oluşturulan diyagramda (Şekil 3.3.10), bu volkanitlerin kompresyonel tektonik rejimlerde oluşan orojenik bölge volkanitleri alanında yer aldıkları belirlenmiştir.



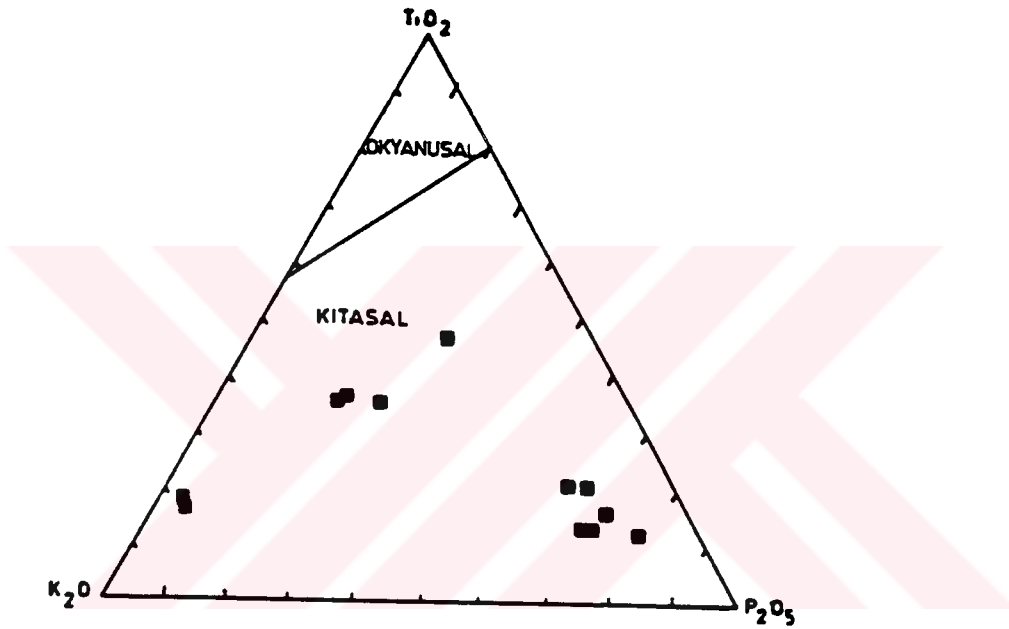
Şekil 3.3.9, Herközü volkanitlerinin log δ -log σ diyagramındaki (Göttini, 1969) Dağılımı (Simgeler Şekil 3.3.1.'deki gibi).



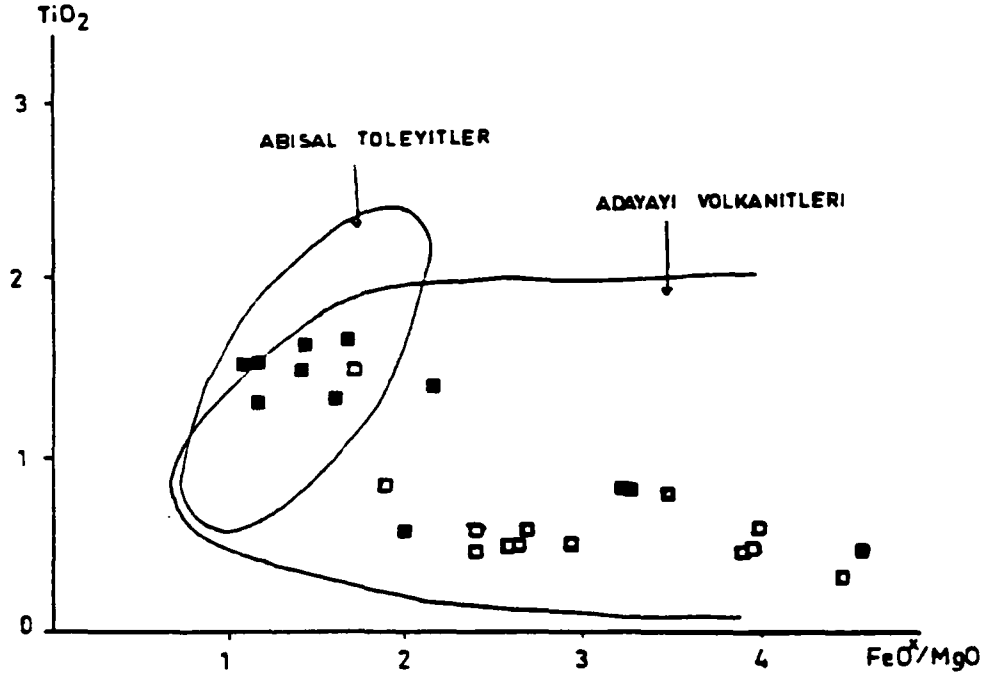
Şekil 3.3.10, Herközü volkanitlerinin Rittmann ve Villari (1979) diyagramı (Simgeler Şekil 3.3.1.'deki gibi).

Herközü volkanitlerine ait örnekler, Pearce ve diğerleri'nin(1975) TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diyagramında değerlendirildiklerinde, bazaltik örneklerin kıtasal bazaltlar olduğu belirginleşmektedir (Şekil 3.3.11).

Herközü volkanitlerinin oluştuğu tektonik ortamı belirleyebilmek için, bu örnekler Miyashiro'nun (1975) TiO_2 - FeO^*/MgO diyagramında (Şekil 3.3.11) değerlendirildiğinde, bu volkanitlerin ada yayı volkanitleri oldukları saptanmıştır.



Şekil 3.3.11, Düztarlatepe üyesi bazaltik volkanitlerinin Pearce ve diğ., (1975) TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diyagramı (Simgeler Şekil 3.3.1.'deki gibi).



Şekil 3.3.12, Herközü volkanitlerinin Miyashiro (1975) TiO_2 - FeO^*/MgO diyagramı (Simgeler Şekil 3.3.1.'deki gibi).

İz Element Dağılımları

Herközü volkanitlerinin Yıldıztepe üyesine ait andezitik bileşimli volkanitlerinin ve Düztarlatepe üyesine ait bazaltik bileşimli volkanitlerinin iz element kimyasal analiz sonuçları ortalaması ile, değişik araştırmacılar tarafından verilmiş kalkalkalen kayaçların ortalama iz element değerleri karşılaştırılmalı olarak Çizelge 3.3.3. 'de verilmiştir.

Rb değerleri; andezitik volkanitlerde 80 ppm ortalama ile, kalkalkalen yayların andezit ortalamasının (30 ppm) üstünde olup, kıtasal kabuk ortalaması (85 ppm) ve şoşonitik andezit ortalaması (100 ppm) ile uyum sağlamaktadır. Bazaltik volkanitlerde 51 ppm ortalama ile yine kalkalkalen yayların bazalt ortalamasının (10 ppm) çok üstünde olup, daha çok şoşonitik bazaltların ortalamasına (75 ppm) yaklaşmaktadır.

Sr değerleri; Yıldıztepe üyesi andezitik kayaçları 294 ppm ortalaması ile daha çok kalkalkali yayların bazalt ortalamasına (330 ppm) uyum gösterir.

Düztarlatepe üyesi bazaltik kayalar ise, ortalama Sr değerleri 542 ppm ile kalkalkali bazalt ortalamasının (330 ppm) çok üstünde olup, daha çok dasit ortalaması (460 ppm) ile uyum sağlamaktadır.

Zr değerleri; andezitlerde 108 ppm ortalaması ve bazaltlarda 116 ppm ortalaması ile ada yayı kalkalkalen andezit ortalaması (110 ppm) ve bazalt ortalaması (100 ppm) ile uyum göstermektedir.

Ba değerleri; andezitlerde 396 ppm ortalaması ve bazaltlarda 417 ppm ortalaması ile kalkalkalen yayların andezit (270 ppm) ve bazalt (115 ppm) ortalamasının çok üstünde olup, daha çok kıtasal kabuk ortalaması (425 ppm) ile uyum sağlamaktadır.

Cr değerleri; andezitlerde 27 ppm ortalama ile kalkalkalen andezit ortalaması (25 ppm) ile uyum sağlar. Bazaltlarda 249 ppm ortalama ile kalkalkalen bazaltların ortalamasından (40 ppm) çok yüksek değerlerdedir. Bu ortalaması ile daha çok kıtasal kabuk ortalaması (105 ppm) ile uyum sağlar.

Ni değerleri; andezitlerde 24 ppm ortalama ile kalkalkalen andezit ortalaması (18 ppm) ve kalkalkali yayların bazalt ortalaması (25 ppm) ile uyum göstermektedir. Bazaltlarda 156 ppm ortalama ile kalkalkalen bazalt ortalamasının (25 ppm) çok üstünde olup, daha çok kıtasal kabuk ortalaması (145 ppm) ile uyum sağlar. Feeley ve diğerleri (1994), bütün mağmaların düşük Cr ve Ni oranlarının, bu mağmaların ilksel manto ergiyüklerinin fraksiyonelleşmesi ile ilişkili olduğunu belirtir.

V değerleri; andezitik volkanitlerde 151 ppm ortalama ile kalkalkalen yayların andezit ortalaması (175 ppm) ve kıtasal kabuk ortalaması (145 ppm) ile uyum sağlamaktadır. Bazaltik volkanitlerde 214 ppm ortalaması ile kalkalkalen bazalt ortalaması (255 ppm) ve şoşonitik bazalt ortalaması (200 ppm) ile uyum sağlamaktadır.

Nb değerleri; Yıldıztepe üyesi andezitik volkanitlerinde 10 ppm ortalama ile kıtasal kabuğun kaba bileşimi ortalamasına (11 ppm) uyumluluk gösterir. Düztarlatepe üyesi bazaltik volkanitlerinde ise, 22 ppm ortalama ile kalkalkali yayların bazalt ortalaması (20 ppm), kıtasal kabuk, granit ve granodiyorit ortalaması (20 ppm) ile uyumluluk göstermekte olup, bu volkanitlerde kıtasal kabuk, granit ve granodiyoritin etkisi görülmektedir.

Y değerleri; andezitik volkanitlerde 7 ppm ortalama ve bazaltik volkanitlerde 9 ppm ortalama ile çok düşük değerler vermektedir. Manto kökenli bazik kayalar, kıtasal kabuk (33 ppm), granit (40 ppm) ve granodiyoritler (35 ppm) ok daha yüksek Y içerirler (Morrison,1980; Taylor, 1969; Taylor ve White, 1966; Wedepohl,1975). Andezitik ve bazaltik volkanitler Y içeriği ile daha çok kalkalkali yayların bazalt (20 ppm), andezit (21 ppm) ve dasitik (20 ppm) kayaların ortalamalarına benzerlik gösterir.

La değerleri; andezitlerde 10 ppm ortalama ile kalkalkalen yayların bazalt ortalaması (10 ppm) ile andezit ortalaması (12 ppm) ile uyum sağlamaktadır. Bazaltik volkanitlerde ise 22 ppm ortalaması ile bazalt ortalamasınının(10 ppm) stnde olup, daha çok ada yaylarının şoşonitik andezit ortalaması (18 ppm) ile uyum göstermektedir.

Ce değerleri; Yıldıztepe yesi andezitik volkanitleri 12 ppm ortalama ile kalkalkalen yayların andezit ortalamasından (24 ppm) ok düşük olup, daha çok toleyitik dasit (15 ppm) ve kalkalkali bazalt (19 ppm) ile uyum gösterir. Düztarlatepe bazaltik volkanitleri 39 ppm ortalama ile daha çok kalkalkalen yayların andezit ortalaması (35 ppm) ile benzerlik göstermektedir.

Nd değerleri; andezitik kayalarda 10 ppm ortalama ve bazaltik kayalar 21 ppm ortalaması ile kıtasal kabuk (28 ppm), granit (31 ppm) ve granodiyorit (28 ppm) ile uyum göstermektedir. Bu yüzden Herközü volkanitlerini oluşturan mağmanın oluşumunda kıtasal kabuğun etkisi olduğu söylenbilir.

Y, La, Ce, Nd gibi bu elementler, yüksek katyon değerlikleri nedeniyle mağmatik eriyiklerde kristalleşmenin ilerlemesi ile bir zenginleşme göstermektedir.

Rb/Sr oran değerleri; andezitlerde 0.27 ppm ortalama ile kalkalkalen yayların andezit ortalamasından (0.08 ppm) ok yüksek olup, kıtasal kabuk ortalaması (0.23 ppm) ile uyum gösterir. Bazaltlarda 0.09 ppm oran ortalaması ile daha çok kalkalkalen andezit (0.08 ppm) ve kalkalkalen dasit ortalamasına (0.10 ppm) benzerlik göstermektedir.

Çizelge 3.3.3, Herközü volkanitlerinin iz element kapsamı yönünden benzer volkanitlerle karşılaştırılması.

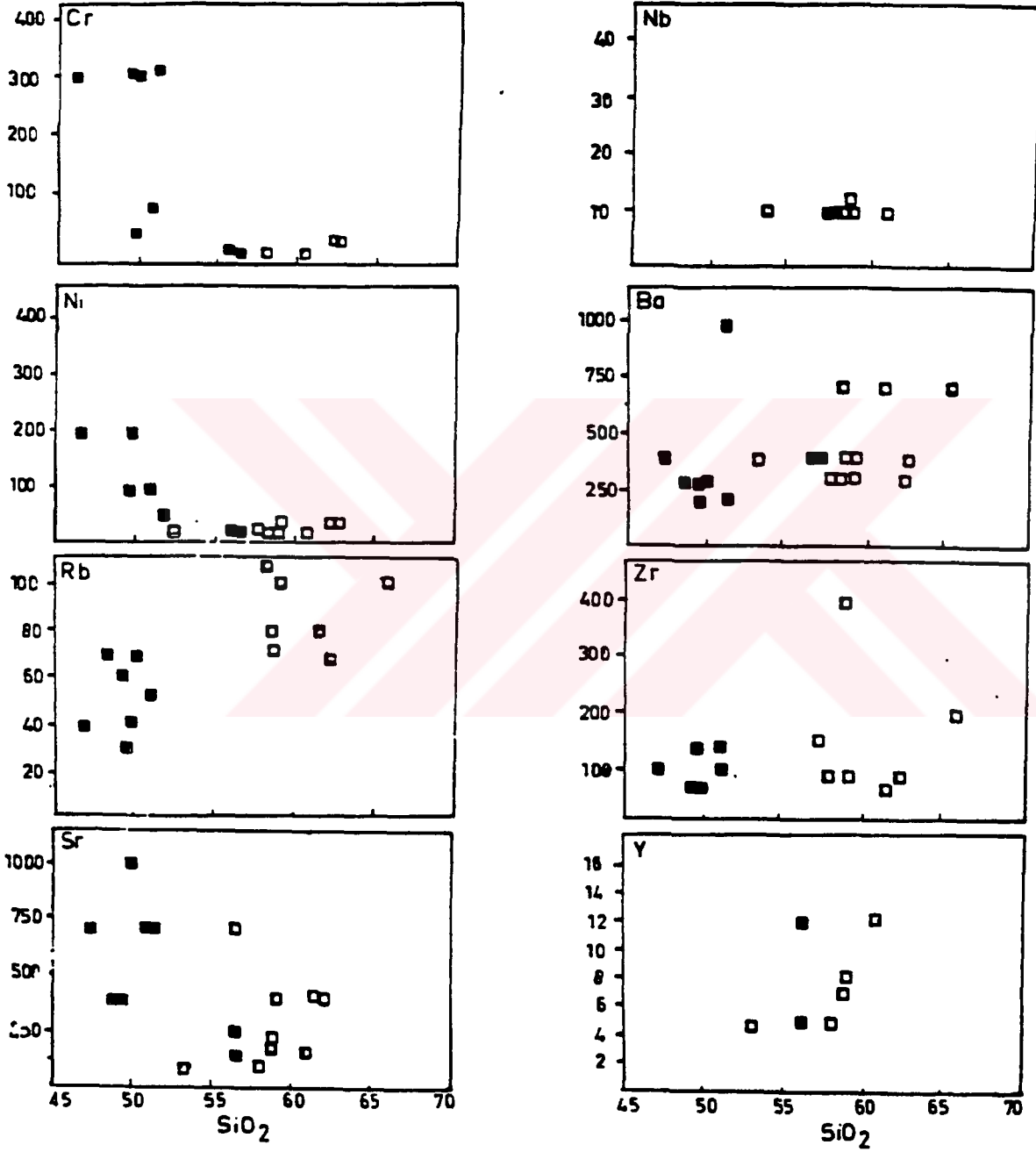
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Rb	80	51	5	6	15	10	30	45	75	100	120	85	145	110
Sr	294	542	200	220	90	330	385	460	700	850	850	375	285	440
Zr	108	116	70	70	125	100	110	100	50	150	200	145	180	140
Ba	396	417	75	100	175	115	270	520	1000	350	900	425	600	500
Cr	27	239	50	15	4	40	25	13	30			105	10	
Ni	24	156	30	20	1	25	18	5	20			77	4	77
V	157	214	270	175	19	255	175	68	200			145	40	145
La	10	22	1	2	6	10	12	14	14	18		30	50	30
Ce	12	39	3		15	19	24	19	28	35		60	100	60
Nd	10	21										28	31	28
Nb	10	22			20							20	20	20
Y	7	9			23	20	21	20				33	40	35
Rb/Sr	027	009	003	003	017	003	008	010	011	012	014	023	051	023

1- Yıldıztepe üyesi andezitik volkanitlerin ortalama iz element değerleri

2- Düztarlatepe üyesi bazaltik volkanitlerin ortalama iz element değerleri

Toleyitik seri: 3- bazalt, 4- andezit, 5- dasit; Kalkalkali seri : 6- bazalt, 7- andezit, 8- dasit; Şoşonitik seri: 9- bazalt, 10- andezit, 11- dasit; 12- kıtasal kabuk, 13- granit, 14- granodiyorit (Taylor ve White, 1966; Jakes ve White, 1972).

Herközü volkanitlerinin iz element değerlerinin SiO_2 ' e göre değişim diyagramları incelendiğinde; SiO_2 oranının artmasıyla Rb ve Y oranlarının arttığı, buna karşın Sr, Cr, Ni oranlarının azaldığı, Nb, Ba ve Zr oranlarının ise geniş bir dağılım aralığı gösterdiği gözlenir (Şekil 3.3.13).



Şekil 3.3.13, Herközü volkanitlerinin iz element değerlerinin SiO_2 ' e göre değişim diyagramı.

İnceleme alanında ayırtladığımız Mesudiye formasyonu volkanitleri ve Herközü volkanitleri, Köprübaşı'nın (1993) Tirebolu-Harşit (Giresun) yöresinde tanımladığı ve üç evreli volkanizma ile açıkladığı Senoniyen yaşlı "Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı" ile eşdeğer olarak yorumlanabilir. Araştırmacı, bu volkanik kayalar, genellikle subalkalen (kalkalkalen+toleyitik), bir kısmının da özellikle spilitleşmeden dolayı kalkalkalen sınırına çok yakın özellikte olduğunu vurgulamıştır. Araştırmacı, bu volkanitlerin olasılıkla Üst Kretase boyunca Pontidler'de oluşmuş yitim kökenli kalkalkalen mağmatizmanın bir parçası olduğunu ve bu mağmatizmaya oluşmuş granitoid batolitleriyle jenetik ilişkili olduğunu belirtir. Robinson ve diğerleri (1995), Doğu Pontidler'deki volkanik kayaların ada yayı toleyitleri ve kalkalkali tipteki volkanik kayalar olduğunu belirtmiştir. Manetti ve diğerleri (1988), Trabzon yöresinde olduğu gibi lösit oluşturan yüksek potasyumlu lavlar da bulunduğunu belirtmiştir.

Doğu Pontidler'de ve inceleme alanında geniş yüzlekler sunan Üst Kretase volkanizması, bugün kapanmış olan ve kuzeye dalan bir yitim zonundan (Tokel,1972,1973,1977,1981,1983,1985; Stojanov,1975; Peccerillo ve Taylor,1975,1976; Akın,1978; Adamia ve diğerleri,1977; Letouzey ve diğerleri,1977; Biju-Duval ve diğerleri,1977; Gedikoğlu,1978; Eğin ve Hirst,1979; Gedikoğlu ve diğerleri,1979,1982; Pejatoviç,1971; Özsayar ve diğerleri,1982; Şengör ve Yılmaz,1981; Bingöl,1983; Yılmaz,1984; Ercan ve diğerleri, 1984; Gedik ve diğerleri,1984,1992; Aydın ve diğerleri,1984; Ercan ve Gedik,1986; Baş,1986;Yılmaz ve Boztuğ,1986; Robinson ve diğerleri, 1995) türemişlerdir. Buna karşılık, Dewey ve diğerleri,1973; Şengör ve diğerleri,1980; Bektaş,1984; Bektaş ve diğerleri,1984; Bektaş ve Gedik,1987) ise, güneye doğru olan dalan bir okyanus kabuğu'nu (Paleo-Tetis) ileri sürmektedirler.

Neo-Tetis'in kuzey kolunun güneyden kuzeye doğru yitim polaritesini, inceleme alanındaki Üst Santoniyen- Alt Maestrihtiyen yaşlı Mesudiye formasyonu çökellerinin az kıvrımlı yapıda olması, bu yayın güneyindeki yay öntü havzasında (fore-arc basin) çökelmiş Üst Kretase yaşlı Akçaağıl Grubu (Seymen, 1975; Toprak, 1989; Koçyiğit, 1989) kayalarındaki daha fazla kıvrımlı yapı göstermesi desteklemektedir.

3.4. İKİSU GRANİTOYİDİ

Olasılıkla Üst Maestrihtiyen yaşlı İkisu granitoyidini oluşturan granit, granodiyorit ve diyoritik kayalardan elde edilen tüm kayaç ana, iz element kimyasal analiz değerleri ve hesaplanan bazı parametreler Çizelge 3.4.1 'de verilmiştir. Kimyasal analiz değerleri ve hesaplanan bazı parametreler, İkisu granitoyidi plütonunun petrokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla çeşitli diyagramlarda değerlendirilmiştir.

İkisu granitoyidi kayaç örneklerinin jeokimyasal parametrelere göre isimlendirilmesinde, Debon ve Le Fort (1982) tarafından önerilen ve kayaç oluşturan ana minerallerin ana elementlere dayandırılarak hesaplanan $Q [=Si/3-(K+Na+2Ca/3)]-P[=K-(Na+Ca)]$ diyagramı kullanılmıştır. Böylece, modal mineralojik analizlere göre adlandırmalarda olduğu gibi, jeokimyasal adlamalarda da kayaç yapıcı ana minerallere bağlı kalmıştır. Diyagramda da görüldüğü gibi, İkisu granitoyidi oldukça değişik kayaç türlerinden oluşmaktadır. 1 örnek siyenit alanında (403), 1 örnek kuvars diyorit alanında (389), 2 örnek granodiyorit alanında (381 ve 404), 4 örnek kuvars monzonit alanında (390, 391, 401 ve 406) ve 5 örnek granit alanında (190, 382, 383, 387 ve 402) yer almaktadır (Şekil 3.4.1).

Analiz değerleri H.de La Roche ve diğerlerinin (1980) $R1 [4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)] - R2 (6Ca+2Mg+Al)$ parametreleri kullanılarak oluşturulan diyagramda değerlendirilmesi sonucu, 2 örneğin granodiyorit alanında (190, 382), 2 örneğin granodiyorit-tonalit geçişinde (402 ve 403), 4 örneğin tonalit alanında (383, 387, 401 ve 404) yer aldıkları, 1 örneğin tonalit-diyorit geçişinde (381), 2 örneğin diyorit alanında (390, 406), 2 örneğin monzodiyorit alanında (385, 391) ve 1 örneğin de gabro alanında (389) yer aldıkları belirlenmiştir (Şekil 3.4.2).

İkisu granitoyidini oluşturan mağmatik kayalardan toplam 14 adet örnek $Na_2O+K_2O-SiO_2$ diyamında değerlendirildiğinde, örneklerin kalkalkalen özelliği göze çarpmaktadır (Şekil 3.4.3). Kalkalkalen özellik ayrıca Wright'ın (1969) $SiO_2-(\log Al_2O_3+CaO+toplam\ alkali/Al_2O_3+CaO+toplam\ alkali)$ diyagramında da belirgin şekilde izlenir (Şekil 3.4.4).

Çizelge 3.4.1, İkisü granitoyidi kayaç örneklerinin tüm kayaç ana oksit yüzdeleri, iz element değerleri ve hesaplanan bazı parametreleri.

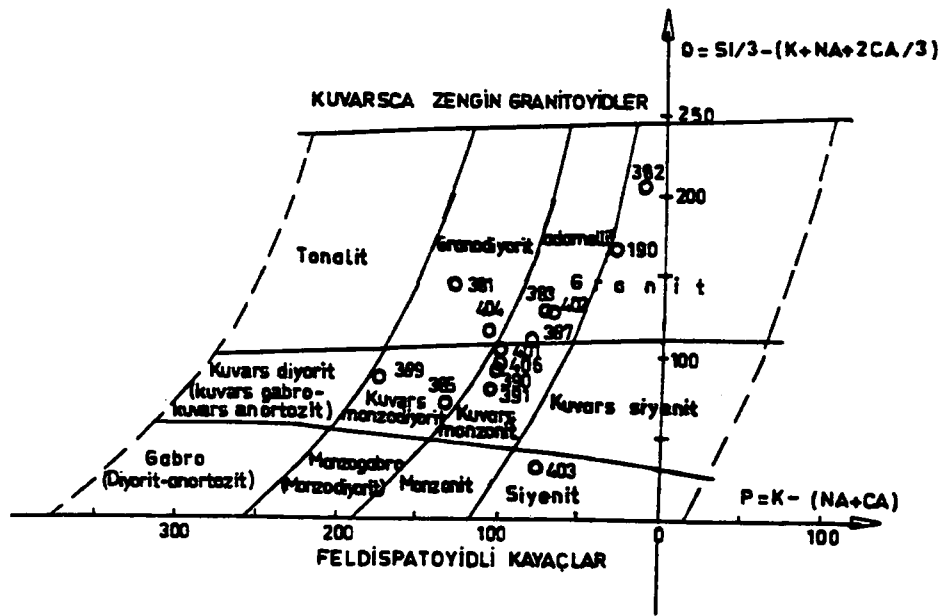
A.YER :	Eskiköy	Seğgüney T	Seğgüney T	Seğgüney T	Seğgüney T	Seğgüney T	Seğgüney T.
ÖRNEK NO:	190	381	382	383	385	387	389
SiO ₂	66.90	54.40	57.90	63.00	54.80	62.00	54.00
Al ₂ O ₃	14.50	17.30	17.40	15.40	15.70	15.90	17.00
TiO ₂	0.30	0.70	0.70	0.40	0.60	0.40	0.60
Fe ₂ O ₃	3.07	5.17	3.22	5.03	9.30	5.42	6.28
FeO	0.57	4.35	4.57	1.50	2.43	1.06	3.35
MnO	0.10	0.10	0.10	0.20	0.20	0.10	0.20
MgO	1.10	4.40	4.90	2.00	2.90	2.00	3.90
CaO	2.10	4.50	0.70	3.90	5.50	3.90	7.50
Na ₂ O	2.65	2.40	1.70	2.80	3.10	3.00	2.50
K ₂ O	4.40	1.30	2.70	4.10	3.20	4.10	1.90
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.20
H ₂ O ⁻	1.04	0.10	0.05	0.05	0.20	0.05	0.05
CO ₂	2.25	1.50	0.62	0.50	0.62	0.50	0.38
TOPLAM	99.08	96.32	94.66	98.98	98.75	98.53	97.86
İz Element Değerleri (ppm)							
Rb	120						
Sr		92	k20	114	285	300	350
Zr	150		100	100	100	100	
Ba	400	200	400	700	700	1000	400
Cr	20	16	16	10	10	10	k10
Ni	k20	k20	k20	k20	k20	k20	k20
V	70	330	165	115	220	118	200
La		k10	10	10	10	10	10
Ce		k10	k10	12	15	15	15
Nd		k10	k10	k10	k10	k10	k10
Nb		k10	k10	k10	k10	k10	k10
Y		5	k5	10	10	10	8
Co							
Cu		300	200	200	1000	40	150
Mn		1000	1500	1000	3000	700	1000
Pb		40	100	70	70		
Hesaplanan bazı parametreler							
R1	2400	2317	2522	2106	1552	1958	2091
R2	568	1039	659	818	1040	832	1329
A	29	74	203	-15	-56	-12	-56
B	78	238	229	137	228	136	226
Q	168	144	211	126	71	113	90
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O/K ₂ O)	2.06	4.68	3.95	2.23	2.49	2.24	3.86
Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O)	1.58	2.11	3.41	1.43	1.33	1.45	1.43
P	-29	-129	-11	-73	-130	-80	-175
F	309	173	115	292	256	306	389
Na+K	179	105	112	177	168	184	121
K/Na+K	0.53	0.27	0.51	0.49	0.40	0.47	0.33
Mg/(Fe+Mg)	0.38	0.48	0.56	0.38	0.33	0.33	0.45
DİYAG.KUL. SİMGE				0			

Çizelge 3.4.1 (Devamı)

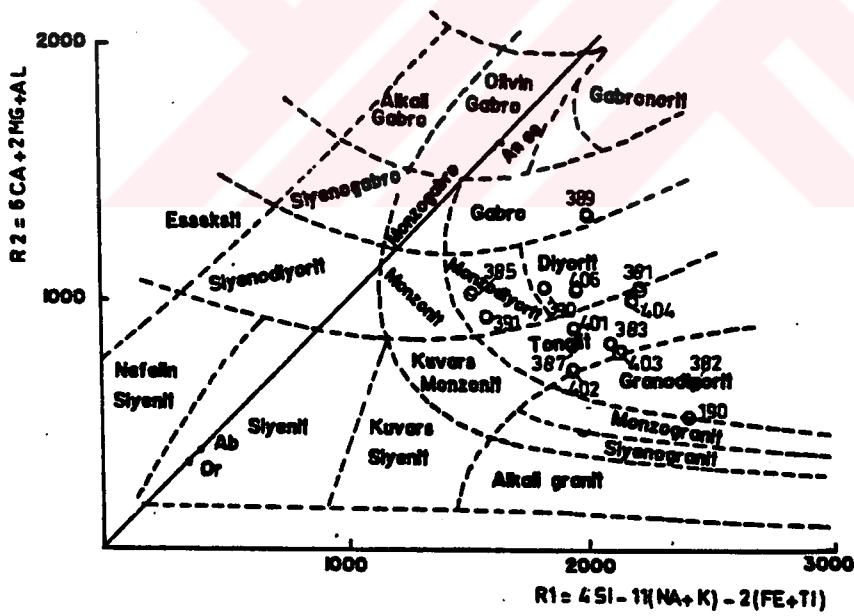
A. YER:	Seğgüney T.	Seğgüney T.	Sarıalan Y. K	Sarıalan Y. K	Sarıalan Y.K	Sarıalan Y. K	Sarıalan Y. K.
ÖRNEK NO:	390	391	401	402	403	404	406
SiO ₂	58.00	57.20	60.30	62.90	63.30	60.20	59.00
Al ₂ O ₃	16.50	16.50	16.00	15.90	15.50	16.10	16.60
TiO ₂	0.50	0.60	0.50	0.50	0.40	0.50	0.50
Fe ₂ O ₃	6.00	6.00	4.81	4.78	4.28	5.05	5.70
FeO	1.62	1.71	2.24	1.28	1.37	1.30	1.26
MnO	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10
MgO	3.00	2.80	2.40	1.30	1.90	2.30	2.40
CaO	5.10	4.50	4.50	3.10	4.00	5.30	5.70
Na ₂ O	2.80	3.30	2.90	3.10	2.80	2.50	2.50
K ₂ O	3.70	3.70	3.60	4.20	3.90	3.30	3.90
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.20	0.10	0.10	0.20	0.20
H ₂ O ⁻	0.15	0.05	0.05	0.05	0.25	0.05	0.10
CO ₂	0.63	1.50	0.75	1.25	0.88	2.00	1.00
TOPLAM:	98.30	98.26	98.35	98.56	98.78	99.00	98.96
İz element değerleri (ppm)							
Rb							
Sr	250	250	140	70	70	110	230
Zr		100	150	150	150	100	
Ba	700	700	400	700	700	700	700
Cr	k10	k10	k10	k10	k10	k10	k10
Ni	k20	k20	k20	k20	k20	k20	k20
V	150	155	125	110	105	120	135
La	10	k10	k10	k10	k10	k10	k10
Ce	15	k10	k10	k10	k10	k10	16
Nd	12	k10	k10	k10	k10	k10	k10
Nb	k10	k10	k10	k10	k10	k10	k10
Y	10	10	7	7	6	5	7
Co							
Cu	100	100	70	100	70	70	100
Mn	1000	1000	1500	1000	1000	1500	1500
Pb		150		40	40	40	40
Hesaplanan bazı parametreler							
R1	1840	1606	2010	1973	2165	2181	1942
R2	1020	944	914	708	826	1002	1057
A	-27	-21	-17	13	-11	-25	-43
B	176	174	154	115	124	143	153
Q	92	80	111	123	32	120	96
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)	2.54	2.36	2.46	2.18	2.31	2.78	2.59
Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O)	1.42	1.43	1.45	1.53	1.45	1.45	1.37
P	-102	-107	-97	-66	-78	-106	-100
F	287	301	290	317	399	292	306
Na+K	169	185	171	189	173	151	164
K/Na+K	0.47	0.43	0.45	0.47	0.48	0.46	0.51
Mg/(Fe+Mg)	0.44	0.42	0.41	0.30	0.40	0.42	0.41

DİYAG. KUL. SİMGE

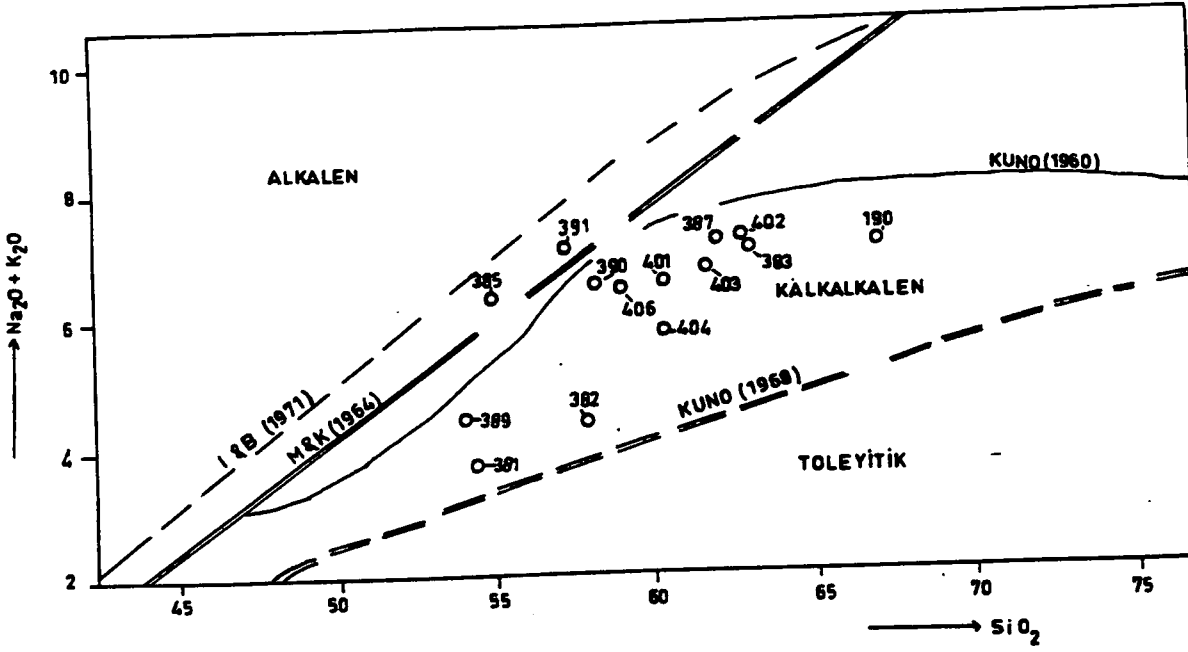
O



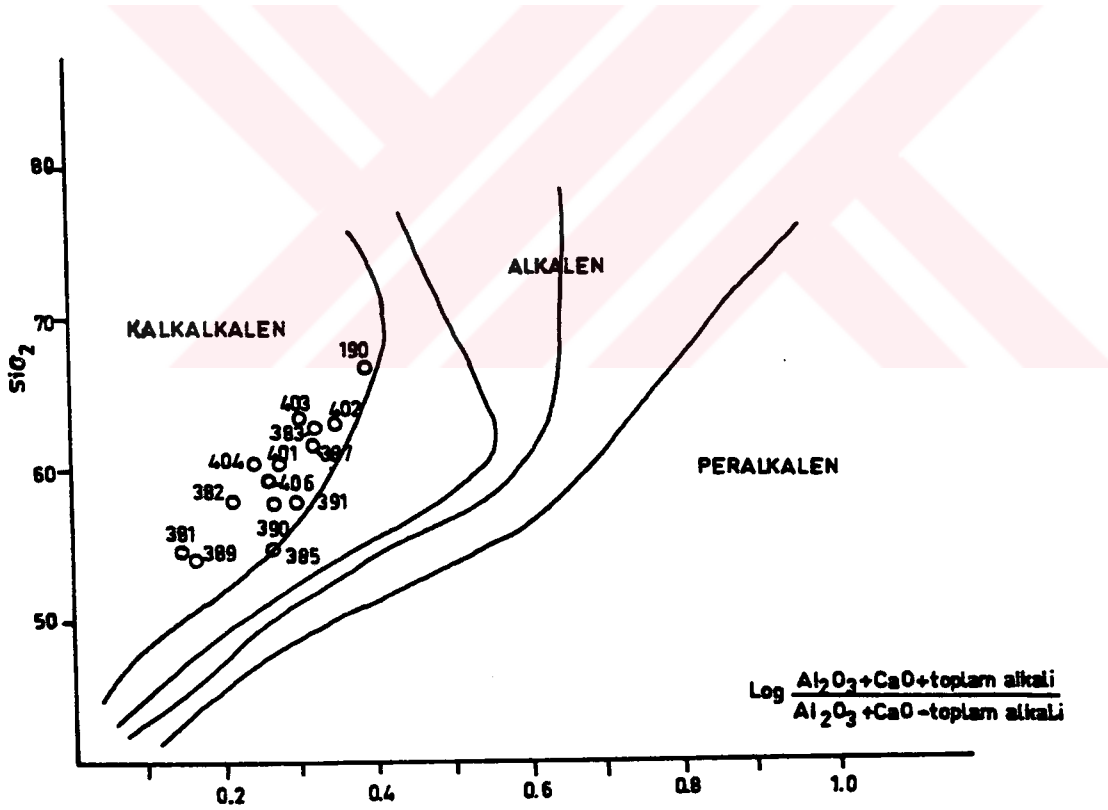
Şekil 3.4.1, İkisü granitoyidi (Kig) kayaç örneklerinin Q-P adlandırma diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumları.



Şekil 3.4.2, İkisü granitoyidi kayaç örneklerinin R1-R2 adlandırma diyagramındaki (H.de La Roche ve diğ., 1980) dağılımı..

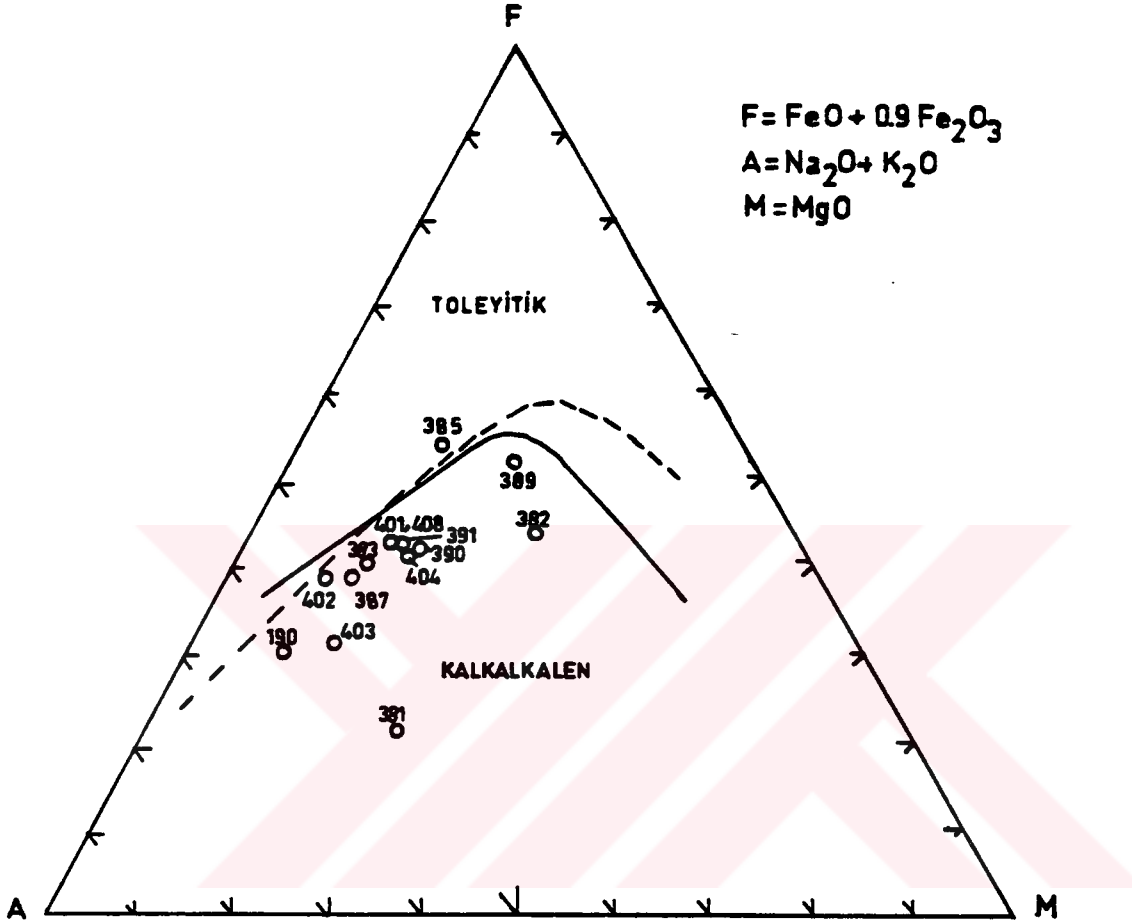


Şekil 3.4.3, İkisu granitoyidi kayaç örneklerinin toplam alkali-silika diyagramı.



Şekil 3.4.4, İkisu granitoyidi kayaç örneklerinin SiO_2 - ($\log \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{toplam alkali} / \log \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - \text{toplam alkali}$) diyagramındaki (Wright, 1969) konumu.

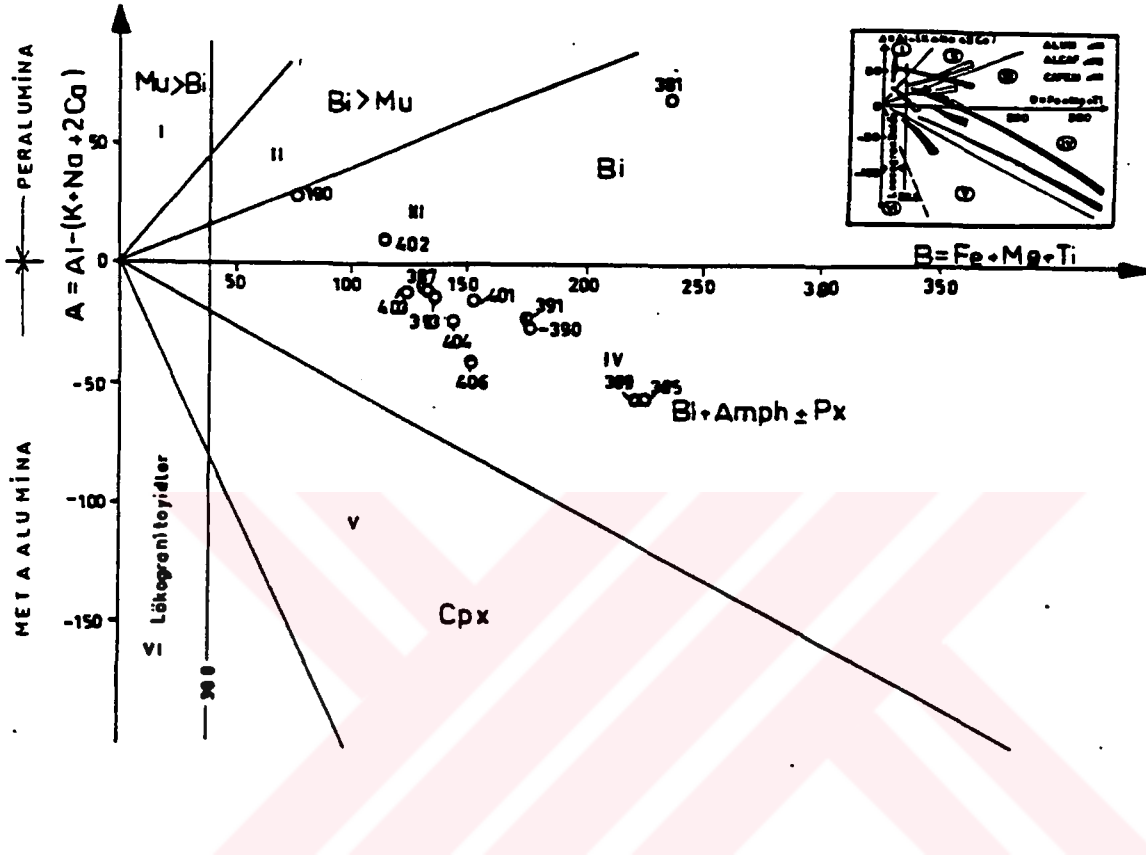
Granitoyid plütönuna ait kayaçlar, AFM diyagramında Irvine ve Baragar (1971) ve Mac Donald ve Katsura (1964) ayırım trendleri kullanılarak değerlendirildiğinde, 1 örnek (385 no'lu) dışında bütün örneklerin kalkalkalen nitelik taşıdığı tesbit edilmiştir (Şekil 3.4.5).



Şekil 3.4.5, İkisü granitoyidi kayaç örneklerinin AFM diyagramı.

İkisü granitoyidi kayaç örneklerinin ne tür bir mağmadan itibaren katılaştıklarını saptayabilmek için, tüm kayaç ana element analizlerine dayandırılan, Debon ve Le Fort (1982) ile Chappel ve White (1974), White ve Chappel (1977) tarafından önerilen çeşitli diyagramlar ve jeokimyasal-mineralojik ölçütler baz alınmıştır. Buna göre, İkisü granitoyidi kayaçlarının, Debon ve Le Fort (1982) tarafından önerilen "indeks mineraller diyagramı" olarak tanımlanan, yine kayaç oluşturan ana minerallerin ana elementlerine dayandırılan $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ - $B = Fe + Mg + Ti$ diyagramındaki konumları incelendiğinde örneklerin çoğunluğu

metaaltümino bölgede yer alan kafemik (CAFEM) karakterli bir mağma tipini gösterirler (Şekil 3.4.6).



Şekil 3.4.6, İkisu granitoyidi (Kig) kayaç örneklerinin indeks mineraller diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumları. Bi: biyotit, Amph: amfibol, Mu: muskovit, Px: piroksen.

Kafemik topluluklar, manto kökenli malzemenin türeyebileceği gibi, daha yaygın olarak sial'ik ve manto kökenli malzemelerin karışımıyla oluşan bir melez (hibrid) kaynaktan da türeyebilir ve bu melez kaynağın oluşumunda manto kökenli malzemenin katkısı çok daha fazladır (Debon ve Le Fort, 1982).

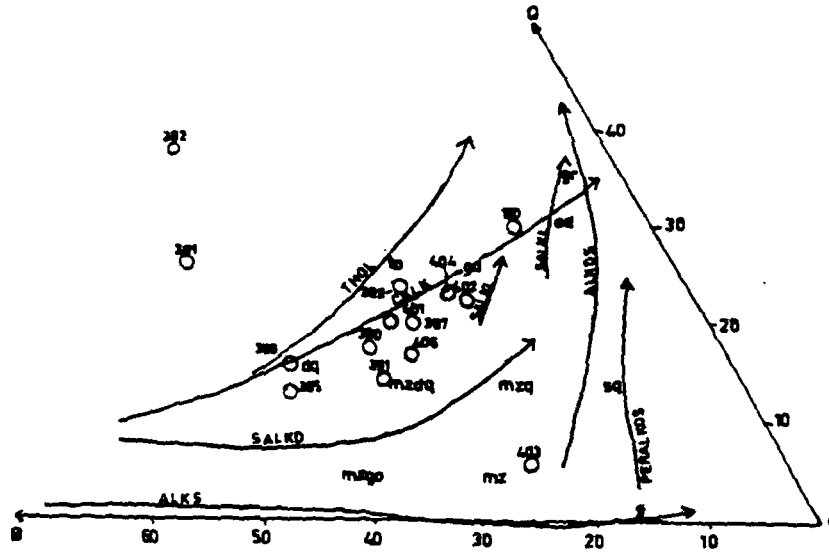
alkalen ve toleyitik olmak üzere 4 alt topluluğa ayırtlandığından (Debon ve Le Fort, 1982,1988), inceleme alanındaki plütonik kayaçların hangi alt topluluk özellikleri taşıdıklarını tesbit edebilmek için yine Debon ve Le Fort (1982,1988) tarafından önerilen Q (kuvars)- B(koyu renkli mineraller)- F (feldispat+muskovit) üçgen diyagramı yapılmış (Şekil 3.4.7), benzer sonuçlar elde edilmiştir. İkisü granitoyidi kayaç örnekleri, genellikle kalkalkalen trend (CALK) ve toleyitik trend (THOL) ile uyum sağlamaktadır. Sonuç olarak, bu plütonik kayaçların genelde kalkalkalen, kısmen de toleyitik alt topluluk özellikleri taşıdığı görülmektedir. Debon ve Le Fort'a (1982) göre toleyitik alt bölüm, kalkalkalen alt bölüm içinde de tanımlanabilmektedir. Kalkalkalen alt topluluğu, kafemik topluluğun en yaygın alt topluluğu olup, genellikle geniş bir değişim aralığına sahip olup, gabrodan granite kadar sürekli bir dizi oluşturmaktadır. İkisü granitoyidi kayaç örnekleri bu diziye uyum sağlamaktadır.

İnceleme alanındaki İkisü granitoyidi plütonik kayaçlarının $Mg/(Fe+Mg)$ ve $B=(Fe+Mg+Ti)$ diyagramları (Debon ve Le Fort, 1988) da yapılmış (Şekil 3.4.8), örneklerin magnezyum ve demir toplulukları arasında yer alan ortak topluluk alanı içindeki normal dizilere uyum sağladığı, ancak demir topluluğuna daha yakın oldukları tesbit edilmiştir.

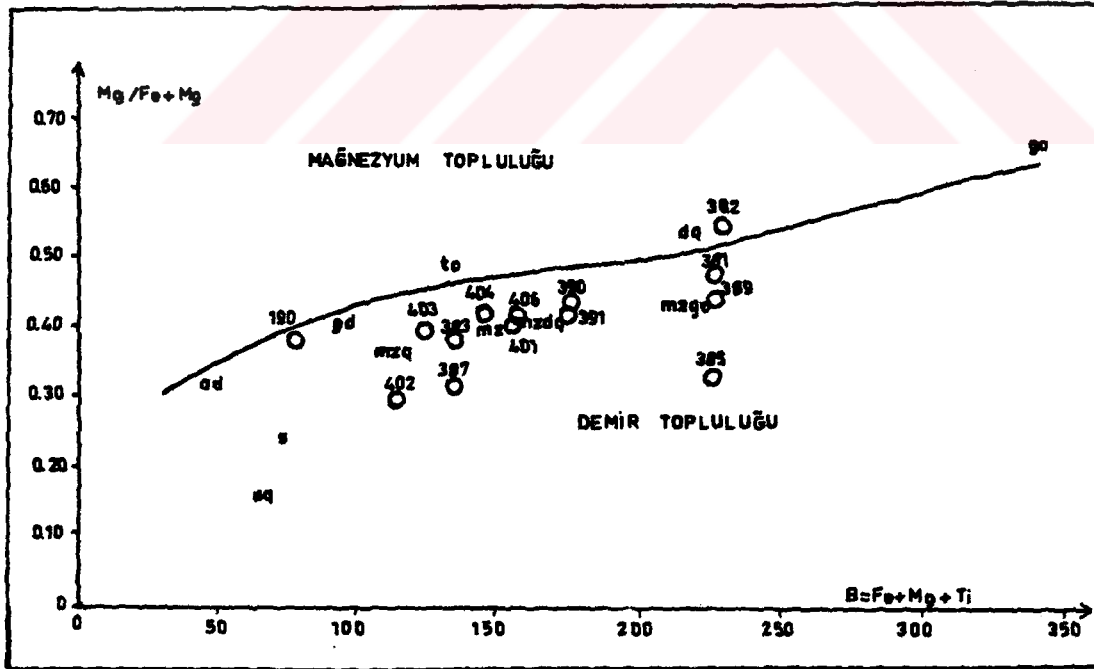
Bu kayaçların ana oksit değerlerinin SiO_2 ' ye göre değişimi incelendiğinde, SiO_2 değeri arttıkça A_2O_3 , ΣFe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 değerlerinin azaldığı gözlenir (Şekil 3.4.9). K_2O/Na_2O oranları 1'den büyük (1.27) olup, yüksek K'lu oldukları göze çarpmaktadır.

İnceleme alanındaki granitoyid örnekleri, Peacock (1931) alkali- lime indeks diyagramında (Şekil 3.4.10) değerlendirildiğinde, bu kayaçların çoğunlukla kalkalkalen nitelikte olduğu, daha az oranda da alkalen-kalsik ve kalsik özellik gösterdiği belirlenmektedir. Alkali- lime indekslerinin bir yitim zonunda normal yitim ortamında olduğu saptanmıştır.

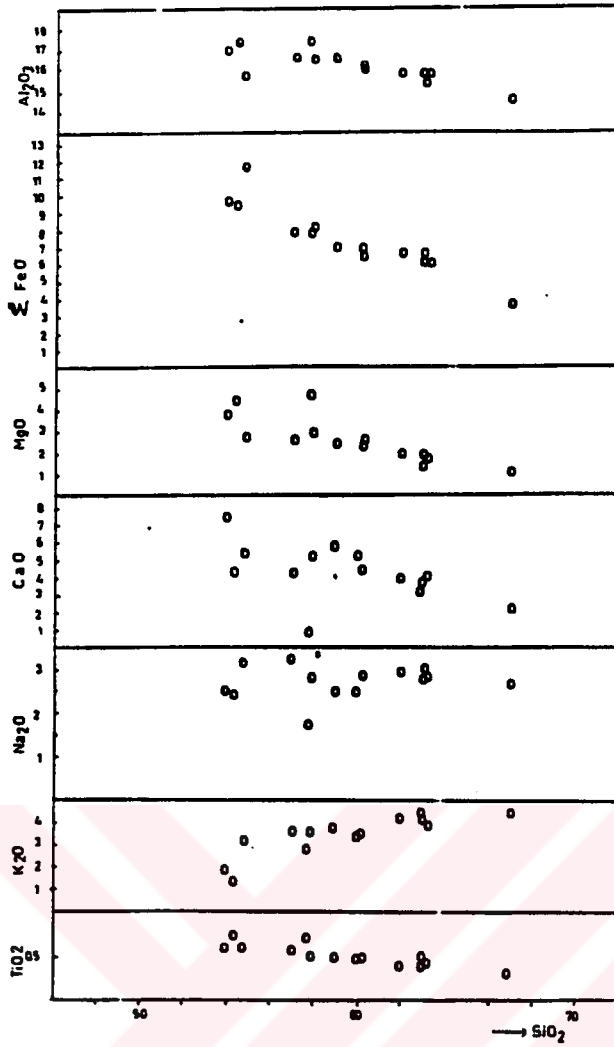
Böylece, İkisü granitoyid plütönu magmatik kayaçları, genel olarak kalkalkalen nitelikte olup, bir yitim zonunda oluşan yay magmatizması özellikleri taşımaktadır.



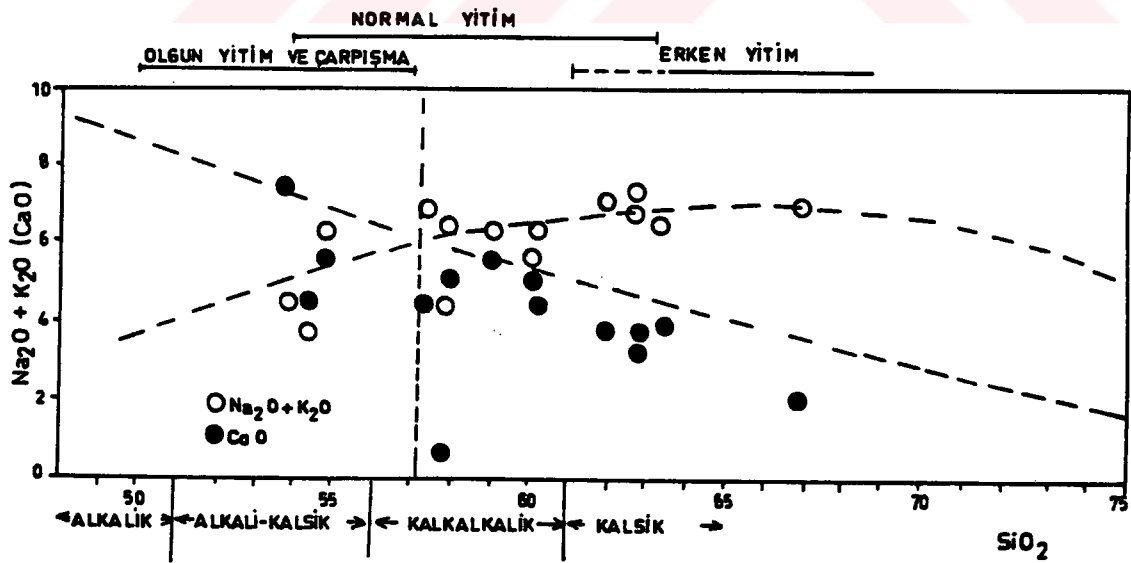
Şekil 3.4.7, İkisu granitoidine ait plütonik kayaç örneklerinin Q(kuars)-B(koyu renkli mineraller)-F (feldispat+muskovit) üçgen diyagramındaki dağılımları. Diyagramdaki kafemik topluluk alt bölümlere ayrılmaktadır. THOL: toleyitik, CALK: kalkalkalen, SALKD: koyu renkli subalkalen (veya monzonitik), SALKL: açık renkli subalkalen (veya monzonitik), ALKOS: aşırı doymun alkalen, PERALKOS: aşırı doymun peralkalen, ALKS: doymun alkalen. gr: granit, ad: adamellit, gd: granodiyorit, to: tonalit, sq: kuvars siyenit, mzg: kuvars monzonit, mzdq: kuvars monzodiyorit, dq: kuvars diyorit, s: siyenit, mz: monzonit, mzgo: monzodiyorit (monzogabro).



Şekil 3.4.8, İkisu granitoid plütonu kayaç örneklerinin Mg/Fe+Mg-(B=Fe+Mg+Ti) diyagramı.

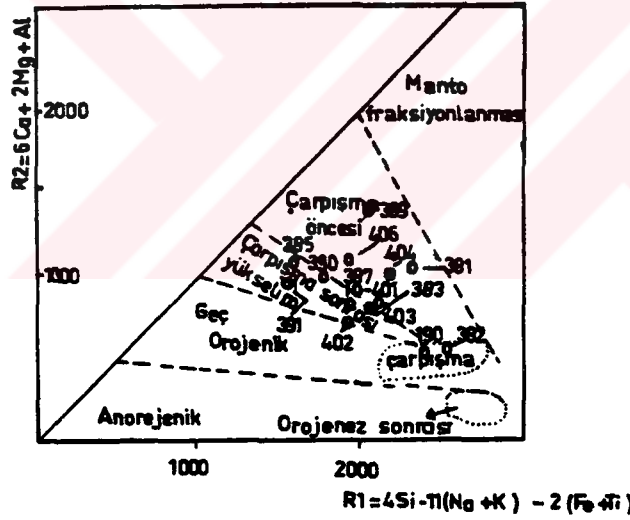


Şekil 3.4.9, İkisü granitoyidi kayaç örneklerinin ana oksit yüzdelерinin SiO_2 'e göre değişim diyagramı.



Şekil 3.4.10, İkisü granitoyidi plütonik kayaçlarının Peacock (1931) alkali-lime indeks diyagramı (granitoyidlerin yitim ve çarpışma alanları Tokel ve Akyol, 1987'den alınmıştır).

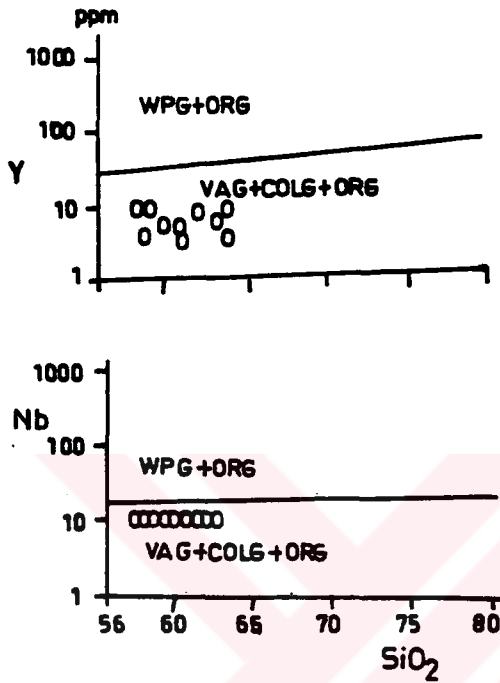
Mağmatik kayaçların kökenlerini araştırmak için, İkisu granitoyid plütonuna ait mağmatik kayaçlar, Batchelor ve Bowden (1985) tarafından oluşturulan R1 [4 Si-11 (Na+K)- 2 (Fe+Ti)] - R2 (6 Ca+ 2Mg+Al) diyagramında (Şekil 3.4.11) değerlendirildiğinde, bu mağmatik kayaçların tek evreli bir mağmatizma ile oluşmadığı, birbirilerini takip eden değişik evreli mağmatizma ile oluştuğu belirginleşir. İkisu granitoyid plütonuna ait plütonik kayaçlar, çarpışma öncesi, çarpışma sonrası yükselimle, geç orojenik ve çarpışma ile eşyaşlı olarak farklı evrelerde oluştukları saptanmıştır. Diyagramda da görüleceği gibi, farklı evrelerde oluşmuş İkisu granitoyid plütonu kayaçları, yoğun olarak çarpışma öncesi bir evrede oluşmuş, daha sonraki evrelerde de granitoyid sokulumu devam etmiş, Neo-Tetis kuzey kolunun kapanıp, Anatolid kıtasal kabuğu ile Pontid ada yayınının çarpışması sonuna kadar granitoyidik kayaçların oluşumu devam etmiştir. Doğu Pontidler'de Miyosen'e dek granitoyidik kayaçların varlığı bilinmektedir.



Şekil 3.4.11, İkisu granitoyidi kayaçlarının R1-R2 diyagramındaki (Batchelor ve Bowden, 1985) konumları.

İkisu granitoyidi kayaç örnekleri, Pearce ve diğ.,(1984) tarafından önerilen jeotektonik ortam belirlemeye yönelik diyagramlardan Y-SiO₂ ve Nb-SiO₂ diyagramlarında değerlendirildiklerinde, Volkanik Yay Granitoyidleri (VAG)+ Çarpışma Granitoyidleri (COLG)+Okyanus Sırtı Granitoyidleri (ORG) bölgelerinde

konumlandığı gözlenir (Şekil 3.4.12). Bu nedenle İkisü granitoyidi kayaları, olasılıkla volkanik yay (VAG) ve çarpışma granitoyidi (COLG) karakterinde olmalıdır.



WPG: Levha içi granitoidleri

ORG: Okyanus sırtı granitoidleri

COLG: Çarpışma granitoidleri

VAG: Volkanik yay granitoidleri

Şekil 3.4.12- İkisü granitoyidi kayalarının Y-SiO₂ ve Nb-SiO₂ diyagramındaki (Pearce ve diğ., 1984) konumları.

Sonuç olarak, inceleme alanındaki İkisü granitoyidi kayaları olasılıkla Rize plütönu olarak tanımlanan (Çoğulu, 1975; Taner, 1977) ile jenetik ilişkili olmalıdır. Bu granitoyidik kayalar, yitimin olgunluk evresinde meydana gelmiş olup, yitim kökenli tipik I- tipi granitoidlerdir (Tokel ve Köprübaşı, 1986; Tokel ve Akyol, 1987; Tokel, 1988,1989). İnceleme alanındaki granitoid topluluğunun, Debon ve Le Fort'a (1982) göre kafemik topluluk içinde oldukları saptanmış olup, bu topluluk, Chappel ve White

(1974), White ve Chappel (1977) tarafından tanımlanan I-tipi granitoidlere karşılık gelmektedir. Kafemik topluluklar, daha önce de belirtildiği gibi, manto kökenli malzemeden türeyebileceği gibi, daha yaygın olarak sial'ik ve manto kökenli malzemelerin karışımıyla oluşan bir melez (hibrid) kaynaktan da türeyebilir ve bu melez kaynağın oluşumunda manto kökenli malzemenin katkısı çok daha fazladır (Debon ve Le Fort, 1982). Akıncı ve diğerleri (1986) tarafından Rize masifindeki granitoidik kayaç örneklerinde yapılan stronsiyum izotop ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ölçüm çalışmaları, granitoidleri oluşturan ve manto malzemesinin kısmi ergimesi ile meydana gelen mağmanın kabuk malzemesi ile kirlendiğini belirtmektedir. Pearce ve diğerleri'nin (1984) volkanik yay granitoidleri (VAG) sınıflamasına giren bu granitoidlerde yapılan kurşun, flor, tungsten, molibden vb. mineralizasyon kapsamaları da ada yayı granitoidlerinin kapsamlarına uymaktadır (Kamitani ve Akıncı, 1979; Çağatay, 1979; Eğin, 1980; Akıncı, 1984). Gedik ve diğerleri (1992), Doğu Pontidler'deki granitoidlerin olasılıkla yitim zonundaki okyanusal kabuğun hızlı dalması ile oluşan yüksek ısı ve kısmi ergime sonucu meydana gelen mağmatik etkinliğe bağlı olarak sokulum yaptıklarını vurgulamaktadır.

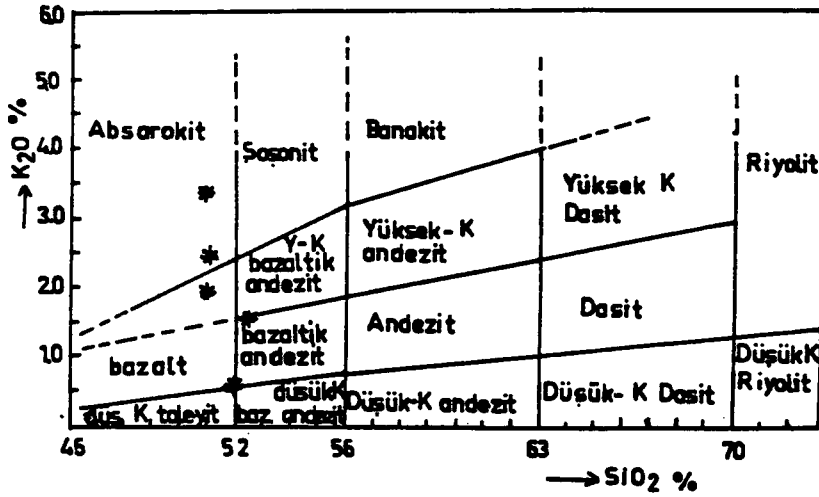
3.5. KAVACIK DAYK VE SİLLERİ

Üst Kretase yaşlı volkanik ve volkano-tortul birimleri kesen Kavacık dayk ve sillerine ait çeşitli bileşimdeki volkanik dayklardan 5 adet örneğin majör ve iz element kimyasal analiz sonuçları ve C.I.P.W. normları Çizelge 3.5.1 'de verilmiştir.

Değişik bileşimli dayk ve sillerden derlenen örnekler, Peccerillo ve Taylor'un (1976) diyagramında adlandırıldıklarında, bu örneklerden çoğunun bazalt-absarokit olarak adlandıkları görülmektedir (Şekil 3.5.1).

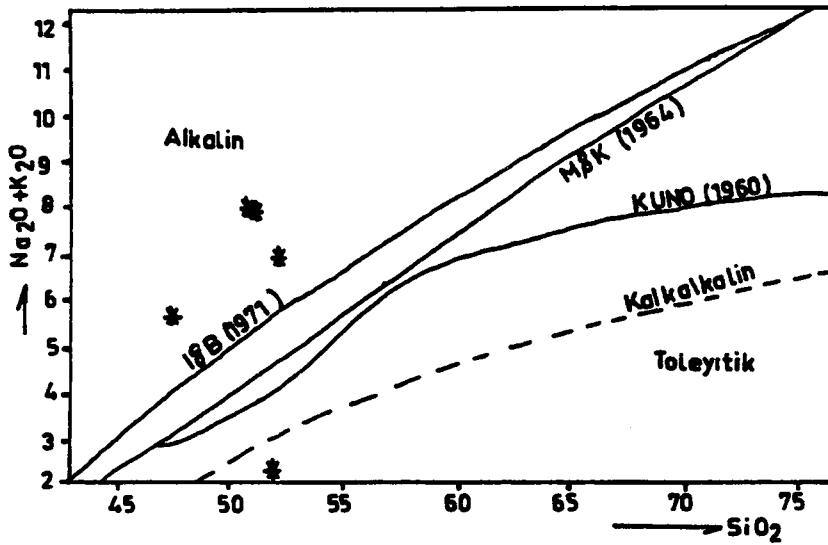
Çizelge 3.5.1, Kavacık dayk ve sillerine ait kayaç örneklerinin tüm kayaç ana oksit yüzdeleri, iz element değerleri ve CIPW normları

A.Yer:	Serkizler K.	Beşbıyık G.	Acıdere	Kirazlı B.	Kirazlı B.
ÖRNEK NO:	11	20	121	324	349
SiO ₂	50.80	52.40	52.00	51.00	47.50
Al ₂ O ₃	16.20	15.40	16.80	15.00	15.00
TiO ₂	0.60	1.50	0.60	0.60	1.20
Fe ₂ O ₃	5.05	7.32	4.49	4.07	6.49
FeO	3.10	3.40	4.60	3.99	2.26
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	4.50	3.60	4.00	3.30	6.35
CaO	4.20	6.10	9.00	7.80	10.00
Na ₂ O	4.50	5.70	1.90	5.40	3.70
K ₂ O	3.40	1.40	0.50	2.50	2.00
P ₂ O ₅	0.50	0.60	0.10	0.30	0.70
H ₂ O ⁻	1.06	1.30	1.06	1.64	2.50
CO ₂	1.13	0.58	1.75	1.90	1.00
TOPLAM:	95.14	99.40	96.90	97.60	98.40
İz element değerleri (ppm)					
Rb	80	30	20	70	20
Sr		700		700	1500
Zr	70	100	70	100	70
Ba	300	200	150	700	150
Cr	40		30	30	70
Ni					40
V	150	200	300	300	200
La					
Ce					
Nd					
Nb					
Y					
Co					
Cu					
Mn					
Pb					
CIPW normları					
Q		0.77	17.05		
OR	20.33	8.51	2.96	14.98	11.98
AB	38.08	48.23	16.08	40.42	29.23
AN	10.47	12.18	32.97	9.20	17.29
NE				2.86	1.13
CO	1.24		1.05		
ZI		0.01		0.02	
EN	10.98	5.09	9.96		
OL	0.17			3.76	5.36
FE	0.64		3.89		
DI		8.37		9.59	17.08
HED				3.18	
MA	7.36	6.94	6.57	5.97	4.13
HEM		2.57			3.67
IL	1.14	2.85	1.14	1.14	2.28
CR	0.07		0.01	0.01	0.01
AP	1.18	1.42	0.24	0.71	1.66
CA	2.57	1.32	3.98	4.32	2.27
DIY. KUL. SİMGE			*		



Şekil 3.5.1, Kavacık dayk ve sillerine ait kayaların K_2O-SiO_2 adlandırma diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1975).

Kavacık dayk ve sillerine ait örneklerin kimyasal analiz değerleri, Na_2O+K_2O diyagramında, bir örnek dışında çoğunlukla alkalin özellikte oldukları görülmektedir (Şekil 3.5.2).



Şekil 3.5.2, Kavacık dayk ve sillerinin toplam alkali-silika diyagramı.

3.6. KAVAKLIDERE GRUBU

Volkano-tortul bir istif niteliğindeki Lütesiyen yaşlı Kavaklıdere Grubunun içinde yer alan volkanik kayaların özelliklerini ve jeotektonik ortamlarını belirlemek amacıyla, formasyon olarak ayrılan Deredibi volkanitlerine ait andezitik bileşimli volkanitlerden 12 adet, Hasanşeyh volkanitlerine ait bazaltik bileşimli lavlardan 13 adet olmak üzere toplam 25 adet kimyasal amaçlı örnek derlenmiş ve bu örneklerin kimyasal analiz sonuçları çeşitli diyagramlarda kullanılarak, yorumlara gidilmeye çalışılmıştır. Kavaklıdere Grubuna ait volkanik kayaların kimyasal analiz sonuçları Çizelge 3.6.1. ve Çizelge 3.6.2.'de verilmiştir.

Deredibi volkanitlerinin andezitik lavları ve Hasanşeyh volkanitlerinin bazaltik lavları, kimyasal yoldan adlandırmak için, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında (Şekil 3.6.1) değerlendirildiklerinde, Deredibi volkanitlerinin andezitik bileşimli kayalarının, trakiandezit, andezit ve bir örneğin bazaltik trakiandezit olarak adlanabileceği; Hasanşeyh volkanitlerinin bazaltik bileşimli kayalarının ise, aynı diyagramda çoğunlukla trakibazalt ve bazalt olarak, daha azının da bazaltik trakiandezit, birer örneğin de tefrit-bazanit ve fonotefrit olarak adlanabileceği tesbit edilmiştir.

Diğer bir adlandırma diyagramı olan Cox ve diğ.'nin (1979) $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında (Şekil 3.6.2), Deredibi andezitinin genellikle trakiandezit ve latit, daha az olarak andezit ve bazalt olarak adlandıkları görülmüştür. Hasanşeyh volkanitlerinin bazaltik bileşimli kayalarının ise, aynı diyagramda, bazalt, hawayit, trakibazalt ve mujearit, trakiandezit ve latit olarak adlandırılabilirliği saptanır.

Deredibi volkanitlerinin andezitik bileşimli lavlarının majör element kimyasal analizleri, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında (Şekil 3.6.3) Kuno (1960), Irvine ve Baragar (1971), Mac Donald ve Katsura (1964) ayırım trendleri kullanıldığında, bu volkanitlerin hem alkalen, hem de kalkalkalen nitelikler taşıdığı görülmektedir. Aynı diyagramda Hasanşeyh volkanitlerinin bazaltik bileşimli lav örnekleri değerlendirildiğinde, bu volkanitlerin çoğunlukla alkalen özellik gösterdikleri belirlenmiştir..

Çizelge 3.6.1, Deredibi üyesi kayaçların tüm kayaç ana oksit yüzdeleri, iz element değerleri ve CIPW normları.

A.Yer:	Kavacık G.	Kızılelma	Damatlar	Damatlar	Ortakent	Ortakent
ÖRNEK NO:	56	81	126	127	185	188
SiO ₂	58.50	58.50	58.60	53.30	57.50	61.00
Al ₂ O ₃	16.00	16.00	17.60	17.50	17.00	16.50
TiO ₂	0.50	0.50	0.40	0.50	0.40	0.40
Fe ₂ O ₃	5.08	3.54	6.44	6.42	5.42	4.37
FeO	0.65	2.75	0.50	1.87	1.87	2.37
MnO	0.20	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10
MgO	1.20	2.40	1.10	2.05	4.40	1.80
CaO	5.00	6.20	5.80	6.80	6.20	4.40
Na ₂ O	3.10	3.30	2.90	3.15	2.75	2.40
K ₂ O	5.50	1.50	3.20	2.80	2.60	4.30
P ₂ O ₅	0.30	0.10	0.40	0.40	0.30	0.10
H ₂ O ⁻	0.56	1.72	0.84	4.40	1.06	1.32
CO ₂	0.87	0.58	0.50	0.50	1.00	1.50
TOPLAM:	97.46	97.69	98.38	99.89	100.70	100.56
İz element değerleri(ppm)						
Rb	120	50	70	70	80	100
Sr	400	400	700	1000	400	
Zr	70	100	70	70	150	100
Ba	700	700	700	300	400	400
Cr						
Ni						
V	40	200	100	200	300	150
La						
Ce						
Nd						
Nb						
Y						
Co						
Cu						
Mn						
Pb						
CIPW normları						
Q	10.96	18.11	17.91	9.48	15.00	22.44
OR	32.50	9.04	18.91	16.79	15.37	25.41
AB	26.23	27.92	24.54	26.66	23.27	20.31
AN	13.50	24.33	23.00	25.22	23.13	12.35
NE						
CO			0.94		1.18	3.37
ZI		0.21				
EN	1.60	5.25	2.74	3.98	10.96	4.48
OL						
FE		1.28				0.27
DI	3.00	1.57		2.43		
HED						
MA	1.30	5.18	0.78	4.90	5.52	6.34
HEM	4.18		5.90	3.07	1.61	
IL	0.95	0.95	0.76	0.95	0.76	0.76
CR						
AP	0.71	0.24	0.95	0.95	0.47	
CA	0.29	1.32	1.14	1.14	2.27	3.41

DİY. KUL. SİMGE



Çizelge 3.6.1 (Devamı)

A. Yer:	Kuşlu	Damatlar	Kuşlu	Kuşlu	Kuşlu	Kuşlu
ÖRNEK NO:	202	318	408	409	411	412
SiO ₂	54.50	58.20	56.40	56.50	56.50	55.00
Al ₂ O ₃	16.00	15.00	19.70	19.90	19.80	19.30
TiO ₂	0.70	0.30	0.80	0.80	0.80	0.70
Fe ₂ O ₃	4.61	5.44	4.11	3.68	4.41	4.47
FeO	2.51	0.50	0.80	0.74	0.44	0.93
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10
MgO	4.96	1.90	1.70	1.50	1.30	2.70
CaO	5.30	4.80	6.50	6.30	6.10	6.20
Na ₂ O	2.95	3.20	3.30	3.40	3.40	3.30
K ₂ O	4.30	3.30	4.50	4.80	4.90	4.70
P ₂ O ₅	0.60	0.30	0.60	0.60	0.60	0.70
H ₂ O ⁻	2.54	2.48	0.05	0.35	0.05	0.15
CO ₂	0.33	0.50	0.75	0.63	0.63	0.50
TOPLAM:	99.40	96.12	99.31	99.20	99.13	98.75
İz element değerleri (ppm)						
Rb	150	120				
Sr		2000	220	300	150	250
Zr	70		150	150	150	100
Ba	300	700	1500	1000	1000	1000
Cr	300		110	100	100	90
Ni	100		32	26	28	38
V	200	70	208	202	200	206
La			k10	12	k10	10
Ce			k10	18	k10	15
Nd			k10	12	k10	k10
Nb			k10	k10	k10	k10
Y			7	8	5	7
Co						
Cu			200	150	300	150
Mn			700	700	400	400
Pb			40	70	70	100
CIPW Normları						
Q	5.01	16.81	7.08	5.79	6.20	3.75
OR	25.89	19.89	26.59	28.37	28.96	27.78
AB	24.96	27.08	27.92	28.77	28.77	27.92
AN	17.48	16.63	23.97	23.65	22.73	23.24
NE						
CO			0.62	0.45	0.57	0.27
ZI			0.02	0.02	0.02	0.01
EN	11.32	3.93	4.23	3.74	3.24	6.73
OL						
FE						
DI	2.23	1.72				
HED						
MA	6.33	0.78	0.56	0.37		1.28
HEM	0.28	4.90	3.73	3.45	4.43	3.61
IL	1.38	0.76	1.52	1.52	1.34	1.33
CR	0.06			0.02	0.02	0.02
AP	1.42	0.71	0.03	1.42	1.42	1.66
CA	0.75	1.14	1.42	1.43	1.43	1.14

DİYAG. KUL. SİMGE



Çizelge 3.6.2, Hasanşeyh tüyesi volkanik kayaların tüm kayaç ana oksit yüzdeleri, iz element değerleri ve CIPW normları.

A.Yer	Çolakçayır T.	Çolakçayır T.	Damat lar	Havzul	Damat lar	Damat lar	Geyik çukur
ÖRNEK NO:	47	52	95	177	309	315	317
SiO ₂	53.00	47.00	50.00	48.00	49.00	52.20	49.00
Al ₂ O ₃	17.60	15.50	13.50	15.00	15.00	16.20	16.00
TiO ₂	0.60	1.90	0.60	1.70	0.80	0.50	0.80
Fe ₂ O ₃	7.02	4.04	6.44	6.34	8.93	7.48	6.59
FeO	2.50	4.51	3.20	3.74	1.95	0.83	5.32
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.30	0.20
MgO	2.60	8.00	7.40	2.55	3.30	2.70	5.00
CaO	8.00	8.60	9.80	10.90	6.50	5.80	11.50
Na ₂ O	2.90	5.80	2.20	3.65	5.20	3.30	2.10
K ₂ O	2.50	2.00	2.50	1.60	2.50	3.60	2.00
P ₂ O ₅	0.40	0.70	0.30	1.00	0.40	0.40	0.40
H ₂ O ⁻	0.94	1.18	0.46	2.66	3.42	3.28	2.02
CO ₂	0.60	0.41	0.41	0.41	0.50	0.33	0.41
TOPLAM:	99.06	100.19	96.91	97.65	97.60	97.12	101.34
İz element değerleri (ppm)							
Rb	70	70	80	100	50	120	30
Sr	400	700	400	700	1000	1500	700
Zr	70	100	70	150			
Ba	300	1000	400	400	700	1000	700
Cr		300	300	300			70
Ni		150	100	300			40
V	150	100	400	300	300	150	300
La							
Ce							
Nd							
Nb							
Y							
Co							
Cu							
Mn							
Pb							
CIPW norm							
Q	9.36		2.66	2.60		5.66	2.89
OR	15.01	12.06	15.04	9.78	14.92	21.31	11.91
AB	24.54	19.35	18.62	30.89	37.03	27.92	17.77
AN	27.50	10.23	19.44	19.66	10.13	19.29	28.28
NE		16.11			3.78		
ZI		0.02		0.03			
EN	4.32		9.47			4.75	5.14
OL		8.53			1.51		
FE							1.22
DI	4.65	18.84	19.34	13.70	13.09	4.26	15.78
HED		1.32					
MA	6.64	6.53	8.88	7.42	4.29	2.20	9.62
HEM	2.46		0.38	1.27	6.01	5.98	
IL	1.14	3.61	1.14	3.23	1.52	0.95	1.52
CR		0.06	0.06	0.15			0.02
AP	0.95	1.66	0.71	2.37	0.95	0.95	0.95
CA	1.36	0.93	0.93	0.93	1.14	0.75	0.93

DIY. KUL. SİMGE

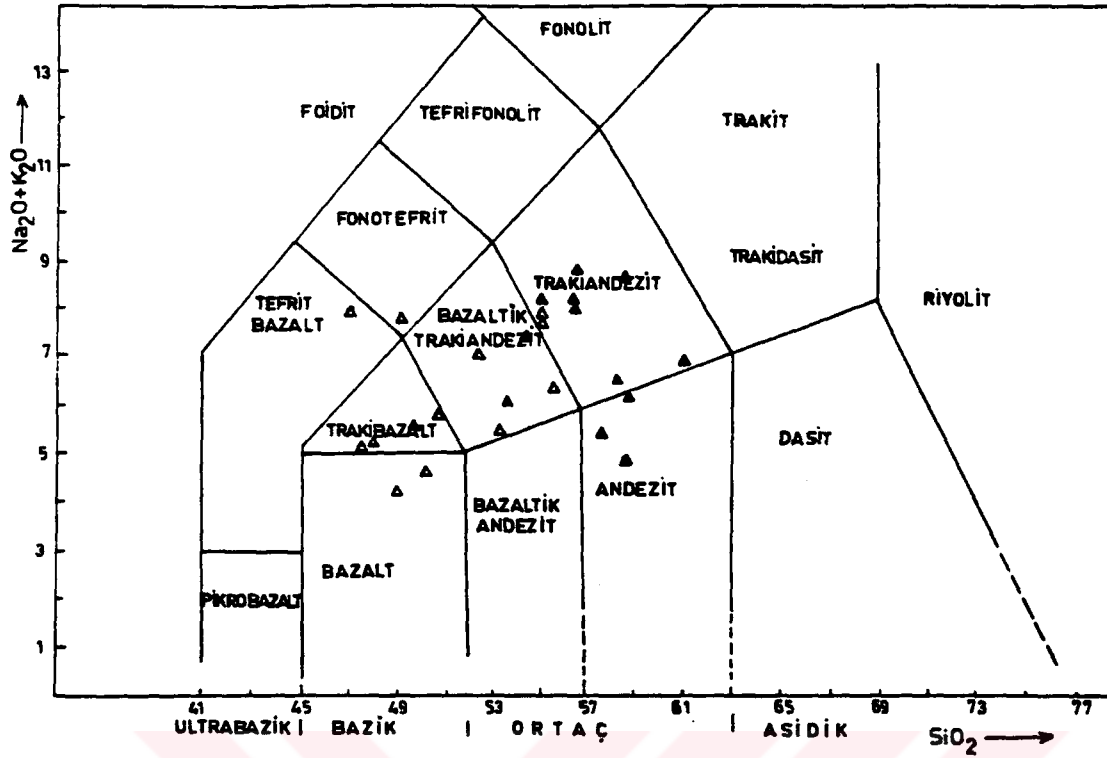


Çizelge 3.6.2 (Devamı)

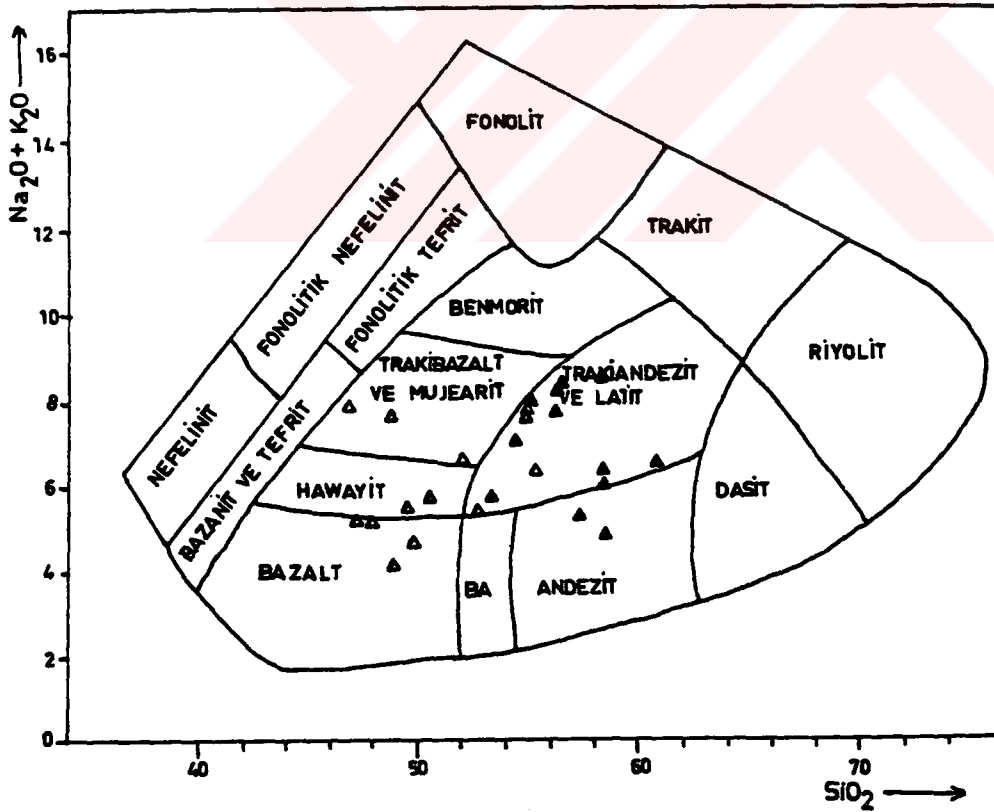
A.YER:	Kuşlu GB	Kuşlu GB	Kuşlu GB	Kuşlu B.	Kavacık	Kavacık
ÖRNEK NO:	414	416	417	450	452	469
SiO ₂	49.50	55.00	55.00	50.70	47.50	55.50
Al ₂ O ₃	16.80	19.20	19.10	17.80	18.60	17.40
TiO ₂	0.80	0.70	0.70	0.70	0.90	0.40
Fe ₂ O ₃	8.82	4.31	4.57	8.70	6.91	5.70
FeO	2.14	1.43	1.65	0.99	3.86	0.45
MnO	0.30	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20
MgO	4.80	2.70	1.70	2.90	4.50	1.90
CaO	9.40	6.60	6.50	7.70	8.70	5.70
Na ₂ O	2.50	3.30	3.30	2.80	2.60	2.40
K ₂ O	3.00	4.60	4.40	2.90	2.50	4.00
P ₂ O ₅	0.40	0.60	0.60	0.50	0.50	0.30
H ₂ O ⁻	0.60	0.05	0.05	1.15	0.05	3.25
CO ₂	0.75	0.62	1.25	1.00	0.83	0.75
TOPLAM:	99.81	99.21	98.92	97.94	97.55	97.95
İz element değerleri (ppm)						
Rb						
Sr	500	350	300	1150	532	330
Zr	100	150	100			
Ba	400	1000	700	700	700	400
Cr	62	95	10	k10	k10	k10
Ni	35	42	40	k20	k20	k20
V	295	206	200	165	300	90
La	10	10	k10	16	10	12
Ce	22	10	14	26	22	20
Nd	k10	10	10	18	12	14
Nb	k10	k10	10	k10	10	k10
Y	5	6	8	12	6	10
Co	30				40	
Cu	40	150	150	40	300	40
Mn	1000	300	1000	1000	1000	1000
Pb					100	
CIPW norm.						
Q	2.23	3.50	7.50	6.77	1.68	14.00
OR	17.73	27.18	26.00	17.14	14.77	23.64
AB	21.16	27.92	27.92	23.69	22.00	20.31
AN	25.76	23.99	20.66	27.44	31.70	21.76
NE						
CO			1.34			1.15
ZI	0.01	0.15	0.01			
EN	7.01	6.29	4.23	6.61	10.04	4.73
OL						
FE					0.05	
DI	10.67	0.94		1.33	2.53	
HED					0.01	
MA	5.56	2.90	3.61	1.49	10.07	0.94
HEM	5.00	2.33	2.11	7.69		5.05
IL	1.52	1.33	1.33	1.33	1.71	0.76
CR	0.01	0.01	0.01			
AP	0.95	1.42	1.42	1.18	1.18	0.71
CA	1.71	1.41	2.84	2.27	1.89	1.71

DİY. KUL. SİMGE:
k: küçük

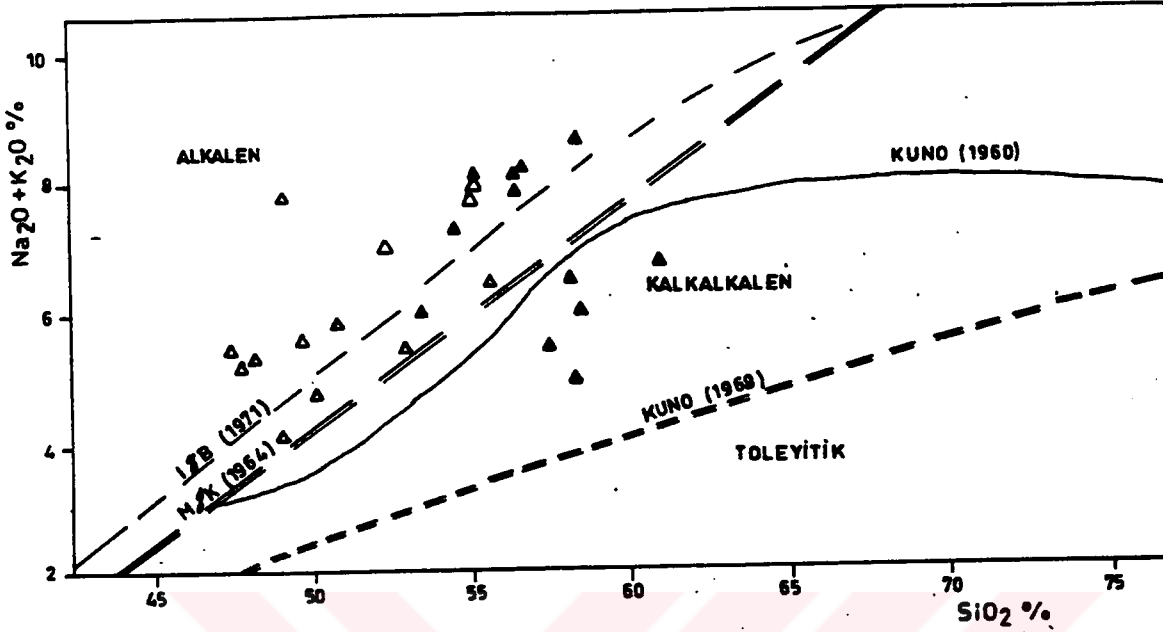




Şekil 3.6.1, Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin toplam alkali-silika diyagramı.
(▲: Deredibi volkanitleri, △: Hasanşeyh volkanitleri).



Şekil 3.6.2, Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin Cox ve diğ., (1979) adlandırma diyagramındaki dağılımları.



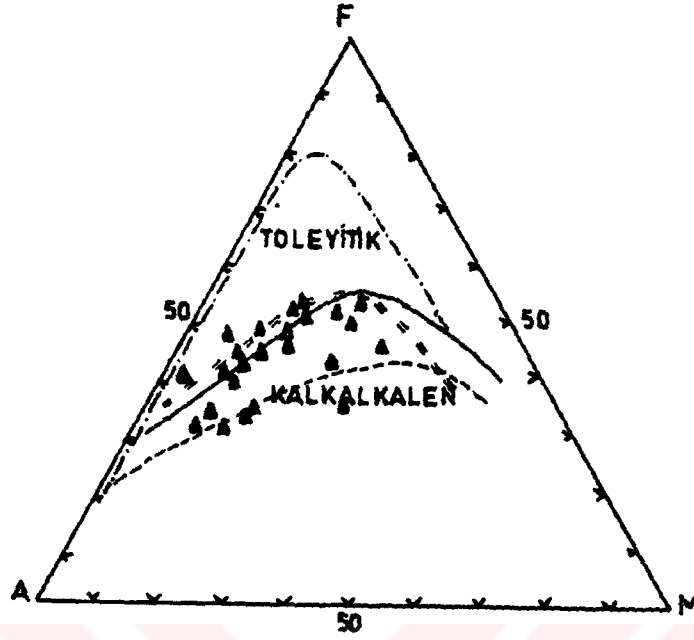
Şekil 3.6.3, Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin toplam alkali-silika diyagramı. (Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi).

AFM diyagramında (Irvine ve Baragar,1971; Wager,1960; Mac Donald ve Katsura,1964; Turner ve Verhoogen,1960) ayırım trendleri kullanıldığında, bir kaç örnek dışında Deredibi ve Hasanşeyh üyelerine ait volkanik kayaçların kalkalkalen ve tolevitik nitelikteki lavlar oldukları görülür (Şekil 3.6.4).

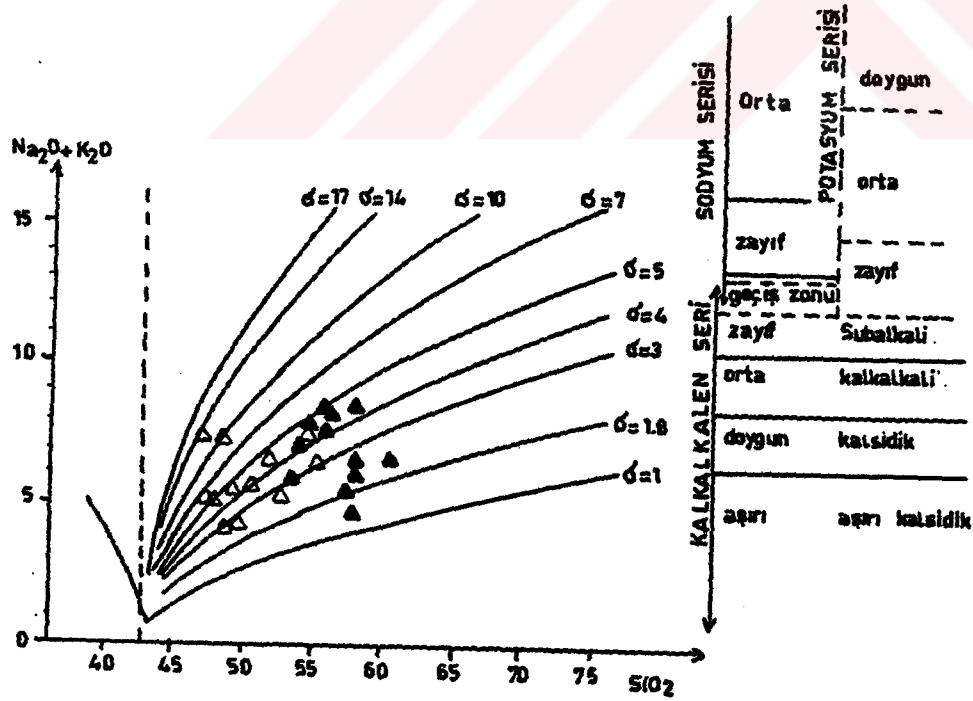
Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerine ait volkanik kayaçlar, Rittmann'a (1960) göre, Rittmann indisleri hesaplandığında $\sigma = (Na_2O + K_2O)^2 / (SiO_2 - 43)$, tüm örneklerde bu indislerin değişik değerlerde oldukları, dolayısıyla Deredibi volkanitleri ve Hasanşeyh volkanitlerine ait örneklerde kalkalkalen özelliğin yanı sıra alkalen özellik te taşıdıkları ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.6.5).

Volkanitler, Irvine ve Baragar'ın (1971) "An-Ab-Or" üçgen diyagramında ortalama kayaçlar alanında yer almakta ve potasik özellik göstermektedirler (Şekil 3.6.6).

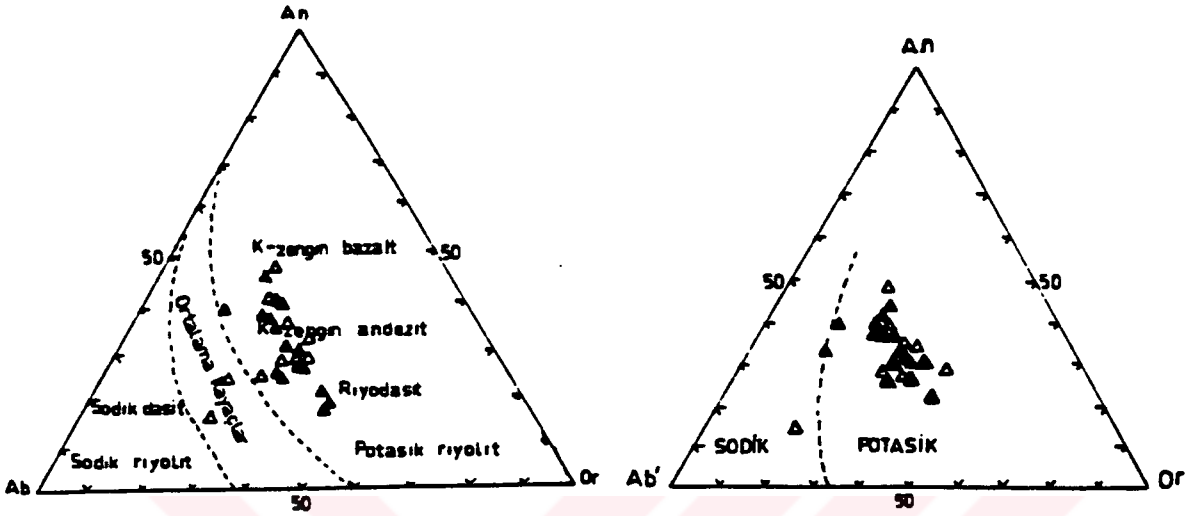
Bu volkanitler, Irvine ve Baragar'ın (1971) "An-Ab'-Or" üçgen diyagramında da potasik lavlar olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.6.7).



Şekil 3.6.4, Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin AFM diyagramı.
(Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi).



Şekil 3.6.5, Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin Rittmann (1960) diyagramı
(Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi).



Şekil 3.6.6. Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin "An-Ab-Or" üçgen diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumları. (Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi)

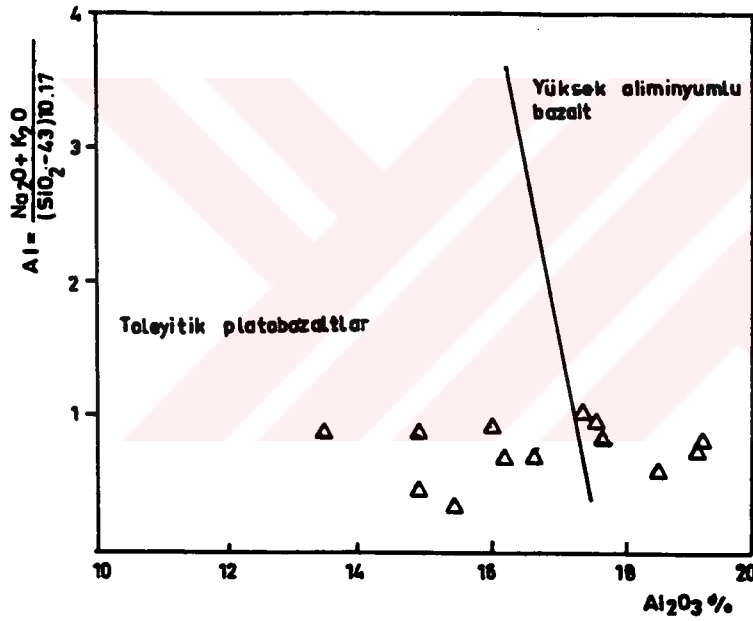
Şekil 3.6.7. Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin "An-Ab'-Or" üçgen diyagramındaki Irvine ve Baragar, 1971) konumları. (Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi)

Deredibi andezitik volkanitlerinde K_2O/Na_2O oranı değeri 1.25, Hasanşeyh bazaltik volkanitlerinde ise 0.67 dir. Deredibi volkanitleri 1.25 K_2O/Na_2O oran değeri ile şoşonitik gibi davranmaktadır. Hasanşeyh volkanitleri 0.67 K_2O/Na_2O ortalaması ile kalkalkalen kayalara uyum sağlar.

Potasik karakterli Deredibi andezitleri ve Hasanşeyh bazaltlarının yüksek K_2O değerleri, şoşonitik davranış göstermesine neden olmaktadır. Bu volkanitler şoşonitik karakterde olmayıp, bazı elementlerin (K_2O ve Na_2O) şoşonitik serilerin elementleri ile oransal çıkışmasının bir sonucudur. Stolz ve diğerleri'ne (1988) göre doğada potasyumca zengin kayalar enderdir. Fakat potasyum levha içi ve aktif ada yayları ortamında volkanizmanın petrolojik olarak önemli göstergeleridir.

Hasanşeyh bazaltları, Middlemost'un (1975) $A:(Na_2O+K_2O)/(SiO_2-43).10^{17}-Al_2O_3$ diyagramında (Şekil 3.6.8) toleyitik platobazaltlar ve yüksek

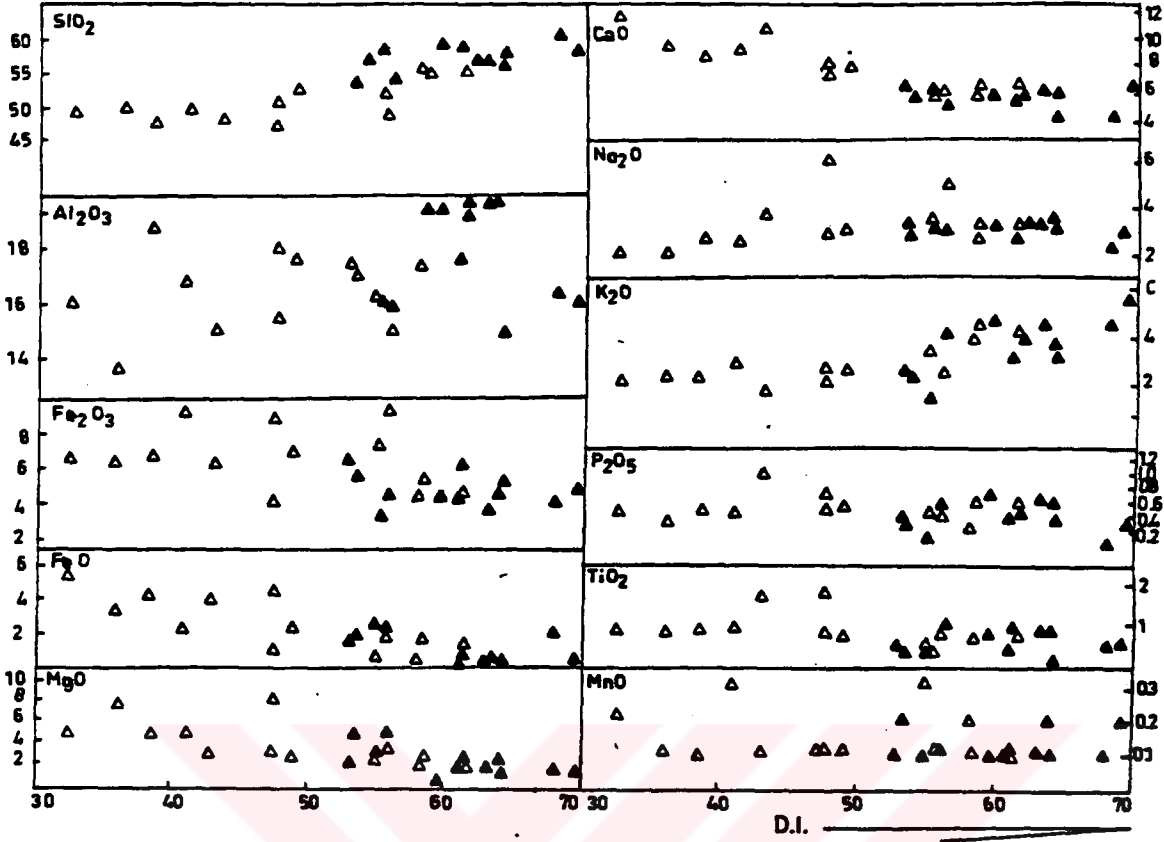
aliminyumlu bazaltlar oldukları belirlenmiştir. Stolz ve diğ.'ne (1988) göre doğada potasyumca zengin kayaçlar enderdir. Fakat potasyum levha içi ve aktif ada yayları ortamında volkanizmanın petrolojik olarak önemli göstergeleridir. Crawford ve diğ., (1987), yüksek aliminyumlu bazaltların peridotitlerin kısmi ergimesinin fraksiyonundan üretilebileceğini deneysel olarak saptamıştır. Şekil 3.6.8' de bir kısım örneğin toleyitik platobazalt özelliği göstermesi, Hasanşeyh volkanitlerini oluşturan mağmanın oluşumunda tansiyonel tektonik rejimin etkili olabileceğini akla getirmektedir. Ancak, bu durumu daha sonra anlatılacağı gibi (Şekil 3.6.11) sadece iki örnek tansiyonel tektonik rejimlerde oluşan kratonik bölge alanında yer almakta, dolayısıyla veriler bu görüşü desteklememektedir.



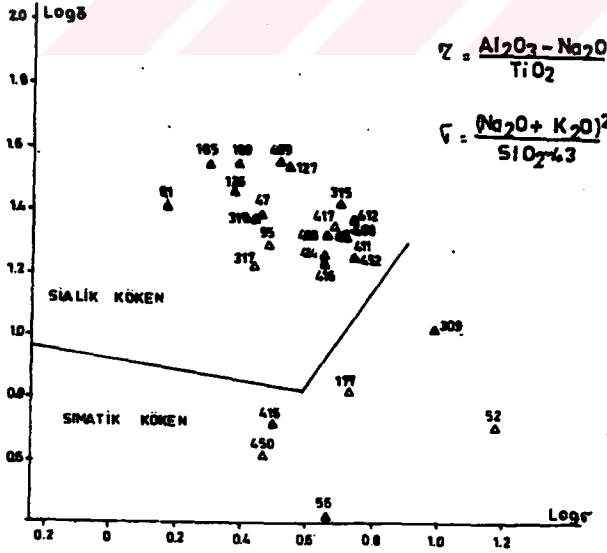
Şekil 3.6.8, Hasanşeyh bazaltik volkanitlerinin Middlemost (1975) diyagramı (Simgeler Şekil 3.6.1 'deki gibi).

Deredibi ve Hasanşeyh volkanik kayaç örneklerinin Thornton ve Tuttle (1960) tarafından önerilen majör oksitlerin diferansiyasyon indeksi (DI) fonksiyonundaki değişimi incelendiğinde, Hasanşeyh bazaltlarında ve Deredibi andezitlerinde diferansiyasyon indeksi arttıkça majör elementlerden SiO_2 , K_2O , Na_2O içeriklerinin artmakta olduğu, buna karşılık FeO , CaO , MgO içeriklerinin ise azaldığı görülmektedir (Şekil 3.6.9). Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 değerlerinde ise, belirli bir yönelim görülmemekte, dağınlık sunmaktadır. Tüm Dünya'daki bazalt ailesi lavları için La Maitre'nin (1976) önerdiği diferansiyasyon indeks ortalamaları müjearit için 54.5, trakibazalt için 46.5, hawayit için 42.5, bazalt için 31.5, bazanit için 33.5, nefelin-lösit-bazalt için 28.5, tefrit için 47.5 dur. Bu ortalama değerlere göre, Hasanşeyh bazaltlarının DI ortalama değeri 45 ile daha çok trakibazalt, tefrit ve hawayitik türdeki olduğu belirlenmektedir.

Deredibi ve Hasanşeyh volkanitleri, Göttini'nin (1969) $\log \delta$ - $\log \sigma$ diyagramında değerlendirildiklerinde, Deredibi volkanitlerine ait tüm örneklerin sial'ik kökenli oldukları, Hasanşeyh volkanitlerine ait örneklerin ise bir kısmının sima'tik gibi davrandıkları görülmektedir (Şekil 3.6.10). Bu da Hasanşeyh bazalt mağmasının kirlendiğini göstermektedir.



Şekil 3.6.9, Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin ana oksit değerlerinin DI'e göre değişim diyagramı (Simgeler Şekil 3.6.1.'deki gibi)..



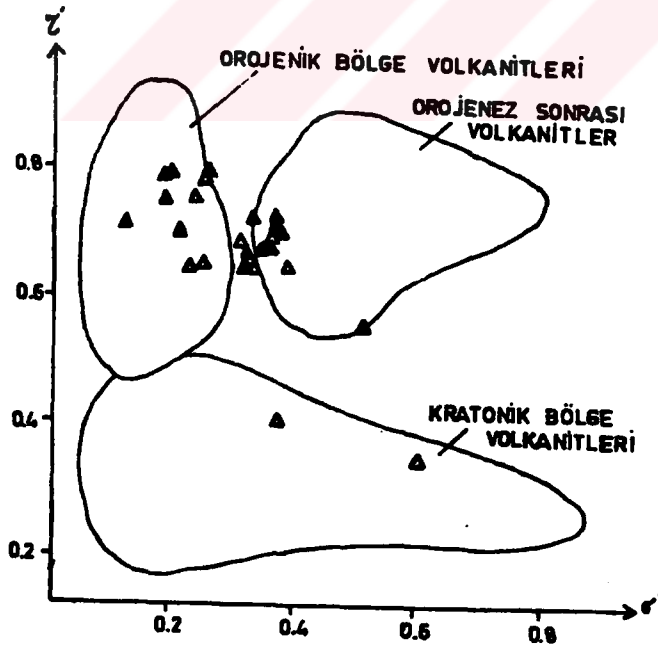
Şekil 3.6.10, Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin log δ - log σ diyagramındaki (Göttini, 1969) konumları. (Simgeler Şekil 3.6.1.'deki gibi).

Kavaklıdere Grubunun Deredibi ve Hasanşeyh volkanik kayaç örnekleri, Rittmann ve Villari (1979) diyagramında (Şekil 3.6.11) yerleştirildiklerinde, kratonik bölge volkanitleri alanına düşen iki örnek dışında Orojenik Bölge Volkanitleri ve Orojenez Sonrası Volkanitler alanında yer almaktadır. Hasanşeyh volkanitleri bazaltik lavları, Pearce ve diğerlerinin (1975) TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diyagramında değerlendirildiğinde kıtasal bazaltlar olduğu görülmektedir (Şekil 3.6.12).

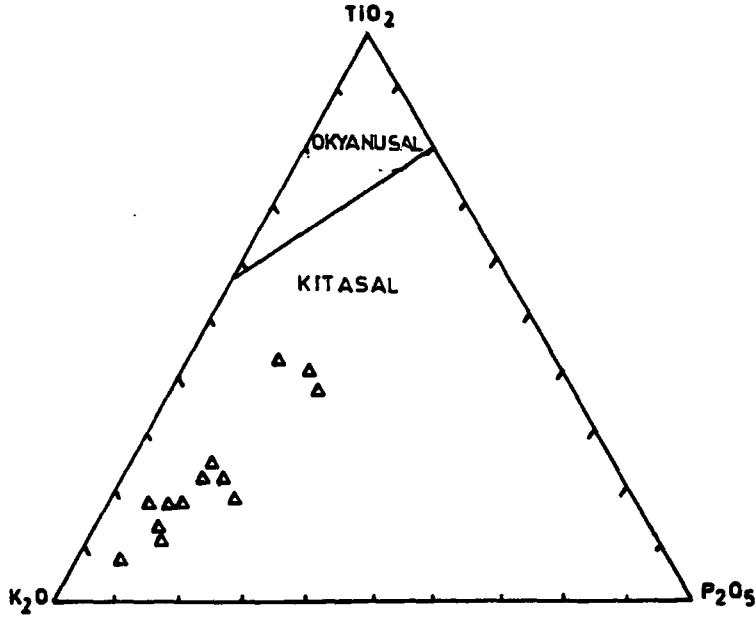
Deredibi volkanitleri andezitik kayaç örnekleri ve Hasanşeyh bazaltik kayaç örnekleri, bu volkanitlerin oluştuğu tektonik ortamı belirleyebilmek amacıyla Glassley'in (1974) FeO^*/MgO - TiO_2 diyagramında (Şekil 3.6.13) değerlendirildiğinde, bu volkanitlerin ada yayı toleyitleri oldukları belirlenmiştir.

Bu volkanitler, Miyashiro'nun (1975) TiO_2 - FeO^*/MgO diyagramında da (Şekil 3.6.14) ada yayı volkanitleri grubuna girmektedirler.

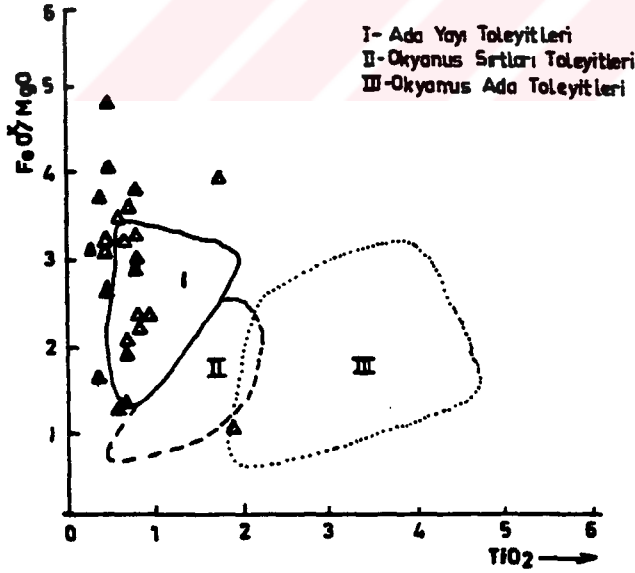
Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin ada yayı volkanitleri olduğunu, Mullen'in (1983) TiO_2 - $MnO \times 10$ - $P_2O_5 \times 10$ diyagramında da (Şekil 3.6.15) ada yayı serileri olan kalkalkali bazaltları alanında yer alması da kanıtlamaktadır.



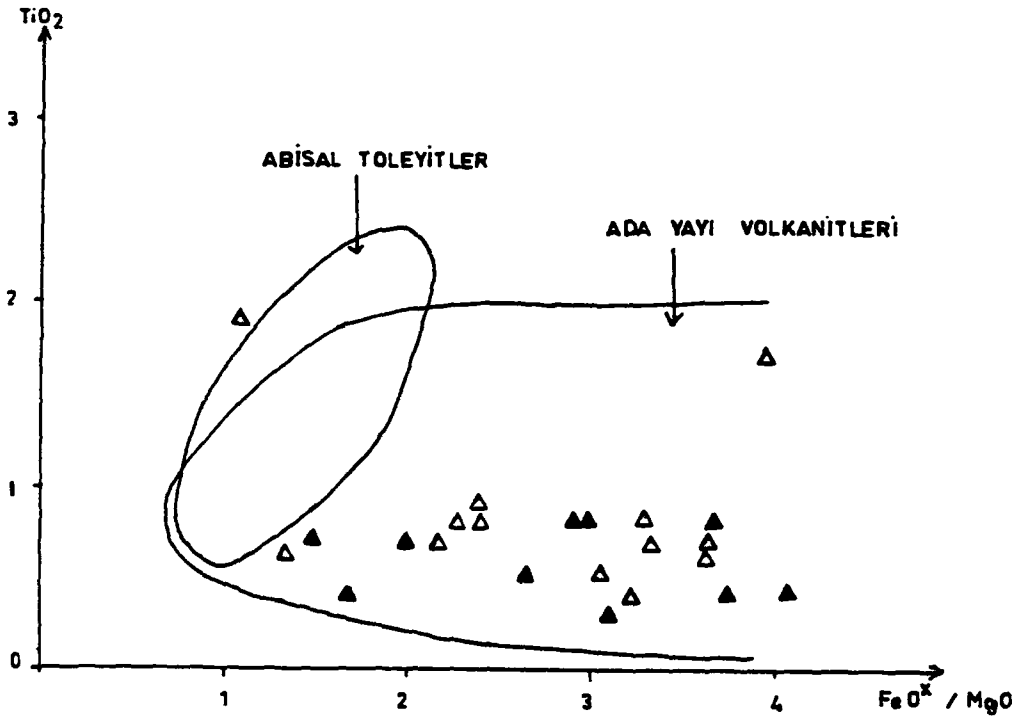
Şekil 3.6.11, Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin Rittmann ve Villari (1979) diyagramı (Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi).



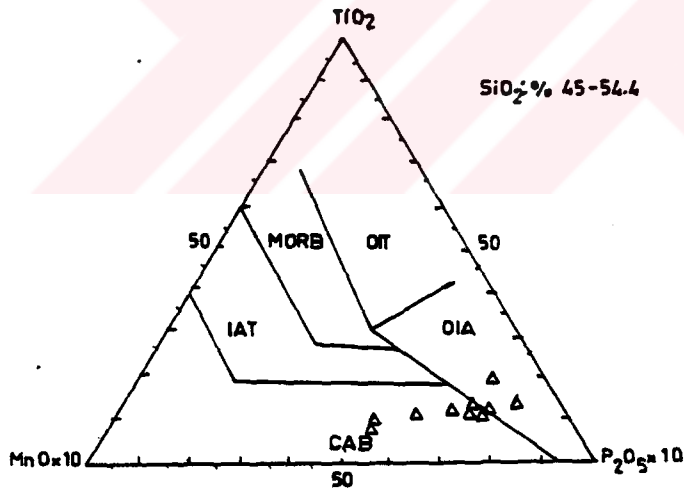
Şekil 3.6.12, Hasanşeyh bazaltik volkanitlerinin TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diyagramındaki (Pearce ve diğ.,1975) konumları (Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi).



Şekil 3.6.13, Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin Glassley (1974) diyagramı (Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi)



Şekil 3.6.14, Deredibi ve Hasanseyh volkanitlerinin Miyashiro (1975) TiO_2 - FeO^*/MgO diyagramındaki dağılımı (Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi).



Şekil 3.6.15, Hasanseyh bazaltik volkanitlerinin TiO_2 - $MnO \times 10$ - $P_2O_5 \times 10$ diyagramındaki (Mullen, 1983) konumu (Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi).

- OIT: Okyanus Adaları Toleitleri
- OIA: Okyanus Adaları Alkalen Bazaltları
- MORB: Okyanus Ortası Sırtları Bazaltları
- IAT: Ada Yayı Toleitleri
- CAB: Ada Yayı Kalkalkalen Bazaltları

İz Element Değerleri

Deredibi üyesi andezitik volkanitlerinin ve Hasanşeyh üyesi bazaltik volkanitlerinin iz element kimyasal analiz sonuçları ortalamaları ile değişik araştırmacılar tarafından verilmiş kalkalkalen kayaçların ortalama iz element kapsamı karşılaştırılmalı olarak Çizelge 3.6.3.'de sunulmuştur. Buna göre;

Rb; andezitlerde 95 ppm ortalama ile ada yayı andezit ortalamasının (31 ppm) üstünde olup, yüksek potasyumlu andezit ve şoşonitik andezit ortalaması ile uyum gösterir. Rb; bazaltlarda 104 ppm olup, kalkalkalin serilerin bazalt ortalamasının (10 ppm) çok üstünde olup, şoşonitik bazalt ortalaması (100 ppm) ve granodiyorit ortalaması (110 ppm) ile uyumluluk gösterir.

Sr değerleri; andezitlerde 582 ppm ortalama ile ada yayı andezit ortalamasının (385 ppm) üstünde olup, yüksek potasyumlu andezit ortalaması (620 ppm) ve kalkalkalin serilerin andezit ortalaması (700 ppm) ile uyum içindedir. Her ne kadar Jakes ve White (1966) tarafından önerilen 850 ppm'lik şoşonitik andezit ortalamasının altında olmakla beraber, Morrison (1980) tarafından şoşonitik andezitler için verilen 642 ppm'lik ortalama ile de bir uyum göstermektedir. Bazaltlar, ortalama 714 ppm ortalama ile, ada yayı kalkalkalen bazalt ortalaması (328 ppm) üstünde olup, şoşonitik bazalt ortalaması (700 ppm) ile uyumluluk gösterir. Sr, diferansiyasyon indeksi ve rubidyumla istatistiksel olarak geniş bir dağılım göstermektedir. Bu özelliği ile Hasanşeyh bazalt mağmasının kirlenmeye maruz kaldığını gösterir.

Zr içeriği, andezitlerde 107 ppm ortalama ile kalkalkalen andezit ortalaması (110 ppm) ile uyumluluk gösterir. Bazaltlarda 106 ppm ortalama ile kalkalkalen bazalt ortalaması (100 ppm) ile yaklaşım gösterir.

Ba değerleri; andezitlerde 725 ppm ve bazaltlarda 647 ppm ortalama ile kalkalkalin kayaların andezit ve bazaltlarına göre çok yüksek olup, bu tür yüksek Ba değerleri lösit gibi bazı alkali kayaçlarda görülmektedir.

Cr değerleri; andezitlerde 140 ppm ortalama ve bazaltlarda 117 ppm ortalama ile kıtasal kabuk ortalaması (105 ppm) ile uyumluluk sağlamaktadır.

Çizelge 3.6.3, Deredibi andezitik volkanitleri ve Hasanşeyh bazaltik volkanitlerinin iz element kapsamaları ile diğer benzer volkanitlerle karşılaştırılması

	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>3</u>	<u>4</u>	<u>5</u>	<u>6</u>	<u>7</u>	<u>8</u>	<u>9</u>	<u>10</u>	<u>11</u>	<u>12</u>	<u>13</u>	<u>14</u>	<u>15</u>	<u>16</u>	<u>17</u>
Rb	95	104	32	95	127	5	6	15	10	30	45	75	100	120	85	145	110
Sr	582	714	478	578	300	200	220	90	330	385	460	700	850	850	375	285	440
Zr	107	106	84	181	233	70	70	125	100	110	100	50	150	200	145	180	140
Ba	725	647				75	100	175	115	270	520	1000	350	900	425	600	
Cr	140	117				50	15	4	40	25	13	30			105	10	
Ni	45	177				30	20	1	25	175	5	20			77	4	
V	165	160				270	175	19	255	18	68	200			145	40	
La	10	11				1	2	6	10	12	14	14	18		30	50	
Ce	11	19				3		15	19	24	19	28	35		60	100	
Nd	10	12													28	31	
Nb	10	10	4	12	14				20						20	20	20
Y	7	8	23	30	32			23	20	21	20				33	40	35
Rb/Sr	0.16	0.15	0.07	0.21	0.46	0.03	0.03	0.17	0.03	0.08	0.10	0.11	0.12	0.14	0.23	0.51	0.25

1- Deredibi andezitik volkanitlerinin ortalaması.

2- Hasanşeyh bazaltik volkanitlerinin ortalaması.

3- Hasanşeyh platabazalt ortalaması (Terzioğlu, 1985b).

4- Bayırköy andezit ortalaması (Terzioğlu, 1984).

5- Bayırköy dasit ortalaması (Terzioğlu, 1984).

Toleyitik seri: 6- bazalt, 7- andezit, 8- dasit.

Kalkalkali seri: 9- bazalt, 10- andezit, 11- dasit.

Şoşonitik seri: 12: bazalt, 13- andezit, 14- dasit.

15- kıtasal kabuk (Taylor ve White, 1966; Jakes ve White, 1972).

16- granit (Taylor ve White, 1966; Jakes ve White, 1972).

17- granodiyorit (Taylor ve White, 1966; Jakes ve White, 1972).

Ni değerleri; andezitlerde 45 ppm ve bazaltlarda 77 ppm ortalama ile kıtasal kabuk ortalaması (77 ppm) ile yaklaşım sunmaktadır.

V değerleri; andezitlerde 165 ppm ortalama ile kalkalkalen serilerin andezitlerine (175 ppm) uyum sağlamaktadır. Bazaltlarda 160 ppm ortalama ile toleyitik andezit (175 ppm) ve kıtasal kabuk ortalaması (145 ppm) ile uyum sağlamaktadır.

Nb değerleri; Deredibi üyesi andezitik kayaçlarında ve Hasanşeyh üyesi bazaltik kayaçlarında 10 ppm ortalama ile kalkalkali serilerin andezit (12 ppm) ve bazalt (10 ppm) ile uyum gösterir.

Y değerleri; Deredibi üyesi andezitik kayaçlarında 7 ppm ortalama ve Hasanşeyh üyesi bazaltik volkanitlerinde 8 ppm ile kıtasal kabuk, granit ve granodiyorit içeriiğinden oldukça düşük olup, daha çok ada yayı serilerinin ortalamalarıyla uyum göstermektedir.

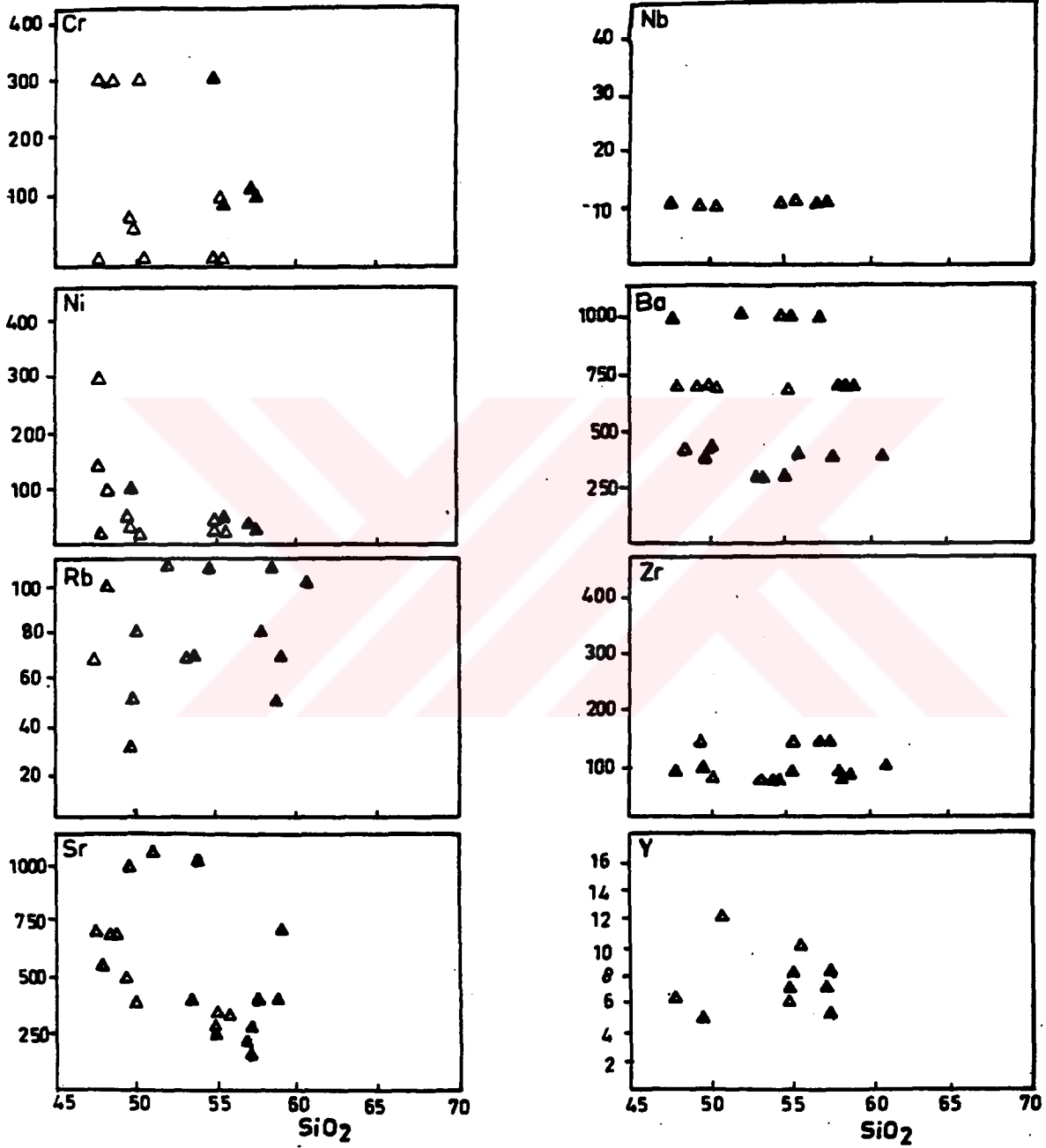
La değerleri; andezitik volkanitlerde 10 ppm ortalama ile kalkalkalen serilerin andezit ortalaması (12 ppm) ile benzerlik gösterir. Bazaltik kayaçlar ise 11 ppm ortalama ile yine kalkalkali serilerin ortalamalarına benzerlik gösterir.

Ce değerleri; andezitlerde 11 ppm ortalama ile daha çok kalkalkalen serilerin bazalt ortalaması (19 ppm) ile, bazaltik kayaçlarda 19 ppm ortalama ile yine kalkalkali serilerin bazalt ortalamasına uyum sağlamaktadır.

Nd değerleri; andezitik kayaçlarda 10 ppm ortalama ve bazaltik kayaçlarda 12 ppm ortalama ile kıtasal kabuk (28 ppm) ile granit ortalamasının (31 ppm) çok altında olup, ada yayı serilerine uyum sağlamaktadır.

Rb/Sr değerleri, Deredibi andezitik volkanitlerinde 0.16 ppm ortalama ile şoşonitik serilerin andezit ortalaması (0.12 ppm) ile uyumludur. Hasanşeyh üyesine ait bazaltik volkanitlerde Rb/Sr oran değeri ortalama 0.15 olup, şoşonitik serilerin bazalt ortalaması (0.11) ile uyum gösterir.

Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin iz element değerlerinin SiO_2 'e göre değişim diyagramları incelendiğinde; SiO_2 oranının artmasıyla genel olarak Cr, Ni, Sr oranlarının azaldığı, Rb, Nb, Ba, Zr ve Y oranlarının ise geniş bir dağılım aralığı gösterdiği gözlenir (Şekil 3.6.16).



Şekil 3.6.16, Deredibi ve Hasanşeyh volkanitlerinin iz element değerlerinin SiO_2 'e göre değişimi diyagramı (Simgeler Şekil 3.6.1'deki gibi).

Bölgedeki Eosen volkanizmasının oluşumu hakkında değişik görüşler vardır. Tokel (1972,1973) tarafından ilk kez bugün kapanmış olan kuzeye doğru dalan bir yitim zonundan türedikleri ortaya koymuştur. Doğu Pontidler'in değişik kesimlerinde petrokimyasal incelemeler yapan Stojanov (1973), Peccerillo ve Taylor (1975,1976), Tokel (1972,1973,1977,1981), Akın (1978), Eğin ve Hirst (1979), Gedikoğlu (1978), Gedikoğlu ve diğerleri (1979,1982), Özsayar ve diğerleri (1982), Ercan ve diğerleri (1983a,d), Gedik ve diğerleri (1992) gibi araştırmacılar, yitim zonunun Üst Kretase-Eosen boyunca volkanik ürünler oluşturduğunu belirtmişlerdir. Terzioğlu (1985) Hasanşeyh bazaltlarında yaptığı ayrıntılı petrokimyasal çalışmalarda, Eosen yaşlı volkanitlerin Üst Paleosen'den sonra kıta (Anatolid)-ada yayı (Pontid) çakışması sonrası, Doğu Pontidler'in kıtasal bir kabuğa dönüştüğünü ve Hasanşeyh platobazaltlarının da bu kıtasal plaka içinde kuzey-güney yönlü tektonik sıkışma rejimi altında alt kabuk tabakalanması sonucu oluştuklarını vurgulamaktadır. Terzioğlu (1984) Hasanşeyh bazaltları altında yer aldığını belirttiği Lütésiye yaşlı Bayırköy volkanitleri, okyanusal kabuğun yitmesi ile, Alt Kretase'de oluşmaya başlayan ve Üst Kretase boyunca olgunlaşan ada yayı volkanizmasının final evresini belirlemektedir. Aynı şekilde, Gedik ve diğerleri de (1992), Doğu Pontidler'deki Eosen volkanizmasını, yitim zonuna ait son volkanik ürünler olduğunu ve olgun yay evresini temsil ettiklerini belirtir.

Yapmış olduğumuz petrokimyasal çalışmalara göre, inceleme alanında yüzeylenen Eosen volkanizması, güneyde yer alan Neo-Tetis'in kuzey kolunun kapanıp, yitilen okyanus kabuğundan sonra karşı karşıya gelen Anatolid kıtası ile Pontid ada yayının çarpışması sonucu gelişen ve olgunlaşan ada yayı volkanizmasının son ürünleri olmalıdır.

3.7. ERDEMBABA VOLKANİTLERİ

İnceleme alanında geniş yüzlekler sunan Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinden kimyasal amaçlı 22 adet örnek derlenmiştir. Bu örneklerin majör ve iz element kimyasal analiz değerleri ve hesaplanan C.I.P.W. normları Çizelge 3.7.1' de verilmiştir.

Erdembaba volkanitlerine ait örnekler, alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- silis(SiO_2) diyagramına taşındıklarında, çoğunlukla silis(SiO_2) diyagramına taşındıklarında, çoğunlukla dasit, birer örneğin de trakidasit ve trakiandezit alanında yer aldıkları saptanmıştır (Şekil 3.7.1).

Winchester ve Floyd'un (1977) $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ değişim diyagramında, Erdembaba volkanitlerinin dasit ve riyodasit olarak adlandırıldığı, bir örneğin de andezit olarak adlandırıldığı izlenir (Şekil 3.7.2).

Erdembaba volkanitlerinin majör element kimyasal analiz sonuçları ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 diyagramında (Şekil 3.7.3), Kuno (1960, 1968), Irvine ve Baragar (1971), Mac Donald ve Katsura (1964) ayırım trendleri kullanıldığında, bütün örneklerin kalkalkalen alanda yer aldıkları belirlenmiştir.

AFM diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971; Mac Donald ve Katsura, 1964) ayırım trendleri kullanıldığında, bütün örneklerin kalkalkalen alanda yer alması, daha önce belirlenen kalkalkalen özelliği desteklemektedir (Şekil 3.7.4).

Volkanitler, Rittmann'a (1960) göre Rittmann parametreleri hesaplandığında, σ değerlerinin 1 ile 3 arasında yer almakta, böylece bütün örnekler kalkalkali serinin orta kalkalkali ile doygun kalsidik alanında yer almaktadır (Şekil 3.7.5).

Erdembaba volkanitleri, Irvine ve Baragar'ın (1971) "An--Ab-Or" üçgen diyagramında (Şekil 3.7.6) ortalama kayaçlar ile potasik bileşimde lavlar olduğu anlaşılmaktadır.

Potasik özellik, Irvine ve Baragar'ın (1971) "An-Ab'-Or" üçgen diyagramında da gözlenir (Şekil 3.7.7). Bu volkanitlerin normatif ortoz içerikleri de yüksek K'u yansıtmaktadır.

Erdembaba volkanitlerinde $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı değerleri 0.65 ortalama ile kalkalkali kayaçlar için verilen 0.35-0.70 ortalaması ile uyum gösterir.

Çizelge 3.7.1, Erdembaba volkanitlerinin tüm kayaç ana element oksit yüzdeleri, iz element değerleri ve CIPW norm değerleri.

A.Yer:	Geyikçu- kur T.	Kızılel- ma	Kızılel- ma	Kızılel- ma	Kara T.	Kara T.	Demir- asar Y.
ÖRNEK NO:	59	70	80	82	96	98	176
SiO ₂	62.00	65.10	65.50	64.50	65.00	67.10	67.00
Al ₂ O ₃	17.00	16.00	16.80	16.50	16.00	16.80	15.80
TiO ₂	0.50	0.50	0.50	0.40	0.50	0.30	0.30
Fe ₂ O ₃	4.04	2.39	3.11	3.02	2.67	2.20	2.24
FeO	1.40	1.45	0.89	0.70	1.20	0.45	0.86
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	1.70	0.80	0.70	0.50	0.60	0.20	0.65
CaO	4.60	4.20	3.50	3.60	3.70	2.70	3.10
Na ₂ O	3.70	4.50	4.10	4.40	4.30	4.10	3.65
K ₂ O	3.20	2.60	2.60	2.50	2.40	2.80	2.80
P ₂ O ₅	0.30	0.30	0.30	0.30	0.20	0.10	0.20
H ₂ O ⁻	1.50	0.66	0.05	1.54	0.68	1.10	0.80
CO ₂	0.50	0.41	0.75	0.41	0.33	0.25	0.33
TOPLAM:	100.60	99.01	98.90	98.47	97.68	98.45	97.83
İz element değerleri (ppm).							
Rb	70	80		100	80	100	120
Sr	400	400	106	400	400		400
Zr	70	200	100	200	150	150	150
Ba	700	1500	700	700	400	700	700
Cr		30	10	20	20		
Ni			k20				
V	70	70	50	40	40	40	40
La			10				
Ce			14				
Nd			10				
Nb			12				
Y			8				
Co							
Cu			40				
Mn			300				
Pb							
CIPW norm							
Q	17.77	20.73	25.99	22.79	23.16	27.13	28.16
OR	19.15	15.37	15.27	15.10	14.45	16.87	16.82
AB	31.31	38.08	34.69	37.23	36.39	34.69	30.89
AN	17.98	15.78	10.79	13.59	15.19	11.31	12.27
NE							
CO	0.82		3.29	1.52	0.71	2.77	2.22
ZI		0.04	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03
EN	4.23	1.66	1.74	1.25	1.49	0.50	1.62
OL							
FE		0.03					
DI		0.73					
HED		0.03					
MA	3.39	3.48	1.72	1.42	2.74	0.91	2.33
HEM	1.71		1.94	2.05	0.79	1.58	0.71
IL	0.95	0.95	0.95	0.76	0.95	0.57	0.57
CR		0.01	0.02				
AP	0.71	0.71	0.71	0.71	0.47	0.57	0.47
CA	1.14	0.93	1.71	0.93	1.23	1.80	1.15

Dİ.Y. KUL. SİMGE:

Çizelge 3.7.1 (Devam ediyor)

A.Yer:	Orta-kent	Arıkmusa	Tatlıca GD.	Eksela Y.	Kalınpınar Y.	Ütlüce Y. GD.	Damat- lar GB.
ÖRNEK NO:	197	234	236	239	240	307	308
SiO ₂	68.50	67.00	68.00	65.80	67.20	64.80	67.17
Al ₂ O ₃	15.80	16.00	16.00	15.50	16.00	15.70	16.93
TiO ₂	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
Fe ₂ O ₃	1.98	1.69	2.04	2.51	2.04	2.50	1.92
FeO	0.65	1.90	1.45	0.89	0.86	1.17	0.43
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	0.60	1.10	0.24	0.70	0.50	1.20	0.32
CaO	3.10	3.30	2.60	3.60	3.00	3.20	2.10
Na ₂ O	3.60	4.70	4.60	4.60	4.60	4.30	3.70
K ₂ O	2.50	3.00	2.70	2.40	2.50	3.00	2.70
P ₂ O ₅	0.50	0.30	0.10	0.20	0.20	0.20	0.10
H ₂ O ⁻	0.80	1.40	1.20	0.38	0.48	1.10	0.58
CO ₂	0.25	0.25	0.50	0.41	0.33	0.50	0.41
TOPLAM:	98.28	101.24	98.78	97.39	98.11	98.07	96.76
İz element değerleri (ppm).							
Rb	100	100	100	100	100	120	120
Sr		400					
Zr	150	150	150	150	200	150	150
Ba	300	400	400	1000	1000	1000	1000
Cr						30	
Ni							
V	40	40	40	40	100	40	
La							
Ce							
Nd							
Nb							
Y							
Co							
Cu							
Mn							
Pb							
CIPW norm							
Q	31.21	19.86	26.36	22.68	24.85	21.24	31.39
OR	15.04	18.06	16.28	14.18	15.10	18.12	16.34
AB	30.46	39.74	38.93	38.93	38.93	36.39	31.31
AN	13.20	13.06	9.18	14.16	11.69	11.61	7.37
NE							
CO	2.29	0.18	2.09	0.14	1.38	1.05	5.15
ZI	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
EN	1.49	2.74	0.60	1.74	1.25	2.99	0.80
OL							
FE		1.78					
DI							
HED							
MA	1.55	2.46	1.07	2.33	3.22	3.22	0.84
HEM	0.92		1.31	0.91	0.51	0.28	1.34
IL	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57
CR						0.01	
AP	0.24	0.71	0.24	0.47	0.47	0.47	0.24
CA	0.57	0.57	1.14	0.93	0.75	1.14	0.03

DİYAG. KUL. SİMGE

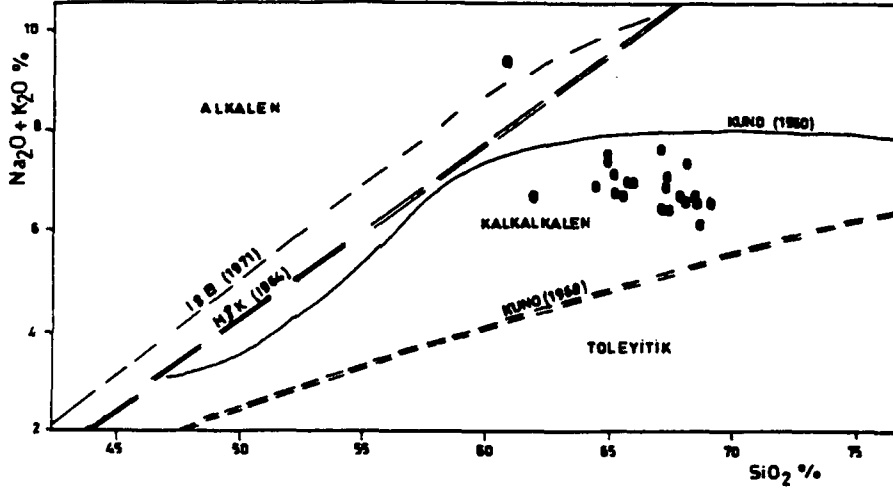
●

Çizelge 3.7.1 (Devamı).

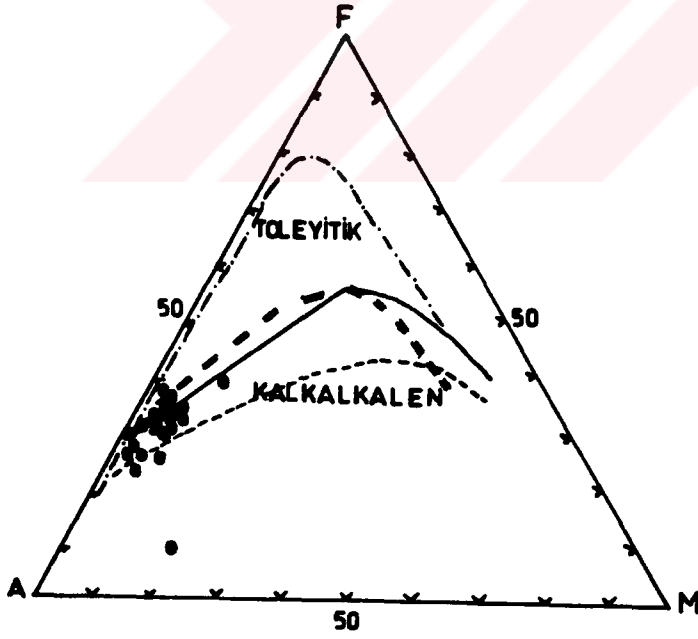
A.Yer:	Ütlüce Y. GD.	Karto- muz T	Karto- muz T	Orta- kent G.	Orta- kent GD	Horoz- alan Y	Horoz- alan Y	Orta- kent GD
ÖRNEK NO:	322	325	326	424	425	426	427	428
SiO ₂	66.00	60.75	64.75	68.50	68.90	67.80	68.30	67.80
Al ₂ O ₃	15.80	18.91	17.21	16.30	16.20	16.00	15.60	16.20
TiO ₂	0.30	0.40	0.30	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40
Fe ₂ O ₃	1.59	3.03	2.82	0.20	1.66	2.72	2.45	2.51
FeO	1.72	0.60	0.70	0.49	0.49	0.88	1.12	0.62
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	1.00	0.60	0.50	0.70	0.50	0.80	1.00	0.60
CaO	3.20	2.20	3.50	3.40	3.30	3.40	3.20	3.20
Na ₂ O	4.20	5.40	4.90	4.10	4.10	3.90	3.90	4.00
K ₂ O	2.80	4.10	2.50	2.50	2.50	2.70	2.80	2.70
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.10	0.20
H ₂ O ⁻	0.46	0.88	1.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
CO ₂	0.33	0.25	0.50	0.50	0.50	0.37	0.30	0.50
TOPLAM	97.70	97.32	99.04	97.44	98.90	99.32	99.32	98.88
İz element değerleri (ppm).								
Rb	100	170	80					
Sr		700	400	32	65	90	60	200
Zr	150	200	200	100	100	200	100	100
Ba	700	400	700	1000	700	700	700	700
Cr	20		20	10	10	10	14	12
Ni				k20	k20	k20	k20	k20
V	70	70	70	40	40	50	45	48
La				k10	k10	k10	10	k10
Ce				k10	k10	12	12	k10
Nd				k10	k10	k10	k10	k10
Nb				10	10	12	12	12
Y				k5	5	5	6	6
Co								
Cu				70	30	40	30	30
Mn				300	400	300	300	400
Pb								
CIPW norm								
Q	22.99	9.28	20.05	28.47	29.53	27.81	27.59	28.32
OR	16.87	24.23	15.04	14.77	14.77	15.96	16.55	15.96
AB	35.54	45.70	41.46	34.69	34.69	33.00	33.00	33.85
AN	12.63	8.03	13.18	12.61	12.03	13.25	13.45	11.54
NE								
CO	1.17	2.65	1.57	2.23	2.34	1.77	1.22	2.47
ZI	0.02		0.04	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
EN	2.49	1.49	1.25	1.74	1.25	1.99	2.49	1.49
OL								
FE	1.52				0.26			
DI								
HED								
MA	2.32	1.39	1.71	0.29	0.75	1.75	2.78	1.17
HEM	0.07	2.07	1.65		1.15	0.52	0.54	1.71
IL	0.57	0.57	0.57	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76
CR								
AP	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.24	0.47
CA	0.75	0.57	1.14	1.14	1.14	0.84	0.68	1.14

DİYAG. KUL. SIMGE

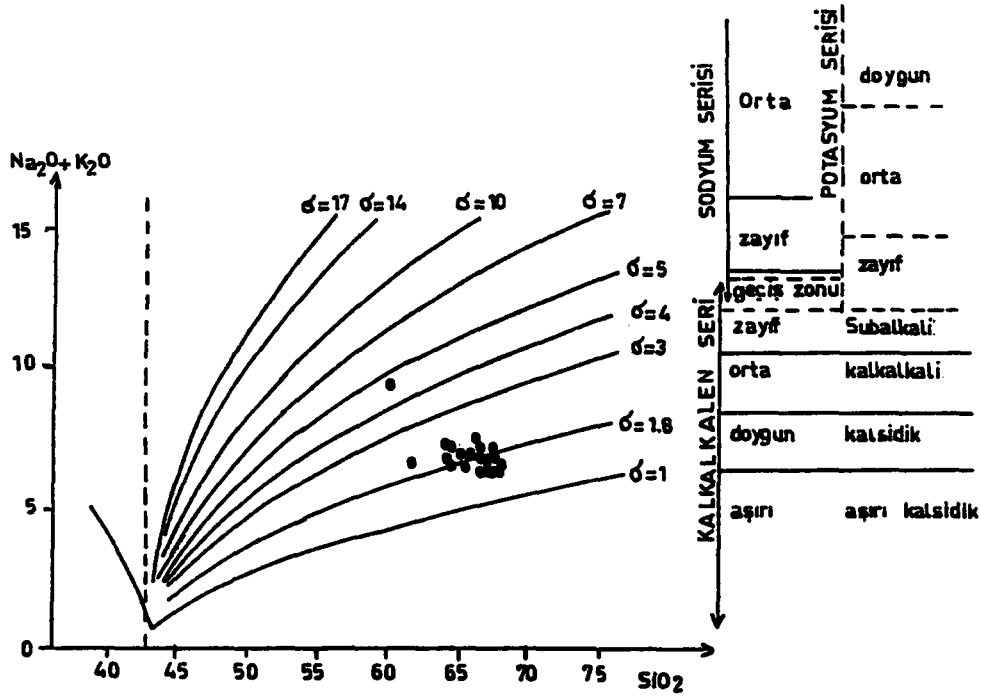




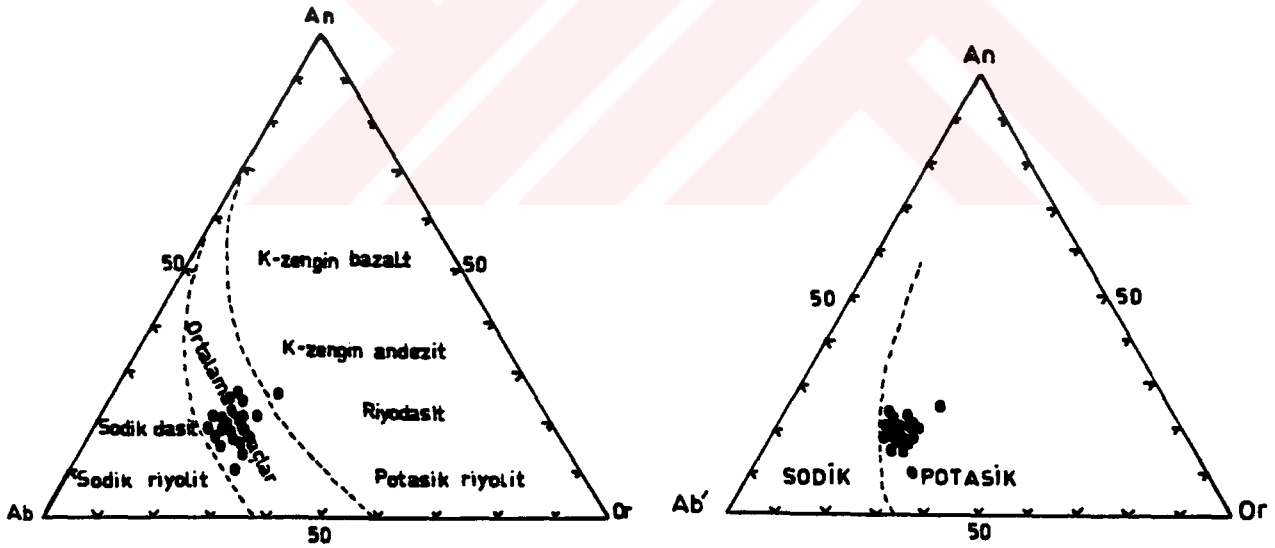
Şekil 3.7.3, Erdembaba volkanitlerinin toplam alkali-silika diyagramı



Şekil 3.7.4, Erdembaba volkanitlerinin AFM diyagramı.



Şekil 3.7.5, Erdembaba volkanitlerinin Rittmann (1960) toplam silica-alkali diyagramı.



Şekil 3.7.6, Erdembaba volkanitlerinin Irvine Baragar (1971) "An-Ab-Or" üçgen diyagramı.

Şekil 3.7.7, Erdembaba volkanitlerinin Irvine ve Baragar (1971) "An-Ab'-Or" üçgen diyagramı.

Erdembaba volkanitlerinde diferansiyasyon indeksi DI 68.13-81.57 arasında değişmekte olup, Thornton ve Tuttle'm (1960) dasitik lavlar için önerdiği 65-80 arasındaki diferansiyasyon değerlerine uyum göstermektedir.

Yersel mağmanın kökenini araştırmak için Göttini'nin (1969) tanımladığı $\log \delta = \text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ ve $\log \sigma = (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})^2/(\text{SiO}_2-43)$ diyagramında, Erdembaba volkanitlerine ait çoğunlukla dasitik bileşimli volkanitleri değerlendirildiğinde, sial'ik kökeni vurgulamaktadır (Şekil 3.7.8).

Erdembaba volkanitleri kayaç örneklerinin olduğu ortamı belirleyebilmek amacıyla, değerler hesaplanan δ' ve σ' değerleriyle oluşturulan Rittmann ve Villari'nin (1979) diyagramındaki (Şekil 3.7.9) konumları incelendiğinde orojenik bölge volkanitleri alanında yer aldıkları saptanmıştır.

İz Element Dağılımları

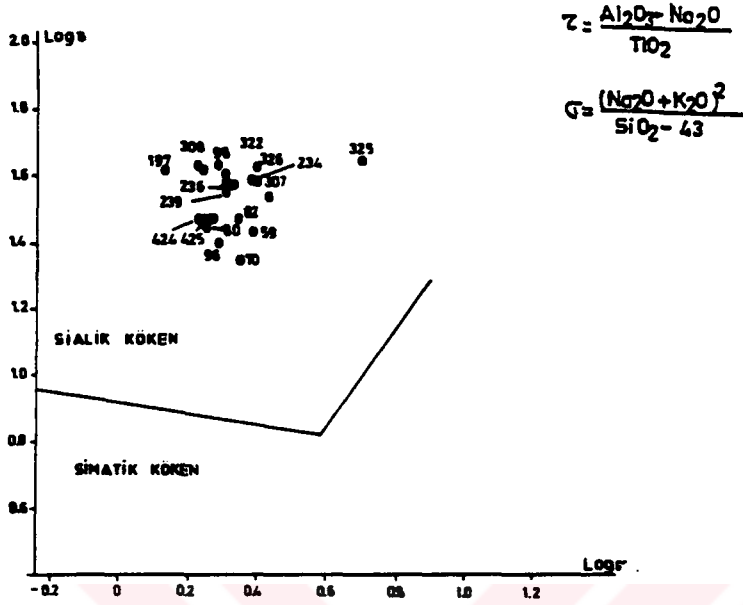
Erdembaba volkanitlerinin iz element kimyasal analiz sonuç ortalamaları ile değişik araştırmacılar tarafından benzer tipteki kayaçların ortalama iz element kapsamı Çizelge 3.7.2 'de karşılaştırılmalı olarak verilmiştir.

Rb değerleri; bu volkanitlerde ortalama 98 ppm olup, ada yayı andezit ortalaması (30 ppm) ve dasit ortalamasının (45 ppm) çok üstündedir. Taylor ve White'nin (1966) granodiyorit ortalamasına (110 ppm) ve Taylor'un (1969) riyolit ortalamasına (108 ppm) uyum sağlamaktadır.

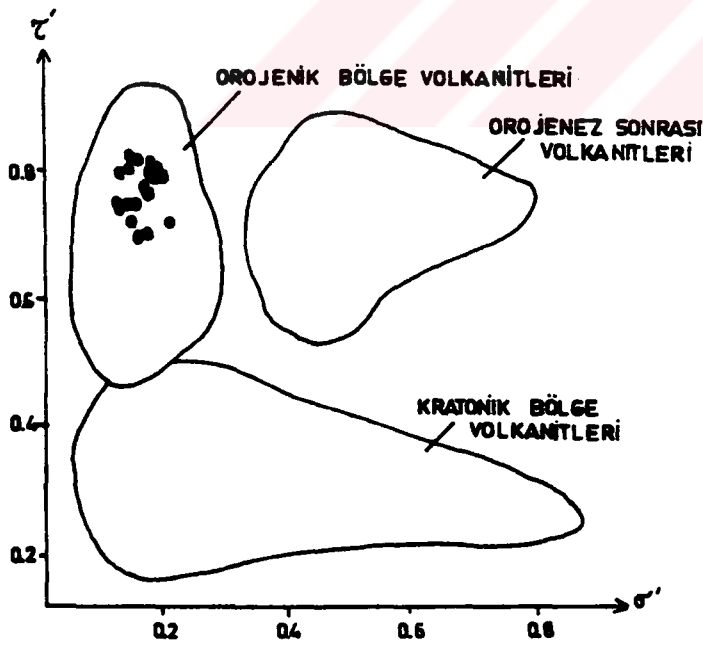
Sr değerleri; volkanitlerde ortalama 438 ppm ile kalkalkalen dasit ortalamasına (460 ppm) ve kıtasal kabuk kayacı olan granodiyorit ortalamasına (440 ppm) bir uyum sağlamaktadır. Bu özelliği de bu kayaçlar üzerinde kıtasal kabuğun etkisinin varlığını ortaya koymaktadır. Rb, Sr dağılım diyagramında geniş bir dağılıma sahip olması, bu volkanitlerin bir kirlenmeye maruz kaldığını vurgulamaktadır.

Zr değerleri; 153 ppm ortalama ile, kalkalkalen dasit ortalamasının (110 ppm) üstünde olup, daha çok Taylor ve White'nin (1966) granit ortalamasına (145 ppm) benzerlik göstermektedir.

Rb/Sr oranı değerleri; bu volkanitlerde 0.27 ortalama ile, kalkalkalen dasit ortalamasının (0.10) çok üstünde olup, Taylor ve White'nin (1966) granodiyorit ortalamasına (0.25) benzerlik sunmaktadır.



Şekil 3.7.8, Erdembaba volkanitlerinin log δ - log σ diyagramındaki (Göttini, 1969) konumları.



Şekil 3.7.9, Erdembaba volkanitlerinin Rittmann ve Villari (1979) diyagramı..

Çizelge 3.7.2, Erdembaba volkanitlerinin iz element değerleri ile benzer volkanitlerin iz element ortalama değerleri karşılaştırılması.

	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>3</u>	<u>4</u>	<u>5</u>	<u>6</u>	<u>7</u>	<u>8</u>	<u>9</u>	<u>10</u>	<u>11</u>
Rb	98	66	30	45	85	50	20	110	145	100	108
Sr	438	434	385	460	375	400	425	350	285	440	125
Zr	153	232	110	110	145	100	30	240	180	140	160
Ba	732		270		520				600	500	
Cr	17		25	13							
Ni	20		18	5					4	15	
V	52		175	68					40	75	
La	10		12						50	40	
Ce	11		24						100	80	
Nd	10								31	36	
Nb	11	13	4	6	20	11	4	25	20	35	25
Y	6	21	21	20	33	22	20	27	40	35	25
K/Rb	330	354	430	380	240	249	249	249	250	230	250
Rb/Sr	0.27	0.16	0.08	0.10	0.23	0.13	0.05	0.31	0.51	0.25	0.86

- 1- Erdembaba volkanitleri ortalaması.
- 2- Erdembaba volkanitleri ortalaması (Terzioğlu, 1986).
- 3- Kalkalkalen andezit ortalaması (Taylor, 1969).
- 4- Kalkalkalen dasit ortalaması (Taylor, 1969).
- 5- Ortalama kabuk bileşimi (Taylor ve White, 1966).
- 6- Kıtasal kabuğun kaba bileşimi (Taylor ve McLennan, 1979).
- 7- Alt kıtasal kabuk ortalaması (Taylor ve Mc Lennan, 1979).
- 8- Üst kıtasal kabuk ortalaması (Taylor ve Mc Lennan, 1979).
- 9- Granit ortalaması (Taylor ve White, 1966).
- 10- Granodiyorit ortalaması (Taylor ve White, 1966).
- 11- Riyolit ortalaması (Taylor, 1969).

Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitleri, Anatolid-Torid ve Pontid plakalarının çarpışmalarından sonra (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve diğerleri, 1980; Tokel,1980,1984; Ercan ve Gedik, 1984; Gedik ve diğerleri, 1992) kabuk kalınlaşması sonucu, okyanus topluluğunun derine gömülü kısımlarının kısmi ergimesi ve olasılıkla bölgesel sıkışma sonrasında gerilim kuvvetlerinin etkisiyle açılan çatlaklardan yeryüzüne çıkmasıyla oluşmuşlardır. Terzioğlu (1986) Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinin, önce manto kökenli alkalin volkanizmanın geliştiğini, bunu izleyen evrede kıtasal kabuk ergimesi ve magmatik hibridizasyon süreçleri ile oluştuğunu belirtmektedir. Baş (1979), bu volkanitlerin bir yitim zonu ürünü değil, üst manto ve kabuk kökenli olduklarını ileri sürmüştür. Şengör ve diğ. (1980), Pliyosen yaşlı volkanitlerin Pontid-Anatolid kıtaları çarpışması ile ilişkili biçim değişmesi sırasında okyanus topluluğunun derine gömülü kısımlarının kısmi ergimesi ile oluştuğunu belirtir. Koçyiğit (1989), Erdembaba volkanitlerinin Burdigaliyen'de harekete geçmiş olan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun gelişimi ile ilişkili olduğunu ve bu volkanitlerin doğrultu atımlı bir faylanma ortamında oluşmuş verev atımlı faylar ve açılma çatlaklarını izleyerek yeryüzüne çıktıklarını vurgulamaktadır.

İncelenen Erdembaba volkanitleri, gerek mineralojik, gerekse jeokimyasal açıdan içerdikleri iz ve uyumsuz elementleri bakımından granit, granodiyorit gibi kabuk ve kabuk türevi kayalara uyum sağladığı görülmüştür. Bu yüzden bu volkanitleri granit ve kıtasal kabuğun etkisini düşündürmekte ve bu volkanitlerin üst kıtasal kabuğun granitik malzemesinin anateksisi sonucu oluşabileceği sonucu ortaya çıkabilir.

Erdembaba volkanitleri, kısmen alkalin nitelikli Hasanşeyh bazalt magmasının ve Üst Miyosen yaşlı Kuyucak alkalin bazalt (Terzioğlu,1986) magması tarafından etkilenmiş ve bunun sonucunda kirlenme (kontaminasyon) ve/veya karışma (magmatik hibridizasyon) olaylarının etkisinde kalmıştır.

BÖLÜM 4

YAPISAL JEOLJİ

Uyumsuzluklar

İnceleme alanında Mesudiye formasyonu, Herközü volkanitleri ile Alt-Orta Lütesiyen yaşlı Kavaklıdere Grubu arasında uyumsuzluk vardır. Bu uyumsuzluk, Doğu Pontidler'deki Eosen transgresyonuna karşılık gelmektedir. Ayrıca, bu uyumsuzluk Paleosen'in (?) sonunda inceleme alanında denizin çekildiğini, bir aşınma döneminin başladığını göstermektedir. Üst Kretase ile Alt-Orta Lütesiyen arasındaki şiddetli dağ oluşumu hareketleri bu diskordansa karşılık gelmektedir. Bu faz Pontik faz (Seymen,1975) olarak değerlendirilmiştir.

Çalışma alanındaki ikinci uyumsuzluk, Lütesiyen yaşlı Kavaklıdere Grubu ile Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitleri arasında bulunmaktadır.

Kıvrımlar

İnceleme alanında Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Mesudiye formasyonunun çökeliminden günümüze kadar bölge kıvrımlanmaya uğramıştır. Bu olay sonucu bölgede bir çok kıvrım oluşmuştur. Mesudiye formasyonu içinde bir çok kıvrım saptanmıştır (Ek A). Mesudiye formasyonu içinde tabakaların sıklıkla eğim yönü değiştirmesi ile çok sık kıvrımlı yapılar görülebilmektedir. İnceleme alanında, Mesudiye formasyonu içinde görülen kıvrımlar; Kürüzler mah. dolayında KD-GB doğrultulu senklinal, yine Kürüzler mah. güneyinde KB-GD doğrultulu antiklinal, Aşağıgökçe ve Yukarıgökçe köyleri arasında KD-GB doğrultulu antiklinal, yine aynı doğrultuda senklinal, Bayraklı köyü kuzeydoğusunda KD-GB doğrultulu antiklinal ve

senklinal, Bayraklı köyü doğusunda Kabak Tepe dolayında GB-KD doğrultulu senklinal, Yavşanlı mah.'den Melet çayına kadar uzanım gösteren GB-KD doğrultulu antiklinal, Serkizler mah. güneyinde, Melet çayında D-B doğrultulu antiklinal, Mezraa mah.ile Yeşilçit köyü arasında KD-GB doğrultulu bir antiklinal, Beşbiyık köyü batısında KD-GB doğrultulu senklinal, Asarcık mah. ile Muhalçorumu mah. arasında KD-GB doğrultulu antiklinal ve birkaç küçük kıvrım saptanmıştır. Küçük kıvrımlar, doğrudan litoloji ile ilişkili olmalıdır.

Bölgesel kırık sistemine de uyum sağlayan bölgesel kıvrımlar, genellikle KD-GB doğrultusunda genel bir kıvrımlanma eksenine sahiptirler.

Eosen yaşlı kayalarda fazla kıvrımlanma gözlenmemektedir.

Dayk ve siller

İnceleme alanında, bazik bileşimli kayalardan dasitik bileşime kadar değişen dayk ve siller gelişmiştir. Bu oluşuklar, Kavacık dayk ve silleri olarak daha önceki bölümde anlatılmıştır. Dayk ve siller, inceleme alanında bölgesel kırık sistemine uygun olarak KD-GB ve KB-GD yönlerinde gelişmiştir.

Faylar

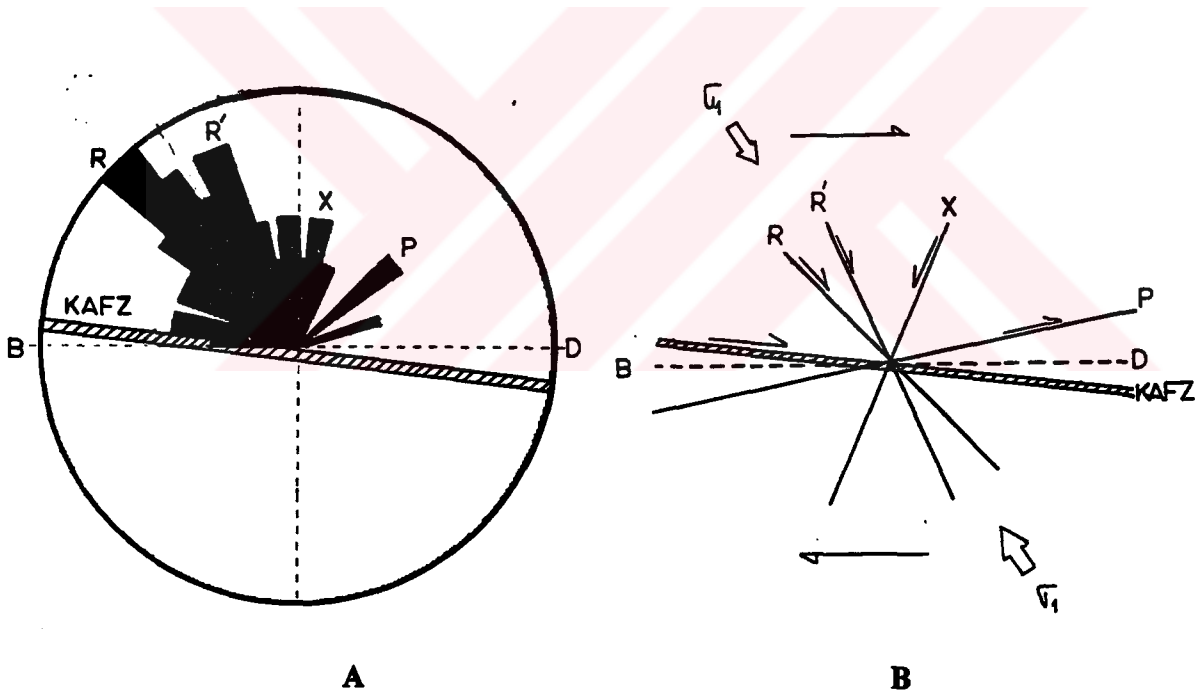
İnceleme alanında birçok kırık sisteminin varlığı, çalışma alanının en önemli yapısal özelliğidir. Kırıklar, ufak çatlaklardan birkaç km. uzunluğa kadar olabilmektedir (Ek A).

İnceleme alanındaki faylar; yersel volkanik olaylara, granitik sokuluma ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'na bağlı olarak oluşmuş olmalıdır. Volkanizmaya bağlı olarak gelişmiş kırıklar, yüksek vizkoziteli mağmanın zaman zaman yarı derinliklere yerleşmesi ile açıklanabilir. Volkanik kayalarda, yer yer bu kayaların katılaşmaları sırasında oluşmuş kırıklar da vardır.

Granitoyid sokulumu, bölgesel tektonik hatlardan yararlanarak gelişmiştir. KD-GB ve KB-GD yönlü kırıklar, granitoyidik kayaların yerleşmesinde rol oynamışlardır.

İnceleme alanındaki önemli tektonik hatları, daha sonraki dönemde (Pliyosen) Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun oluşumuna bağlı olarak oluşmuş ve genç birimleri etkilemiştir.

İnceleme alanındaki fayların çoğunluğu doğrultu atımlı faylardır. Ayrıca normal faylar da bulunmaktadır. Doğrultu atımlı faylardan 94 adetinin doğrultuları ölçülmüş, ölçülen değerler gül diyagramında (Şekil 4.1A) yerleştirildiğinde, fayların beş yönde yoğunlaştığı gözlenir. Bunlar; 1) 320 -330 ; 2) 330 -340 ;3) 020 -030 ; 4) 040 -050 ve 5)275 -280 'dır. Bu baskın fay yönleri Riedel kesme gerilimi (Riedel, 1929) ve Bartlett ve diğ.(1981) terminolojisi ile karşılaştırıldığında (Şekil 4.1B), R- kesme gerilimi, R' eşlenik kesme gerilimi, X-antitetik kesme gerilimi, P- sintetik kesme gerilimi ve Kuzey Anadolu Fay Zonu ortaya çıkmaktadır. Bu fay geometrisi, inceleme alanında doğrultu atımlı bir sisteminin varlığını göstermektedir.



Şekil 4.1 A) Fay doğrultularının yoğunluklu olduğu yönleri gösterir gül diyagramı, B) Fayların açıklanmasını gösterir şematik kesit. R: Riedel gerilimi (320°-330°), R': Eşlenik Riedel gerilimi (330° - 340°), X: Antitetik gerilim (020°-030°), P: P-gerilimi (040° - 050°), σ_1 = Ana gerilim eksenini (325° K), KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu (275° - 280°).

BÖLÜM 6

EKONOMİK JEOLJİ

İnceleme alanındaki en önemli cevherleşmeler, İkisü granitoyidinde gelişmiştir. İkisü granitoyidi kayaları içerisinde bir çok kuvars, apilit ve bunlarla beraber Pb-Zn-Cu damarları bulunur. Bu damarlar, bölgesel kırık sistemine uygun KB-GD ve KD-GB doğrultularında yerleşmiştir. Granitoyidlerdeki kuvars damarlarında 3-5 cm. kalınlıkta py, Cpy, Ga, Sf izlenmektedir. Seğgüney Tepe ile Sarıalan Yayla arasında Seyderesi ve Melet nehirleri boyunca yüzeyleyen granitoyidler, bölgedeki ve Doğu Pontidler'deki Pb-Zn-Cu cevher getirimini sağlayan sokulumkayaçlarıdır.

Çalışılan bölgede, İkisü granitoyidinden sonra, en önemli cevherleşmeleri kapsayan birim, Evliya Tepe'de geniş yüzlekler sunan Evliyatepe breşidir. Evliyatepe breşi yoğun alterasyon gösterir. Breşlerde yaygın silisleşmeler gelişmiştir. Ayrıca bu breşlerde ikincil alterasyonlar (kaolenleşme, hematitleşme, limonitleşme, manyetitleşme, alunitleşme) yaygındır. Bu kayalar, parlatma kesitlerinde sfalerit, enarjit, luzonit, kalkopirit, pirotin, galen, tetraedrit, bornit ve kalkozin mineralleri kapsadığı görülmüştür. Ayrıca, breşlerde detay çalışma gerektirecek Au değerleri (MTA Maden Etütleri Dairesi projesi, 1995) saptanmıştır.

Evliya Tepe güneyinde, Herközü volkanitlerinin Yıldıztepe üyesi andezitik lavlarında yoğun arjilik alterasyon (simektit, illit-simektit, kaolinit) gösterirler. Bu hidrotermal alterasyona bağlı cevherleşmeler gelişmiştir.

Mezraa mah. kuzeyinde, Melet çayının her iki yamacı boyunca da yapı taşı olarak kullanılabilir poligonal soğuma sütunları gösteren andezitik lav akıntıları (Dikmentepe andezit üyesi) bulunmaktadır.

Güzelyurt- Yenice köyleri arasında, Mesudiye formasyonunun Karacaören aglomera ve tüfleri içerisinde ekonomik olmayan azurit ve malahit oluşumları bulunur.

BÖLÜM 6

PALEOCOĞRAFYA VE JEOLJİK EVRİM

Senomaniyen Öncesi

Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolu Lias'ta açılmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür ve diğ., 1983; Görür ve diğ., 1991). Apsiyen-Albiyen'de tüm Tetis kuşağında Neo-Tetis'i kapatan dalma-batma zonlarının geliştiği ve yaygın transgresyonların olduğu bir dönemdir (Görür ve diğ., 1991). Bu peryod içinde Karadeniz Pontid ada yayı ardında bir kenar denizi olarak açılmaya başlamıştır. Apsiyen-Albiyen'de Pontidler'in önemli bir kısmında kırıntı depolanması artmıştır. Görür (1988), bu olayı Karadenizi açan riftleşmenin başlangıcı olarak yorumlamıştır. Neo-Tetis kuzey kollarında, bu dönemde kuzeye doğru dalma-batma olayları başlamıştır (Aydın ve diğ., 1986 ; Görür, 1988; Görür ve diğ., 1991).

Senomaniyen-Alt Maestrihtiyen

İnceleme alanında Senomaniyen'in karasal ortam olarak geliştiği düşünülmektedir. Alt Kretase-Üst Kretase sınırında görülen Austrik fazına karşılık gelen uyumsuzluk bunun kanıtı sayılabilir (Seymen, 1975).

İnceleme alanında geniş yüzlekler sunan aglomera, tuf, pelajik kireçtaşı, kumtaşı, andezitik lav akıntısı, bazaltik lav akıntısı, kilitaşı ve tüfit ardalanımından oluşan Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Mesudiye formasyonunun yoğun volkanitler (Dikmentepe üyesi andezitik volkanitleri ve Asarcık üyesi bazaltik volkanitleri) içermesi, Mesudiye formasyonunun çökelmeye başlaması ile birlikte volkanik aktivitenin başladığını göstermektedir. Asarcık üyesi bazaltik volkanitlerinde görülen yastık lavlar (pillow lawas), volkanik faaliyetin denizaltında oluştuğunu

kanıtlamaktadır. Mesudiye formasyonu içinde görülen kalın volkanik düzeylerde yapılan petrojenez ile ilgili çalışmalarda, bu volkanitlerin ada yayı volkanitleri olduğu ve çalışma alanının güneyinde yer alan bir yitim zonundan kaynaklanmış olabileceğini göstermektedir.

Çalışma alanında, Üst Kretase'de yitim zonunun oluşması ve buna bağlı olarak gelişen mağmatik etkinlik ile birlikte ada yayının oluşması, hüküm sürmekte olan tansiyonal tektonik rejimin değişmekte olduğunu ve dolayısıyla orojenik (kompresyonal) dönemin başladığını göstermektedir (Terzioğlu, 1984).

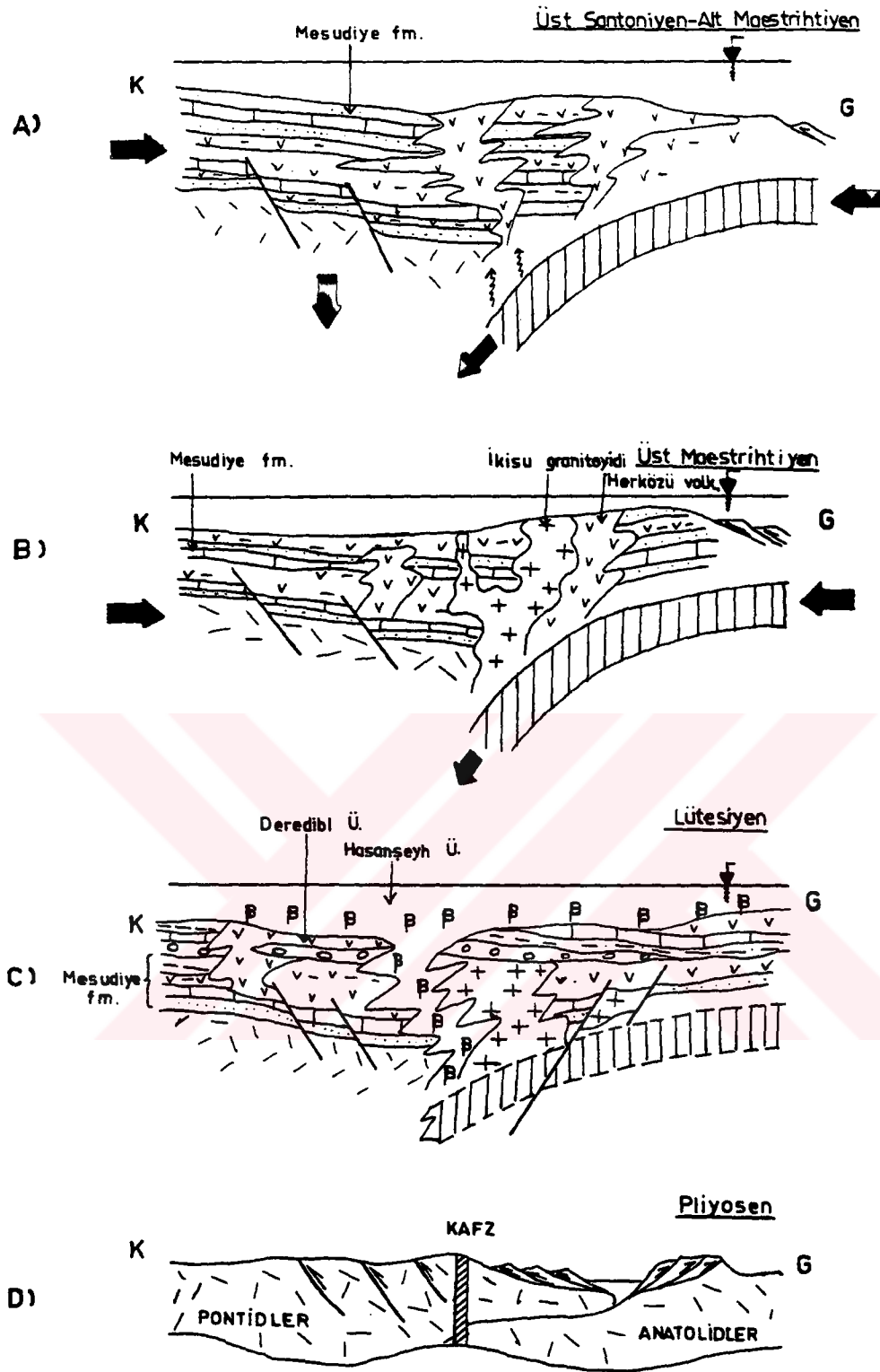
Kampaniyen'e gelinceye kadar Karadeniz yakın çevresinde gerilme tektoniği rejiminin etkileri gözlenir (Görür ve diğ., 1991). Kampaniyen döneminde dalma-batma olayları hızlanmış, tüm Türkiye (Menderes ve Toros platformu hariç) derin denizel koşullar altına girmiştir (Görür ve diğ., 1991). İnceleme alanında derin denizel koşulların hüküm sürdüğünü Mesudiye formasyonunun derin denizel tortulları doğrulamaktadır.

Mesudiye formasyonunun, gerek volkanik kayaların jeokimyasal özellikleri, gerekse birimin tortul düzeylerinin, güneydeki aynı yaştaki birimlere göre daha az kıvrımlı yapı göstermesi, olasılı olarak birimin ada yayı ardı basende (back arc basin) oluştuğunu gösterir. Güney bölüm yay önü havzası (fore arc basin) olup, buradaki Üst Kretase yaşlı birimler dalma-batma olayından dolayı oldukça kıvrımlı bir yapıdadır (Şekil 5.1 A).

Üst Maestrihtiyen-Paleosen

Üst Maestrihtiyen yaşlı kaya birimleri, inceleme alanında Herközü volkanitleri, İkisu granitoyidi, Evliyatepe breşi ve Kavacık dayk ve silleridir. Herközü volkanitleri, yitim zonunun güneyinde yer alan okyanusal levhanın kuzeye doğru dalımı sonucu oluşan ada yayı volkanizması ürünleridir.

İkisu granitoyidi de, yitim zonunda okyanusal levhanın hızla dalımı sonucu ortaya çıkan yüksek ısı ve dalan levhanın kısmi ergimesi sonucu oluşan mağmatik etkinliğe bağlı olarak (Oxburg-Turcotte, 1968-1970; Ketin, 1951; Gattinger, 1962; Maucher ve diğ., 1962; Çoğulu, 1970; Tokel, 1972, 1974, 1979; Terzioğlu, 1984)



Şekil 5.1, İnceleme alanının Üst Santoniyen-Pliyosen'deki jeolojik evrimini gösterir şematik modeller.

- A) Üst Santoniyen- Alt Maestrihtiyen
- B) Üst Maestrihtiyen
- C) Lütseyen
- D) Pliyosen

oluşmuş olup, Doğu Pontid mağmatik yayının batıdaki uç kesimlerini oluşturmaktadır.

İnceleme alanında yüzeylemeyen, ancak Gököy (Ordu) civarında geniş yüzeyleyen sunan, kömür arakatıkları içeren, kireçtaşı, killi kireçtaşı, tüfit ve volkanik elemanlı kumtaşı aralanmalarından oluşan Paleosen yaşlı Gököy formasyonu (Terlemez ve Yılmaz, 1980), Üst Kretase çökme ortamının Paleosen'de de devam ettiğini göstermektedir. Birim içindeki klastik tortulların Jura ve Kretase yaşlı diğer birimlerden malzeme almış olması, bölgenin Orta-Üst Paleosen'de kısmen kara haline gelmiş olduğunu, Paleosen'in mercanlı kireçtaşları ve linyit arakatıkları ile sonlanması, Üst Paleosen sonunda denizin tamamen sığlaştığını belirtmektedir (Terzioğlu, 1984).

Pontidler ada yayı ile yayın güneyinde yer alan okyanusal kabuk, bir yitim zonu oluşturarak, Üst Kretase sonlarında K-G yönlü bir sıkışma tektonik rejimi ile kapanmıştır. Kuzey Anadolu ofiyolit karmaşığı da, yiten okyanus kabuğunun varlığını ve güneyden kuzeye doğru dalımın gerçekleşmiş olabileceğini göstermektedir.

Üst Maestrihtiyen sonunda, bölge granitoidlerin sokulumuna maruz kalmıştır. Granitoid sokulumu ile sağlanan hidrotermal çözeltilerin, Herközü volkanitlerini etkilemesi ile Evliyatepe breşi oluşmuştur (Şekil 5.1 B).

Alt-Orta- Üst Lütesiyen

Üst Paleosen'den sonra bölge kara haline geçmiş, büyük bir transgresyon başlamıştır. Kuzbağı formasyonu bu tezi doğrulamaktadır. Üst Paleosen'den sonra, inceleme alanı, yiten okyanusal kabuğun güneyindeki Anatolid kıtası ile Pontid ada yayının çarpışması sürecine girmiş, bu çarpışma ve sıkışma sonucu, bölge kıvrımlı bir yapı kazanmış, su üstüne çıkmış Lütesiyen 'e kadar da derin bir erozyon safhası geçirmiştir.

Alt Lütesiyen'de çalışma alanının kuzey kenarında bir ön çukur oluşmuş ve Eosen transgresyonu başlamıştır. Alt Lütesiyen'de bu transgresyonla, önce transgresyonu belirleyen taban çakıtaşı ile temsil olunan Kuzbağı formasyonu ve daha sonra kireçtaşları ile temsil olunan Çalyaylası formasyonu çökelmiştir. Bundan sonra, flişel karakterli kumtaşı, kıltaşı ve kireçtaşı aralanımından oluşan Kabaklık formasyonu çökelmiştir. Kabaklık formasyonu çökeliminden sonra, inceleme alanında

volkanik etkinlik başlamış ve bu etkinlikle eşyaşlı olarak çökelimine devam eden sedimantasyonla, volkano-kırıntılı litolojilerle temsil olunan Hatipli formasyonu oluşmuştur. Bu birimin çökelimi sırasında zaman zaman volkanik aktivite şiddetlenmiş, bunu sonucunda Deredibi volkanitlerinin kalın andezitik lavları ve Hasanşeyh volkanitlerinin bazaltik lavları oluşmuştur. Robinson ve diğ., (1995), Doğu Pontidler' deki sedimentlerin olasılıkla okyanusal levhanın (Neo-Tetis) Pontidler'in altına kuzeye doğru dalmasıyla sonuçlanan bir yayın aşmalı ürünleri olarak yorumlamıştır.

Orta -Üst Lütésiyan yaşlı bu volkanik kayaçlar, okyanusal kabuğun yitimi ile Alt Kretase'de oluşmaya başlayan ve Üst Kretase boyunca olgunlaşan ada yayı volkanizmasının final evresini temsil etmektedir (Şekil 5.1 C).

Pliyosen

İnceleme alanında Miyosen yaşlı birimlere rastlanılmamıştır. Üst Miyosen-Pliyosen'de Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun gelişimini doğuran genç kabuk hareketleri başlamış, bu hareketlere bağlı olarak Pliyosen'de volkanik etkinlik gelişmiş, bunun sonucunda Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitleri oluşmuştur (Şekil 5.1 D).

BÖLÜM 7

SONUÇLAR

Sivas kuzeyinde, Koyulhisar-Mesudiye-Ortakent arasında yürütülen bu çalışmada, yaklaşık 300 km.²' lik bir alanın detay jeolojik haritası yapılmıştır (Ek A). İncelemeler sonucu aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1- Çalışma alanındaki birimler formasyon ve üye mertebesinde tanımlanmış ve ayırtlanmıştır. Stratigrafik ilişkilerine göre alttan üste doğru; Üst Santoniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Mesudiye formasyonu, Üst Maestrihtiyen yaşlı Herközü volkanitleri, Üst Maestrihtiyen yaşlı İkisu granitoyidi, Üst Maestrihtiyen yaşlı Evliyatepe breşi, Alt-Orta Lütesiyen yaşlı Kavaklıdere Grubu ve Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitleridir.

2- Mesudiye formasyonu, litolojik ve stratigrafik özelliklerine göre 5 üyeye ayırtlanmıştır. Bunlar; andezitik lav akıntısı, bazaltik lav akıntısı ve kumtaşı arakatkıları kapsayan aglomera ve tüften oluşan Karacaören üyesi; pelajik kireçtaşı, kıltaşı arakatkılı kumtaşından oluşan Eskiköy üyesi; pelajik mikritlerden oluşan Nebişeyh üyesi; yoğun şekilde andezitik lav akıntılarında oluşan Dikmentepe üyesi ve bazaltik bileşimli lav akıntılarında oluşan Asarcık üyesidir.

3- Herközü volkanitleri; litolojik ve stratigrafik özelliklerine göre 2 üyeye ayırtlanmıştır. Bunlar; andezitik lav akıntılarında oluşan Yıldıztepe üyesi ve olivinli bazaltik lavlardan oluşan Düztarlatepe üyesidir.

4- Kavaklıdere Grubu, litolojik özellikleri ve stratigrafik konumlarına göre 6 formasyona ayırtlanmıştır. Bunlar; kumtaşı arakatkıları kapsayan taban çakıltaşlarından oluşan Kuzbağ formasyonu; Nummulites'li, kumlu kireçtaşlarından oluşan Çalyaylası formasyonu; andezitik lav akıntısı arakatkılı silttaşı, kumtaşı, kireçtaşı ardalanımından oluşan fliş karakterli Kabaklık formasyonu; volkanik elemanlı kumtaşı, andezitik-bazaltik lav akıntısı aradüzeyleri kapsayan aglomera ve

tüften oluşan Hatipli formasyonu; andezitik lav akıntularından oluşan Deredibi volkanitleri ve bazaltik bileşimli lavlardan oluşan Hasanşeyh volkanitleridir.

5- Erdembaba volkanitleri, aglomera ve tüfle temsil olunan Yenice üyesine ayırtlanmıştır.

6- Mesudiye formasyonu, yer yer türbiditik özellikler sunan, denizaltı volkanizmasının egemen olduğu derin denizel bir ortamda oluşmuştur.

7- Dikmentepe üyesi, ada yayı volkanizması ürünleri olup, kalkalkalen bileşimli lav akıntularından oluşur.

8- Asarcık üyesi, kalkalkalen eğilimli alkalin karakterli olup, ada yayı volkanizması ürünleridir.

9- İkisu granitoyidi, granit, granodiyorit ve diyorit bileşimli kayalardan oluşmakta ve kalkalkalen özellik göstermektedir.

10- İkisu granitoyidi kayaları, çeşitli jeokimyasal ve mineralojik ölçütlerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda, metaalümino, demirce zengin, I-tipi, kafemik (CAFEM) karakterli bir mağmadan itibaren katılaştığı belirlenmiştir.

11- İkisu granitoyidinin jeolojik konumu ile mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri birlikte değerlendirildiğinde, bu granitoyid kütesinin yay plütonizması ürünü olduğu, bu mağmatizmanın Kuzey Tetis okyanus kabuğunun Pontidler ada yayının altına dalmasıyla ilişkili olduğu, bu mağmatizmanın, Kuzey Tetis okyanus kabuğunun tüketilmesi ile, karşı karşıya gelen Anadolid-Pontid kıtalarının çarpışmasıyla da devam ettiği düşünülmüştür.

12-Petrokimyasal çalışmalarla, bölgedeki Üst Kretase yaşlı volkanitlerin ve plütonitlerin aynı mağmatik evrimin farklı zamanlardaki evreleri olabileceği belirlenmiştir.

13- İkisu granitoyidi kayaları, KB-GD ve KD-GB yönlü bölgesel kırık hatlarına göre yerleşmişlerdir.

14- Evliyatepe breşi, İkisu granitoyidinin Herközü volkanitlerini kesip, hidrotermal akışkanları vasıtasıyla breşleştirmesiyle oluşmuştur. Breşleşme, 3 ya da 4 fazlı bir breşleşme fazı geçirmiştir.

15- Kavacık dayk ve silleri, alkalen eğilimli kalkalkalen karakterli, sodik ve potasik özellikteki kayaçlardır. Bu volkanik dayk ve siller, bölgedeki KB-GD ve KD-GB yönlü bölgesel kırık hatlarına göre yerleşmişlerdir.

16- Üst Kretase ile Eosen arasında transgresyon vardır. Kavaklıdere Grubunun taban konglomeralarından oluşan Kuzbağı formasyonu, bu transgresyonu doğrulamaktadır.

17- Deredibi andezitik bileşimli volkanitleri, kalkalkalen özellikteki volkanitlerdir.

18- Hasanşeyh bazaltik bileşimli volkanitleri, alkalen eğilimli kalkalkalen karakterli kayaçlardır.

19- Lütésiyen yaşlı Deredibi volkanitleri, Hatipli formasyonu ve Hasanşeyh volkanitleri yitim zonu ürünleri olarak meydana gelmiş ve yitim zonunun final evresinde oluşmuş volkanitlerdir.

20- Erdembaba volkanitleri Pliyosen yaşlı olup, hyalodasit bileşiminde, kalkalkalen karakterli, yüksek K'lu kayaçlardır. İncelenen Erdembaba volkanitleri, gerek mineralojik açıdan ve gerekse jeokimyasal açıdan, içerdikleri iz element ve uyumsuz elementleri bakımından granit, granodiyorit gibi kabuk ve kabuk türevi kayaçlara uyum sağladığı gözlenmiştir. Bu yüzden bu volkanitlerde, granit, granodiyorit ve kıtasal kabuğun etkilerinin olduğu düşünülebilir ve bu volkanitlerin üst kıtasal kabuğun granitik malzemesinin anateksisi sonucu oluşabileceği sonucu ortaya çıkarılabilir.

21- Erdembaba volkanitleri, kabuk kalınlaşması sonucu Üst Miyosen-Pliyosen'de gelişmeye başlayan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun gelişimi ile ilişkili, bölgesel sıkışma sonrasında gerilim kuvvetleri etkisiyle açılan çatlaklardan yeryüzüne çıkmışlardır.

22- İnceleme alanında İkisü granitoyidi mağmatizmasına bağlı olarak Fe, Cu, Pb, Zn, Au ve Ag cevherleşmeleri gelişmiştir.

KAYNAKLAR

- Aydın, M., Serdar, H., Şahintürk, Ö. Ve Yazman, M., 1984, Orta Pontidler'in jeolojisi: Türk. Jeol. Kur. 38. Bilimsel ve Tek. Kur. Bildiri Özleri, s.50-51.
- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, İ., Üngör, A., Çokuğraş, R. ve Kasar, S., 1986, Ballıdağ-Çangaldağ (Kastamonu) Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. Türk. Jeol. Kur. Bült., 29; 1-6.
- Adamia, S.A., Zakariadze, G.S. and Lordkipanidze, M.B., 1977, Evolution of the ancient active continental margin, as illustrated by Alpine History of the Caucasus: Gectectonics, 11/4, 209-309.
- Akın, H., 1978, Geologie, magmatismus und Lagerstättenbildung im Ostpontischen Gebirge-Türkei aus der sicht der plattentektonik: Geol. Rdsch., 68/1, 253-283.
- Akıncı, Ö., 1974, The geology and mineralogy of copper lead-zinc sulphide veins from Bulancak Turkey, Ph. D. Thesis, University of Durham (yayımlanmamış).
- Akıncı, Ö., 1984, "The Eastern Pontids volcano-sedimentary belt and associated massive sulphide deposits, in Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society of London, Special Publication, 17, 415-428.
- Akıncı, Ö., Barbieri, M., Calderoni, G., Delitala, C., Ferrini, V., Masi, U., Nicoletti, M., Petruccini, C. And Tolomeo, L., 1986, Geochemistry and geochronology of plütonic rocks the Northern western section of the Rize massif (Eastern Pontides, Turkey): Terra Congita, 6, 203.
- Altınlı, E., 1945, Ordu ve Giresun vilayetlerinin jeolojik incelenmesi: MTA Derleme Rapor no: 1629 (yayımlanmamış).
- Altun, İ., Sevin, M., Akbaş, B., Keskin, H., Mengi, H., Köse, Z., Arslan, M., Deniz, N., Yaşar, T., Erdoğan, K. ve Acar, Ş., 1994, Giresun-Piraziz-Şebinkarahisar arasında kalan bölgenin jeolojisi: MTA Derleme rapor no: 9697 (yayımlanmamış)..

- Aslaner, M. ve Gedikoğlu, A., 1984, Harşit vadisi (Tirebolu-Giresun) metalik cevherleşme tipleri, K.Ü. Derg., 3.1-2, 1-15.
- Ataman, G., Buket, E., Çapan, U.Z., 1975, Kuzey Anadolu Fay Zonu bir paleo-Benioff zonu olabilir mi ?. MTA Derg., 84,112-118.
- Ayan, Z. ve Dora, O.Ö., 1995, Mineralogical study of the vein type lead and zinc deposits at the northwest of şebinkarahisar (Giresun): Geology of the Black sea Region:(Ed. A.Erler, T.Ercan, E.Bingöl ve S.Örçen). Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Black Sea Region. s.219-225.
- Barbieri, M., Calderoni, C., Ferrini, V., Masi, U., Nicoletti, M., Petrucuanni, C. and Tollomeo, L., 1985, Geochemistry and geochronology of volcanic rock from the eastern Pontides (Trabzon, NE Turkey), Terra Cognita, 5, 280.
- Bartlett, W.L., Friedman. And Logan, J.M., 1981, Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. Tectonophhsics, 79, 255-277.
- Baş, H., 1979, Petrologisehe und geochemisce untersuchungen an subrezentenvulkaniten der Nordanatolischen störungszone (Abshnitt: Erzincan- Nksar), Türkiye: Doktora tezi, Hamburg Univ.,Almanya, 116 s.
- Baş, H., 1986, Sinop volkanitlerinin petrolojisi ve jeokimyası: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 29, 143-156.
- Batchelor, B. and Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multificationic parameters: Chem. Geol., 48, 43-55.
- Bektaş, O., 1984a, Doğu Pontidler'de Üst Kretase yaşlı şoşonitik volkanizma ve jeotektonik önemi. K.Ü. Derg., 3., 1-2, 53-62.
- Bektaş, O., Pelin, S. Ve Korkmaz, S., 1984b, Doğu Pontid yay garisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu: Ketin Sempozyumu, 175-189.
- Bektaş, O., Van, A. ve Boynukalm, S., 1987, Doğu Pontidler'de (Kuzeydoğu Türkiye) Jura volkanizması ve jeotektoniği. Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 30, 2, 9-18.

- Bektaş, O. Ve Gedik, İ., 1987, Düşük TiO₂'li lösitli alkalen volkanizmasının Doğu Pontid arkı (Kuzeydoğu Türkiye) ve ark gerisi ofiyolitleri ile olan ilişkileri: Türk. Jeol. Kur. Bült., Bildiri Özetleri, s.19.
- Biju-Duval, B., Dercourt, I. and Le Pichos, X., 1977, From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate Tectonic Model of the Evolution of the Western Alpine System, in: Biju-Duval and D.Montadert, ed., Structural History of the Mediterranean Basins de: Editions Technip, Paris, 143-164.
- Bingöl, E., 1983, Prekambriyen-Jura arasında Türkiye'nin olası jeotektonik evrimi: 37. Türk. Jeol. Kur. Bil. Ve Tek. Kur. Bildiri Özetleri, 36-38.
- Blumenthal, M.M., 1945 c, Die Kelkit-Dislokation und ihre tektonische Rolle. MTA mecm., 2-34, 372-386.
- Blumenthal, M.M., 1950, Beitrage zur Geologie des Landschaften am Mittleren und Unteren Yeşilirmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar). MTA yayınları, seri: D, no: 4. Ank.
- Bulut, F. ve Tarhan, F., 1991, Çaykara (Trabzon) güneyinin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 6, 198-206.
- Buser, S. ve Cvetic, S., 1973, Türkiye'de Murgul bakır yatağı yöresinin jeolojisi. MTA Dergisi, 81, 22-45.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8, 173-174.
- Çoğulu, E., 1970, Gümüşhane ve Rize granitik plütonlarının mukayeseli petrolojik ve jeokronometrik etüdü: İTÜ. Maden Fak. Doçentlik Tezi (yayımlanmamış). İst.
- Çoğulu, E., 1975, Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrolojik ve jeokronometrik araştırmalar: İTÜ Kütüphanesi. sayı 1034. İst.
- Cox, K.G. Bell. J.D. and Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks: G.Allen and Unwin. London. 550s.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J. and Eggins, S., 1987, The origin of island arc high-alümina basalts. Cont. Min. Petrol, 97, 417-430.

- Debon, F. and Le Fort, P., 1982, A chemical-mineralogical classification of common plütonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edin.: Earth Sci.*, 73, 135-149.
- Debon, F. ve Le Fort, P., 1988, A cationic classification of common plutonic rocks and magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Mineral.* 111, 493-510.
- De La Roche, Leterrier, J., Grandcladue, P. and Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandcladue, P. and Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- Dewey, J.F., Pitman, W. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and evolution of the Alpine System: *Geol.Soc. Amer. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Eğin, D., Hirst, D.M. and Philips, P., 1979, The petrology and geochemistry volcanic rocks from the northern Harşit river area, NE Turkey, Pontid volcanic province, Northeast Turkey, *Jour. Volc. Geoth. Res.*, 6, 105-123.
- Eğin, D., 1980, Harşit-Köprübaşı örneklerine dayanılarak Doğu Karadeniz bölgesindeki masif tip sülfür yatakların litojeokimyasal yöntemlerle aranması: *Türk. Jeol. Kur. Kong.* 1980, 2, s.35.
- Ercan, T. ve Gedik, A., 1983, Pontidler'deki Volkanizma: *Jeoloji Mühendisliği*, 18, 3-22.
- Ercan, T. Ve Gedik, A., 1986, Karadeniz ve Trakya'da yapılan derin sondajlardan alınan karotlardaki volkanik kayaların petrolojisi ve volkanizmanın bölgesel yayılımı, *Jeomorfoloji Derg.*, 14, 39-48.
- Erentöz, C., 1950, Türkiye Jeoloji Haritası, 1/100.000 ölçekli Reşadiye 44-2 paftası MTA (yayımlanmamış). Ank.

- Erguvanlı, K., 1951, Zara-Şebinkarahisar-Mesudiye arasındaki bölgenin jeolojisi hakkında rapor: MTA Derleme rapor no: 1926.
- Erler, A., 1975, Ağızlar (Gölköy-Ordu) kurşun-çinko zuhurunun jeolojisi: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 18, 139-142.
- Feeley, T.C. and Davidson, J.P., 1994, Petrology of Calc-alkaline Lavas at Volcan Ollague and the Origin of Compositional Diversity at Central Andean Stratovolcanoes. J. Petrol., 35; 1295-1340.
- Gattinger, T.E., 1962, 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, Trabzon paftası, MTA. Ank.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1984, Sinop Havzasının Jeolojisi ve Petrol olanakları: Jeoloji Mühendisliği, 19, 53-88.
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S. ve Karataş, S., 1992, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında (Doğu Karadeniz) yer alan mağmatik kayaların petrolojisi ve Doğu Pontidler'deki bölgesel yayılımları: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 35, 15-38.
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit granit karmaşığı ve çevre kayaları (Giresun-Doğankent), Doçentlik Tezi, Trabzon. 161 s.
- Gedikoğlu, A., 1970, Etüde geologique de la region de Gölköy (Province D' Ordu-Turquie): These de doctorat, Grenoble (yayımlanmamış).
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. And Özsayar, T., 1979, The main lines of geotectonic development in the East Pontides in the Mesozoic areas: Geotectonics, 1, 555-570.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1982, Gölköy (Ordu) yöresinde bir paleokaldere ile cevherleşmelerin konumu arasındaki ilişkiler. K.Ü. Yerbilimleri Derg., 2, 1-2, 117-130.
- Glassley, W., 1974, Geochemistry and tectonic of the Crascend volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington: Geol. Soc. Am. Bull., 85, 785-794.
- Göksu, E., 1960, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Samsun paftası, MTA Yayın., Ank.

- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983. Pontidler'de Neotetis'in Kuzey Kolunun Açılmasına ilişkin Sedimantolojik Veriler. Türk. Jeol. Kur. Bült., 26; 11-30.
- Görür, N., 1988, Timing of opening of the Black Sea. Tectonophysics, 147, 247-262.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Oktay, F.Y., Engin, S., Okuroğulları, A.H. ve Özgül, K., 1991, Türkiye ve Çevresinin Geç Triyas- Geç Miyosen Dönemindeki Paleocoğrafik Evrimi. Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildiri Özleri.
- Göttini, V., 1969, Serial character of the volcanic rocks of pantelleria: Bull. Volcanoloque, 3, 818-827.
- Grove, T.L., Gerlach, D. C. and Sando, T.W., 1982, Origin of Calc-alkaline Series Lavas at Medicine Lake Volcano by Fractionation, Assimilation and Mixing. Contrib. Mineral. Petrol. 80; 160-182.
- Gülbrahimoğlu, İ., Akıncı, S., Çekiç, Y., Köse, Z., Topçu, T., Dursun, A. ve Yılmaz, H., 1986, Dereli-Yavuzkema ve Bulancak-Kovanlık (Giresun) yörelerinin prospeksiyon ve jeoloji raporu. MTA Derleme rapor no: 854 (yayımlanmamış).
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rock. Can. Journ. Earth Sci., 8, 523-548.
- Jakes, P. and White, A.J.R., 1972, Majör and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 28-40.
- Kamitani, M. and Akıncı, Ö., 1979, Alpine granitoids and related tungsten-molybdenum deposits in Turkey: Mining Geology, 29/6, 341-350.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: MTA Bülteni, 66, 20-34.
- Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972, Yapısal Jeoloji. İTÜ kütüphanesi, 869. İstanbul
- Koçyiğit, A., 1989, Basic geological characteristics and total offset of North Anatolian Fault Zone in Süşehri area, NE Turkey, METU, J. Pure. Appl. Sc., 2, 3, 43-68.
- Korkmaz, S. ve Gedik, A., 1988, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol oluşumları, Jeoloji Mühendisliği, 32/33, 5-15.

- Korkmaz, S., 1993, Tonya-Düzköy (GB Trabzon) yöresinin stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 36, 151-158.
- Korkmaz, S., Sadıklar, M.B., Van, A., Tüysüz, N, ve Ercan, T., 1993, Üst Kretase yaşlı Saraftepe (Trabzon) bazanitinin jeokimyasal özellikleri ve jeotektonik anlamı. Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 36, 37-43.
- Köprübaşı, N., 1993, Tirebolu-Harşit (Giresun) arası Jura-Kretase yaşlı magmatik kayaların petrolojisi ve jeokimyası. Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 36, 139-150.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalts, Journ. of Petrology, 1, 589-637.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of basalt magmas. Basalts, 2, 195-222.
- La Maitre, R.W., 1976, The chemical variability of some common igneous rocks. Journ. Petrol., 17, 589-637.
- La Maitre, R.W., 1984, A proposal by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica (TAS) diagram. Australian Journ. of Sci., 31, 243-255.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Connard, R., Kristchev, K., Montaerd, L and Sungurlu, O., 1977, The Black Sea: A marginal Basin. Geophysical and Geological Data. In: Biju-Duval and Montadert, L., ed., Structural History of the Mediterranean Basins de: Editions Technip, Paris, p. 363-376.
- Mac Donald, G.A. and Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas, Journ. of Petrology, 5, 82-133.
- Mac Donald, G.A., 1968, Composition and origin of Hawaiian lavas. Geol. Soc Amer. Mem., 116, 477-522.
- Manetti, P., Peccerillo, A., Poli, C., Corsini, F., 1983, Petrochemical constrain on the models of Cretaceous-Eocene tectonic evolution of the Eastern Pontic Chain (Turkey), Cretaceous Res., 4, 159-172.

- Maucher, A., Schultze-Westrum, H.H., Zankl, H, 1962, Geologisch-Lagerstacttenkundliche Untersuchungen im Ostpontischen Gebirge. Bayerische Akademie der Wissen schaften Math-Natur. Klass., Abhandlungen, Neue Folge. Folge. Heft. 109. München.
- Middlemost, E.A.K., 1975, The basalt clan. *Earth. Sci. Rev.*, 11, 337-364.
- Miyashiro, A., 1975, Classification characteristics and origin of ophiolites *J. Geol.*, 83, 249-381.
- Moore, W.J., Mc. Kee, E.H. and Akıncı, Ö., 1980, chemistry and chronology of plutonic rocks, in the Pontid mountains, Northern Turkey: European Cooper Deposits, Bgrade, 209-216.
- Morrison, G.W., 1980, Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association: *Lithos*, 13, 97-108.
- Mullen, E.D., 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- Nebert, K., 1961, Kelkit çayı ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) nehirleri mecraa bölgelerinin jeolojik yapısı. *MTA Derg.*, 57, 1-49.
- Oxburgh, E.R. and Turcotte, D.L., 1968, Problems of high heat flow and volcanism associated with zones of descending mantle convective flow. *Nature*, 216-1041.
- Oxburgh, E.R. and Turcotte, D.L., 1970, Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in Island arc regions. *J. Geophys. Res.*, 76, 1315-1327.
- Özgür, N. ve Palacios, C., 1990, Türkiye'nin kuzeydoğusunda Doğu Karadeniz metalojenik kuşağı, Murgul volkanik yakınlık belirteçleri. *MTA Dergisi*, 111, 119-132.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontidler'de Kretase: *K.T.Ü. Derg.*, 1, 1, 65-115.
- Özsayar, T., Gedikoğlu, A., Pelin, S., 1982, Artvin yöresi yastık lavların yaşına ilişkin paleontolojik veriler: *KTÜ Yerbilimleri Derg.*, 1, 1, 15-21.

- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., Eren A.A., Çapkınoğlu, Ş., 1982.
Ardanuç (Artvin) yöresinin jeolojisi: KÜ Yerbilimleri Derg., Jeoloji, 2. 1-2, 21-37.
- Peacock, M.A, 1931, Classification of igneous rock series: Jour. Geol., 39,54-67.
- Peacock, SM., Rushmer, T. and Thompson, A.B., 1994, Partial melting of subducting oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett., 121; 227-244.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C., 1975, TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts: Earth. Planet.Sci.Lett.,24,419-426.
- Pearce, J.A., 1976, Statistical analysis of majör element patterns in basalts: Journ. Petrology, 17, 15-43.
- Pearce, J.A., 1980, Geochemical evidence for the genesis and eruptive of lavas from Tethyan Ophiolites: İn ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus, 1979, 261-272.
- Pearce, J.A., Harris, N. B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25, 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1975, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic Chain, northern Turkey, Bull. Volcan., 39/4, 557-569.
- Peccerillo, A and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contrib. Mineral.Petrol., 58, 63-81.
- Pejatoviç, S., 1971, Doğu Karadeniz -Küçük Kafkasya bölgesindeki metalojenik zonlar ve bunların metalojenik özellikleri. MTA Derg., 77.
- Pelin, S., 1977, Aluçra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından incelenmesi: KTÜ Yayınları, 87, Trabzon.
- Pelin, S., Özsayar, T., Gedioğlu, A. ve Tülümen, E., 1982, "Doğu Pontidler'de Üst Kretase yaşlı kırmızı biyomikritlerin oluşumu". KTÜ Yerbilimleri Derg., 2, 1-2, 69-79.

- Riedel, W., 1929, " Zur mechanik geologischer bruherscheinungen, Zentralb. Mineral. Geol. Pal., 354-368.
- Rittmann, A., 1960, Vulkane und ihre Taetigkeit, 2. Aufl: F. Enke Verlag, Stuttgart, 336 p.
- Rittmann, A. and Villari, L., 1979, Volcanism as a tracer in Geodynamic Processes: Geologie en Mijnbouw, 58/2, 225-230.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M. and Hirst, J.P.P., 1995, Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides Turkey. Journal of the Geological Society, 152; 861-872.
- Schultze-Westrum, H.H., 1960, Giresun-Aksudere (Doğu Pontus) cevher bölgesi hinterlandında yapılan prospeksiyon ve jeoloji harita çalışmaları hakkında rapor: MTA Derleme rapor no: 3184 (yayımlanmamış).
- Schultze-Westrum, H.H., 1961, Aksuderesi'nin jeolojik profili: MTA Derg., 57,65-74.
- Seymen, İ.,1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği: Doktora Tezi, İTÜ Yayını, 192s.
- Stojanov, R., 1973, Pontidler'de Harşit nehri sahasında volkanik taşların petrolojisi: Cumhuriyetin 50. Yıl Kong. Teb., 498-517.
- Stojanov, R., 1975, Petrology of the Pontides volcanics rocks in the Harşid River area (Turkey): in Report of Turkey, International Geodynamics Project, MTA Yayını, 304-338.
- Stolz, A.J., Varne, R., Wheller, G.E., Foden, J.D. and Abbott, M.J., 1988, The geochemistry and petrogenesis of K-rich alkaline volcanics from the Batu Tara Volcano, Eastern Sunta Arc. Cont. Min. And Pet., 98, 374-389.
- Streckeisen, A., 1976, T each plütonic rocks its proper name, Earth Sci. Rev., 12,1-33.
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979, Post collisional tectonics of the Türkish- Iranion Plateau and a comparison with Tibet., Tectonophysics, 55, 316-376.

- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1980. Remnants of a Pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys: Geol. Soc. Amer. Bull., 91/1, 599-609.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, The evolution of Turkey: A plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: T.J.K. yayını no.1, 75 s.
- Şengör, A.M.C., 1990, Plate tectonics and orogenic research after 25 years: Tethyan perspective. Earth-Sci. Rev., 27, 1-201.
- Taner, M.F., 1977, Etude geologique et petrographique de la region de Güneyce- İkizdere, situee au sudde Rize (Pontides orientales Turquie), Ph. D. Thesis, Universite de Geneve.
- Taşlı, K., 1984, Hamsiköy (Trabzon) yöresinin jeolojisi: KÜ. Derg., Jeoloji, 3, 1-2, 69-76.
- Taylor, S.R., 1969, Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks: Proceedings of the Andesite Conference, State of Oregon, Dept. of Geol. and Min. Ind. Bull., 65, 43-63.
- Taylor S.R. and White, A.J.R., 1966, Trace element abundances in andesites.: Bull, Volcanol., 29, 172-194.
- Taylor, S.R., and Mc Lennan, S.M., 1979, In discussion on << chemistry>> thermal gradients and evolution of the lower continental crust by Tornery. J., and Windley, B.F.J., Geol. Soc. London, ,497-500.
- Thornton, C. P. ve Tuttle, O.F.,1960, Chemistry of igneous rocks. 1. Differentiation Index: Amer. Journ. Sci., 258, 664-684.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 23, 179-191.
- Terzioğlu, N., 1984, Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bayırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: CÜ Yerbilimleri Derg., 1, 1, 43-59.
- Terzioğlu, N., 1985a, Reşadiye (Tokat) kuzeybatısındaki Hasandede andezitin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: CÜ Derg., 2, 1, 135-149.

- Terzioğlu, N., 1985b, Reşadiye (Tokat) kuzeyindeki Eosen yaşı Hasanşeyh platobazaltının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. CÜ Yerbilimleri Derg., 2, 1, 105-134.
- Terzioğlu, N., 1985c, Mesudiye (Ordu) batısındaki Üst Miyosen yaşı Kuyucak bazaltının petrolojisi ve kökensele yorumu: H.Ü. Yerbilimleri Derg., 17, 53-67.
- Terzioğlu, N., 1986, Doğu Karadeniz bölgesinde Pliyosen yaşı Erdembaba volkanitlerinin petrolojisi ve kökensele yorumu: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 29, 119-132.
- Terzioğlu, N., 1987, Orta Karadeniz bölgesindeki Pliyosen yaşı Canik volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 30, 71-85.
- Tokel, S., 1972, Stratigraphical and volcanic history of the Gümüşhane region. NE Turkey (unpublished Ph. D. Thesis). University Coll. Univ. London.
- Tokel, S., 1973, Doğu Pontidler'in Mesozoyik ve Tersiyer'deki gelişimleri ve bu gelişimlerin Kuzey Anadolu sismik zonu ile muhtemel ilgileri: Cumhuriyetin 50. Yıl. Yerb. Kong. Teb. Özetleri, 1-5.
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşı kalkalkalen andezitler ve jeotektonizma: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 20, 49-54.
- Tokel, S., 1979, Anadolu'da yitim ve çarpışma kökenli granitoidlerin kimyasal ve metalojenik açıdan karşılaştırılması: Yerbilimleri, 15, 129-137.
- Tokel, S., 1980, Doğu Anadolu'da Neojen volkanizmasının jeokimyası, 34. Türk. Jeol. Bil. Ve Tek. Kur. Bildiri Özetleri, s.33.
- Tokel, S., 1981, Plaka Tektoniğinde mağmatik yerleşimler ve jeokimya: Türkiye'den örnekler: Yeryuvarı ve İnsan, 6/3-4, 53-65.
- Tokel, S., 1984, Doğu Anadolu'da kabuk deformasyon mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi, Ketin Sempozyumu, 121-130.
- Tokel, S., 1985, Post-collision Neogene volcanism in Eastern Anatolia: Implications for their petrogenetic mechanism: IAVCEI 1985 ilmi top. Bildiri Özleri Kitabı, Giardini-Naxos, Italy.

- Tokel, S., ve Köprübaşı, N., 1986, Doğu Anadolu'da Tersiyer yaşlı S-tipi çarpışma granitoidleri ve üçlü dokanak demir birikimleri: Türk. Jeol. Kur. 1986 Bildiri Özetleri., s.3.
- Tokel, S. ve Akyol, A., 1987, Kırklareli- Demirköy granitoidinin jeokimyası: Kuzey Tetis ada yayı sisteminde Srendnogorie-Istranca bölümünün evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bildiri Özleri, 17-18.
- Tokel, S., 1988, Anadolu'da yitim ve çarpışma kökenli granitoidlerin kimyasal ve metalojenik açıdan karşılaştırılması: Hacettepe Üniversitesi'ndeYerbilimlerinin 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri, s.57.
- Tokel, S., 1988, Anadolu'da yitim ve çarpışma kökenli granitoidlerin kimyasal ve metalojenikaçıdan karşılaştırılması: Yerbilimleri, 129-137.
- Toprak, V., 1989, Tectonic and stratigraphic characteristics of the Koyulhisar segment, North Anatolian Fault Zone, (Sivas-Turkey), Doktora Tezi, 120 s.
- Turner, J.F. ve Verhoogen, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology, 2. ed: Mc Graw-Hill Book Co., New York., 694 s.
- Wager, L. R., 1960, The major element variation of the layered series of the Skaergaard intrusion. Journ. of Petrology, 1, 364-398.
- Wedding, K.H., 1963, Kelkit hattı jeolojisine ait düşünceler ve Kelkit-Bayburt (Gümüşhane) çevresindeki Jura stratigrafisi, MTA Derg., 61, 31-66.
- Wedepohl, K.H., 1975, The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle: Fortschr. Miner. 52/2, 141-172.
- White, A.J.R., and Chappel, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, 7-22.
- Winchester, A. and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20, 325-343.

- Wright, J.B., 1969, A simple alkalinity ratio and application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106, 4, 370-384.
- Yılmaz, A. ve Terzioğlu, N., 1994, The Geotectonic Setting of Late Cretaceous-Tertiary volcanism along the Eastern Pontides. *International Volcanology Congress: Abstracts*. s.39.
- Yılmaz, O. And Boztuğ, D., 1986, Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plütonism product related to the subduction of the Paleo-Tethys., *Geology*, 14, 179-183.
- Yılmaz, Y., 1984, Türkiye'nin jeolojik tarihinde mağmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi: *Ketin Simpozyumu*, T.J.K. yayını, 63-82.
- Yoder, H.S. and Tilley, C.E., 1962, Origin of basalt magma; an experimental study of natural and synthetic rock systems: *Journ. Petrology*, 3, 342-532.
- Zankl, H., 1961, Magmatismus und bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harşit-Tales, NE Anatolian: *Geol. Rdsch.*, 51, 218-239.

