DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

HİSARCIK (KÜTAHYA) ÇEVRESİNDEKİ NEOJEN BİRİMLERİNİN STRATİGRAFİSİ, MİNERALOJİ-PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

Murat YÜKÜNÇ

Ocak, 2007
İZMİR

HİSARCIK (KÜTAHYA) ÇEVRESİNDEKİ NEOJEN BİRİMLERİNİN STRATİGRAFİSİ, MİNERALOJİ-PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ekonomik Jeoloji Anabilim Dalı

Murat YÜKÜNÇ

Ocak, 2007
İZMİR

SINAV SONUÇ FORMU

Murat YÜKÜNÇ, tarafından **Prof. Dr. Cahit HELVACI** yönetiminde hazırlanan **"HİSARCIK (KÜTAHYA) ÇEVRESİNDEKİ NEOJEN BİRİMLERİNİN STRATİGRAFİSİ, MİNERALOJİ-PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

_____

Prof. Dr. Cahit HELVACI
Yönetici

_____ _____

Doç. Dr. Hasan SÖZBİLİR
Jüri Üyesi

Prof. Dr. Kadir YURDAKOÇ
Jüri Üyesi

_____

Prof. Dr. Cahit HELVACI
Müdür
Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın yürütüldüğü süre boyunca bu çalışmayı bana öneren, yönlendirmeleri ve bilgilendirmeleriyle beni destekleyen Prof. Dr. Cahit HELVACI'ya teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarımın her aşamasında yanımda olan, bilgi ve tecrübeleriyle çalışmama derinlik kazandıran meslektaşım ve mesai arkadaşım Sayın Fikret GÖKTAŞ'a; harita çiziminde yardımcı olan ve çalışmalarımın tamamlanmasını sağlayan çalışma arkadaşlarım Muharrem GÖKTAŞ ve Aytekin ÇOLAK'a; kesitlerimin incelenmesi ve fotoğraflanmasını üstlenen Fevzi MİNARECİ, Ferliz MENLİKLİ, Nuray ÖNOĞLU ve Özgül AFŞİN'e; kayıt işlemlerimde bana yardımcı olan Fatih BOYRAZ'a, çalışmalarımın hızlandırılmasını sağlayan mesai arkadaşlarım Reyhan ÖZKAN ve Fatoş KURTULUŞ'a; bana çalışma ortamı sağlayan işyeri arkadaşlarım Gürsel ARSLAN ve Selda FAZLA'ya, örneklerimin kimyasal analizini gerçekleştiren M.T.A. Genel Müdürlüğü Kimya Laboratuarı çalışanlarına içten teşekkürlerimi sunuyorum.

Çalışmalarım süresince yokluğuma katlanan, sürekli olarak zamanlarından çaldığım aileme ayrıca teşekkür ediyorum.

Murat YÜKÜNÇ

HİSARCIK (KÜTAHYA) ÇEVRESİNDEKİ NEOJEN BİRİMLERİNİN STRATİGRAFİSİ, MİNERALOJİ-PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

ÖZ

Çalışma alanında tanımlanan Erken Miyosen dönemine ait Hacıbekir Grubu kaya birimleri, Neojen öncesi temel kayaların üzerine açılı uyumsuzlukla gelen ve alüvyal yelpaze ortamında çökelmiş kırıntılı kayalardan yapılı Taşbaşı formasyonu ile başlar. Taşbaşı formasyonu, kalkalkali karakterli asidik lav ve türdeş tüflerden oluşan Akdağ volkanitleri tarafından kesilir ve örtülür. Gölsel çökellerden oluşan Kızılbük formasyonu, yanal-düşey geçiş ilişkisiyle alüvyal çökellerin üzerine gelir. Riyolitik karakterli ignimbirit ve kül döküntüsü tüf düzeylerinden oluşuk Köpenez tüfü, Kızılbük gölsel istifinin içinde yer alır.

Hacıbekir Grubu üzerine uyumsuz olarak Emet Grubuna ait birimler gelir. Emet Grubu kaya birimleri, Dereköy ve Hisarcık çevresinde iki farklı stratigrafi düzeni sergiler. Hisarcık çevresinde, alüvyal yelpaze çökellerinden oluşuk Kızılyar formasyonu üzerine, gölsel çökellerden yapılı Hisarcık formasyonu gelir. Hisarcık formasyonu, alttan üste, geçiş horizonu konumundaki Doğanlar üyesi, boratlı düzeyleri barındıran İğdeköy üyesi ve kireçtaşı egemen istifiyle simgelenen Espey üyesinden oluşur.

Dereköy çevresinde ise -Kızılyar formasyonunun yanal eşleniği konumundaki- akarsu çökellerinden oluşuk Ören formasyonu üzerine gelen İğdeköy üyesinin boratlı gölsel çökelleri, üst kesimlere doğru alüvyal çamur kayalarının simgelediği kırıntılı düzeylere derecelenir. Alkali trakiandezit karakterli Dereköy volkaniti bu birimleri keser ve örter. Ören formasyonu bu çalışmada ilk kez tanımlanmıştır.

Egemen olarak KKB-GGD doğrultulu normal faylar tarafından temsil edilen tektonik etkinliğin yüksek olduğu çalışma alanı, Erken Orta Miyosen'de başlayan ve günümüze kadar süren jeotermal etkinlikler açısından önemlidir.

Anahtar sözcükler: Emet bor tuzu havzası, Erken-Orta Miyosen tortullaşması, Miyosen volkanizması.

STRATIGRAPHY, MINERALOGY-PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF NEOGENE UNITS IN THE HISARCIK (KÜTAHYA) FIELD

ABSTRACT

Stratigraphic units of Hacıbekir Group dated as Early Miocene, start with Taşbaşı formation comprised of alluvial fan deposits. It overlies pre-Neogene rock units with angular unconformity. Formation is cut and covered by calc-alkaline Akdağ volcanics consisting of acidic lavas and homogeneous tuffs. Kızılbük formation which represented lacustrine deposits, overlies alluvial fan deposits with lateral and vertical transition. Köpenez tuff occurs in Kızılbük lacustrine formation. It consist of rhyolitic ignimbrit and ash-fall tuff levels.

Stratigraphic units of Emet Group, unconformably located on Hacıbekir Group units. This shows that two different stratigraphic settings at Dereköy and Hisarcık fields. At nearby Hisarcık, lacustrine Hisarcık formation overlies alluvial Kızılyar formation with transition. Hisarcık formation consists three member from the bottom to the top; Doğanlar member which occur as transition zone, İğdeköy member including borate-bearing deposits, and Espey member consisting of dominantly limestone rocks.

Fluvial Ören formation occurs instead of Kızılyar formation at nearby Dereköy as a counterpart. Borate-bearing lacustrine deposits of İğdeköy member which grades into the alluvial madstones at upper levels, conformably overlies Ören formation. Dereköy volcanic which is charachterised by trachy-andesitic alkaline type cut and covers İğdeköy member. This study is first, which described Ören formation.

Tectonic activity is highly in study area which represented dominantly NNW-SSE trending normal faults. The study area is considerable about geothermal activities which started in Early Middle Miocene and continued up to the present.

Keywords: Early-Middle Miocene sedimentation, Emet borate basin, Miocene volcanism.

İÇİNDEKİLER **Sayfa No**

SINAV SONUÇ FORMU ..... **ii**
TEŞEKKÜR ..... **iii**
ÖZ ..... **iv**
ABSTRACT ..... **v**

BÖLÜM BİR - GİRİŞ **1**
1.1 Çalışma Alanının Coğrafi Konumu 1
1.2 Yöntemler 2
1.3 Öncel Çalışmalar 3

BÖLÜM İKİ - STRATİGRAFİ **11**
2.1 Neojen Öncesi 14
2.1.1 Paleozoyik 14
2.1.2 Mesozoyik 16
2.2 Neojen 17
2.2.1 Hacıbekir Grubu 17
2.2.1.1 Taşbaşı Formasyonu 18
2.2.1.2 Akdağ Volkanitleri 22
2.2.1.3 Kızılbük Formasyonu 33
2.2.1.4 Köpenez Tüfü 46
2.2.2 Emet Grubu 52
2.2.2.1 Kızılyar Formasyonu 53
2.2.2.2 Ören Formasyonu 58
2.2.2.3 Hisarcık Formasyonu 66
2.2.2.3.1 Doğanlar Üyesi 67
2.2.2.3.2 İğdeköy Üyesi. 70
2.2.2.3.3 Espey Üyesi 80
2.2.2.4 Dereköy Volkaniti 87

2.3 Kuvaterner 93
2.3.1 Traverten Çakıltaşı 93
2.3.2 Traverten 94
2.3.3 Alüvyon 95
2.3.4 Yamaç Molozu 95
2.3.5 Heyelan Molozu 95

BÖLÜM ÜÇ - MİNERALOJİ-PETROGRAFİ 96
3.1 Taşbaşı Formasyonu 98
3.2 Akdağ Volkanitleri 100
3.2.1 Kutlubeyler Yöresi 100
3.2.1.1 Kutlubeyler Yöresi Piroklastikleri 100
3.2.1.2 Kutlubeyler Yöresi Lavları 102
3.2.2 Bahatlar Yöresi 106
3.2.2.1 Bahatlar Yöresi Piroklastikleri 106
3.2.2.2 Bahatlar Yöresi Lavları 108
3.3 Kızılbük Formasyonu 113
3.4 Köpenez Tüfü 114
3.5 Dereköy Volkaniti 117

BÖLÜM DÖRT - JEOKİMYA 120

BÖLÜM BEŞ - TARTIŞMA VE SONUÇLAR 124

KAYNAKLAR 126

EKLER

EK 1- Hisarcık Çevresi Jeoloji Haritası

Ek 2 – Hisarcık Yöresi Enine Kesitleri

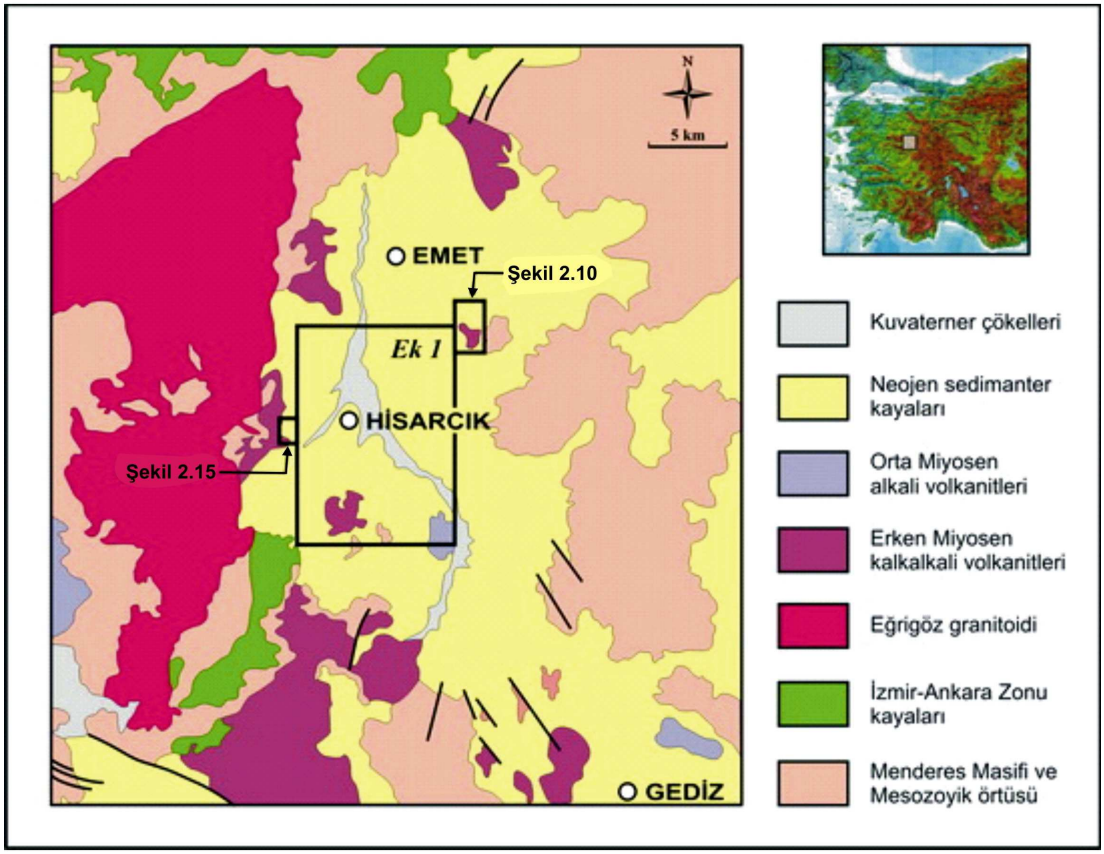
BÖLÜM BİR
GİRİŞ

Emet Havzası güney bölümünün Neojen stratigrafisine yönelik olan bu çalışmada, temel kayaları üzerine gelen Neojen tortullarının alüvyal-flüvyal ve gölsel ortamlarda çökeldiği, gölsel ortamlarda oluşan playalarda evaporasyon ürünlerinin oluştuğu, bu tortul birimlerin zaman zaman kalkalkali ve alkali volkanikler tarafından kesildiği, bu ve başka volkanitlere ait piroklastiklerin de tortullarla sürekli bir ilişki içinde olduğu gözlenmiştir. Bunlarla beraber tektonik hareketliliğin yüksek, jeotermal ürünler açısından zengin olan ortamda traverten yaygıları da takip edilmiştir.

Çalışma alanında Erken Miyosen ve Orta Miyosen'i kapsayan birimlerde jeolojik öneme sahip unsurlardan biri halen işletilen boratlı ürünlerdir. Borat minerallerinin oluşumu-dönüşümü, bunların korunumu, oluşumlarında volkanik hareketliliğin etkisi, tektonizmanın ve jeotermal çıkışların katkısı, gömülü bor yataklarının uzanımları gibi soruların açıklık kazanabilmesi açısından cevher zonunu altlayan ve üstleyen birimlerin ve bunları kesen volkanitlerin de en az bu birim kadar araştırılması gerektiği anlaşılmıştır. Bu tür sorunlara ışık tutabilmesi açısından bu çalışmada ayrıntılı bir stratigrafi amaçlanmıştır.

1.1 Çalışma Alanının Coğrafi Konumu

Ortalama 150 km^2'lik bir alanı kapsayan çalışma alanı Emet ilçesi (Kütahya) güneyinde olup Hisarcık ilçesini ortalamıştır. Yeniceköy (KB köşesi), Bahatlar köyü (KD köşesi), Dereköy (GD köşesi) ve İnkaya Mah. (GB köşesi), çalışma alanının doğal sınırlarını oluşturur. J22-a3, J22-b4, J22-c1 ve J22-d2 paftalarına ait parçalardan oluşan sahanın bölgesel-jeolojik konumunu da içeren yer bulduru haritası aşağıda verilmektedir (Şekil 1.1)



Şekil 1.1 Çalışma alanının yeri ve jeolojik konumu (MTA'nın 1/500.000 ölçekli İzmir paftasından sadeleştirilerek alınmıştır).

1.2 Yöntemler

Çalışma alanındaki Neojen birimlerinin stratigrafisinin sağlıklı bir şekilde ortaya konması için yürütülen bu çalışmada sahanın 1/25.000'lik jeoloji haritasının çıkarılması açısından arazi çalışmalarına öncelik verilmiştir. Bu süre boyunca birbirleriyle ilişki içerisinde olan tortul-volkanit birim ve kaya topluluklarının dokanak ilişkileri incelenmiş, sınırlar ayrıntılı biçimde takip edilmiştir. Sağlıklı haritalama ve stratigrafik kurulum adına, tabakalı tortullara ait doğrultu ve eğimler konusunda hassasiyet gösterilmiş, bu birimler tortul kapsamları ve oluşum ortamları gözetilerek incelenmiştir. Arazi çalışmalarında rastlanan görsel bulgular ilgili fotoğraflarla desteklenmiş, gerek duyulan yerlerde enine kesitler alınmıştır.

Arazi çalışmalarına, eşzamanlı yürütülen laboratuar çalışmaları eşlik etmiştir. Sahada takip edilen volkanik kayalar ve zaman zaman tortullarla ardalanan

piroklastiklerden petrografik analizler için 23 çift örnek alınmış, bunlar polarizan mikroskop altında incelenmiştir.

Alkali ve kalkalkali karakterdeki volkanik kayalardan alınan 9 adet örneğin XRF yöntemiyle kimyasal analizi yapılmış, ana oksit ve iz elementlere ilişkin sonuçlar ilgili diyagramlara yansıtılarak yorumlanmıştır. Analize gönderilen örnekler MTA laboratuarlarında 75 µm tane büyüklüğüne kadar öğütülmüş, 105 ºC sıcaklıktaki etüvde 2-3 saat kurutulmuştur. Analiz için gerekli 3,0 gr numune ile 0,9 gr bağlayıcı malzemeden (selüloz) oluşan karışım, 30 dakika bilyeli değirmende öğütülmüştür. Elde edilen karışım, 40 ton basınçla preslenerek tablet haline getirilmiştir. Bu şekilde hazırlanan örneklerin XRF analizleri, Rigaku, RIX-3000 (60 kV, 100 mA) XRF cihazında yaptırılmıştır.

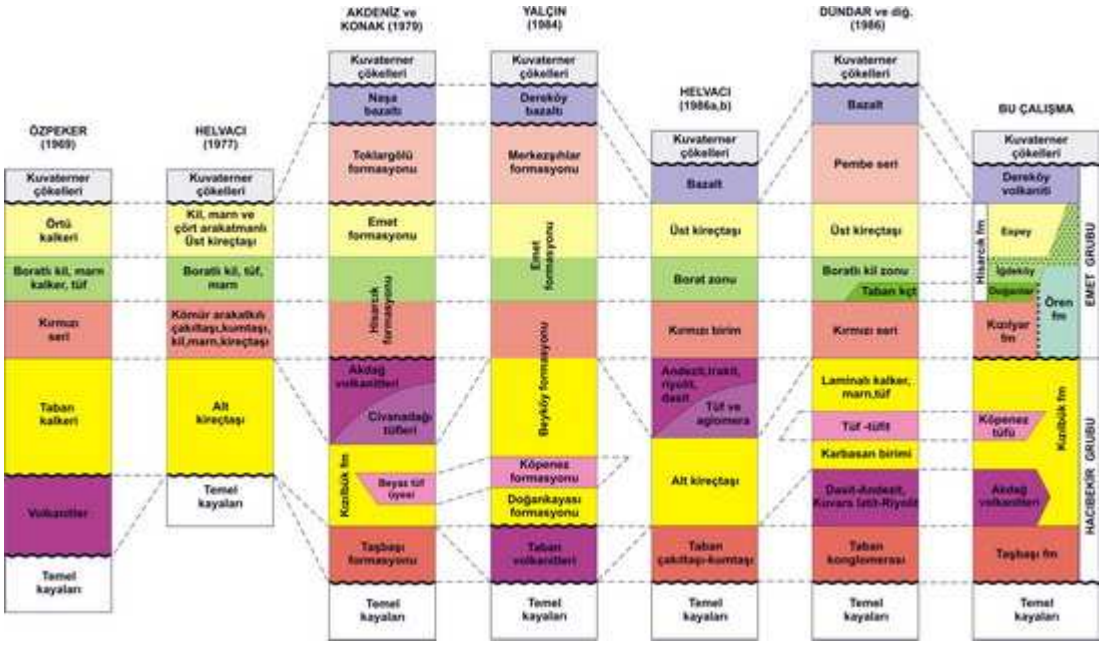
Ayrıca alterasyon ürünlerinden şüphelenilen alanlarda özellikle piroklastiklerden alınan 4 adet örnek, XRD analizlerine tabi tutulmuştur. Analizi yapılan numuneler çelik havanda kırıldıktan sonra agat havanlarda iyice öğütülüp toz haline getirilmiştir. Toz haline gelen örnekler cam lamlara konularak XRD cihazlarının özel localarında analiz edilmiştir. XRD analizleri MTA laboratuarlarında Rigaku Geigerflex D-Maxll TC model XRD cihazında yaptırılmıştır.

1.3 Öncel Çalışmalar

Yörede 1956'da Dr. J. Gawlik'le başlayan jeolojik çalışmalar pek çok araştırıcının katılımıyla günümüze dek sürmüştür. Günümüze kadar yapılan çalışmalarda ortaya konan Neojen stratigrafileri ve bunlar arasındaki deneştirmeler aşağıdaki korelasyon çizelgesinde özetlenmiştir (Şekil 1.2).

Gawlik (1956), Emet bölgesinde MTA adına yürüttüğü linyit aramalarında, Hisarcık'ın 1,5 km GD'sundaki kolemanit yatağını bulmuştur. Bölgenin 1/25.000 ölçekli jeolojik haritasını yapan araştırıcı, alttan üste doğru gnays, mermer, mikaşist ve serpantinitlerden oluşan metamorfitleri, taban kireçtaşlarını, kırmızı seriyi, borat mercekli gri marn ve tüfleri, örtü kireçtaşlarını, taraça molozu ve alüvyon ile taban

kireçtaşı çökeliminin son evrelerindeki volkanizmanın ürünleri olan andezit, riyolit, dasit, bazalt ve tüfleri ayırtlamıştır.



Şekil 1.2 Çalışma alanında kurulan genelleştirilmiş Neojen stratigrafisinin önceki çalışmaların sonuçlarıyla karşılaştırılmasını yansıtan korelasyon çizelgesi.

Bekişoğlu (1961), borat oluşumunun andezitik-dasitik volkanizma ile ilişkili olduğunu ve türdeş tüflerin zaman zaman sedimanter katmanların arasına sokulduğunu savunmuştur. Boratlardaki kalsiyumun kökenini kireçtaşlarına bağlayan yazar, boratların kireçtaşı çökeliminden itibaren borca zengin çözeltiler yoluyla oluştuğunu ileri sürmüştür.

Özpeker (1969), Bigadiç, Kestelek ve Emet borat yataklarının mineralojisini ve karşılaştırmalı jenetik etüdünü yapmıştır. Kutlubeyler ile Çalcaağıl köyleri arasında kalan yaklaşık 200 km^2'lik bir alanın 1/50.000 ölçekli jeolojik haritasını yapan araştırıcı, alttan üste doğru, Paleozoyik yaşlı mermer, kalkşist ve mikalı kuvarsitlerden oluşan metamorfitler, Neojen yaşlı taban kireçtaşları, kırmızı seri, pembe renkli dasit, genç riyolit ve ojit andezit karakterli volkanitler ile dördüncü zaman nehir konglomerası, taraça molozu ve alüvyon olmak üzere kuralsız adlanmış yedi stratigrafi birimi ayırtlamıştır.

Ataman (1977), Batı Anadolu'daki zeolit oluşumlarına yönelik araştırmasında, inceleme alanında yüzeyleyen felsik tüflerin önemli oranda klinoptilolit içerdiğini saptamıştır. Tüf düzeylerinde klinoptilolit + α-kristobalit parajenezinin gözlendiğini bildiren yazar; klinoptilolitlerin farklı ısıl kararlılıklara sahip olduğunu ve bu özelliğin kimyasal yapılanma, jeolojik yaşlanma ve ortam suyu kimyası ile ilişkilendirilebileceğini belirtir.

Helvacı (1977), Emet Havzasındaki çalışmasında, borlu çökelleri altlayan ve üstleyen tortul birimleri tanımlayarak bor tuzlarının mineralojisi ve jeokimyası üzerine odaklanmıştır. Emet borat yataklarını barındıran yer yer birbiriyle bağlantılı playa göllerinin Orta Oligosen'de kurak veya yarı kurak iklim koşullarında, termal akışkanlar ve yüzey sularıyla beslendiklerini, volkanik ve sismik bakımdan aktif bir sahada yer aldıklarını bildirmiştir. Bor mineralleri, jeokimyasal farklılıklar gösteren iki sedimanter havzada yer alan playa göllerinde oluşmuş; kireçtaşı, marn, tüf ve kil ara katmanlarıyla birlikte yataklanmışlardır. Bu çalışmada, kolemanite eşlik eden diğer bor mineralleri ile boratlar dışındaki diğer mineraller sıralanarak birbirlerine dönüşümleri irdelenmiş, ilksel kolemanit oluşumunun olasılıkla tortul/su ara düzeyinin altında ve pekleşmemiş tortulların içinde ve tortullaşmayla yaşıt olarak doğrudan doğruya çözeltilerden türediği belirtilmiştir.

Helvacı ve Firman (1977), Emet borat yataklarının jeolojik konumunu ve kolemanit ile diğer bor minerallerinin oluşumunu açıklamaya yönelik dokusal ve jenetik incelemeler yapmışlar; bor minerallerinin Orta Oligosen'de playa göllerinin çamurlarında, jeokimyasal farklılıklar gösteren iki sedimanter basende oluştukları ve tüfler ve killerle ardışık yataklandıkları sonucuna varmışlardır. Bu çalışmada kolemanit ile diğer bor mineralleri ve bor tuzları dışındaki diğer mineraller üzerinde durulmuş; bor minerallerinden kolemanit, meyerhofferit, üleksit, tünelit, terujit, kahnit, hidroborasit ve viçitin oluşum sırası ile birbirlerine dönüşümleri irdelenmiştir. Kolemanit mineralizasyonuna yönelik jenetik yorumlarda bulunulmuş; bu mineralin üleksitin başkalaşımı veya inyoitin dehidrasyonu yoluyla kristalleşme olasılıkları tartışılmıştır. Çözünen kolemanitin kendi nodülleri etrafında yeniden kristalleşmesine

değinilmiş; bu mineralin başkalaşım sonucunda diğer minerallere (viçit, hidroborasit, kalsit) nasıl dönüştüğü açıklanmıştır.

Ataman ve Baysal (1978), Türkiye borat yataklarının kil mineralojisine yönelik araştırmalarında, borat, karbonat ve fillosilikat minerallerinin önemli bir bölümünün pH'ın 9 civarında bulunduğu nispeten sıcak gölsel ortamlarda otijenik olarak oluştuğu sonucuna varmışlar ve Emet bölgesindeki boratlarla ardışık killi düzeylerde montmorillonitin egemen, illitin tali, klorit ve ara katmanlı minerallerin ise ender bulunan kil mineralleri olduğunu belirlemişlerdir.

Gün ve diğ. (1979), çalışma alanının bir bölümünü kapsayan çalışmalarında, Emet Havzasının jeolojisini ve yaş sorunlarını araştırmışlar; volkanitleri Miyosen ve bunların üzerine gelen sedimanter birimleri Pliyosen yaşlı kabul ederek, Miyosen ve Pliyosen birimleri arasında açısal uyumsuzluk bulunduğunu ileri sürmüşlerdir. Kocadağ ile Şaphane Dağı arasındaki (paleo) eşiğin, Neojen sedimantasyonunun başlangıcında Gediz ve Emet havzalarını ayırdığını; Neojen ortalarına ve sonlarına doğru ise söz konusu havzalarda eşdeğer çökelme koşullarının egemen olduğunu savunmuşlardır.

Akdeniz ve Konak (1979)'ın Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci dolaylarının 1/25.000 ölçekli genel jeolojisine yönelik çalışmalarında tanımladıkları karasal Neojen istifi, alüvyal "Taşbaşı formasyonu" ile başlar ve flüvyal-gölsel "Kızılbük formasyonu" ile devam eder. Erken Neojen çökellerini, altta piroklastikler ("Civanadağ tüfleri") ve üstte lavların ("Akdağ volkanitleri") oluşturduğu riyolit-riyodasit-dasit-andezit bileşim aralığındaki kalkalkali volkanitler örter. Kendilerinden yaşlı kaya birimlerini uyumsuzlukla örten alüvyal-gölsel "Hisarcık" ve gölsel "Emet" formasyonları üzerine, alüvyal "Toklargölü formasyonu" gelir. Bölgenin alkali mafik volkanizmasını simgeleyen "Naşa bazaltı" Kuvaterner yaşlı kabul edilmiştir.

Akbulut ve diğ. (1984), Emet yöresindeki Miyosen istifinin tabanında, dasit, andezit, bazalt ve tüflerden oluşan volkanitlerin bulunduğunu; Miyosen çökeliminin

kumtaşları ile başlayan ve marn, kil, tüf ara katkılı mikritik dokulu plaket kireçtaşları ile simgelendiğini; Miyosen birimleri üzerine kırmızı-yeşil renkli kumtaşı düzeyi ile gelen Pliyosen tortullaşmasının, altta yeşil-gri renkli kil, tüf, marn, kireçtaşından yapılı "Boratlı birim" ve üstte marn-kireçtaşı ardalanmasından oluşan "Örtü birimi"nden ibaret olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Ercan ve diğ. (1984), Eğrigöz graniti çevresindeki Senozoyik volkanizmasının petrojenik yorumuna yönelik çalışmalarında, bölgedeki volkanitlerin çok düzenli bir gidişle, zamana bağlı olarak kalkalkali karakterden alkali bazaltik karaktere dönüşüm gösterdiğini belirtirler. Araştırmanın sonuçlarına göre, üstündeki allokton örtünün yükü ile gömülen Menderes Masifi, daha sonra K-G sıkışmalarla domlaşmış, ardından üstleyen yükün aşınması ve mantonun yükselmesi (manto diyafirizmi) ile ilgili bir riftleşmeye uğramıştır.

Yalçın (1984) ve Yalçın ve diğ. (1985)'in çalışmalarına göre, Emet Havzasındaki Neojen tortul istifinin tabanını, değişik yaşlardaki kaya birimlerinin simgelediği Miyosen öncesi temel kayaları ile, Alt Miyosen yaşlı andezitler oluşturmaktadır. Bu birimler üzerinde uyumsuzlukla bulunan Orta Miyosen yaşlı "Doğankayası formasyonu", alt kesimlerinde tüf ara katkıları da içeren kireçtaşı ve kumtaşı ardalanmasıyla temsil edilir. İstif, karbonatlı ve kırıntılı kayaç ara katkılı zeolitli tüflerden oluşan "Köpenez formasyonu" ile devam eder. Yer yer kömür içeren "Beyköy formasyonu" altta kimyasal kireçtaşları; üstte ise kuzeyde akarsu, güneyde distal türbidit karakterli kırıntılı kayaçlarla temsil edilir. Üst Miyosen başlangıcında güneyde kuruyan, buna karşın kuzeye doğru genişleyen gölde "Emet formasyonu"nu oluşturan kireçtaşı, dolomit, kiltaşı/marn ve boratların çökelimi gelişmiştir. Gölsel istif, alüvyon yelpazesi ortamında çökelmiş kaba kırıntılı kayaçlardan oluşan Pliyosen yaşlı "Merkezşıhlar formasyonu" ile son bulur. Bu birim üzerinde, Pliyosen yaşlı olivin bazaltlar uyumsuzlukla yer almaktadır. En üstte ise açısal uyumsuzlukla Kuvaterner oluşukları (traverten, çakıltaşı ve pekişmemiş sedimanlar) bulunur. Bu çalışmada, bölgede sedimantasyonla yaşıt tektonik hareketlerin yanı sıra üç ana evrede egemen olan volkanizmanın varlığına değinilmiştir.

Helvacı (1984, 1986a), Emet borat yataklarını içeren playa göllerinin ortamsal özelliklerini açıklamış; bu göllerin kurak veya yarı kurak iklim koşullarında, kısmen sıcak su kaynakları, kısmen de yüzey sularıyla beslendikleri, volkanik ve sismik bakımdan aktif bir sahada yer aldıkları, ayrık veya birbiriyle bağlantılı oldukları sonucuna varmıştır. Bu çalışmada, playa göllerine taşınarak bor minerallerinin oluşumunda önemli rol oynayan Ca, B, Mg, Sr, As ve S gibi elementlerin olası kaynakları araştırılmış; özellikle B, As ve S'ün Tersiyer volkanik kayalarından türeyerek onlarla ilişkili sıcak sularla çökelme ortamına geldikleri veya volkanik külün doğrudan boratlı havzada çökelmesiyle ortama taşındıkları üzerinde durulmuştur.

Helvacı (1986b), Emet bölgesindeki Tersiyer kayalarının Paleozoyik yaşlı metamorfitler üzerine uyumsuzlukla oturduğunu, kuzey-güney doğrultulu yayılım gösteren playa-göl tortullarının yatay ve düşey fasiyes değişimleri gösterdiklerini belirtmiştir. Bu çalışmaya göre, boratlı zonun kalınlığı 0-100 m arasında değişmekte olup en yüksek kalınlığa kuzey yataklarında erişmektedir. Tortul formasyonları kesen KD-GB uzanımlı aktif fayların yol verdiği termal kaynakların, traverten ve kükürt çökeltmeye devam ettiği bildirilmiştir.

Dündar ve diğ. (1986)'nin Emet Havzasındaki bor tuzu yatakları üzerinde yaptıkları çalışmalara göre, bölgede Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfik temel üzerine uyumsuz olarak gelen Neojen formasyonları, volkanitler, klastik çökeller ve kimyasal göl çökelleri biçiminde üç ayrı fasiyesten oluşmaktadır. Sondajlarla desteklenen bu çalışmada, bilinen Espey ve Hisarcık yatakları dışında Doğanlar-İğdeköy bölgesinde -dar bir koridorla Hisarcık açık işletmesine birleşen- yeni bir bor tuzu yatağı bulunmuş; en kalın cevherleşmenin (450 m) burada oluştuğu ve varlığı bilinen bor minerallerine ek olarak probertitin tespit edildiği bildirilmiştir. Çok sayıda kimyasal ve mineralojik-petrografik analiz yapılan çalışmada, teknolojik çalışmalar sonucunda ekonomik arsenik elde edilebileceği ileri sürülmüştür.

Yalçın ve Gündoğdu (1987), Emet volkanosedimanter baseninde gölsel birimlerin mineralojik-petrografik özellikleri ile bazı neoformasyon minerallerinin oluşumu ile

dağılımlarını incelemişlerdir. Çalışmalar sonucunda sedimanter birimlerde belirlenen neoformasyon minerallerinden simektit, klinoptilolit, analsim, opal-CT, kuvars, K-feldispat, jips, kükürt, realgar ve orpimentin diyajenetik süreçler sırasında; karbonat (kalsit ve dolomit) ve borat (kolemanit, üleksit, probertit ve hidroborasit) minerallerinin kimyasal çökelme sonucunda oluştukları belirlenmiştir. Yazarlara göre camsı tüflerden oluşan Köpenez formasyonunda basenin beslenme rejimine bağlı olarak KB-GD yönünde, volkanik cam + simektit, klinoptilolit, analsim ve K-feldispat biçiminde dizilim gösteren mineralojik zonlanmalar gelişmiştir. Emet formasyonunda ise yaklaşık K-G doğrultusundaki Ca ve NaCa-borat fasiyeslerinin alansal dağılımına kükürt ve sülfat mineralleri eşlik etmektedir.

Akyol ve Akgün (1993)'ün boratlı Neojen tortullarının palinolojisi üzerine yaptıkları çalışmaya göre, Bigadiç, Kestelek, Emet ve Kırka havzaları zengin bor yataklarının yanı sıra, zengin mikrofloraya sahip ince kömür bant ve mercekleri ile killi düzeyler içerirler. Mikroflora kapsamı, birbirinden farklı özellikler taşıyan iki polen topluluğu (alt ve üst polen topluluğu) sunar. Orta Miyosen yaşını veren alt polen topluluğu, Çan, Orhaneli, Soma, Selendi, Şahinali'de aynen gözlenir ve Batı Anadolu'nun bu dönemde ormanlarla kaplı olduğunu belgeler. Benzer sonuca Tire ve Sarıçay'da incelenen memeli faunası ile de ulaşılmıştır. Bu topluluğu içeren düzeylerde yer alan kömür mercekli kum, kil, kalkerli şeyl vb. tortullar, kıyı kesiminde yer yer bataklıkların geliştiği çevresi ormanlarla kaplı ve yüksekçe dağlarla çevrili bir gölde çökelmiştir. Üst polen topluluğu ise, Geç Tortoniyen yaşlıdır. Genelde nemli ılık bir iklimi simgelemekle birlikte, alt polen topluluğuna oranla iklimin, daha kurak ve daha serin olduğu anlaşılmaktadır. Batı Anadolu'da bu toplulukla yaşıt memeli faunaları çok yaygındır. Bu faunaları birçok yazar incelemiş ve tümü, bu dönemde Batı Anadolu'nun step olduğunu belirtmişlerdir. Ancak bu step içinde, yer yer, örneğin üst polen topluluğunu içeren dört havzada olduğu gibi savan parkların varlığı söz konusudur.

Seyitoğlu ve diğ. (1997), Uşak-Selendi-Emet bölgesindeki K-Ar yaşlandırmaları ile majör-iz element analizlerine dayanarak Türkiye batısında, Erken Miyosen'deki egemen kalkalkali ve silisik volkaniklerden, Orta Miyosen'in yaygın olarak alkalin

ve çoğunlukla mafik volkanizmasına doğru bir değişim olduğunu; bu durumun olasılıkla, genişleme tektonizmasının bir sonucu olarak kabuksal kirlenmenin zamanla azalmasını yansıttığını belirtmişlerdir. Yazarlara göre, oldukça değişken Nb/Y, Ti/Y ve Th/Nb oranları litosferik mantonun heterojenik olarak iki süreçte zenginleştiğine işaret etmektedir: (i) dalma-batma ile ilişkili, yüksek Th/Nb, düşük Nb/Y ve düşük Ti/Y üreten süreçler vasıtasıyla zenginleşme; (ii) düşük Th/Nb, yüksek Nb/Y ve yüksek Ti/Y'un üretildiği tükenen üst mantonun, düşük derecede erimeler vasıtasıyla yarattığı zenginleşme. Yazarlar her iki zenginleşme sürecinin Uşak-Selendi-Emet bölgesindeki bol potasyumlu Orta Miyosen lavlarına değişik oranlarda katkıları olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Floyd ve diğ. (1998), borat içeren kayaçlar üzerinde jeokimyasal araştırmalar yapmışlar ve Batı Anadolu'daki borat yataklarının orta-yüksek K'lu kalkalkali ignimbiritik volkanizma ve ayrımlaşmış eşmagmatik alkali trakibazalt-trakidasit lav serileri ile ilişkili olduğu sonucuna varmışlardır. Araştırmacılar borat yataklarına (özellikle Kırka) eşlik eden ignimbiritleri bor minerallerinin oluşumuna katkısı açısından 'verimli' ve 'verimsiz' olmak üzere iki bölüme ayırmışlardır. Yazarlar jeokimyasal analizlerin yorumlanması sonucunda B'un (ve diğer ilgili elementlerin) ilksel kaynağının, yitim zonundaki pelajik tortulların ve altere olmuş okyanus kabuğunun suyunu kaybetmesi ile ortaya çıkan LIL bakımından zengin akışkanlar olduğunu düşünmüşlerdir.

Helvacı ve Alonso (2000) Türkiye'deki Miyosen tortul istifi içinde yer alan tüf ve killerle ardışık bor yatakları (Emet, Bigadiç, Kestelek, Kırka) ile Arjantin'deki benzer özelliklere sahip bor yatakları (Sijes Tepesi, Loma Blanca, Tincalayu) arasında karşılaştırmalar yapmışlardır. Bu çalışmada jeokronolojik analiz amacıyla alınan örneklerden üçü Emet yataklarına ait olup; 'borlu zonun 500 m üzerinden' alınan trakitlere ait feldispat yaşı 15,4 ± 0,2 My., 'borlu zon içindeki alkali trakitik tüften' alınan biyotit yaşı 16,8 ± 0,2 My. ve 'borlu zonun 150 m altından' alınan riyolitlere ait biyotit yaşı 19,0 ± 0,2 My. sonuçlarını vermiştir.

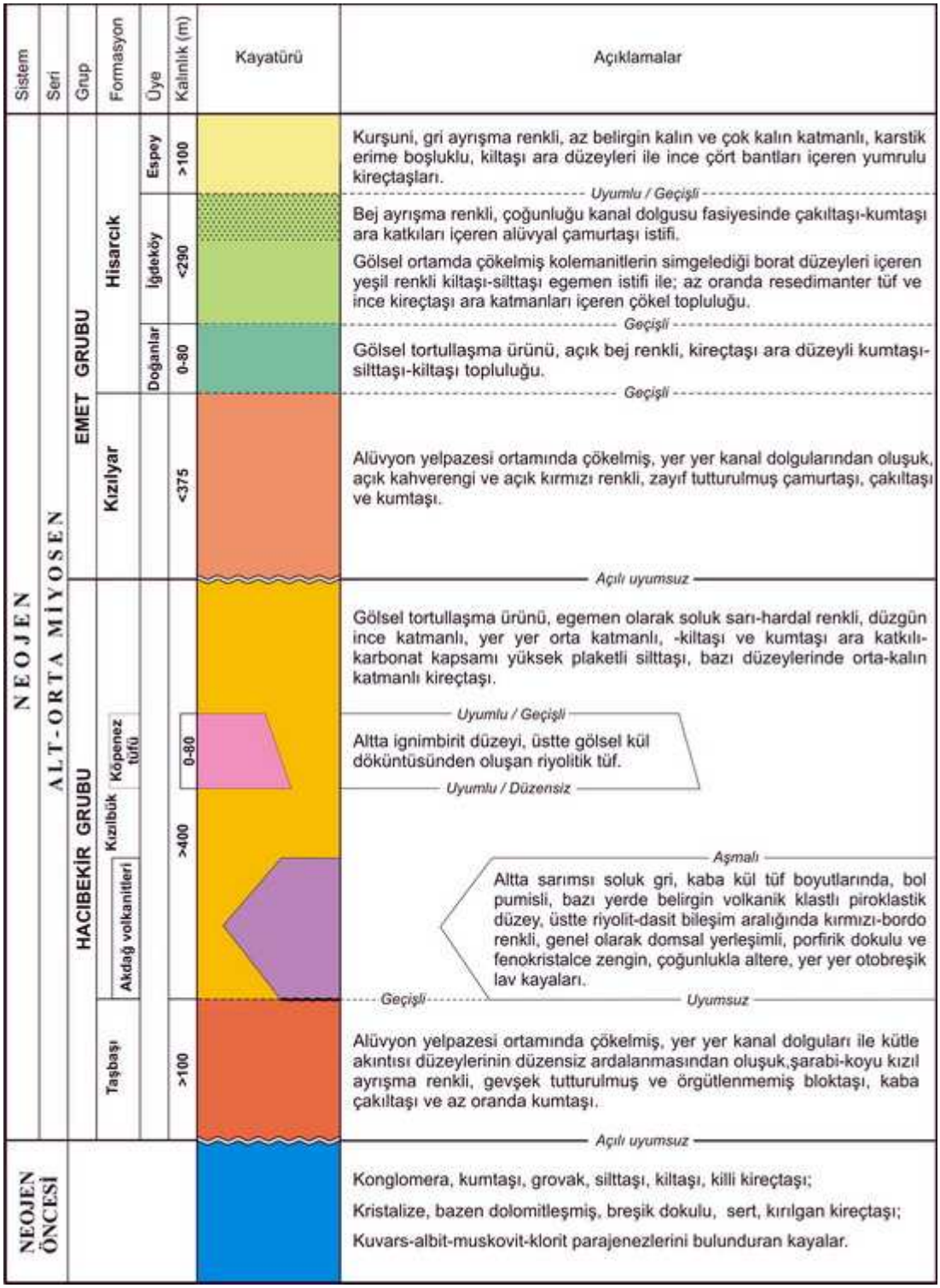
BÖLÜM İKİ
STRATİGRAFİ

Ortalama 150 km^2'lik bir alanı kapsayan sahanın 1/25.000 ölçeğinde hazırlanmış jeoloji haritası ve başlıca stratigrafi birimlerinin yanal-düşey ilişkilerini yansıtan jeolojik enine kesit eklerde sunulmuştur (Ek 1,2). Çalışma alanındaki Geç Erken Miyosen (Hacıbekir Grubu) ve Erken Orta Miyosen'e (Emet Grubu) ait kaya birimleri, tortullaşma ve volkanizma farkı gözetilmeksizin iki ayrı bölümde ele alınmıştır. Emet Grubu'ndaki yanal-düşey fasiyes değişimlerinin yarattığı korelasyon güçlüğü, sahada "Hisarcık" ve "Dereköy" bölgeleri olmak üzere iki ayrı stratigrafi düzeni kurmayı gerektirmiştir (Şekil 2.1, Şekil 2.2).

Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı temel kayaları üzerine uyumsuzlukla gelen Hacıbekir Grubu, şarabi, koyu kızıl-kahve renkli Taşbaşı formasyonu ile başlar. Alüvyon yelpazesi ortamında çökelimi yansıtan tortul istif, genellikle gevşek tutturulmuş ve örgütlenmemiş bloktaşı, kaba çakıltaşı ve az oranda kumtaşından oluşur.

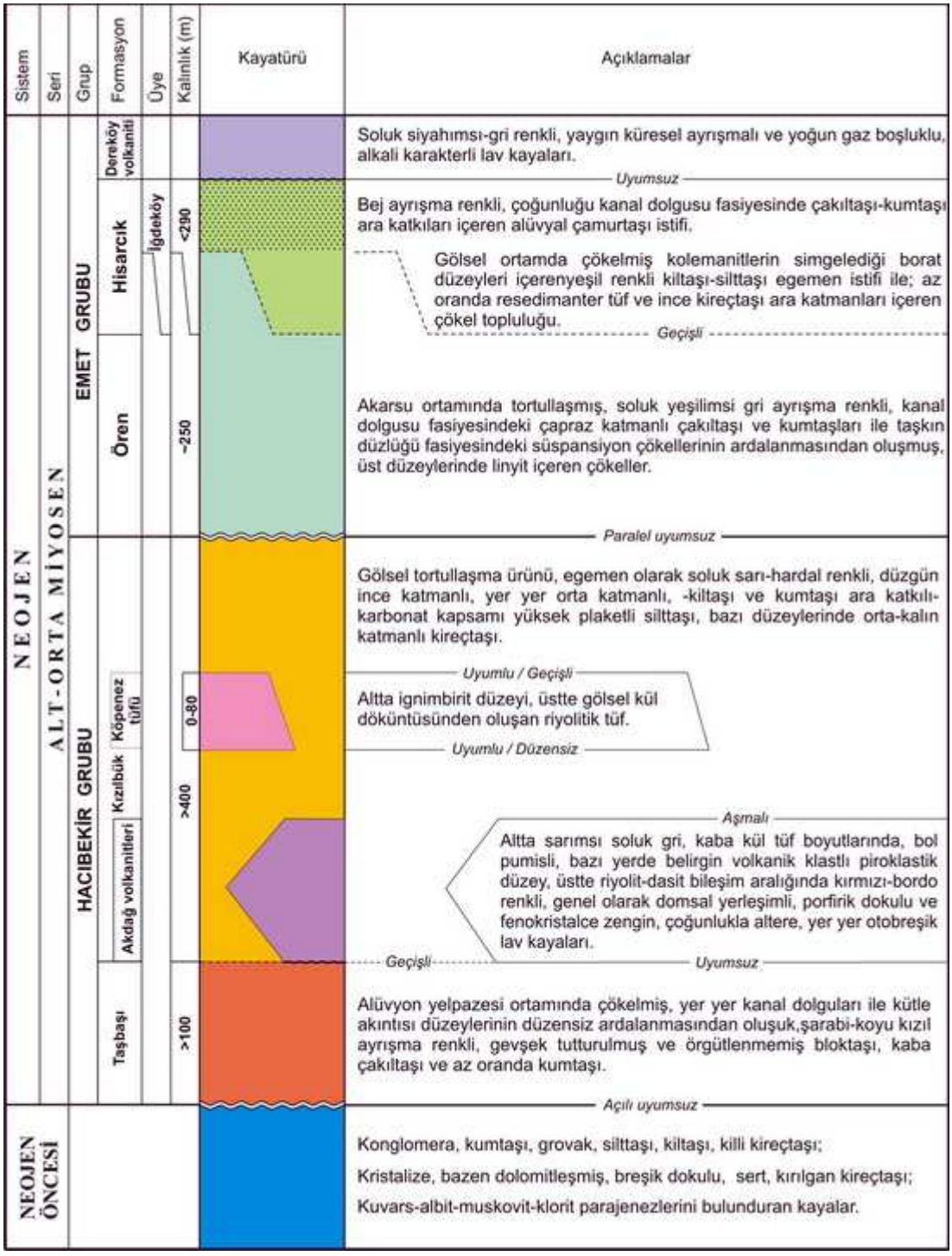
Taşbaşı formasyonunun üzerine uyumlu ve geçişli dokanak ilişkisiyle düzgün ince katmanlı, soluk sarı ve bej ayrışma renkli, karbonatlı silttaşı, kiltaşı, marn ve kireçtaşıyla simgelenen gölsel Kızılbük formasyonu gelir. Formasyon Akdağ volkanitleri tarafından kesilmiş ve aralanmıştır. Kızılbük formasyonu -Akdağ volkanitlerinin yerleşiminden sonra gölsel tortulaşmaya katılan- felsik piroklastiklerden yapılı Köpenez tüfünü içinde taşır.

Akdağ volkanitleri, riyolitik-dasitik türde domsal yerleşimli lavlar ve lav çıkışlarını önceleyen türdeş piroklastiklerle temsil edilir. Aynı magmatik kökene sahip olmakla birlikte, Kutlubeyler ve Bahatlar yörelerinde volkanik fasiyesler açısından farklılık gösterirler.



Şekil 2.1 Hisarcık yöresi Neojen kayalarına ait stratigrafik kolon kesit.

Kızılbük formasyonu tortullaşmasını aralayan Köpenez tüfü, riyolitik volkanizmanın ürünleri olan piroklastik akma üniteleri ve kül döküntüsü tüf düzeylerinden yapılıdır.



Şekil 2.2 Dereköy yöresi Neojen kayalarına ait stratigrafik kolon kesit.

Hacıbekir Grubu'nun son birimini oluşturan gölsel Kızılbük formasyonu üzerine açılı/paralel uyumsuzlukla gelen Emet Grubu tortul istifi, Hisarcık çevresinde açık kırmızı renkli Kızılyar formasyonuyla, Dereköy çevresinde ise yeşilimsi gri renkli

Ören formasyonu ile başlar. Alüvyon yelpazesi ortamında çökelimi yansıtan Kızılyar formasyonu, zayıf tutturulmuş çakıltaşı kumtaşı ve çamurtaşından oluşur.

Kızılyar formasyonunun yanal eşleniği olan Ören formasyonu, flüvyal tortullaşma ürünüdür ve Kızılbük formasyonu üzerine paralel uyumsuzlukla gelir. Kızılyar formasyonu ile dokanak ilişkisi bulunmayan birim, tane destekli, iyi boylanmış, zayıf ya da sıkı tutturulmuş kanal dolgusu çakıltaşı düzeyleri ile ince kırıntılı taşkın düzlüğü düzeylerinin ardalanmasından yapılıdır.

Kızılyar ve Ören formasyonları üzerine yanal-düşey geçiş ilişkisiyle gölsel Hisarcık formasyonu gelir. Birim alttan üste doğru, kumtaşı-silttaşı-kiltaşı-kireçtaşı ardalanmasından yapılı Doğanlar üyesi; egemen olarak yeşil renkli kiltaşından oluşan, borat düzeyleri ile tüf, marn ve kireçtaşı ara katkıları kapsayan İğdeköy üyesi; az belirgin kalın katmanlı, karstik erime boşluklu ve kiltaşı ara düzeyleri içeren yumrulu kireçtaşlarının temsil ettiği Espey üyesinden kuruludur.

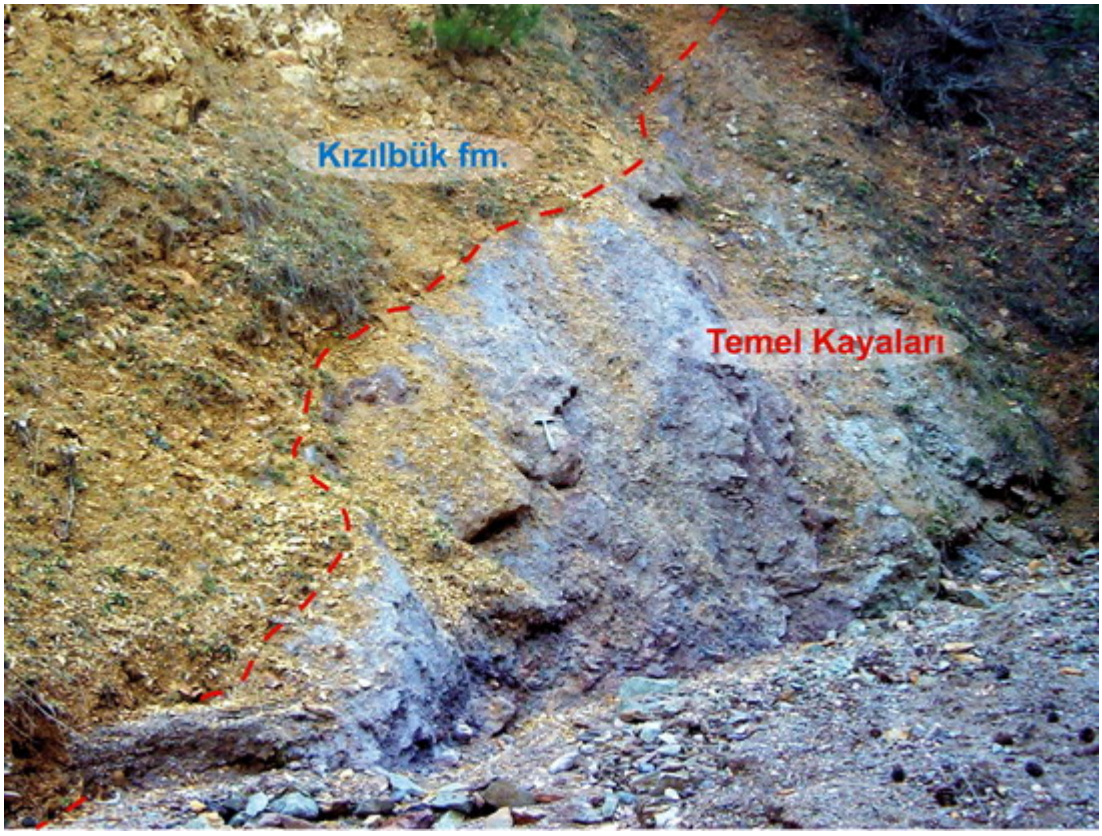
Dereköy volkaniti yaygın olarak küresel ayrışmalı, alkali karakterde, koyu renkli ve genellikle altere lav akıntılarından oluşmuştur. Çalışma alanının en genç volkanik çıkışını temsil eden birim, İğdeköy üyesinin üst bölümlerini temsil eden egemen çamurtaşından oluşuk kırıntılı kesimi keser ve örter. Birimin yayılım alanı içinde Espey üyesiyle dokanak ilişkisi bulunmaz.

2.1 Neojen Öncesi

2.1.1 Paleozoyik

Çalışma alanının güney ve GD'sunda gözlenen Paleozoyik yaşlı temel kayaları daha önce Akdeniz ve Konak (1979) tarafından incelenmiştir. Çalışma sahası güneyinde (J22-d2) Kındıra T. zirve ve eteklerinde korunmuş kaya birimi(Şekil 2.3), aynı yazarlar tarafından Sarıcasu formasyonu adıyla tanımlanmıştır. Buna göre formasyon, Barrow tipi metamorfizma serilerinden yeşil şist fasiyesinin kuvars-albit-

muskovit-klorit alt fasiyesi ve kısmen kuvars-albit-epidot-biyotit alt fasiyesi mineral parajenezlerini bulunduran kayalardan oluşur.



Şekil 2.3 Sarıcasu formasyonu şistleri ile üzerinde yer alan Kızılbük formasyonu gölsel çökelleri (J22-d2, 93280/41050; Kızayşe deresi).

Yine Kındıra T.'nin doğu ve güney eteklerinde (J22-d2) ve çalışma alanı GD'sunda (J22-c1) Hamamköy ve Sefaköy batısındaki fayla sınırlandırılmış olarak yüzeylenen kristalize kireçtaşından oluşuk Paleozoyik temel kayaları (Şekil 2.4), Akdeniz ve Konak (1979) tarafından Arıkaya formasyonu adıyla incelenmiştir. Buna göre; alttan Sarıcasu formasyonuyla geçişli, üstten bir diskordansla sınırlandırılan birimi oluşturan kaya türü beyaz, pembemsi, açık gri renklerde, kristalize, bazen dolomitleşmiş, yersel breşik dokulu, çoğun camsı, sert, kırılgan ve düzensiz kırılmalı kireçtaşıdır. Kireçtaşı orta-kalın katmanlı, seyrek laminalanmalı, gelişmiş kaya dilinimine sahip, tek yönde gelişmiş eklemlidir.

Bu birimler, Kındıra T. eteklerinde Taşbaşı formasyonu tarafından diskordansla, burada ve Sefaköy batısında Kızılbük formasyonu tarafından transgresif aşmayla üzerlenmektedir.



Şekil 2.4 Arıkaya formasyonuna ait kristalize kireçtaşlarından bir görünüm (J22-c1, 96420/41765; Sefaköy batısı).

2.1.2 Mesozoyik

Çalışma alanının KD'sunda (J22-b4) Bahatlar kasabası güneyinde geniş yüzlekler bulunduran Mesozoyik yaşlı temel kayaları Akdeniz ve Konak (1979) tarafından Triyas-Jura kayaları başlığı altında Kırkbudak formasyonu adıyla incelenmiştir. Yazarlara göre formasyon alttan üste doğru; çoğun ardalanmalı konglomera, kumtaşı, grovak, silttaşı, kiltaşı, killi kireçtaşı ve bunların içindeki algli kireçtaşı merceklerinden oluşur. Birim, Bahatlar güneyinde Taşbaşı formasyonu tarafından diskordansla, Kızılbük formasyonu tarafından transgresif aşmayla örtülmektedir.

2.2 Neojen

Çalışma alanında Geç Erken Miyosen-Erken Orta Miyosen zaman aralığında oluşmuş sedimanter ve volkanik kaya birimleri yer alır. Çalışma alanınındaki tortul ve volkanik birimler bölgesel uyumsuzlukla birbirinden ayrılan “Hacıbekir Grubu” ve “Emet Grubu” olmak üzere başlıca iki üst birime bölünerek incelenmiştir. Neojen volkanizmasına ait kayalar yerleşim sıraları gözetilerek bu gruplar içinde anlatılmıştır.

Çalışma alanının Neojen volkanizması, geç Erken Miyosen döneminin genellikle asidik karakterli kalkalkali volkanizması ve alkali Erken Orta Miyosen volkanizması olmak üzere başlıca iki volkanojenik evrede ele alınmıştır. Hacıbekir Grubu kapsamında yer alan geç Erken Miyosen kalkalkali volkanizması, aynı magmatik kökenden olmakla birlikte bağıl stratigrafi ilişkilerine göre birbirinden ayrılabilen başlıca iki evrede etkinlik göstermiş; birinci evrede “Akdağ volkanitleri”nin lavlarını ve ikinci evrede “Köpenez tüfü”nün piroklastiklerini üretmiştir. Erken Orta Miyosen alkali volkanizması ise “Dereköy volkaniti” kapsamında incelenmiştir.

2.2.1 Hacıbekir Grubu

İnceleme alanındaki Geç Erken Miyosen tortullaşması ve volkanizmasını kapsayan Hacıbekir Grubu**,** alüvyal “Taşbaşı” ve gölsel “Kızılbük” formasyonları ile sinsedimanter kalkalkali volkanizmanın asidik ürünleri olan “Akdağ volkanitleri” ve “Köpenez tüfü”nden oluşur.

“Hacıbekir Grubu”, ilk kez Ercan ve diğ. (1978) tarafından Uşak Havzası’nda tanımlanmıştır. Üst birimin genel kabul gören adı, yaygın kullanımıyla literatüre yerleştiğinden bu çalışmada da benimsenmiştir. Ancak, Ercan ve diğ. (1978)’nin Hacıbekir Grubu kapsamında tanımladıkları “Kürtköyü” ve “Yeniköy” formasyonları yerine; Akdeniz ve Konak (1979)’ın -çalışma alanını da kapsayan- bölgesel etütlerindeki eşlenik tortul birimler olan “Taşbaşı” ve “Kızılbük” formasyon adlarının kullanımı yeğlenmiştir.

Bu çalışmada incelenen kalkalkali asidik karakterli Geç Erken Miyosen volkanitlerinin (altta Akdağ volkanitleri ve üstte Köpenez tüfü) sınıflanmasında, Ercan ve diğ. (1978)'nin Hacıbekir Grubu kapsamında tanımladıkları "Karaboldere volkanitleri" yerine, -çalışma alanındaki volkanitleri de kapsadığı gözetilerek- Akdeniz ve Konak (1979)'ın "Akdağ volkanitleri" adının kullanılması yeğlenmiştir. Akdeniz ve Konak (1979)'ta Kızılbük formasyonu içinde yöntemsiz tanımlanan "Beyaz tüf üyesi" yerine ise, Yalçın (1984)'ın yöntemli tanımladığı "Köpenez formasyonu"ndan yola çıkılarak "Köpenez tüfü" ismi uygun görülmüştür.

2.2.1.1 Taşbaşı Formasyonu

Tanım ve ad: Neojen öncesi temel kayaları üzerine açılı uyumsuzlukla gelerek Neojen istifinin tabanını oluşturan, genellikle şarabi ya da koyu kızıl-kahve renkli örgütlenmemiş kaba çakıltaşları ile kaba kumtaşlarından yapılı alüvyal birim Taşbaşı formasyonu adı altında incelenmiştir. Birim, ilk kez Akdeniz ve Konak (1979) tarafından adlanmış ve formasyon aşamasında tanımlanmıştır.

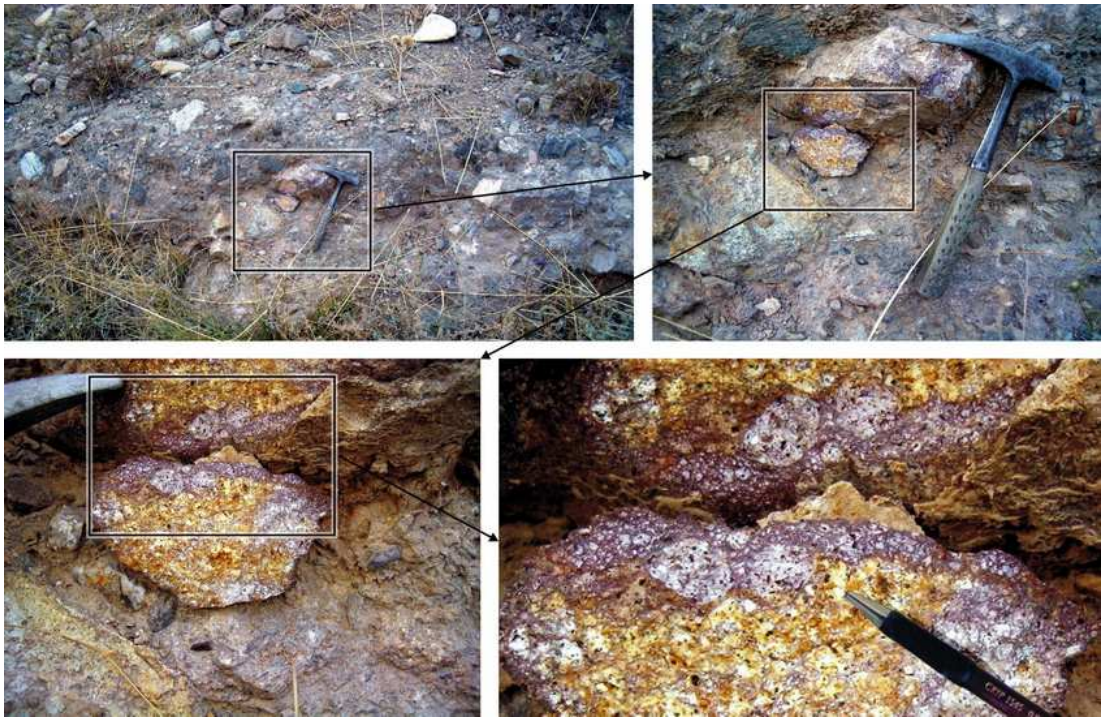
Kalınlık ve yayılım: Taşbaşı formasyonu, çalışma alanının güney ve GB kesimlerinde (J22-d2) Kutlubeyler ve Saklar köyleri civarında gözlenir. Ayrıca, Doğanlar köyü batısındaki Kızılyartepe'de (J22-a3) ve birkaç sınırlı alanda eğim atımlı faylanmalar sonucu küçük yüzlekler verir. Çalışma alanındaki kalınlığı 100 m'nin üzerindedir.

Kaya türü özellikleri: Alüvyon yelpazesi ortamında çökelimi yansıtan tortul istif, tipik olarak şarabi-kahve, şarabi-koyu kızıl ayrışma renkli, gevşek tutturulmuş ve örgütlenmemiş bloktaşı, kaba çakıltaşı ve az oranda kumtaşından oluşur. Kaba kırıntılı düzeyler çoğunlukla belirsiz, yer yer belirgin kalın-çok kalın katmanlıdır. Birçok yerde, kanal dolguları ile kütle akıntısı düzeylerinin düzensiz ardalanmasından oluşan birimde, -silis ve karbonat miktarının arttığı alanlar dışında- katmanlanmanın genellikle az belirgin oluşu, zayıf çimentolanmaya bağlı gevşek tutturulmadan kaynaklanır.

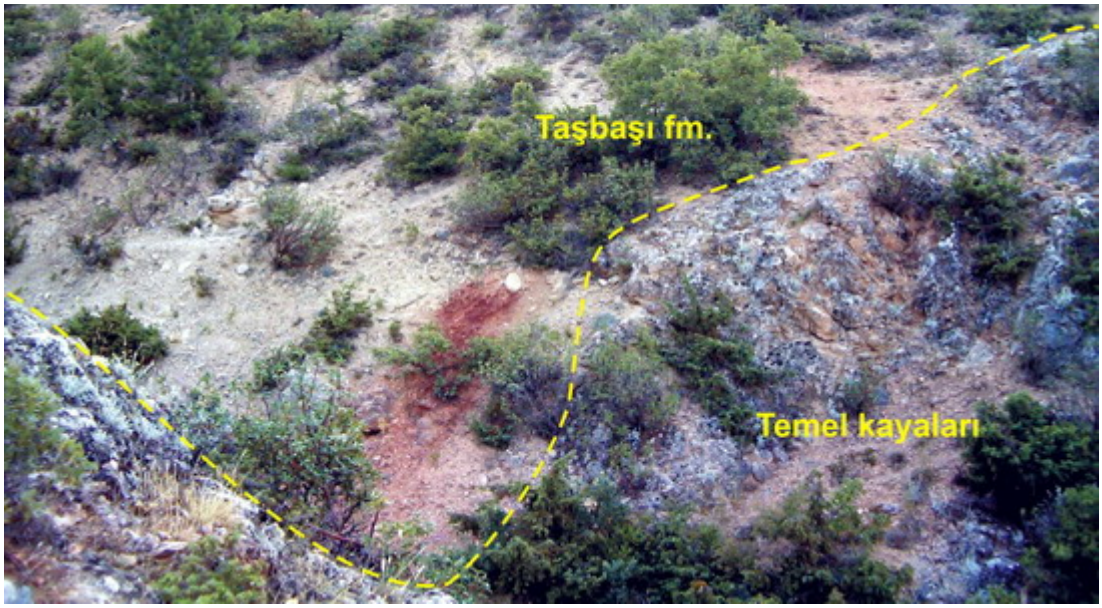
Çakıl kapsamı, kaynaklanma alanını oluşturan kaya türü topluluklarına göre değişiklik göstermekle birlikte, birimin çalışma alanındaki uzantılarında ofiyolit, şist, kristalize kireçtaşı ve kuvars çakılları baskındır. Emet Havzası'nın Eğrigöz magmatik kompleksiyle sınırlanan batı kıyılarında çoğunluğu oluşturan granit çakılları çalışma alanı içinde azınlıkta bulunur. Bunların dışında, -Akdağ volkanitlerine benzer- asidik volkanizma ürünü çakıllar da gözlenir. Küçük çakıl alt sınırından blok boyutlarına kadar ulaşan kaba klastlar tortul istifin özellikle alt kesimlerinde köşeli ve küt köşelidir. Ara gereç, kötü boylanmış kaba-çok kaba kumtaşı ve çakılcıktaşından oluşur. Çimento ise çoğunlukla silis, bazen de karbonattır. Tortul istifin taban kesitinde, yakın taşınmayı ve hızlı depolanmayı yansıtan örgütlenmemiş bloktaşları ve bloklu kaba çakıltaşları yer alır. Bu seviyelerde, büyüklükleri birkaç metreye ulaşan temele ait şist kütleleri ile mermer ve silisifiye kireçtaşı bloklarına zaman zaman rastlanır. İstifin üst kesimlerine doğru ortalama çakıl boyutları birkaç santimetreye düşer; dokusal olgunluk ve boylanma derecesi artar. Çimentolanmanın daha sıkı olduğu bu kesimlerde, kaba kumtaşı ve iyi örgütlenmiş çakıltaşı ardalanması görülür.

Tortul istif içinde nadiren gözlenen asidik volkanizma ürünü çakıllar, sahanın jeolojik evrimi açısından önem taşır (Şekil 2.5). Stratigrafi ilişkilerine göre, çalışma alanında saptanan en yaşlı asidik volkanitlerin (Akdağ volkanitleri), alüvyon yelpazesi çökellerini üzerlediği düşünüldüğünde, çalışma alanında yüzeylemeyen ve Akdağ volkanitleriyle aynı magmatik kökenden fakat daha yaşlı bir volkanik fazın varlığı ileri sürülebilir. Bu yaklaşım, alüvyon yelpazesi çökeliminin iki ayrı asidik volkanizma fazı arasında gerçekleştiği ya da daha genel olarak, çok evreli kalkalkali asidik volkanizmanın alüvyal tortullaşma ile yaşıt olduğu sonucuna götürür. Bu çakıllardan petrografik (P01) ve kimyasal (K01) amaçla alınan örnekler incelenmiş ve kayacın "riyolit" kimyasal bileşiminde olduğu anlaşılmıştır. Söz konusu örneğe ait bilgiler mineraloji-petrografi ve jeokimya bölümünde verilmiştir.

Stratigrafi ilişkileri: Neojen tortullaşmasının başlangıcını yansıtan alüvyon yelpazesi çökelleri, Neojen öncesi temel kayaları üzerine açılı uyumsuzlukla gelir (Şekil 2.6).



Şekil 2.5 Taşbaşı formasyonu içinde bulunan asidik volkanitlere ait çakıllar (J22-d2, 87280/45500).



Şekil 2.6 Taşbaşı formasyonunun temel kayalarıyla yaptığı uyumsuz dokanak ilişkisi (J22-c1, 96359/41761).

Bunun dışında, tektonik/volkanik etkinliklere bağlı olarak alüvyal yelpazenin gölsel tortullar üzerine ilerlediği, yer yer gölsel çökellerden parçalar aldığı ve göl-yelpaze ardalanmaları yarattığı, gözlenen dokanak ilişkileri arasındadır.

Birim, Kutlubeyler yöresinde ve Körkuyu T. çevresinde kalkalkali asidik karakterli Akdağ volkanitleri tarafından kesilir. Belirtilen lokalitelerde yüzeyleyen Akdağ volkanitleri, Taşbaşı formasyonu ile Kızılbük formasyonu çökelleri arasında yer alır. Kızılbük formasyonuna ait gölsel çökeller, volkanizmanın gözlenmediği yerlerde uyumlu ve geçişli dokanak ilişkileriyle birimin üzerine gelir.

Yaş: Ercan ve diğ. (1978), birimin Uşak çevresindeki korelanı olan "Kürtköyü formasyonu" için bağıl Alt Miyosen yaşını varsaymışlardır.

Gün ve diğ. (1979), birimin karşılığı olan detritiklerin Orta Miyosen yaşında olduğunu savunurlar.

Akdeniz ve Konak (1979), Kızılbük formasyonuna geçiş seviyelerinde saptadıkları Orta-Üst Miyosen yaşını veren polen kapsamına dayanarak "Taşbaşı formasyonu" için bağıl Alt-Orta Miyosen yaşını öngörmüşlerdir.

Günay ve diğ. (1986), "Kürtköyü formasyonu" adıyla inceledikleri birimin, bölgesel korelasyonlara dayanarak Alt(?)-Orta Miyosen yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Karasal Neojen tortullaşmasının başlangıcını simgeleyen birim, bağıl stratigrafi ilişkilerine göre Akdağ volkanitlerini altlar. Bölgesel stratigrafide, Eğrigöz granitoidini uyumsuzlukla üzerlediği bilinmektedir (Akdeniz ve Konak, 1979). Birimin tortullaşması, Eğrigöz plütonizması (24.6-20.0 My: Bingöl ve diğ., 1982; 23-20 My: Işık ve diğ., 2004; 24-19 My: Ring ve Colins, 2005) ile Akdağ volkanizması (20.3 ± 0.6 My: Seyitoğlu ve diğ., 1997; 19,0 ± 0,2 My: Helvacı ve Alonso, 2000) arasında sınırlandırılabilir.

Bölgesel korelasyon: Taşbaşı formasyonu, Ercan ve diğ. (1978) ile Günay ve diğ. (1986)'nde tanımlanan "Kürtköyü formasyonu", Akdeniz ve Konak (1979)'ın "Taşbaşı formasyonu", Helvacı (1986)'nın "Taban çakıltaşı-kumtaşı" birimi ve Dündar ve diğ. (1986)'nin "Taban konglomerası" birimi ile deneştirilebilir.

2.2.1.2 Akdağ Volkanitleri

Tanım ve ad: Altta nadiren görülen türdeş piroklastikler ile egemen lav kayalarından oluşan kalkalkali riyolit-dasit bileşim aralığındaki volkanitler, Akdağ volkanitleri adı altında incelenmiştir. Birimin adı, ilk olarak Akdeniz ve Konak (1979) tarafından kullanılmıştır.

Yayılım: Çalışma alanındaki Akdağ volkanitleri, birbirinden bağımsız görünen iki ayrı yörede yüzeylemektedir: 1) çalışma alanının GB'sında Kutlubeyler köyünden itibaren KB'ya uzanan bir hat boyunca ve 2) çalışma alanının KD'sunda, Bahatlar köyünün GGB kesimlerinde. Bahatlar yöresindeki volkanitler türdeş piroklastikler ve lav breşleriyle tek bir yüzeylenime sahiptir. Kutlubeyler yöresinde ise birden çok alanda yüzeylemekle birlikte, volkanik fasiyes, yerleşme biçimi, doku, renk, alterasyon derecesi ve ayrışma tipi gibi genel makroskobik özellikleri birbirine benzer. Kutlubeyler ile Bahatlar yöresindeki volkanitler, yüzeylemiş kaya türü bileşenleri, stratigrafi ilişkileri ve genel makroskobik özellikleri açısından birbirinden ayrılır.

Kaya türü özellikleri: Kronostratigrafik konumları ve volkanojenik nitelikleri aynı olmasına rağmen söz konusu volkanitlerin kaya türü bileşenleri ve yayılımları, stratigrafi ilişkileri ile mineralojik-petrografik ve kimyasal özelliklerinin iki ayrı yöreye bölünerek anlatılması uygun görülmüştür.

(A) Kutlubeyler Yöresi

Bu yörede domsal yerleşimli lav kayaları ile simgelenen Akdağ volkanitleri, Kutlubeyler yakınlarında altta çok dar bir alanda görülen piroklastik düzey ile üstte egemen lav kayaları ve sınırlı yayılımı bulunan lav breşi düzeylerinden oluşur.

Tabanda nadiren gözlenen piroklastik düzey, genel olarak sarımsı soluk gri ayrışma renkli, kaba kül tüf boyutlarında olup bol pumisli ve çatlaklı bir yapıya sahiptir. Düzeyin alt bölümleri soluk yeşilimsi gri renkli ve iri lav parçalıdır.

Piroklastik düzeyden mineralojik-petrografik inceleme amacıyla alınan 3 adet örnekte kristallerin hamura oranının %15-20 civarında olduğu ve genel olarak pumis, kristal ve kaya parçalarının devitrifiye volkanik cam ile bağlanmasıyla oluştukları gözlenmiştir. Örneklerin içerdiği kristaller (çoğunluk sırasına göre) kuvars, feldispat (plajiyoklaz), mika (biyotit) ve kalsittir. Hamuru oluşturan devitrifiye volkanik cam ise örneklerin çoğunda kloritleşmiş, silisleşmiş ve bazı yerlerde killeşmiştir.

Riyodasit-dasit bileşimli ve genel olarak domsal yerleşimli (Şekil 2.7) lav kayaları, kırmızı-bordo ayrışma renkli olup etkin ve yaygın alterasyona uğramış ve büyük ölçekli dayklar şeklinde geniş alanlara yayılmışlardır. Porfirik dokulu ve fenokristalce zengindirler (Şekil 2.8).

Birimde bloklu kül akışı fasiyesindeki yanal süreksiz piroklastik düzeylere seyrek olarak rastlanır (Şekil 2.9).



Şekil 2.7 Kutlubeyler yöresindeki domsal yerleşimli asidik volkanitlerin topoğrafya üzerinde hakim yüzeylenim şekli (J22-d2, Kale T. batısı).



Şekil 2.8 Lav kayalarına ait fenokristalce zengin tipik porfirik dokunun makroskobik görünümü (J22-d2, Kale T. batısı, 90631/41056).



Şekil 2.9 Asidik lav kayaları ile birlikte yersel olarak gözlenen ‘bloklu kül akıntısı’ düzeyi (J22-d2, Kale T. batısı, 90631/41056).

Bu yöredeki lavlardan mineralojik-petrografik inceleme amacıyla alınan 5 adet örnekte fenokristallerin hamura oranı % 25 civarındadır. Örnekler genelde porfirik, bazıları sferülitik porfirik, bazıları ise vitrofirik porfirik dokuludur. Örneklerin içerdiği fenokristaller (çoğunluk sırasına göre) kuvars, feldispat (genellikle alkali feldispat), biyotit, amfibol, tanınamayan altere kristaller ve tali minerallerdir. Hamurun ise belirgin biçimde karbonatlaşmış olduğu gözlenmiştir.

Lav kayalarından jeokimyasal amaçla alınan 2 adet örneğin, adlama diyagramlarında “dasit” alanına düştüğü gözlenmektedir. Aynı yöredeki lavlardan Seyitoğlu ve diğ. (1997)’nin aldığı örnekler ise “riyolit” alanında yer alır.

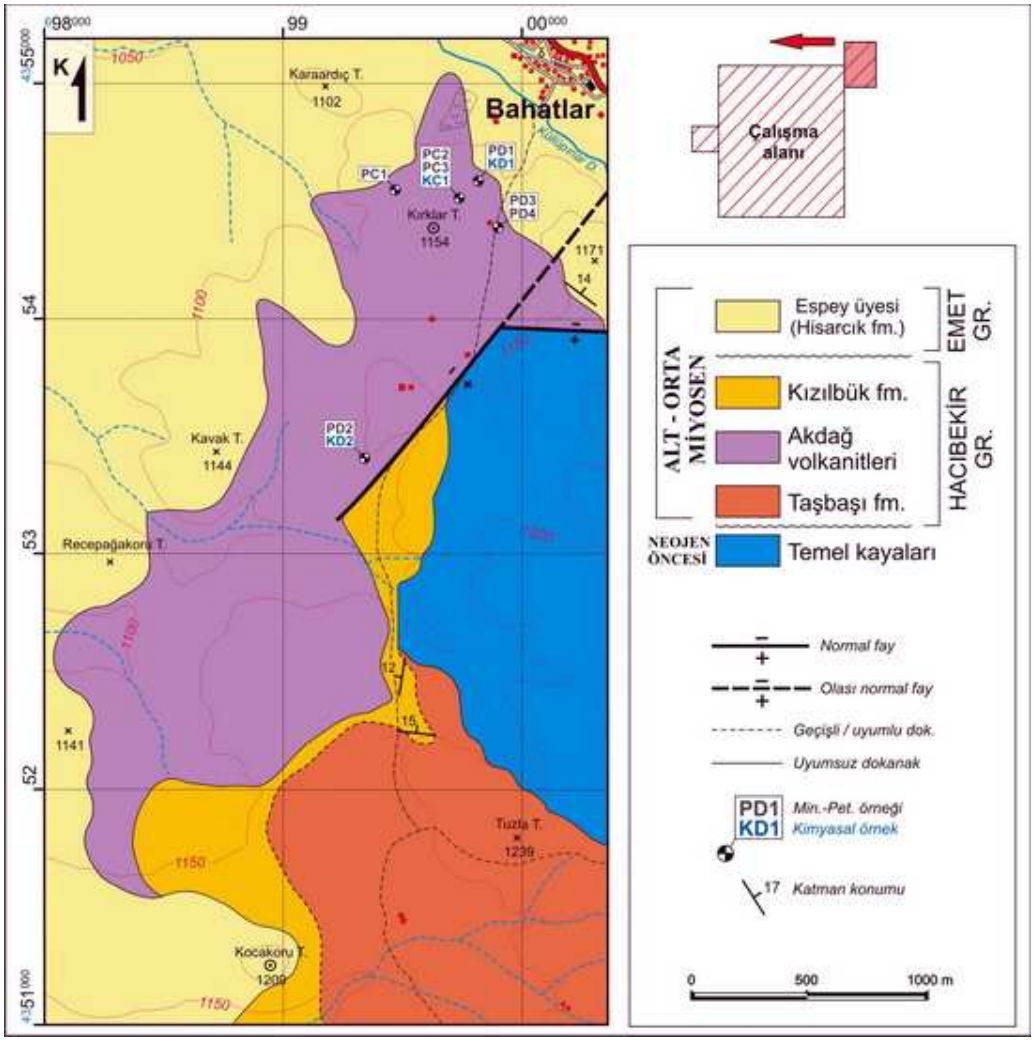
(B) Bahatlar Yöresi

Bu alan, volkanitler ile altlayan ve üstleyen kaya birimleri arasındaki ilişkilerin belirlenmesi amacıyla 1:25.000 ölçekte haritalanmıştır (Şekil 2.10).

Volkanitlerin haritalanan alanın kuzeyine doğru örtülü yayılım gösterdiği, Bahatlar’ın kuzeyinde MTA tarafından yapılan BME 2005/5 sondajından anlaşılmıştır. Bu sondajda, Hisarcık formasyonu çökelleri altında 250 m altere lav kayaları kesilmiş ve sondaj volkanitler içinde sona ermiştir. Birimin bu yörede barındırdığı farklı volkanik fasiyeslerin birlikte gözlendiği yer, Bahatlar GB’sındaki Kırklar Tepe’nin doğu yamacıdır.

Volkanitlerin hakim ayrışma rengi, grimsi açık mor (yer yer eflatun) ve grimsi açık pembe tonlarındadır. Taze kaya rengi ise -fenokristal/hamur oranına bağlı olarak- beyazımsı açık mordan açık kahverengiye kadar değişen tonlardadır.

Bu çevredeki volkanitler üç farklı litofasiyesten oluşmaktadır: altta ‘bloklu kül akışı’ fasiyesindeki türdeş piroklastikler (1), arada yer yer görülen otobreşik lav kayaları (2) (Şekil 2.11) ve en üstte yer alan lav kayaları (3).



Şekil 2.10 Bahatlar yöresinin jeoloji haritası.



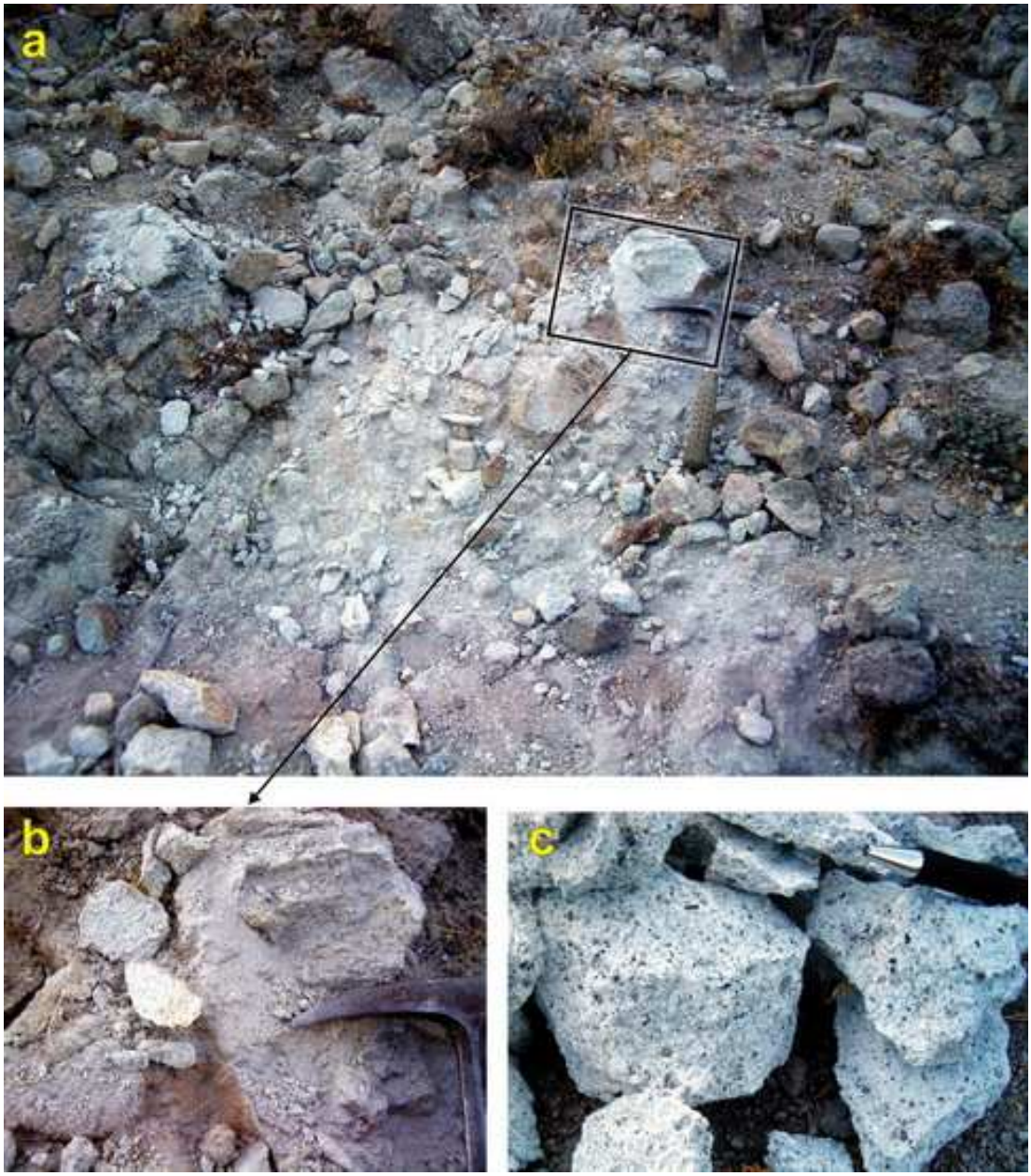
Şekil 2.11 Bloklu kül akışı düzeyi ve üzerine gelen lav breşi (J22-b4, 99850/54470, Bahatlar güneyi, Kırklar T. doğusu).

(1) Bloklu kül akışı çökellerinden oluşan alt düzey, özgül olarak çok yoğun (genellikle tane destekli) volkanik klastlıdır. Özellikle iri klastların yoğunlaştığı kesimlerin tane destekli dokusu, -alterasyonun da etkisiyle- litofasiyese lav görünümü kazandırır. Desimetrik ve metrik boyutlarda, genellikle küt köşeli ve yarı yuvarlak olan lav klastları akma yapılı ya da masif, fenokristalli, tek kökenli volkanitlerden oluşur. Yaygın olarak perlitleşmişlerdir. Belirgin akma yapılı klastlarda beyaz renkli kristaller akmaya uygun yönlenmiştir. Renkleri genellikle mavimsi koyu gri olup altere kesimlerde taze kaya rengi açık griye dönüşür (Şekil 2.12) .



Şekil 2.12 Bloklu kül akışı içinde bulunan lav klastları (J22-b4, 99881/54364, Bahatlar güneyi, Kırklar T. GD'su).

Piroklastik akma birimi bütünüyle masiftir. Seyrek olarak tane destekli 'pumis lapilli' kesimlere rastlanır. Boylanmamış kaba kül tüften oluşan matriksin yoğunluk kazandığı kesimlerde iri (desimetrik) pomzalara rastlanır. Pomzalar beyaz renkli, küt köşeli-yarı yuvarlak, bol biyotitli ve sekonder özşekilsiz kuvarslıdır. Matriksi oluşturan cam genellikle perlitleşmiştir. Perlitleşmiş matriks mavimsi koyu gri, pumisler ise beyaz renklidir (Şekil 2.13).



Şekil 2.13 Bloklu kül akışına ait makroskobik görüntüler (J22-b4, 99742/54533, Bahatlar güneyi, Kırklar T. doğu yamacı).

Piroklastiklerden 3 adet mineraloji-petrografi örneği alınmıştır. Kristal ve kayaç parçalarının hamura oranının % 15 civarında olduğu örneklerde, pomza parçaları ve karbonatlaşmış-silisleşmiş volkanik kayaç parçaları ile plajiyoklaz, kuvars (çatlak sistemine sahip) ve biyotit kristallerine rastlanmıştır. Taneler arasındaki bağlayıcı volkan camının yer yer sferülitleştiği, killeştiği ve karbonatlaştığı gözlenmiştir.

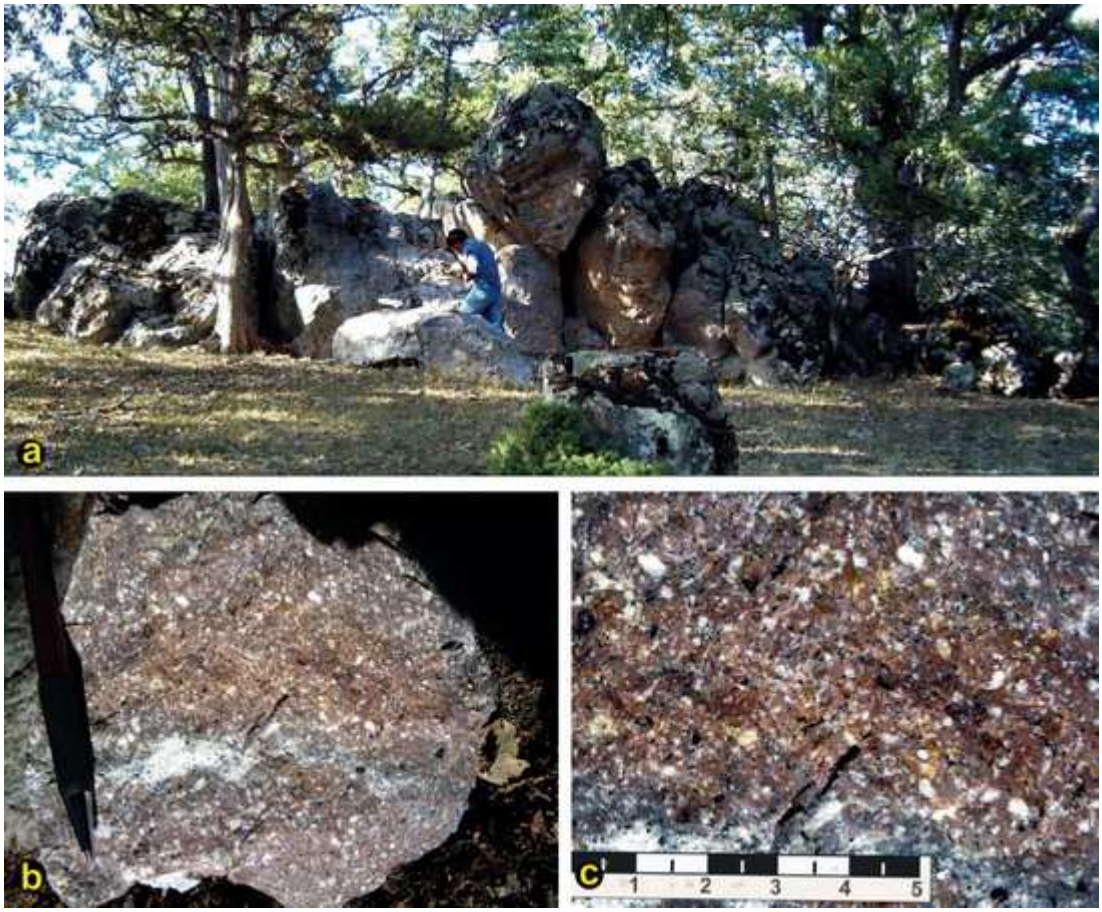
Üzerine gelen lav kayalarıyla türdeş olmalarına karşın piroklastik akma biriminin içerdiği lav klastları; bütünüyle perlitleşmiş olmaları, fenokristal kapsamının fazlalığı, özellikle feldispatların fenokristal kapsamı içindeki oransal çokluğu ve yönlenmiş olmaları ile lav kayalarından ayrılırlar.

Tanımlanan aglomeratik piroklastikler çok küçük apofizler şeklinde, volkanik çıkışlarla kesilir.

(2) Bloklu kül akışı düzeyini keserek çıkmış olan lavların alt kesimleri çoğunlukla breşik bir yapıya sahiptir ve metrik boyutlardan santimetrik boyutlara kadar değişen lav parçalarının bir araya gelmesiyle oluşmuş, piroklastik akışları üzerleyen otobreşik lav kayalarından meydana gelmiştir. Üstleyen egemen lav kayalarıyla breşik yapısı dışında litolojik farkı bulunmayan lav breşi düzeyi yanal süreksizdir; bu düzey, piroklastikler ile lav kayaları arasındaki her kesimde gözlenmez.

(3) Bloklu kül akışına ait düzeyleri küçük apofizlerle keserek çıkan lav kayaları (Şekil 2.14), belirgin akma yapılı, genellikle kırmızımsı mor taze kaya renkli, porfirik dokulu, düşük fenokristal kapsamlı ve baskın camsı matrikslidir. Kutlubeyler yöresindeki volkanitlerle aralarında alterasyon derecesi açısından oldukça belirgin bir fark vardır. Buradaki lavlar daha az altere olmuştur veya en azından karbonatlaşma-killeşme daha düşüktür. Kutlubeyler yöresindeki lavlarda görülen dağılgan-gevşek yapıya burada rastlanmaz. Bu da olasılıkla silis kapsamının fazlalığından ve hamurdaki alterasyonun azlığından kaynaklanmaktadır.

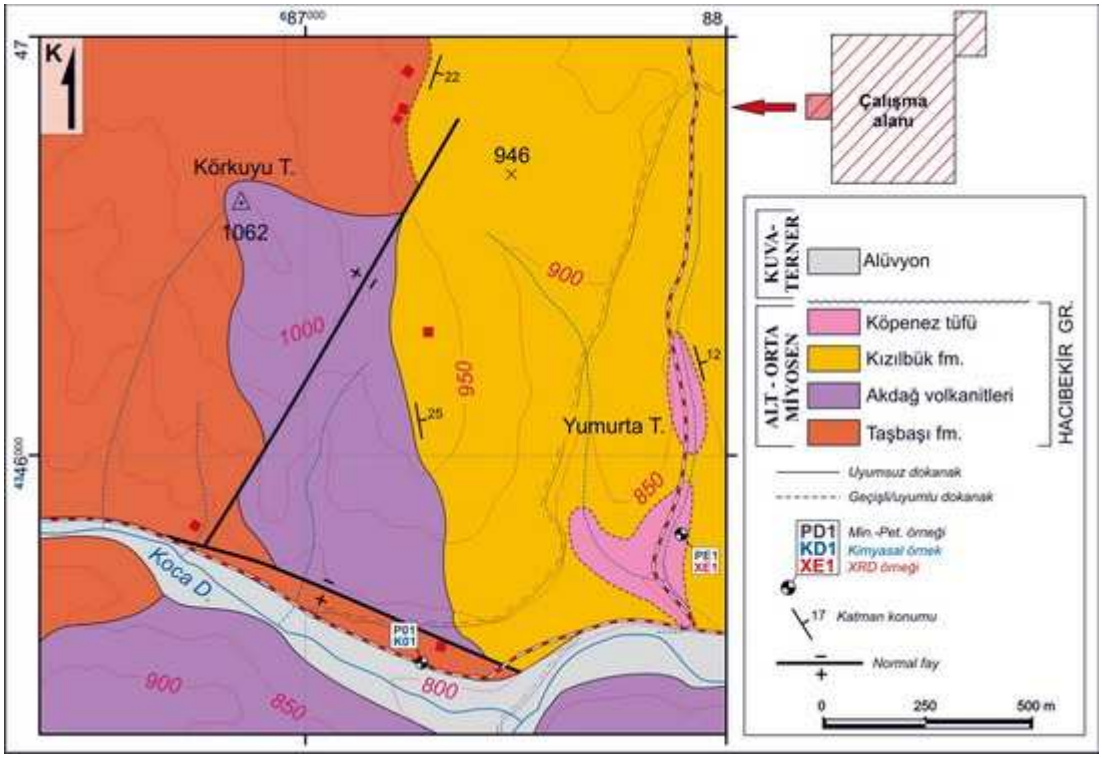
Bu yöredeki lav kayalarından alınan mineralojik-petrografik amaçlı 4 adet örnekte hipokristalin-porfirik doku göze çarpar. Fenokristallerin hamura oranının %20 civarında olduğu örneklerde plajiyoklaz, yer yer körfez yapısı gösteren kuvars ve biyotitin yanında sanidin fenokristallerine rastlanmıştır. Hamur birçok yerde rekristalize olmuş, boşlukları dolduran silis dolgusu yer yer ikincil kalsedon oluşumları yaratmıştır.



Şekil 2.14 Bahatlar volkanitlerinin makroskobik görünümleri. a) genel, b-c) dokusal (J22-b4, 99810/54582, Bahatlar güneyi, Kırklar T. KD'su).

Volkanitlerden jeokimyasal amaçlı 3 adet örnek alınmıştır. Bunlardan 1 tanesi piroklastiklerin içerdiği pumislere aittir. Jeokimyasal analiz sonuçlarının ilgili diyagramlara yerleştirilmesiyle, bu volkanitlerin egemen olarak kalkalkalin ve baskın biçimde riyolit bileşimli oldukları anlaşılmıştır. Ercan ve diğ. (1984)'in buradan aldıkları 1 adet örnek, dasit alanına düşmektedir. Çalışmacılar aynı örneğe ilişkin analiz sonuçlarını Rittmann (1953) diyagramına dökerek "kuvars-latit" sonucuna ulaşmışlardır.

Stratigrafi ilişkileri: Kutlubeyler yöresi asidik lav kayaları, Taşbaşı formasyonuna ait alüvyon yelpazesi çökellerini keserek üzerler ve genel olarak Kızılbük formasyonu gölsel çökellerini altlar konumdadır. Aynı stratigrafi ilişkisi, Körkuyu T. çevresinde de açıkça gözlenir (Şekil 2.15).



Şekil 2.15 Körkuyu T. çevresinin jeoloji haritası.

Genel olarak Kızılbük formasyonuna ait kayaları altlayan volkanitlerin, aynı gölsel çökelleri kestiği de gözlenmiştir. Lav kayaları içinde gözlenen Kızılbük gölsel çökellerinden koparılmış silisifiye kütleler bu ilişkiyi doğrulamaktadır (Şekil 2.16). Kutlubeyler volkanik kütlesinin kuzey yamaçlarında, Akdağ volkanitlerinin yerleşimini izleyerek Kızılbük formasyonu gölsel tortullaşmasının devam ettiğini gösteren dokanak ilişkileri gözlenir.

Bahatlar yöresinde ise, Kızılbük formasyonunun gölsel kayaları, önce bloklu kül akışı çökelleri tarafından keskin dokanaklarla örtülmüş ve piroklastiklerin yerleşimini izleyerek çıkan türdeş lavlar tarafından kesilmiştir.

Bahatlar köyü-Yörüklerhamam hattı boyunca volkanitler, Espey üyesine ait kireçtaşı seviyeleri tarafından -transgresif çakıltaşı düzeyi aracılığıyla- aşmalı olarak üzerlenmişlerdir.



Şekil 2.16 Lav kayaları içinde yer alan Kızılbük formasyonundan koparılmış metrik silttaşı kütlelerden biri. Kütlenin çeperinde pişme zonu gözlenmektedir (J22-d2, 90420/42240, Saray T. GD'su).

Yaş: Kutlubeyler çevresinden Seyitoğlu ve diğ. (1997) tarafından alınan 20.3 ± 0.6 My. (K-Ar) yaşı, volkanizmanın Geç Erken Miyosen'de etkinleştiğini gösterir.

Bölgesel Korelasyon: Özpeker (1969)'in "Volkanitler"i, Akdeniz ve Konak (1979)'ın "Akdağ volkanitleri", Yalçın (1984)'ın "Taban volkanitleri", Helvacı (1986)'nın 'Andezit, trakit, riyolit, dasit' birimi ve Dündar ve diğ. (1986)'nin 'Dasit-andezit ve kuvars latit-riyolit' birimleri, bu çalışmada incelenen Akdağ volkanitleri ile deneştirilebilir. Dündar ve diğ. (1986)'nin "Dasit-andezit" ayrımı bu çalışmada tanımlanan Akdağ volkanitlerinin Kutlubeyler yöresi kısmını, "kuvars latit-riyolit" ayrımı ise Bahatlar yöresi kısmını kapsar.

2.2.1.3 Kızılbük Formasyonu

Tanım ve ad: Genellikle düzgün ince katmanlı, soluk sarı ve bej ayrışma renkli, karbonatlı silttaşı, kiltaşı, marn ve kireçtaşıyla simgelenen ve kül döküntüsü riyolitik tüf ara düzeyleri kapsayan gölsel istif, Kızılbük formasyonu adıyla incelenmiştir. Riyolitik piroklastiklerden oluşan Köpenez tüfü, gölsel istifin içinde yer alır. Birimin adı ve formasyon aşamasındaki tanımı Akdeniz ve Konak (1979)'a aittir.

Kalınlık ve yayılım: Gölsel çökeller, çalışma alanında en geniş yayılım gösteren birimlerdendir. Çalışma alanının güneyinde, doğuda Hamamköy'den başlayıp batıda Arapşah Köyü yakınlarına kadar Köpenez tüfüyle birlikte kilometrelerce devam eder. Çalışma alanının batısında, kuzeyde Yeniceköy'den güneyde Kurtdere Köyü'ne kadar kesintisiz bir koridor olarak uzanır. Alanın D-KD'sunda, Kırgıl Köyü batısından başlayıp çalışma alanının doğu sınırından aşar. Özellikle çalışma alanının güney kesimlerinde, eş yaşlı piroklastiklerden oluşan Köpenez tüfüyle birlikte yayılım gösterir ve piroklastiklerin 80 m'ye ulaşabilen kalınlıklarını içinde barındırır (Şekil 2.17). Çalışma alanındaki maksimum kalınlığa J22-c1 paftasında ulaşan birimin hesaplanmış kalınlığı 400 m'den fazladır. Öncel çalışmalarda (Akdeniz ve Konak (1979), Dündar ve diğ. (1986), vd.) bildirilen kalınlıklar bu görüşü destekler niteliktedir.



Şekil 2.17 Kızılbük formasyonuna ait gölsel çökeller ile içinde yer alan Köpenez tüfü (J22-d2, 89500/42500, Karapınar D. batı yamacı).

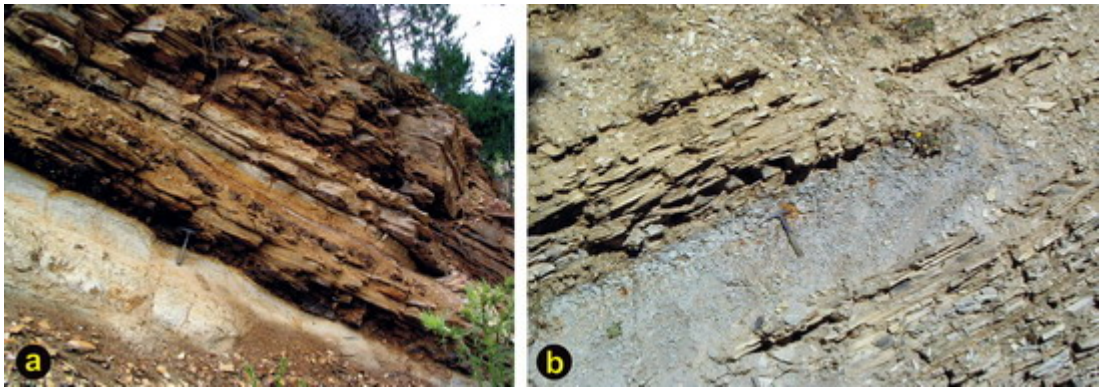
Kaya türü özellikleri: Tortul istifin ayrışma yüzeyi yaygın olarak koyu sarı, sarımsı gri ve bej tonlarındadır. Yeknesak bir dağılım sunan bu renk çalışma alanındaki gölsel istifin hemen hemen tamamına hakimdir. Bahatlar-İğdeköy-Kırgıl köyleri (J22-b4) üçgeninde kırmızımsı kahverengi, koyu turuncu renk tonlarına doğru değişim gösterdiği gözlenmiştir. Gölsel çökellerin -sondajlarda gözlenen- taze kaya rengi ise egemen olarak yeşil ve yeşilimsi/mavimsi koyu gridir.

Gölsel istif, egemen olarak soluk sarı-hardal renkli, çoğunlukla düzgün ince katmanlı, yer yer orta katmanlı, karbonat kapsamı yüksek plaketli silttaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.18).



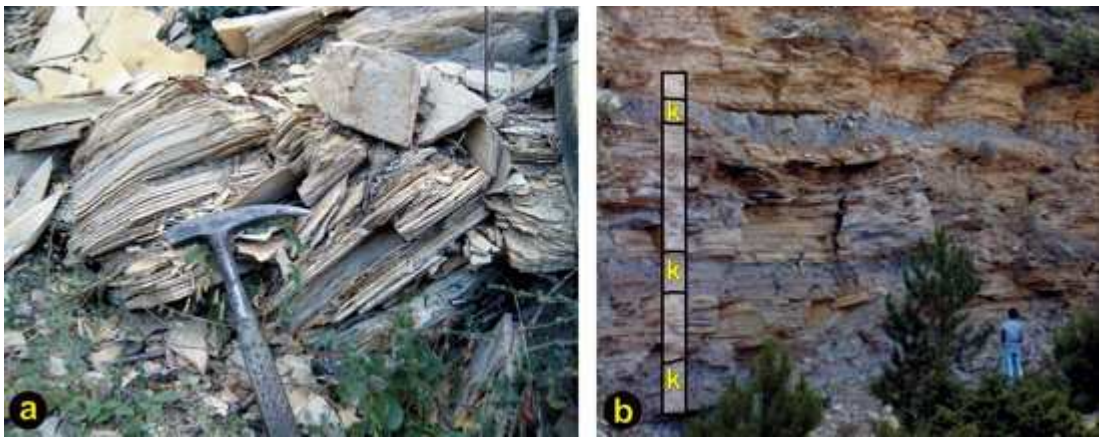
Şekil 2.18 Kızılbük formasyonunun iç kesimlerinde gözlenen egemen kaya türü bileşenleri.

Bu kesimler aynı zamanda Köpenez tüfüyle en çok sınır yapan yerlerdir. Tortul istif, alttan üste, Köpenez tüfünü oluşturan, asidik volkanizmanın türevleri olarak gölsel tortullaşmaya katılan, santimetrik-desimetrik kalınlıklarda ve yanal süreksiz konumlanmış kül döküntüsü tüf ara düzeyleri kapsar (Şekil 2.19).



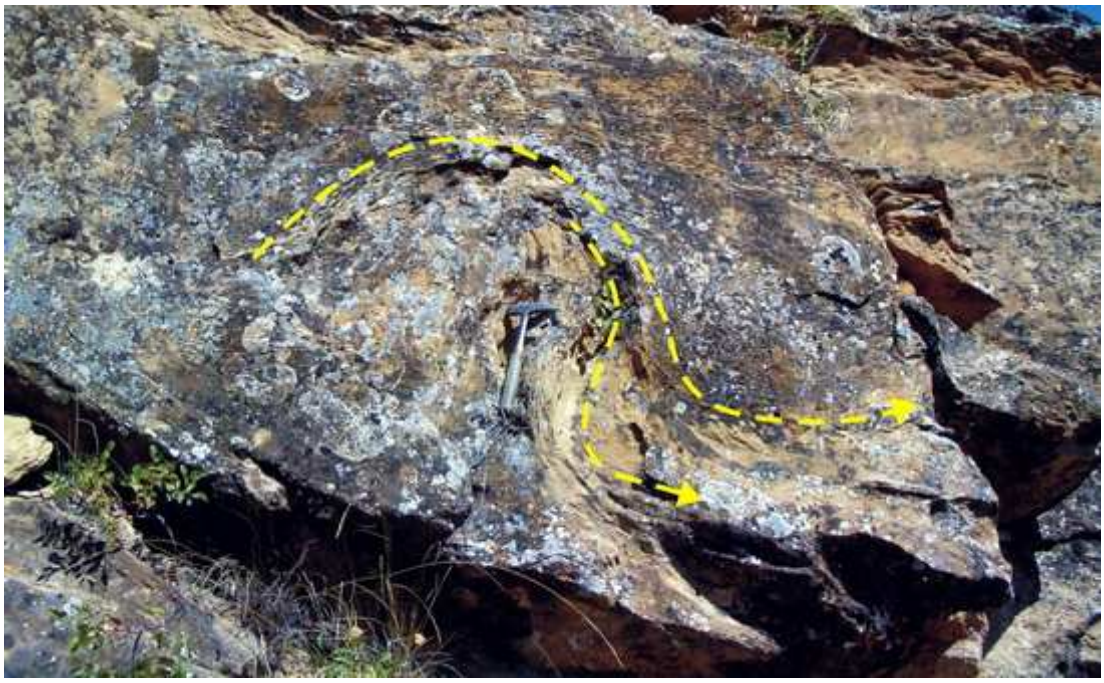
Şekil 2.19 Kızılbük formasyonu içinde yer alan desimetrik kalınlıklarda kül döküntüsü tüf düzeyleri [a) J22-d2, 90174/43036, Karapınar D. GD yamacı; b) Saha dışı, Arapşah civarı].

Gölün olasılıkla iç kesimlerini yansıtan alanlarda -örneğin Karapınardere civarında (J22-d2)- silttaşı ve kiltaşı egemenliği artar ve tabakalanmanın yerini laminalanma alır. Silttaşları laminalanma düzlemlerinden kartonsu yarılımlıdır (Şekil 2.20a). Ayrışma yüzeyleri soluk sarımsı gri, taze kaya ise bej tonlarındadır. Yer yer alt kesimlerde gözlenen desimetrik-metrik kalınlıklardaki masif marn düzeyleri, yeşilimsi/mavimsi gri renkli, konkoidal kırılımlıdır ve üst kesimlerde silttaşlarına geçiş yaparlar. Gölün bu kesimlerinde silttaşı-kiltaşı ardalanmaları sıkça gözlenir (Şekil 2.20b). Birçok yerde, bazıları kömürleşmiş bitki kalıntılarına (sap, yaprak vs.) rastlanır.



Şekil 2.20 a) Laminalanma düzlemleri boyunca kartonsu yarılımlı silttaşları; b) Silttaşı-kiltaşı ardalanmaları (“k” ile simgelenen alanlar masif kiltaşı düzeylerini göstermektedir; J22-d2, 89900/43387).

Gölsel çökellerin henüz katılaşmamış dönemlerinde, tortul düzeylerinin yanal yer değiştirmesiyle oluşmuş plastik biçim bozulmalarına, sürüklenim kıvrımlarına ve slamp yapılarına rastlanır (Şekil 2.21).



Şekil 2.21 Formasyonun üst kesimlerinde teknesel çapraz katmanlı sarı kumtaşları içinde gelişen slamp yapıları (J22-c1, 95691/44251, Hisarcık İşletme pasaları bitimi).

Zaman zaman iyi ve düzenli bir tabakalanmayı izleyen kötü tabakalanma ve ondülasyonların ardından tekrar belirgin ve düzgün tabakalanmanın başlaması, tortullaşmayla yaşıt tektonizma veya volkanizmanın aralıklı etkinliğini anlatır (Şekil 2.22). Tortullaşma sonrası kıvrımlanma deformasyonuna uğrayan birim içinde, metrik boyutlardan başlayıp kilometrik boyutlara varan düşük amplitütlü antiklinal ve senklinaller oluşmuştur. Kırık hatlarına yakın yerlerde yüksek oranlarda silis getirimi kireçtaşlarında silisifiye alanlar yaratmış (örneğin Kındıra Tepe güneyinde), yanal uzunlukları 100 m'yi bulan otobreşik düzeyler oluşmuştur. Göle giren piroklastik akışların yarattığı sinsedimanter deformasyonlara Köpenez tüfü içerisinde değinilmiştir.



Şekil 2.22 a) Katman bozulmasının şematik gösterimi; b) Düzgün ince katmanlı düzeyler ile orta-kalın katmanlı düzeyler arasında dalgalı katmanlanma ve slamp yapıları (J22-b4, 98375/49998) c) Kıvrımlanma; d) Devrik katmanlar (J22-d2, 91400/43170).

Formasyonun, temel kayalarına transgresif aşmayla yaslanan kesimleri (örneğin Yeniceköy civarı [J22-a3] ve Kavşakdere boyunca uzanan hat [J22-b4]), çoğunlukla kalın-çok kalın, nadiren orta katmanlı kireçtaşlarından oluşmuştur (Şekil 2.23). Bu kesimlerde renk sarımsı griye doğru döner. Çoğunlukla belirgin ve düzgün katmanlanma sergileyen birimin bu düzeylerinde katman kalınlığı 20 cm'den 4-5 m'ye kadar değişmektedir. Tektonik hareketlerden etkilenmemiş kesimlerde (Yeniceköy çevresinde gözlendiği gibi) genelde tabaka kalınlığı yeknesaktır ve yanal yönde yer değiştirerek deformasyona uğramış katmanlara rastlanmaz. Bu tür yerlerde katman eğimleri yataya yakın olup 15º'yi geçmez.

Gölün yanal yönde süreklilik gösteren bu kesimleri, konkoidal kırılımlı, karbonat çimentolu, sıkı tutturulmuş ve serttir. Birim mikritik kireçtaşlarından veya karbonatlı -yer yer çok az siltli- kiltaşlarından oluşmaktadır. Dokuda kristalizasyon özelliği sadece kısıtlı alanlarda ve nadiren gözlenir.



Şekil 2.23 Kızılbük formasyonuna ait çok kalın katmanlı kireçtaşları (J22-b4, 98480/50812, Kavşak D. güney yamacı).

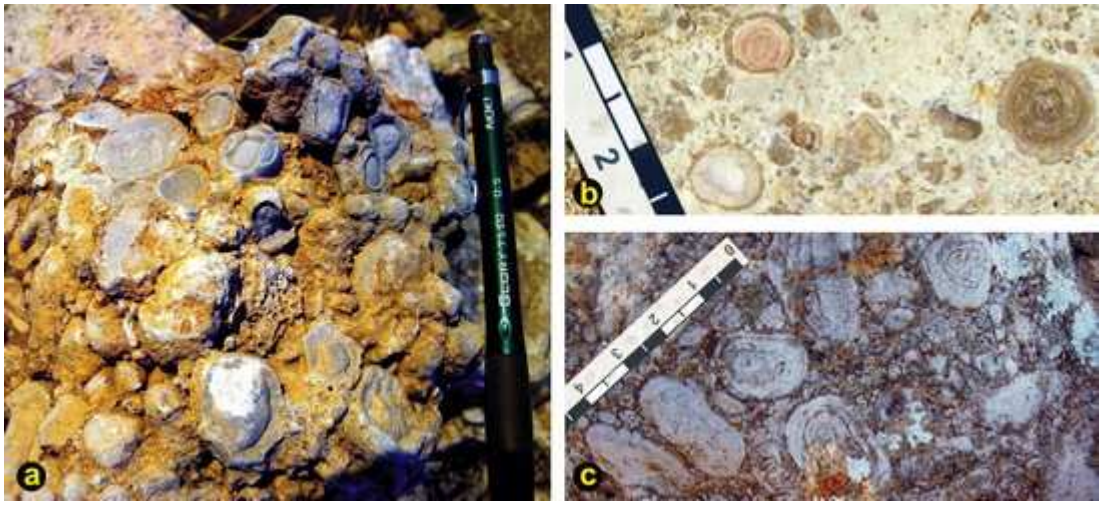
Kırgıl kuzeyindeki derelerde (Çatakpınardere ve Kavşakdere, J22-b4) gözlenen gölsel çökeller çok kötü katmanlanma ve slamp yapıları sunar. İnce-orta katmanlı, birden çok tüf düzeyi içeren karbonatlı silttaşı ve siltli kireçtaşı üzerine dairesel kayma hareketlerine uğramış, çok kalın katmanlı, bazen masif, grimsi-kırmızımsı bej ayrışma renkli, çört bantlı, mikro-mezokristalen dokulu kireçtaşları gelir. Bu kesimlerde gölsel oluşuklar yaygın olarak karstik boşluklu düzeylerle yanal ilişkilidir.

Bu çevrede, ince-orta düzgün katmanlı gölsel çökellerle ardışık gözlenen piroklastik ara katkılar, sahanın genelinde gözlenen tüf merceklerini temsil etmez. Tüf düzeylerinden en kalın olanı (5 m) kaba klastlar kapsar; iri kiltaşı, karbonat kaya, lav çakılları ve pumis içeriğiyle aglomeratik tüf görüntüsü sunar (Şekil 2.24).

Kocakoru Tepe ile Tuzla Tepe arasındaki (J22-b4) alanda algal onkoidli kireçtaşı düzeylerine rastlanmıştır. Düzensiz zarlı ve genelde çoklu sarılımlı elipsoidal onkoidlerin çapları 4 cm’ye kadar ulaşmaktadır (Şekil 2.25).

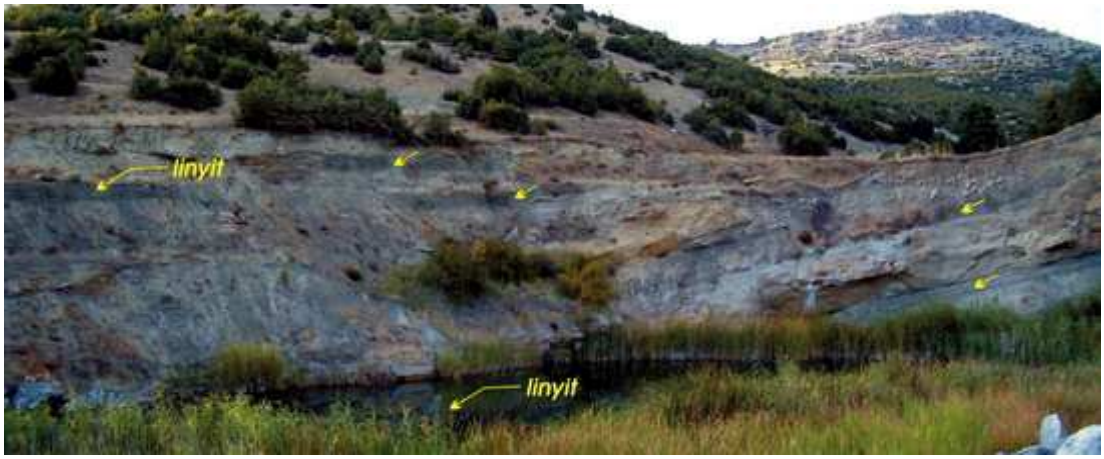


Şekil 2.24 Kızılbük formasyonunun alt kesimlerindeki ince-orta katmanlı gölsel çökellerle ardışık gözlenen aglomeratik tüf seviyesi (J22-b4, 97420/50230).



Şekil 2.25 Onkoidli kireçtaşı fasiyesinin içerdiği düzensiz zarlı ve çoklu sarılımlı elipsoidal onkoidler (J22-b4, 99502/51449).

Çalışma alanındaki gölsel çökel istifin en üst bölümünde, tipik olarak sarı renkli ve zayıf pekişmiş kalın kumtaşı düzeylerinin çok katlı ardalanmasından oluşan olasılıkla flüvyo-deltaik kökenli bir kırıntılı düzey yer alır. Kumtaşı düzeyleri, yaygın olarak büyük ölçekli ve düşük açılı çapraz katman takımları barındırır. Kumtaşı litofasiyesi, genellikle kaba kum boyutlarında, tane destekli ve iyi boylanmalıdır. Bölgede işletilen linyit düzeyleri, sarı kumtaşı istifi ile altlayan gölsel çökeller (Kızılbük formasyonu) arasında konumlanmış durumdadır (Şekil 2.26).



Şekil 2.26 Kızılbük formasyonunun üst kesimlerindeki sarı kumtaşı istifinde işletilmiş linyit düzeyleri (düzey, Çatak çevresinde işletilmekte olan linyit horizonunun karşılığıdır); (J22-c1, 96929/43917, Kayaaltı Kayaları GB'sı).

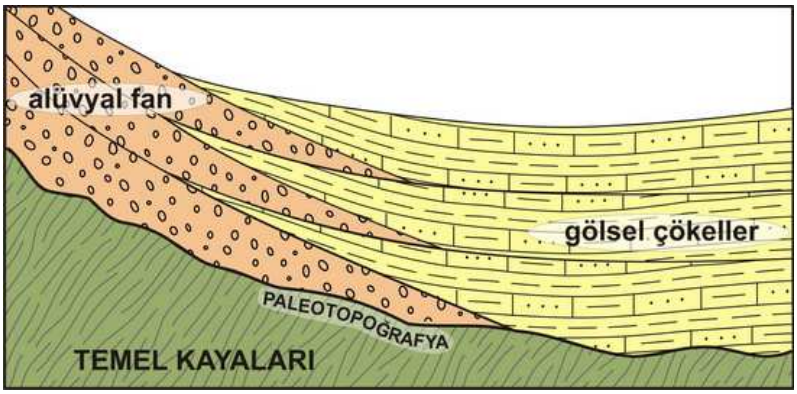
Sivri T. güneyinde sarı kumtaşı egemen istifi içerisinde eski işletmelere konu olmuş desimetrik boyutta linyit düzeyleri oluşmuştur. (Şekil 2.27).



Şekil 2.27 Kızılbük formasyonunun en üst kesimlerindeki plaketli gölsel çökeller (a) ve onların üzerinde konumlanan kömürlü düzeyler (b); (J22-c1, 95990/39438, Karatuzla T. güney eteği).

Stratigrafi ilişkileri: Kızılbük formasyonunun uyumlu ve geçişli taban ilişkisi, Taşbaşı formasyonunu oluşturan alüvyon yelpazesi çökelleriyle yaptığı dokanaklarda gözlenir. Dokanak ilişkisi çoğunlukla düşey geçişli, gölün kıyı kesimlerinde ise yanal geçişlidir. Düşey geçişin gözlendiği bazı kesimlerde, yelpazeye ait sıkı tutturulmuş çakıltaşları üzerine oldukça sert, çört bantlı ve silis dolgulu, karbonat çimentolu, breşik silisifiye şeritler barındıran göl düzeyi gelir. Tektonik kontrollü havza kıyılarında, gölsel çökeller ile alüvyal çökellerin ardalanması gözlenir. Çok fazlı

tektonik hareketlerle eğimlenen paleotopoğrafya, alüvyal tortullaşmanın gölsel çökeller üzerine ilerlemesini sağlamış, durgunluk evrelerinde ise gölsel çökelim devam etmiştir (Şekil 2.28).



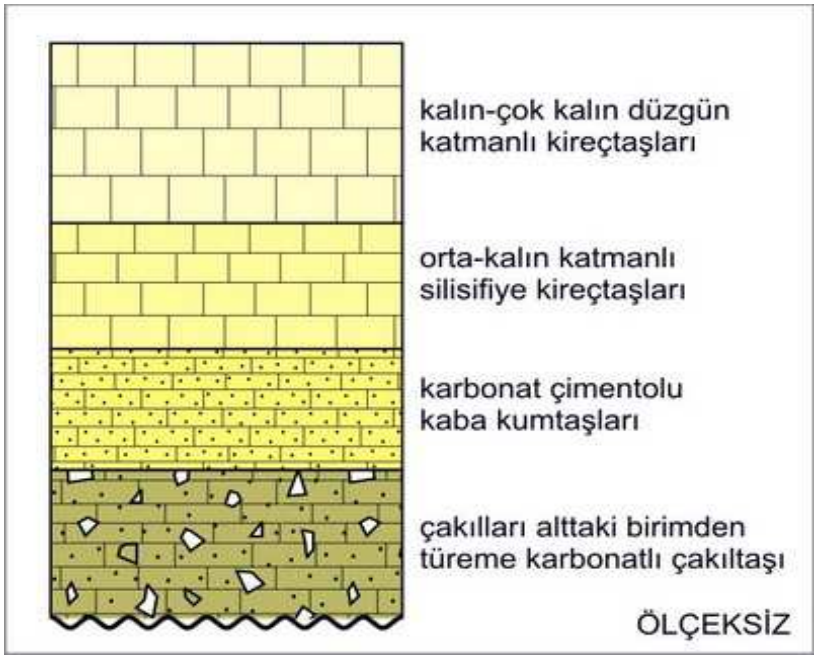
Şekil 2.28 Tektonik/volkanik hareketlerin kontrol ettiği yerlerde rastlanan göl-yelpaze ardalanmasının şematik anlatımı.

Kızılbük formasyonunun transgresif bölümleri, genelleştirilmiş stratigrafi düzenini bozarak temel kayalarına ait kireçtaşları ve şistleri açısal uyumsuzlukla örter. En iyi dokanak ilişkisi Sefaköy yerleşim yerinin batı sınırında (J22-c1; 96380/41720) gözlenir. Bu alanda, aşmalı olarak Paleozoyik temel kayalarına ait kireçtaşları üzerine gelen gölsel birimin tabanında, birkaç metre kalınlığında, karbonat çimentolu ve çok sert (silisifiye) bir transgresif çakıltaşı düzeyi bulunur (Şekil 2.29).



Şekil 2.29 Temel kayaları üzerine aşmalı olarak gelen göle ait taban çakıltaşı düzeyi (J22-c1; 96380/41720, Sefaköy batı sınırı).

Çakıllar köşeli-küt köşeli, milimetrik boyuttan blok boyutuna kadar değişen büyüklüklerde olup egemen olarak alttaki birimden türemedir. Düzey bütünüyle masif ve kötü boylanmıştır. Taban çakıltaşını izleyerek, masif, mikritik dokulu ve silisifiye kireçtaşları çökelmiştir. Gölsel çökellerin transgresif aşmayla kendisinden yaşlı birimleri üzerlediği kesimlerdeki istiflenme özellikleri Şekil 2.30'da gösterilmiştir.



Şekil 2.30 Gölsel tortullaşmanın, kendisinden yaşlı birimleri transgresif aşmayla üzerlediği kesimlerdeki kaya türü özellikleri.

Gölsel çökellerin kireçtaşı ile simgelenen transgresif bölümleri Akdağ volkanitleri üzerine aşmalı olarak gelir (Şekil 2.31). Dokanak ilişkisinin en iyi gözlendiği yer Kepeztepe'nin 750 m G-GB'sındadır.

Bu lokasyondaki kaya stratigrafi düzeni şöyledir:

1) Akdağ volkanitlerine ait aşırı altere (riyolitik-dasitik) lav kayaları yaygın ve tipik olarak küresel ayrışmalıdır. Ayrışma yüzeyi genel olarak gri-açık gri.

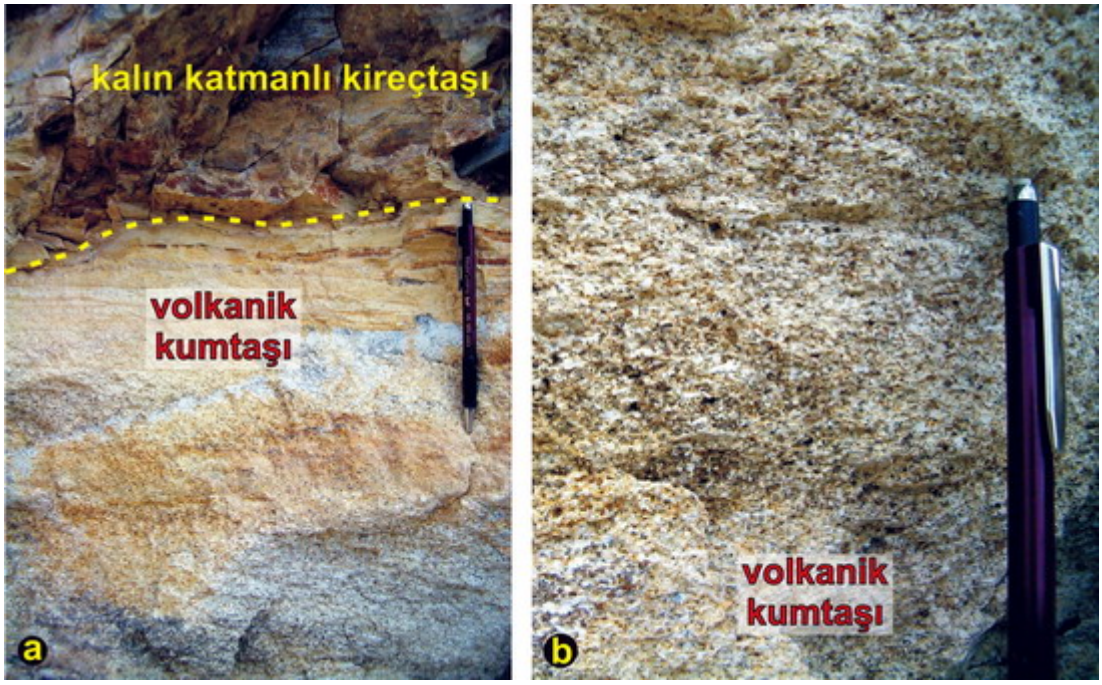


Şekil 2.31 Akdağ volkanitlerinin üzerine transgresif aşmayla gelen gölsel kireçtaşları. 1- lav kayaları, 2- piroklastikler, 3- volkanik kumtaşı düzeyi, 4- kireçtaşı (J22-d2, 88270/44016).

2) Olasılıkla alttaki volkanizmaya ait ~5 m kalınlığındaki yanal süreksiz türdeş piroklastikler sarımsı soluk gri ayrışma renkli olup taze kaya rengi beyaza kadar açılmaktadır. Genel olarak kaba kül-tüf boyutlarında, bol pumisli ve çatlaklıdır. Özellikle üstleyen kireçtaşı dokanağına yakın kesimlerde demirli solüsyonların yarattığı kahverengi sirkülasyon izleri gözlenir. İstifin alt bölümleri soluk yeşilimsi gri renkli ve iri lav parçalıdır.

3) Gölsel tortullaşmanın ve özellikle de (4) no.lu birimin transgresif tabanını oluşturan, 1 m'yi aşkın kalınlıkta volkanik kumtaşı düzeyi, iyi boylanmalı, tane destekli ve çok kaba kum boyutlarındadır. Taze kaya limonit sarısı renklidir. Kaya türü bileşenleri baskın olarak altlayan piroklastiklerden türemedir ve zayıf tutturulmuştur (Şekil 2.32). Bu kesimden petrografik amaçla alınan 1 adet örneğe ait bilgiler mineraloji-petrografi bölümünde anlatılmaktadır.

4) Kalın-çok kalın katmanlı, birkaç metre kalınlığındaki ilk kireçtaşı düzeyi; bütünüyle çörtleşmiş ve bazı kesimlerde ankeritleşmiştir. Yüksek demir ve silis kapsamı nedeniyle çok serttir. Ankeritleşmiş kesimlerin küçük çaplı demir üretimine konu olduğu gözlenmiştir.



Şekil 2.32 a) Volkanik kumtaşı ve üzerine gelen kireçtaşı; b) Volkanik kumtaşının makroskobik dokusal görünümü (J22-d2, 88270/44016).

Birimin içinde yer alan Köpenez tüfüne ait kül döküntüsü riyolitik tüfler ile gölsel çökeller arasındaki alt dokanak keskin ve uyumlu, üst dokanak ise genellikle geçişli ya da uyumludur (Şekil 2.33).



Şekil 2.33 Köpenez tüfüne ait riyolitik tüfler ile onları üzerleyen Kızılbük formasyonunun gölsel çökelleri arasındaki uyumlu dokanak ilişkisi (J22-d2, 87756/41435, Hisarcık-Simav karayolu).

Köpenez tüfünün piroklastik akıntılarla başladığı kesimlerindeki alt dokanağı ise keskin ve düzensizdir; üstlenen gölsel düzeylerden koparılmış parçalar kapsar.

Köpenez tüfü ile onu üzerleyen gölsel çökeller arasında kalınlığı birkaç metreyi geçmeyen, ince katmanlı veya laminalı, üstteki gölsel katmanlarla uyumlu, egemen olarak silis, nadir olarak karbonat çimentolu, yer yer vitrik tüf özelliğinde düzeyler bulunmaktadır. Bu düzeylerde dokuyu oluşturan taneler kil, silt, nadir olarak ta çok ince kum boyutlarındadır.

Birim, genelleştirilmiş stratigrafi düzeni içinde Emet Grubu tortullaşmasının başlangıcını oluşturan alüvyal Kızılyar formasyonu ve flüvyal Ören formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür. Kutlubeyler civarında Akdağ volkanitlerine ait lavlar tarafından kesilir. Bahatlar civarında yüzeyleyen Akdağ volkanitleri tarafından kesilir ve örtülür. Kırgıl civarındaki gölsel kireçtaşları üzerinde hidrotermal çıkışlardan türeyen oniks oluşukları bulunur. Yine bu civarda, Hisarcık formasyonunun Espey üyesine ait gölsel kireçtaşları tarafından transgresif aşmalı dokanaklarla örtülür.

Yaş: Ercan ve diğ. (1978), birimin Uşak çevrelerindeki eşleniği olan Yeniköy formasyonunda saptadıkları ostracod, yaprak, balık, pollen ve sporomorflara dayanarak Orta-Üst Miyosen yaşını önermişlerdir. Günay ve diğ (1986), Ercan ve diğ. (1978)'nin önerdiği yaşı benimsemişlerdir.

Gün ve diğ. (1979), birimin Gediz-Sazköy yöresindeki eşleniklerinin içerdiği linyit düzeylerinde saptadıkları pollen kapsamına göre Orta-Üst Miyosen yaşını vermişlerdir.

Akdeniz ve Konak (1979), birimdeki kömürlü seviyelerin polen ve spor kapsamına dayanarak ve bölgesel ölçekteki öncel çalışmaların biyostratigrafik verilerini (Holzer, 1954; Nebert, 1960; Kalafatçıoğlu, 1962-64; Bingöl, 1975; Gün ve diğ., 1976) değerlendirerek birim için Orta-Üst Miyosen yaşını benimsemişlerdir.

Dündar ve diğ. (1986)'nin bildirdiğine göre, kömürlü seviyelerin içerdiği bitki fosilleri geniş anlamda Miyosen yaşını gösterir.

Gölsel tortullaşmanın yaşını açıklayabilecek en güvenilir veri, birimin yer yer uyumsuz olarak üstlediği, bazı yerlerde ise onun tarafından kesildiği riyolitik-dasitik Akdağ volkanitlerinden eski çalışmalardan birinde alınmış olan radyometrik yaştır. Kutlubeyler çevresindeki riyolitik lavlardan Seyitoğlu ve diğ. (1997) tarafından alınan 20.3 ± 0.6 My. (K-Ar) yaşı göz önüne alındığında, Kızılbük formasyonu tortullaşmasının Geç Erken Miyosen yaşlı olduğu kabul edilebilir.

*Bölgesel korelasyon***:** Bu çalışmada tanımlanan Kızılbük formasyonu, Özpeker (1969)'un "Taban kalkeri", Helvacı (1977)'nın "Alt kireçtaşı" birimi, Ercan ve diğ. (1978) ile Günay ve diğ. (1986)'nin "Yeniköy formasyonu", Akbulut ve diğ. (1985)'nin "Karbasan birimi", Dündar ve diğ. (1986)'nin "Laminalı kalker ve marn" birimi ile deneştirilebilir.

2.2.1.4 Köpenez Tüfü

Tanım ve ad: Kızılbük formasyonu içinde az çok yanal sürekli yayılım gösteren, bazı taban kesimlerinde ignimbirit düzeyleri barındıran ve egemen olarak gölsel (sub-lacustrine) kül döküntüsü (ash-fall) tüf birikintilerinden oluşan riyolitik tüf düzeyi, "Köpenez tüfü" adı altında incelenmiştir. Farklı litofasiyesler barındırdığından "üye" düzeyinde, Kızılbük formasyonu tarafından tümüyle kapsandığı için de "formasyon" düzeyinde adlanmamıştır. Birimin ilk yöntemli tanımı Yalçın (1984) tarafından, "Köpenez formasyonu" adıyla yapılmıştır.

Yayılım ve kalınlık: Birim, çalışma alanında en geniş yayılım gösteren birimlerden olan Kızılbük formasyonuna ait gölsel çökellerin içinde yer alır ve çalışma alanının güney bölümünde yanal sürekli yüzlekler verir. Belirgin olarak J22-d2 paftasının KD kesiminde Kırcakdede Tepe'den başlayıp Domuzdere Tepe'ye kadar 3 km eninde bir koridor şeklinde uzanarak çalışma alanından aşar. Yine aynı paftada Kutluhallar Köyü'nden başlayıp GD yönüne doğru uzanan 2 km'lik bir şerit halinde ve Aşağı Yoncaağaç Köyü'nün güneyinde bağımsız dilimler şeklinde yüzeylenir. Birimin çalışma alanı içindeki kalınlığı en çok 80 m'dir.

Kaya türü özellikleri: Birimin ayrışma rengi çalışma alanında soluk mavimsi açık gri ve soluk sarımsı açık griden beyazımsı açık griye kadar değişen tonlardadır. Kalınlık artıp gölsel çökel ara katkıları azaldıkça rengin giderek beyazlaştığı gözlenir (Şekil 2.34).



Şekil 2.34 Riyolitik tüfün gölsel ara katkılardan yoksun bölümlerindeki açık renk tonları (J22-d2, Kutluhallar köyü).

Birimin katmanlanma biçimi yeknesak değildir. Çoğunlukla katmansız ve konkoidal kırılımlı olan birim kısıtlı alanlarda paralel ince katmanlanma ve laminalanma gösterse de, genel olarak aşırı eklemli ve kırıklı yapıya sahip olduğundan bu tür birincil yapılar birçok yerde silinmiştir.

İstif, büyük oranda gölsel ortamda (sub-lacustrine) çökelmiş, kül döküntüsü (ash-fall) tüf fasiyesindedir. Gerek süspansiyondan çökelimi destekleyen sedimanter veriler ve gerekse birimin içinde sıkça tekrarlanan gölsel kiltaşı-silttaşı-marn ara katkıları bu saptamayı destekler.

Tüf düzeyleri, genel olarak alttan üste doğru pumis lapilli kristal-litik tüften, konkoidal kırılımlı, çoğunlukla vitrik tüf özelliğindeki ince kül tüfe doğru derecelenir. Fakat birçok yerde bu derecelenme eksiklidir. Tüfler genellikle az ve orta derecede pekişmiştir. Birimin bazı kesimleri gevşek ve dağılgandır. Hisarcık-Simav karayolunun Kurtdere Köyü yol ayrımında gözlenen tüf istifi, alttan üste masif ince kül tüf litofasiyesindedir ve çoğu yerde olduğu gibi litik-kristal tüf ara düzeyleri içermez. Pumis lapilli düzeylere, en çok Kayabaşı Tepe'nin 250 m

Güneyinde (J22-c1) ve Kutluhallar Köyü'nün GB çıkışında (J22-d2) rastlanır. Bu noktalarda pumislerin çapı genelde küçüktür ve 1 cm'yi geçmez (Şekil 2.35).



Şekil 2.35 Pumis lapilli düzeylere ait makroskobik dokusal görünüm (J22-d2, 91261/43103, Kutluhallar köyü).

Egemen tüf istifi içinde yer alan -volkanik olmayan- gölsel ara katkılar karbonatlı kiltaşı-silttaşı ve kireçtaşı ile simgelenir; düzgün ince katmanlı ve laminalı, laminalanma düzlemlerinden kartonsu yarılımlıdırlar. Ayrışma yüzeyleri soluk sarımsı gri, taze kaya ise bej tonlarındadır. Düzeylerin kalınlıkları desimetriktir ve 1 m'yi aşmaz. Gölsel ara katkılar, Köpenez tüfünü oluşturan pliniyen patlamalar arasındaki kısa süreli durgunluk evrelerini yansıtır (Şekil 2.36, Şekil 2.37).



Şekil 2.36 Süspansiyondan çökelim yapılarının egemen olduğu kül döküntüsü ince tüf istifi içerisinde konumlanan -piroklastik olmayan- gölsel çökel ara düzeyleri (g); (J22-d2, 87790/41195, Hisarcık-Simav karayolu, Kurtdere yol ayrımı).



Şekil 2.37 Pliniyen patlamalar arasındaki kısa süreli durgunluk evrelerini yansıtan gölsel çökeller; g: piroklastik kökenli olmayan gölsel çökeller; t: kül döküntüsü tüf düzeyleri (J22-d2, 91350/43160, Kutluhallar köyü).

Gölsel çökelleri ignimbirit akıntılarıyla üstlediği yerlerde Köpenez tüfü, olağan olarak katmansız, yersel aglomeratik görünümlü, genellikle litik-kristal bileşimli, kaba kül tüf ya da pumis lapilli özelliğindeki bir piroklastik akıntı düzeyi ile başlar. Pumis lapilliler en çok bu tür düzeylerde gözlenir. Kalınlığı birkaç metreyi geçmeyen bu düzeyden sonra belirsiz katmanlanma eğilimi gösteren kaba kül tüf düzeyi başlar. Kül tüf bölümü, genelde silisifiye vitrik ince tüflerle son bulur.

Birimin bazı kesimlerinde (örneğin Kayabaşı Tepe'nin 250 m güneyinde; J22-c1) piroklastik istifin en alt bölümünü oluşturan ignimbirit düzeyi, altlayan gölsel çökellerden koparılmış desimetrik ve metrik boyutlarda çakıl ve bloklar kapsar. Bütünüyle silisleşmiş ve renkleri koyu bejden kahverengine doğru koyulaşmış olan bu gölsel klastların plastik biçim bozunumuna uğramış olmaları; ignimbiritlerin henüz katılaşmamış gölsel çökeller üzerine aktığını anlatır (Şekil 2.38).

Tüflerden alınan örneklerin mineralojik-petrografik incelemelerinde, devitrifiye camsı hamur içinde kristal ve kayaç parçalarının yer aldığı gözlenmiştir. Kristal (feldispat, kuvars ve biyotit) ve kayaç parçalarının hamura oranı %5 civarındadır. Hamur yaygın olarak killeşmiş, kloritleşmiş veya karbonatlaşmıştır.



Şekil 2.38 Köpenez tüfünün ignimbiritik düzeylerinde piroklastik akış tarafından koparılarak sürüklenmiş Kızılbük formasyonuna ait kireçtaşı blokları (J22-c1, 95473/40108, Kırangöynük T. KD eteği).

Alterasyon olaylarının zaman zaman gelişkin olduğu birimde killeşme ve karbonatlaşmanın yanında zeolitleşme ve alünitleşme belirtileri de gözlenmiştir. Altere kesimlerden alınan 4 adet örnek üzerinde yapılan XRD analiz sonuçları mineraloji-petrografi bölümünde verilmektedir.

Jeokimyasal analiz için tüflerdeki pumislerden oluşturulan 1 adet örnek adlama diyagramlarına düşürülmüş ve tüfün “riyolitik” karakterli olduğu anlaşılmıştır.

Stratigrafi ilişkileri: Çalışma alanında Köpenez tüfünün yegâne stratigrafi ilişkisi, içinde yer aldığı Kızılbük formasyonunun gölsel tortullarıyla yaptığı alt ve üst dokanaklardır; alt dokanak keskin ve uyumlu, üst dokanak ise genellikle geçişlidir. Gölsel çökeller üzerinde ignimbirit akıntılarıyla başladığı yerlerde ise dokanaklar keskin ve düzensiz olup gölsel düzeylerden koparılmış parçalar kapsar.

Akdeniz ve Konak (1979), Kızılbük formasyonu içinde yöntemsiz ayırtladıkları "Beyaz tüf üyesi"ni (Köpenez tüfü korelanlarını) üreten volkanizmanın Akdağ volkanizmasından önce etkinleştiğini öngörmüşlerdir. Bu çalışmada elde edilen stratigrafik veriler ise, Köpenez tüfünü üreten riyolitik volkanizmanın, Akdağ volkanizmasından daha sonra etkinleştiğini; iki volkanik evre arasında Kızılbük formasyonuna ait gölsel çökel dilimiyle simgelenen bir durgunluk evresi bulunduğunu göstermiştir.

Dündar ve diğ. (1986), tüf çıkışlarının 'laminalı kalkerler'in (bu çalışmadaki Kızılbük formasyonu) çökelmesinden önce başladığını ve çökelme sırasında zaman zaman devam ettiğini bildirmiş; tüfün "Kırmızı seri" ve "Boratlı zon"un çökelimi sırasında da çıkışlar yaptığını ileri sürmüştür. Ancak, boratlı zonun çökelimine eşlik ettiği belirtilen felsik ince tüf ara katmanlarının, bu bölümde anlatılan tüf düzeyinden stratigrafik olarak daha genç ve dolayısıyla aynı volkanik evrenin ürünü olamayacağı açıktır.

Yalçın ve Gündoğdu (1987), modal çözümlemeler sonucunda Streckeisen (1979) ve Schmid (1981)'e dayanarak (s.47) tüfün "andezitik bileşimli camsı kül tüf" olduğu sonucuna varmışlardır.

Yaş: Öncel çalışmalarda tanımlanan Köpenez tüfü korelanlarına, içinde yer aldığı gölsel istif için verilen yaşlara dayanılarak Orta Miyosen ile Üst Miyosen arasında değişen yaşlar önerilmiştir.

Bu çalışmada, içinde yer aldığı Kızılbük formasyonu için benimsenen Geç Erken Miyosen yaşı, Köpenez tüfü için de geçerli kabul edilmiştir.

Bölgesel korelasyon: Köpenez tüfü, Helvacı (1977)'nın 'Marn ve tüf mercekleri içeren tabakalı alt kireçtaşı birimindeki tüf mercekleri', Akdeniz ve Konak (1979)'ın "Beyaz tüf" üyesi, Yalçın (1984)'ın "Köpenez formasyonu", Dündar ve diğ. (1986)'in "Tüf ve Tüfitler" birimi ve Günay ve diğ. (1986)'in "Tüf üyesi" ile deneştirilebilir.

2.2.2 Emet Grubu

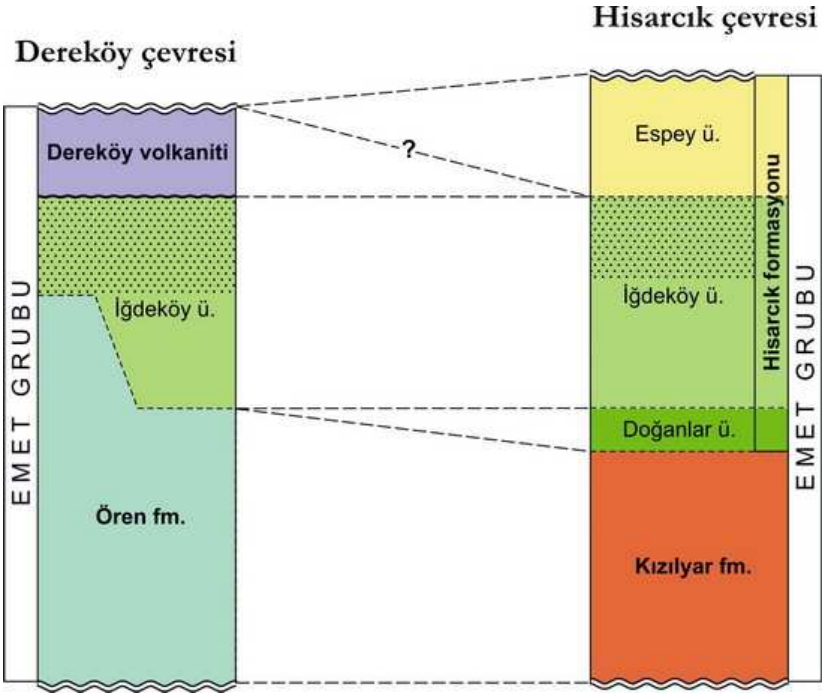
Çalışma alanında tanımlanan ve dar anlamda Erken Orta Miyosen yaşlı olduğu düşünülen Emet Grubu tortul istifi, alttan üste doğru; alüvyal Kızılyar formasyonu ve flüvyal eşleniği olan Ören formasyonu ile; yanal-düşey geçiş ilişkisiyle bu iki birimin üzerinde yer alan gölsel Hisarcık formasyonundan kuruludur. Hisarcık formasyonu, alttan üste, Doğanlar üyesi, İğdeköy üyesi ve Espey üyesi olmak üzere başlıca üç ast birime bölünerek incelenmiştir (Şekil 2.39).



Şekil 2.39 Kızılyar formasyonuna ait alüvyal çökellerin Doğanlar üyesi aracılığıyla boratlı İğdeköy üyesine derecelenmesi ve en üstte yer alan Espey üyesi kireçtaşları; a) Formasyona ait yelpaze çökelleri; b) Doğanlar üyesi; c) İğdeköy üyesi; d) Espey üyesi (J22-d2, Beyköy doğusu).

Emet Grubu'nun son kaya birimi Dereköy volkanitidir. Bu volkanitten alınan 14,9 ± 0,3 My (Seyitoğlu ve diğ., 1997) yaşı, Emet Grubu tortullaşmasının üst yaşını dolaylı olarak belirten kronolojik verilerden biridir. Helvacı ve Alonso (2000) tarafından 'borlu zonun 500 m üzerinden' alınan trakitlere ait feldispat yaşı 15,4 ± 0,2 My., 'borlu zon içindeki alkali trakitik tüften' alınan biyotit yaşı 16,8 ± 0,2 My. ve 'borlu zonun 150 m altından' alınan (Akdağ volkanitlerine ait) riyolitlerin biyotit yaşı 19,0 ± 0,2 My. sonuçlarını vermiştir.

Emet Grubu kapsamındaki stratigrafi birimleri, çalışma alanının KD ve GB kesimlerinde farklı istiflenmeler sunar. Stratigrafik farklılıkları olan iki tortul istif arasındaki olası ilişkileri açıklamaya yönelik korelasyon denemesi aşağıda sunulmuştur (Şekil 2.40).



Şekil 2.40 Dereköy ve Hisarcık çevrelerindeki Emet Grubu kaya birimlerinin korelasyonu.

2.2.2.1 Kızılyar Formasyonu

Tanım ve ad: Erken Miyosen tortul sekansı (Hacıbekir Grubu) üzerine uyumsuzlukla gelen, zayıf tutturulmuş çamurtaşı, çakıltaşı ve kumtaşlarından oluşan, yanal ve düşey yönde -Doğanlar üyesi aracılığıyla- boratlı İğdeköy üyesine derecelenen açık kırmızı renkli alüvyal birim, Kızılyar formasyonu adı altında incelenmiştir. İlk kez bu çalışmada önerilen formasyon adı, tipik özelliklerin gözlendiği Kızılyar T. (J22-d2)'den alınmıştır.

Yayılım ve kalınlık: Birim, Doğanlar Köyü kuzeyinden (J22-a3) çalışma alanına girerek Hasanlar Köyü doğusundan geçer ve güneye yönelir. Hisarcık ilçesi batısından güneydoğuya doğru bir kavis çizer ve (J22-d2) Beyköy'ü de içine alarak Aşağı Yoncaağaç Köyü'nün kuzeyine uzanır. Buradan doğuya doğru Hisarcık Etibor İşletmeleri kesiminde Hisarcık formasyonunun altına dalar. Kızılbük formasyonuna ait gölsel çökellerin yaygın olduğu düzlüklerde (J22-d2) dağınık tekil tepeler üzerinde erozyon artıkları şeklinde sığ yüzlekleri bulunur. Hesaplanmış kalınlığı en çok 375 m'dir.

Kaya türü özellikleri: Tortul istif, çalışma alanında tipik olarak açık kahverengi ve açık kırmızı renkleriyle ayırt edilir (Şekil 2.41); nispeten düzgün tutturulmuş kesimlerinde renk açılır (Şekil 2.42).



Şekil 2.41 Kızılyar formasyonunda görülen tipik açık kırmızı renk tonlarının üste doğru açılması ve dendritik akaçlama yapısı (J22-d2, 90800/45200, Kızılyar T. GD etekleri).



Şekil 2.42 Kanal dolgusu çakıltaşı-kumtaşı düzeylerinin egemen olduğu kesimler (J22-d2, 90200/44800, Akyar T. KB yamacı).

Birime egemen kırmızı renk tonları yanal ve düşey yönde giderek açılır; yelpazelerin ıraksak kesimlerinden playa gölüne doğru açık yeşil ve yeşilimsi gri renk tonlarına dönüşüm gözlenir (Şekil 2.43).

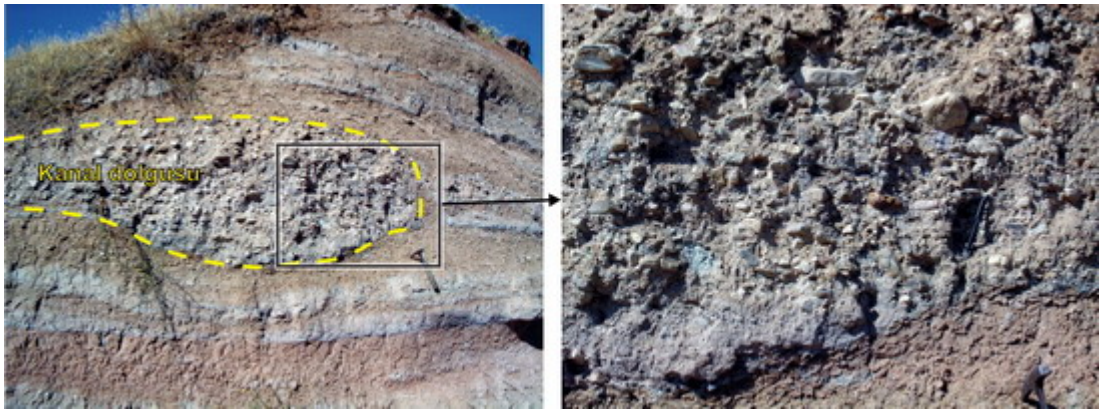


Şekil 2.43 Yelpazenin distal kesimlerine doğru paleooksidasyon renklerinin paleoredüksiyon renklerine doğru açılması (J22-a3, Kocayatak T. kuzey yamaçları).

Alüvyon yelpazesi ortamında çökelimi yansıtan birim, zayıf tutturulmuş çamurtaşı, kumtaşı ve çakıltaşından oluşmuştur. Birim, dendritik akaçlamanın yarattığı ‘bad-land’ topoğrafyasıyla göze çarpar. Katmanlanma çoğunlukla belirgin değildir. Ancak nispeten iyi tutturulmuş kumtaşı ve çakıltaşı seviyelerinde katmanlanma belirtileri gözlenir.

Birimin tamamına yakın bölümü gevşek tutturulmuştur. Çalışma alanında birim, Kızılbük formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelen çakıltaşları ile başlar. Genelde 20-50 cm’yi geçmeyen köşeli-küt köşeli değişik kaya birimlerine ait çakılların yanında seyrek olarak metrik boyutlarda bloklar bulundurur. Çalışma alanı kuzey sınırının 1 km dışındaki Siviçler Tepe (J22-a3) üzerinde, Eğrigöz granatoidinden türeyen ve çapları 2 m’ye ulaşan bloklar gözlenmiştir. Hisarcık batısındaki (J22-d2) Ala Tepe ve Tuzla Tepe çevrelerinde yüzeyleyen moloz akıntısı düzeyi içinde metrik boyutlarda dasitik-riyolitik lav blokları görülmüştür. Birim üste doğru, az miktardaki bağlayıcı maddesi genellikle karbonat olan, bölümsel çapraz katmanlanmalı ya da masif, kanal dolgusu fasiyesinde çökelmiş küçük çakıltaşı ve çakılcıktaşı mercekleri içerir. Seyrek olarak gözlenen blokların çapı genelde 50 cm’yi geçmez. Küt köşeli ve yarı yuvarlak çakılların boylanma derecesi düşüktür. Daha yaşlı birimlere ait her tür çakılın gözlendiği birimde, beslenme alanındaki egemen kaya türlerine göre çakıl türleri ve bağıl yoğunlukları değişiklik göstermektedir. En çok temel kayalarından alınmış ofiyolit, şist, mermer ve kuvars çakılları ile Kızılbük formasyonundan türemiş yoğun karbonat çakılları, bunun yanında sınırlı alanlarda Akdağ volkanitlerinden türemiş çakıllar (dasit ve riyolit çakılları) ile granit çakılları gözlenir.

Çoğunluğu kanal dolgusu fasiyesinde olan çakıltaşı ara katkılarının geometrisi, en çok 1 m kalınlığında ve 10 m uzunluğundaki teknesel çapraz katmanlı ya da masif mercekler şeklindedir (Şekil 2.44). Kanal dolgusu çakıltaşlarının ara gereci genellikle kumtaşıdır.



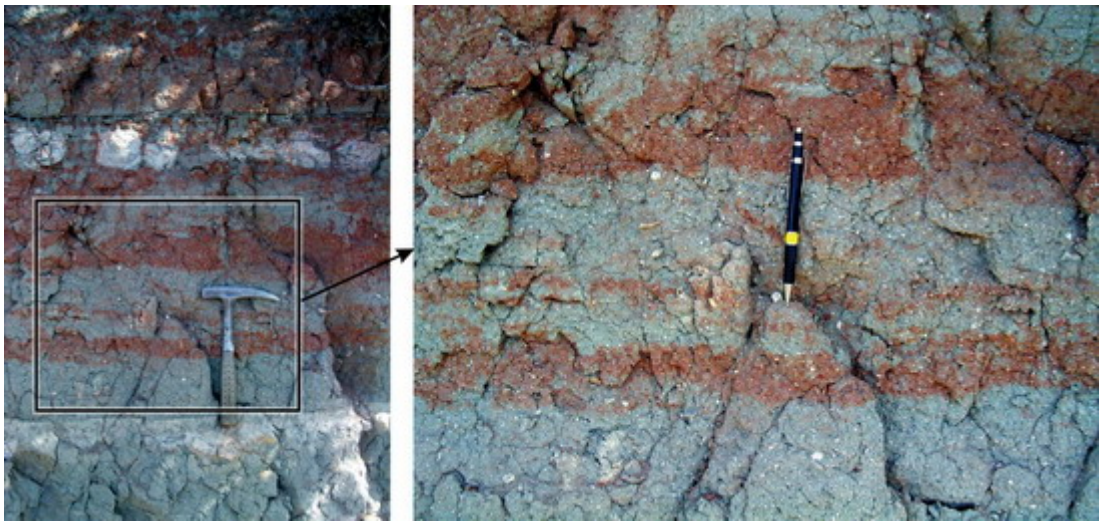
Şekil 2.44 Kızılyar formasyonu içinde sıkça rastlanan kanal dolguları (J22-d2, 90205/46065, Hisarcık-Simav karayolu).

Çakılcıklı kumtaşı-çamurtaşı-çakıltaşı-çakılcıktaşı ardalanmaları ile devam eden istif içindeki kaba kumtaşları zayıf tutturulmuş ve dağılgandır. Doğanlar üyesinin simgelediği geçiş horizonuna doğru, birimin ıraksak bölümlerini yansıtan çökeller ortaya çıkar. Paleooksidasyon renklerinin yerini paleoredüksiyon renklerinin aldığı bu seviyelerdeki çakıltaşı, çakılcıktaşı ve kumtaşı düzeyleri göreli olarak daha sıkı tutturulmuş olduklarından topoğrafik çıkıntılar yapar. Çakıl ve çakılcıklarda yuvarlanma derecesinin arttığı bu düzeylerde boylanma da iyidir (Şekil 2.45).

Bu kesimlerde, yer yer çakıllı çamur kayalarının baskın olduğu taşkın düzlüğü çökelleri gözlenir. Alüvyon yelpazelerinin ıraksak bölümlerinden gölsel ortama geçiş aralığında yer alan ve kızıl-yeşil renk ardalanması gösteren kaba kumtaşları, düzgün orta-kalın katmanlı, masif, orta-kötü boylanmış, yaygın çakılcık ve seyrek ufak çakıl içerikli olup gevşek tutturulmuştur ve olasılıkla su tablası altında çökelmişlerdir. Ara düzey olarak süspansiyondan çökelmiş masif çamurtaşı düzeyleri bulunur (Şekil 2.46).



Şekil 2.45 Yelpazenin ıraksak bölümlerindeki kanal dolgusu çakıltaşlarında boylanma ve tutturulma (J22-a3, 90190/51830, Doğanlar kuzeyi, Çalca T.).



Şekil 2.46 Alüvyon yelpazelerinin ıraksak bölümlerinden Doğanlar üyesine geçiş aralığında yer alan çökeller (J22-a3, 91388/53242, Çaytepe 300 m KB'sı).

Stratigrafi ilişkileri: Kızılyar formasyonu, Kızılbük formasyonuna ait gölsel çökeller üzerine açısal uyumsuzlukla gelir. İstifin taban kesitlerinde, çoğunlukla alttaki birimden koparılmış ve genelde blok boyutuna ulaşmayan iri çakıllardan

yapılı örgütlenmemiş kaba çakıltaşları yer alır. Bunun dışında J22-d2 paftasında, Kızılbük formasyonu çökellerinin yükselen blokta, alüvyon yelpazesi çökellerinin düşen blokta kaldığı KB-GD uzanımlı eğim atımlı faylar boyunca alttaki birimle tektonik dokanak ilişkisi içerisindedir. Formasyona ait alüvyal çökeller, havzanın doğusuna doğru -Güncel alüvyonlar tarafından örtüldüğü yerler dışında- Doğanlar üyesinin simgelediği geçiş horizonu aracılığıyla İğdeköy üyesine derecelenir.

Kızılyar formasyonunun, flüvyal ortamda çökelmiş olan ve yanal eşleniği kabul edilen Ören formasyonuyla dokanağı bulunmaz.

Yaş: Birimi doğrudan yaşlandırabilecek -jeokronolojik ya da biyokronolojik- literatür verisi bulunmaz. Tortullaşmanın üst yaşıyla ilişkilendirilebilecek tek dolaylı veri, İğdeköy üyesi içindeki ‘alkali trakitik tüften’ Helvacı ve Alonso (2000) tarafından alınan 16,8 ± 0,2 My (biyotit) yaşıdır. Tortullaşmanın başlangıcına ilişkin bağıl jeokronoloji verileri ise, Akdağ volkanitleri kapsamındaki riyolitlerden alınmış 19,0 ± 0,2 My (Helvacı ve Alonso, 2000) ve 20.3 ± 0.6 My (Seyitoğlu ve diğ., 1997) K-Ar yaşlarıdır. Bağıl stratigrafi ilişkilerine ve jeokronolojik verilere göre Kızılyar formasyonu, 20 My.’dan çok daha genç ve 17 My.’dan biraz yaşlı olmalıdır.

Bölgesel korelasyon: Bu çalışmada tanımlanan Kızılyar formasyonu, Özpeker (1969) ile Dündar ve diğ. (1986)’nin “Kırmızı seri”si, Helvacı (1977)’nın “Çakıltaşı, kumtaşı, kil, marn, kireçtaşı” birimi, Akdeniz ve Konak (1979)’ın “Hisarcık formasyonu”nun ayırtlanmamış alt bölümü, Yalçın (1984)’ın “Beyköy formasyonu”nun ayırtlanmamış üst bölümü ve Helvacı (1986)’nın “Kırmızı birim”iyle deneştirilebilir.

2.2.2.2 Ören Formasyonu

Tanım ve ad: Özgül olarak soluk yeşilimsi gri ayrışma renkli tortul istif, kanal dolgusu fasiyesindeki çapraz katmanlı çakıltaşı ve kumtaşları ile taşkın düzlüğü fasiyesindeki süspansiyon çökellerinin ardalanmasından oluşur ve akarsu ortamında tortullaşmayı yansıtır. Hacıbekir Grubu çökelleri üzerine paralel uyumsuzlukla gelen

ve genelleştirilmiş stratigrafideki konumuyla Kızılyar formasyonunun yanal eşdeğeri sayılan birim -farklı bir çökelme ortamının ürünü olduğundan- ilk kez bu çalışmada harita birimi olarak ayırtlanmış ve formasyon aşamasında tanımlanmıştır. Birimin adı, tipik yüzleklerinin gözlendiği -çalışma alanı GD sınırının 2 km dışında kalan- Ören köyünden (J22-c1) alınmıştır.

Yayılım ve kalınlık: Birim çalışma alanının GD kesimlerinde (J22-c1) Yoncaağaç Dağı güneyinde ve Sefaköy güneyinde izlenir. Çalışma alanının güneyinde yapılmış sondajlarda ölçülen kalınlığı ortalama 250 m'dir.

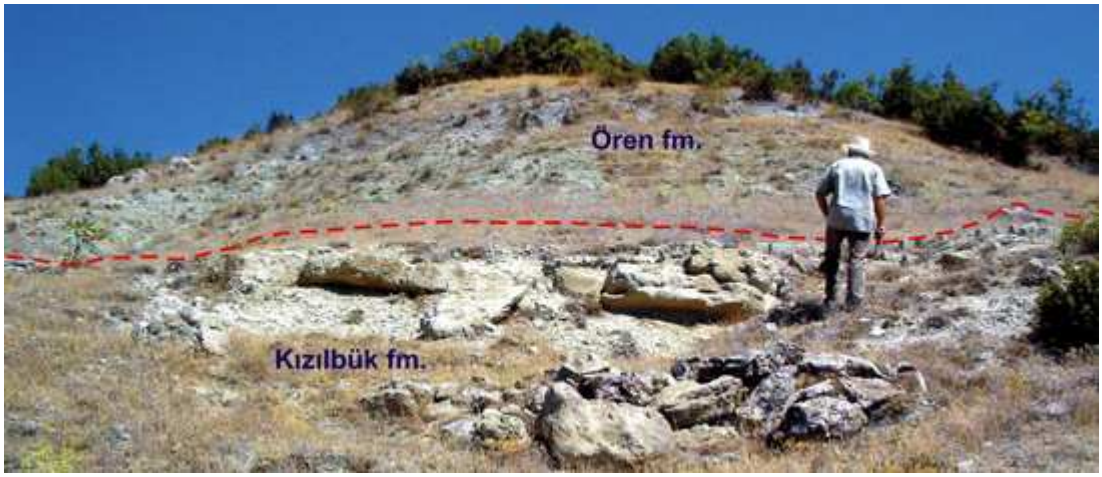
Kaya türü özellikleri: Birimin biri sarı-bej, diğeri yeşilimsi gri olmak üzere iki tipik rengi vardır. Flüvyal ortamda çökelmiş birim çökelme esnasında suyla bölümsel olarak ilişkilidir ve yeşilimsi gri renk tonlarının baskın olduğu yerler akarsu tablası altında çökelimi yansıtır. Organik maddece zengin taşkın düzlüklerinde renk koyulaşır (Şekil 2.47).



Şekil 2.47 Ören formasyonunun genel görünümü (koyu renkli kesimler organik maddece zengin taşkın düzlüklerini gösterir), (J22c1, 97172/38523, Bereket Tepeleri civarı).

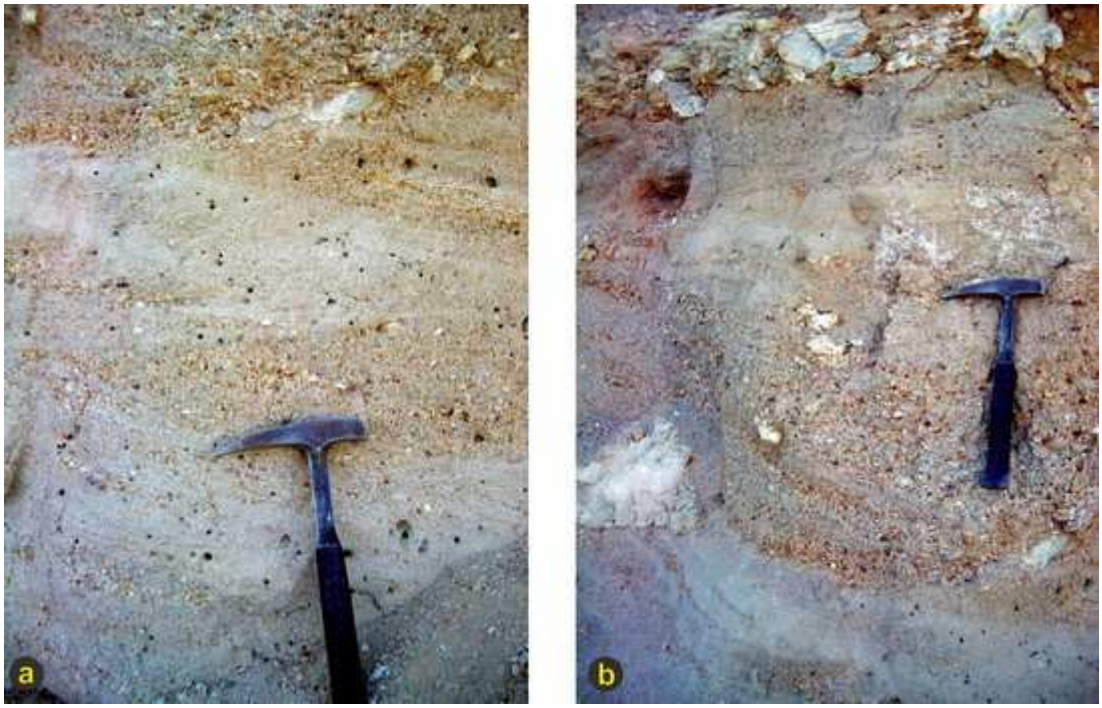
Yoncaağaç Dağı güneyinde yüzeyleyen Kızılbük formasyonuna ait açık pas renkli, çapraz ve paralel katmanlı, tane destekli, iyi boylanmış, genellikle sıkı tutturulmuş kumtaşı egemen istifin üzerine, Ören formasyonuna ait soluk yeşilimsi gri ayrışma renkli flüvyal istif, olası paralel uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 2.48).

Flüvyal istif yüksek dokusal olgunlukta, çapraz katmanlı, kanal dolgusu fasiyesindeki kaba kumtaşı ile taşkın düzlüğü fasiyesindeki masif çamur kayalarından oluşmaktadır. İstif genelinde taşkın düzlüğü ince kırıntılılarının kanal dolgusu kumtaşlarına baskın olduğu söylenebilir. Taşkın düzlüğü ince kırıntılıları (kiltaşından çok silttaşı ve ince kumtaşı), genellikle masif, orta derecede tutturulmuş, genelde soluk yeşil tonlarında, seyrek olarak soluk sarı, kızıl ve organik madde içeriğinin arttığı kesimlerde kahve renklidir. Taşkın düzlüğü çökelleri kapsamında seyrek olarak az belirgin ince-orta katmanlı, karbonatlı silttaşı ya da kumlu kireçtaşı desimetrik düzeyleri yer alır.



Şekil 2.48 Kızılbük formasyonunun sarı renkli kumtaşı istifi üzerine gelen soluk yeşilimsi gri renkli Ören formasyonu çökelleri (J22-c1, 95691/44251, Yoncaağaç Dağı GB'sı).

Flüvyal istif içindeki kanal dolgusu kumtaşlarının yaygın olarak gözlenen soluk yeşilimsi gri rengi bazı kesimlerde ve hatta yanal olarak aynı düzey içinde bile açık pas renginden koyu pas rengine kadar değişim gösterebilir (Şekil 2.49). Renk değişimi demirli solüsyonların ikincil işlevleriyle ilgili olmalıdır. Aynı süreç demirli çimentolanmayı da belirlemiş; demir çimentonun yeğinliğine bağlı olarak sıkı ve zayıf pekişmiş düzeyler gelişmiş; sıkı pekişmiş düzeyler topoğrafik çıkıntılar yapmışlardır.

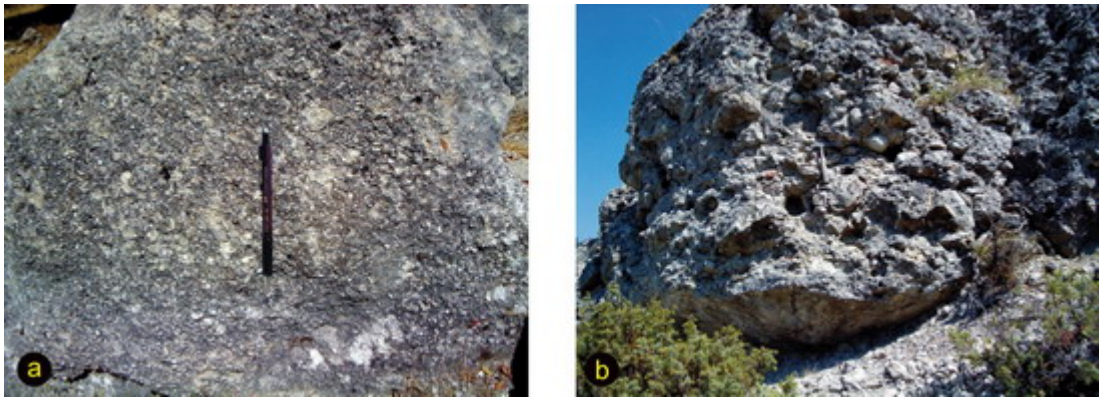


Şekil 2.49 Formasyon içinde tipik çapraz katmanlanmalar ve demirli solüsyonlara bağlı olarak kazanılmış pas rengi (J22-c1, 97965/44200, Sivri T. güney eteği).

Yoncaağaç Dağı'nın batısında yüzeyleyen flüvyal istifin taşkın düzlüğü çökelleri içinde, eski işletmelere konu olmuş desimetrik boyutlarda linyit düzeyleri gelişmiştir.

Dereköy'ün 1 km batısında, gri ayrışma renkli, yaklaşık 1 m kalınlığında ve yanal süreksiz kanal dolgusu ara düzeyleri gözlenmiştir. Büyük ölçek-düşük açılı düzlemsel çapraz katmanlı ya da paralel katmanlıdırlar. Çakıl büyüklükleri 0,2-10 mm arasındadır. Doku, hamur desteklidir. Ara gereç orta-iyi boylanmış, tane destekli, kaba-çok kaba kumtaşından oluşur. Kaba gerecin önemli bir bölümü beyaz renkli kuvarslardan oluşuktur (Şekil 2.50a).

Bunun dışında birim, aynı yörede kaba taneli kanal dolgusu çakıltaşı seviyeleri de kapsar. Sıkı tutturulmuş olar bu düzeyler olağan olarak iri çakıl kapsayan küçük çakıltaşı ile simgelenir. 30-40 cm çaplı bloklar seyrek olarak bulunur. Doku tane destekli ve hamurludur. Ara gereç kötü-orta boylanmış çakılcıklı çok kaba kumtaşıdır. Küçük ve iri çakıllar genellikle iyi yuvarlanmıştır. Bloklar ise küt köşeli ve yarı yuvarlaktır (Şekil 2.50b).



Şekil 2.50 Formasyon içinde a) yoğun kuvars çakıllı ince taneli kanal dolgusu çakıltaşı b) kaba taneli kanal dolgusu çakıltaşı fasiyesleri (J22-c1, 96505/40642, Dereköy 1 km batısı).

Bu yörede flüvyal istif seyrek olarak desimetrik kalınlıklarda ve yanal süreksiz gölsel kireçtaşı ara düzeyleri kapsar. Formasyonun üste doğru kumtaşına derecelendiği kesimler yer yer bireysel ya da dizilimsel pumis çakılları bulundurur.

Dereköy GB'sında gözlenen akarsu tortul istifi alttan üste (1) kanal tabanı çökelleri, (2) kanal içi uzunlamasına bar çökelleri; (3) taşkın düzlüğü çökellerinden oluşan "akarsu tortullaşma birimleri"nin az çok düzenli ardalanmasından yapılıdır (Şekil 2.51). Tortullaşma birimlerinin üstten eksikli olduğu durumlarda, taşkın düzlüğü çökelleri üstleyen kanal çökelleri tarafından aşındırılıp yanal yönde eksiltilmiştir.

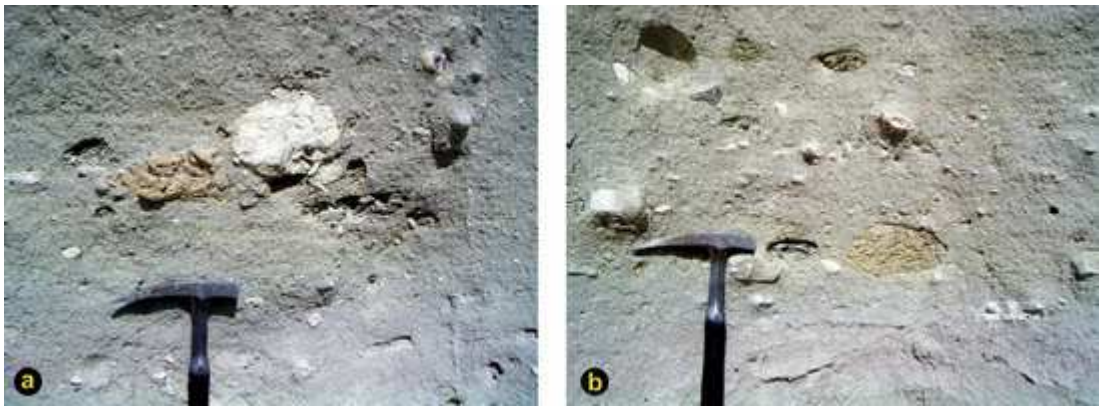


Şekil 2.51 Altta kanal tabanı çakıltaşı (1), üstte kanal içi uzunlamasına bar çökelleri (2) (J22-c1, 97172/38523, Bereket Tepeleri civarı; çalışma alanının 500 m dışı).

(1) Kanal dolgularının tabanı aşınmalıdır (Şekil 2.52). Kanal tabanı epiklastik çakıltaşını oluşturan çakılların ortalama tane boyu ‘ufak çakıl’ büyüklük sınırları içindedir. Ortalama 1 cm büyüklüğündeki çakılların oluşturduğu kanal dolgusu fasiyesi, bu yörede gözlenen tortul istif içinde çoğunluktadır. Çakıltaşının dokusal olgunluğu yüksektir. Boylanma iyi gelişmiştir. Paketlenme ‘tane destekli-matriksli’ ya da ‘matriks destekli’dir. Matriks, tane destekli ve orta-iyi boylanmış, yanal-düşey geçişler sunan çok kaba kumtaşı ve çakılcıktaşından oluşur. Çakıllar genellikle iyi yuvarlanmıştır. Temel kayalarından türeme çakıllar (kuvars, kuvarsit, mermer, kalkşist, kireçtaşı ve melanja ait bileşenler) çoğunluktadır. Ayrışma yüzeyi beyaz, taze yüzeyi ise yeşilimsi, sarımsı, bej renkli olan gölsel kireçtaşı çakılları, altlayan Kızılbük formasyonundan türemiştir. Seyrek olarak Akdağ volkanitlerinden türeme çakıllara rastlanır. Yeşilimsi ve sarımsı masif çamurtaşı çakılları ise altlayan akarsu döngüsünün taşkın düzlüklerinden koparılmış kalıntı çökelleridir (lag deposits), (Şekil 2.53).



Şekil 2.52 Ören formasyonunda ince taneli taşkın düzlüğü çökelleri (a); aşınmalı kanal tabanı (b); kanal dolgusu çakıltaşı (c); (J22c1, 96505/40642, Dereköy 1 Km batısı).



Şekil 2.53 Kanal tabanı çakıltaşı fasiyesinin alt kesimlerinde gözlenen ve altlayan taşkın düzlüklerinden koparılmış ‘kalıntı çökel’ niteliğindeki çamurtaşı çakılları (J22-c1, 97172/38523, Bereket Tepeleri civarı; çalışma alanının 500 m dışı).

(2) Epiklastik kumtaşı ile simgelenen kanal içi uzunlamasına bar çökelleri, büyük ölçek-düşük açılı düzlemsel çapraz katman setlerinden oluşur. Ayrışma yüzeyi soluk sarımsı gri; taze kaya ise yaygın ve yeknesak olarak gri renklidir. Çapraz katmanlanmaya uygun küçük çakıl ve çakılcık dizilimleri olağandır. Tortullaşma düzeylerinin kalınlığı 3-4 m’ye kadar çıkar. Kumtaşının dokusal olgunluğu yüksektir; tane destekli ve çok iyi boylanmalıdır. İlksel gözeneklilik çoğunlukla korunmuştur. Genellikle zayıf, yersel olarak iyi tutturulmuştur. İyi tutturulmuş kesimler, topoğrafyada yarattıkları çıkıntılarla belirginleşir.

(3) Taşkın düzlüğü çökelleri yeşilimsi ve mavimsi gri renkli ve genellikle masif karbonatlı çamur kayalarından oluşur. Olağan olarak ince kumtaşı ara düzeyleri kapsar. Taşkın düzlüğü çökelleri kapsamında seyrek olarak desimetrik kalınlıklarda soluk, yeşilimsi, gri renkli, bütünüyle masif, milimetrik beyaz pumisli, ince kül tüf fasiyesinde, masif görünümlü ash-fall tüf düzeyleri yer alır. Açık gri renkli, ince-orta katmanlı killi kireçtaşı düzeylerine yer yer rastlanır (Şekil 2.54).

Stratigrafi ilişkileri: Yoncaağaç Dağı güneyinde yüzeyleyen flüvyal istifin üzerine geçiş ilişkisiyle İğdeköy üyesi gelir. Geçişli dokanak ilişkisi heyelan molozu ve pasa döküntüleriyle örtülü olduğundan dokanak yorumsal geçirilmiştir. Bu çevrede, Kızılyar formasyonunun karşılığı olabilecek alüvyon yelpazesi çökellerine

rastlanmamıştır. Kızılyar formasyonu Hacıbekir Grubu'nun gölsel çökelleri üzerine açılı uyumsuzlukla gelirken, Ören formasyonunun tabanını oluşturan gri renkli flüvyal kumtaşları aynı tortullar üzerine uyumlu gelir. Başka bir anlatımla, Kızılyar ve Ören formasyonlarının depolandığı tortullaşma ortamları arasındaki farklar ve genel stratigrafik dizilim göz önüne alındığında, flüvyal istifin Hacıbekir Grubu'na ait alttaki gölsel çökellerle (Kızılbük formasyonuyla) yaptığı dokanak tipi 'paralel uyumsuzluk' olmalıdır.



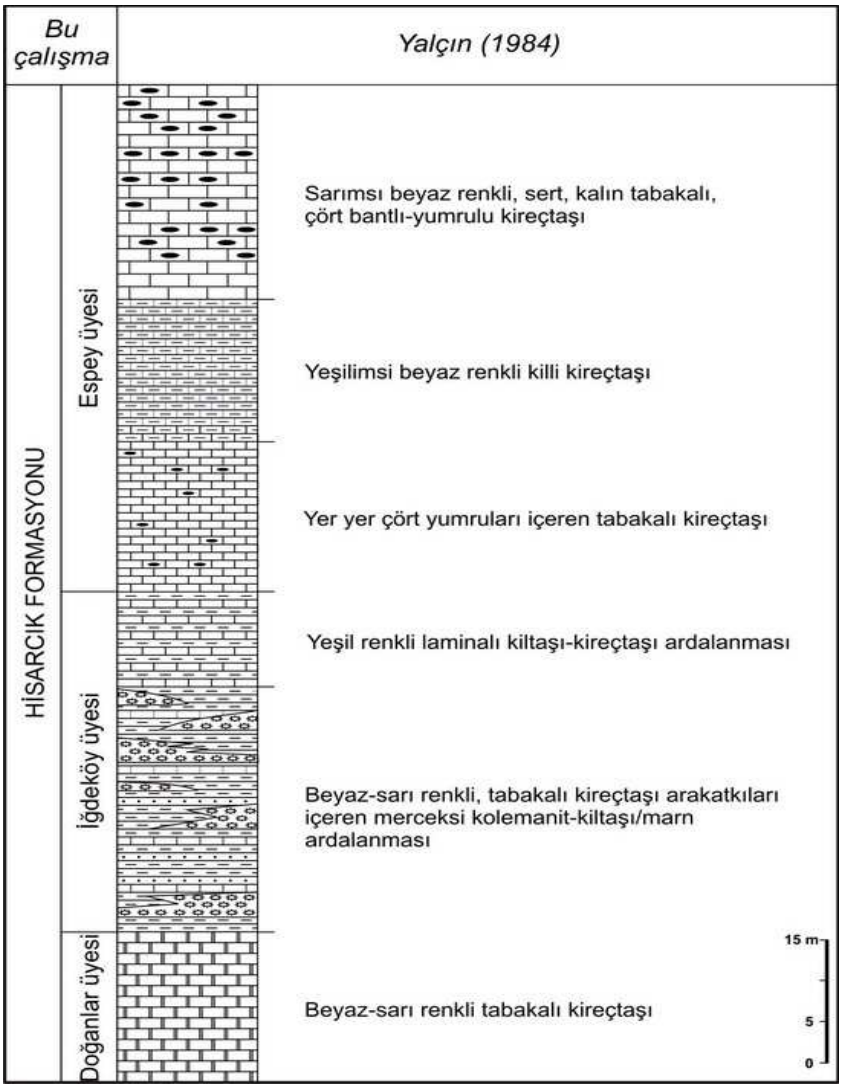
Şekil 2.54 Formasyon içinde yer alan taşkın düzlüğü çökelleri (J22-c1, 97160/38442, Bereket Tepeleri civarı; çalışma alanının 500 m dışı).

Yaş: Öngörülen stratigrafik konumu gereği Ören formasyonunun yaşı, eşleniği olan Kızılyar formasyonu için önerildiği gibidir.

Bölgesel korelasyon: Bu çalışmada tanımlanan Ören formasyonu, Özpeker (1969) ve Dündar ve diğ. (1986)'nin "Kırmızı seri" birimi, Helvacı (1977)'nın "Çakıltaşı, kumtaşı, kil, marn, kireçtaşı" birimi, Akdeniz ve Konak (1979)'ın "Hisarcık formasyonu"nun alt kesimi ile Yalçın (1984)'ın "Beyköy formasyonu"nun üst kesimi kapsamındadır ve Helvacı (1986)'nın tanımladığı "Kırmızı birim"in bazı kesimleriyle deneştirilebilir. Başka bir anlatımla, çalışma alanındaki öncel çalışmaların hiçbirinde Ören formasyonu ayırtlanmamış ve Kızılyar formasyonunun karşılığı olan birimler içinde yorumlanmıştır.

2.2.2.3 Hisarcık Formasyonu

Emet Grubu kapsamındaki Erken Orta Miyosen gölsel tortullaşmasını yansıtan formasyon, alttan üste doğru Doğanlar üyesi, İğdeköy üyesi ve Espey üyesi olmak üzere başlıca üç ast birime bölünerek incelenmiştir. İlk kez Akdeniz ve Konak (1979) tarafından yöntemsiz tanımlanan "Hisarcık formasyonu", Emet Grubu'nun alüvyal+flüvyal+kısmen gölsel istiflerini ("Kızılyar+Ören+Doğanlar+İğdeköy") birlikte kapsar. Bu çalışmada kullanılan "Hisarcık" adı ise yalnızca gölsel tortul istifi yansıtır. Yalçın ve diğ. (1985)'nin, Hisarcık formasyonunun korelanı olan "Emet formasyonu" için önerdiği stratigrafi düzeni aşağıdadır (Şekil 2.55).



Şekil 2.55 Yoncaağaç T. ve MTA 1978/6 sondajının kesitlerinden Yalçın ve diğ. (1984) tarafından hazırlanan tip kesit.

2.2.2.3.1 Doğanlar Üyesi. Altta yer alan Kızılyar formasyonunun distal alüvyal çökelleri ile üstleyen İğdeköy üyesinin boratlı gölsel çökelleri arasındaki geçiş horizonunu oluşturan ve kireçtaşı ara düzeyli kumtaşı-silttaşı-kiltaşı topluluğu ile simgelenen egemen gölsel ast birim, Doğanlar üyesi adı altında incelenmiştir. İlk kez bu çalışmada kullanılan üye ismi, birimin tipik olarak gözlendiği Doğanlar köyünden (J22-a3) alınmıştır.

Yayılım ve kalınlık: Birim Doğanlar köyü DKD'sunda ve Hisarcık GGB'sında gözlenir. Hesaplanmış kalınlığı en çok 80 m'dir

Kaya türü özellikleri: Baskın olarak gölsel tortullaşma ürünü olan Doğanlar üyesi, açık bej ayrışma renkli kumtaşı, silttaşı, kiltaşı, çamurtaşı ve kireçtaşı düzeylerinin ardalanmasından oluşur (Şekil 2.56). Ardalanmaya katılan kaya türü bileşenleri, alttan üste doğru ve nadiren yanal yönde kendi içlerinde değişimler gösterir.



Şekil 2.56 Kumtaşı, kireçtaşı, kiltaşı ve çamurtaşı seviyelerinin çoklu tekrarı (J22-d2, 93330/46200, Hisarcık-Dereköy karayolu, Hisarcık çıkışı).

Kalınlıkları birkaç cm'den birkaç m'ye kadar değişim gösteren yeşil renkli kumtaşı düzeyleri, ast birimin alt bölümlerinde yoğunlaşır (Şekil 2.57). Yoğun biyotürbasyon nedeniyle genellikle masif bir görünüm sunan seviyeler yer yer epiklastik kökenli küçük çakıl içerikleri kapsar. Bağlayıcı karbonat oranı yanal ve düşey yönlerde değişim gösterir ve yüksek karbonatlı kesimler topoğrafik çıkıntılar yaratır. Genelde iyi boylanmıştır. Birimin genelinde orta kumtaşı, nadir olarak ince

kumtaşı, birimin orta kesimlerinde birkaç seviyede kaba-çok kaba kumtaşı niteliğindedir. Bazı seviyeler kaba kumtaşından ince kumtaşına doğru belirgin derecelenme gösterir. Bazı ince kumtaşı düzeylerinde dalga kırışıklarına ya da paralel laminalanmaya rastlanır.



Şekil 2.57 Altta yeşil renkli orta kumtaşı, üstte belirsiz ince-orta katmanlı kireçtaşı seviyeleri (J22-d2, 93330/46200, Hisarcık-Dereköy karayolu, Hisarcık çıkışı).

Birimin orta kesimlerinde 180 cm kalınlığında, yaklaşık 1 cm'lik çakıllardan oluşan tek bir çakılcıktaşı seviyesi bulunmaktadır. Ayrıca birim, yine orta kesimlerinde yanal süreksiz, kalınlığı 30 cm'ye varan siyahımsı koyu kahve renkli, düzensiz tabanlı bir silis merceği bulundurur.

Kireçtaşı, egemen olarak bej renkli, masif, yer yer yumrulu olup, 3-5 cm'den 2,5 m'ye kadar değişen kalınlıkta ara düzeylerden oluşur. İstifin alt kesimlerindeki düzeyler yoğun biyotürbasyonlu ve mikritik dokuludur. Ayrışma yüzeyi soluk yeşilimsi gri, taze kaya ise bej renklidir. Genel olarak masif, birçok yerde ise yumruludur. Tortul istifin üst seviyelerinde, 10-40 cm arası kalınlıklar sunan az belirgin katmanlanmaya rastlanır. Yer yer kumlu kireçtaşı özelliğindedir. Ast birimin üst seviyelerine doğru bazen çört bantlı, bazen de bölümsel silisleşmiş olarak görülür. En üst seviyelerde düzensiz ince-orta katmanlı, santimetrik kiltaşı bantlıdır. Bu kesimlerinde mineral erime düzeylerine rastlanır.

Kiltaşı-silttaşı ve çamurtaşı seviyeleri 1 cm'den 2 m'ye kadar değişen kalınlıklar gösterir. Çoğunlukla yeşil, bazen koyu yeşil renkli olan seviyeler genelde masif, bazı

yerlerde belirsiz laminalıdır. Birimin orta kesimlerinde, birkaç cm kalınlığında silisifiye düzeyler şeklinde görüldüğü yerler vardır. Çamurtaşı düzeyleri masif, biyotürbasyonlu ve karbonatlıdır; kum ve çakılcık boyutlarında litoklastlar kapsar. Birimin en üst kesimlerindeki kireçtaşı ve kiltaşı seviyelerinde rastlanan kalsifiye mineral erime düzeyleri, olasılıkla bor erime düzeyleri olup boratlı İğdeköy üyesine geçişi yansıtır (Şekil 2.58).



Şekil 2.58 Kireçtaşı ve kiltaşı seviyeleri arasında bulunan mineral erime düzeyleri (J22-d2, 93330/46200, Hisarcık-Dereköy karayolu, Hisarcık çıkışı).

Stratigrafi ilişkileri: Alüvyal Kızılyar formasyonu ile gölsel İğdeköy üyesi arasındaki geçiş aralığını oluşturan Doğanlar üyesi, -Kızılyar formasyonuna ait ıraksak alüvyal çökeller üzerinde- biyotürbasyonlu, karbonat içerikli, yeşil renkli, yer yer epiklastik kökenli ince çakıllar bulunduran orta derecede tutturulmuş kumtaşları ile başlar. Birimin üzerine yanal-düşey geçiş ilişkisiyle boratlı İğdeköy üyesi gelmektedir.

Yaş: Baskın olarak süspansiyondan durulmuş çökellerden oluşan Doğanlar üyesi, gölsel İğdeköy üyesinin kıyı kesimlerini yansıttığından, İğdeköy üyesi için önerilen yaş kendisi için de geçerlidir.

Bölgesel korelasyon: Doğanlar üyesi, Özpeker (1969)'in "Boratlı kil, marn, kalker, tüf", Helvacı (1977)'nın "Boratlı kil, tüf, marn", Yalçın (1984)'ın "Emet formasyonu", Helvacı (1986)'nın "Borat zonu"nun alt kesimleri içinde stratigrafi

birimi olarak ayırtlanmaksızın ele alınmıştır. Ast birim, Dündar ve diğ. (1986)'nin tanımladığı "Taban kireçtaşı" üyesinin karşılığıdır.

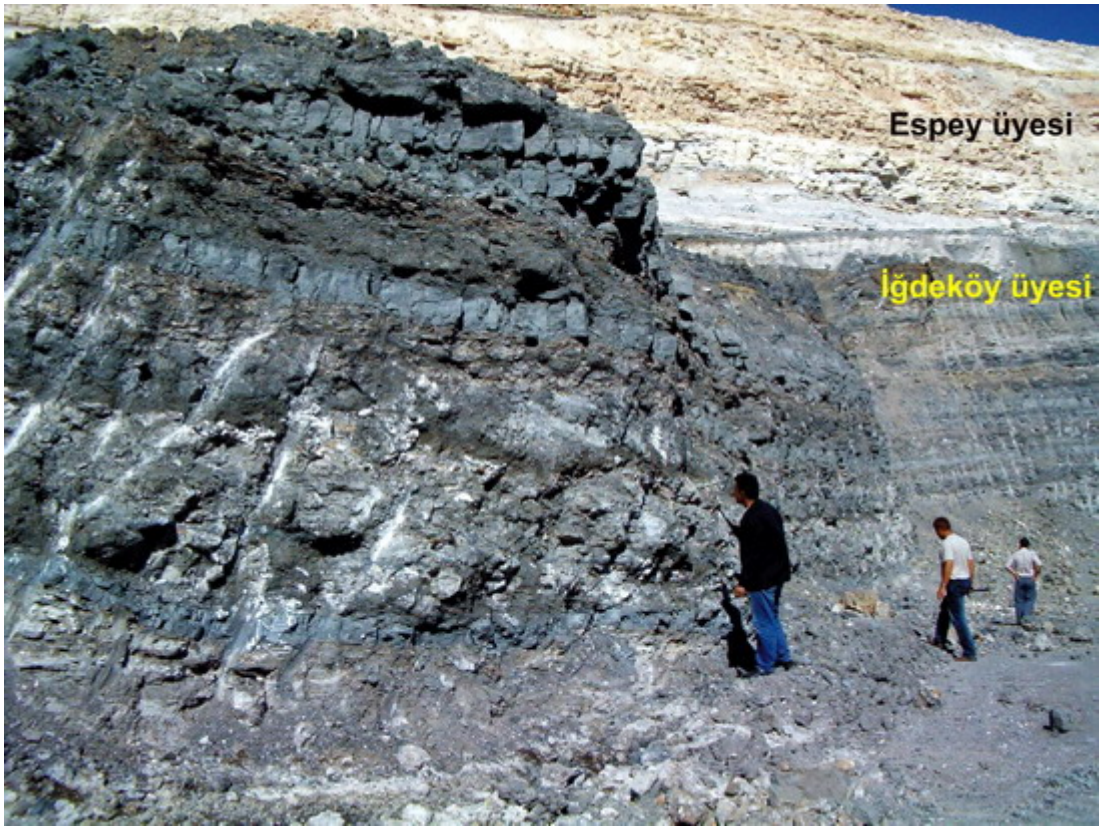
2.2.2.3.2 İğdeköy Üyesi. Yeşil renkli kiltaşı-silttaşı egemen istifi içinde yer alan borat düzeyleri ile az oranda resedimanter tüf ve ince kireçtaşı ara katmanlarının simgelediği evaporitik gölsel ortamda çökelimi yansıtan ast birim İğdeköy üyesi adıyla incelenmiştir. İlk kez bu çalışmada kullanılan ast birimin adı, en geniş yayılım alanındaki İğdeköy yerleşim yerinden (J22-b4) alınmıştır.

Yayılım ve kalınlık: Birim İğdeköy-Hisarcık hattı ve Dereköy-Hamamköy hattı boyunca gözlenir. Birimin maksimum kalınlığı, Hisarcık KD'sunda yapılan BME-2005/2 sondajında 220 m, BME-2004/6 sondajında ise 290 m olarak belirlenmiştir.

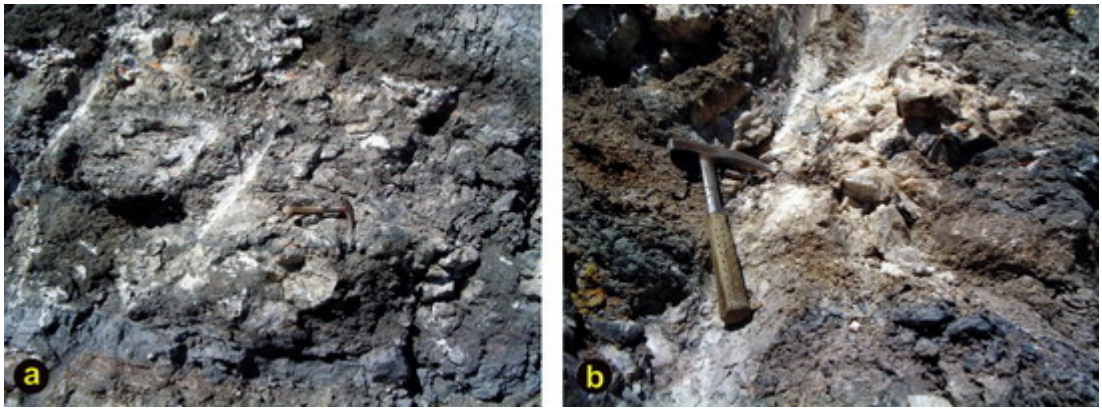
Kaya türü özellikleri: Kiltaşı-silttaşı egemen istifiyle temsil edilen ast birim, tüfit, kireçtaşı, marn ve borat (baskın olarak kolemanit) düzeyleri kapsar.

Birim Hisarcık Açık İşletmesi civarında Doğanlar üyesi üzerine yeşil renkli kil seviyesiyle gelir. Tüf ve marnlarla ara katkılı olarak birkaç seviyede gözlenen kil seviyeleri altta yeşilimsi renklerden üst kesimlerde koyu yeşil ve koyu gri renklere doğru değişim gösterir (Şekil 2.59). Genel olarak yağımsı, cilalı parıltılı bir görünümü vardır. Sığıruçtu Tepe'den alınan kil örneklerinin montmorillonit olduğu, fakat seramik hammaddeleri açısından yeterli değere sahip olmadıkları bildirilmiştir (Dündar ve diğ., 1986). Değişik kalınlıklardaki birkaç seviyesinde 10-50 cm çapında ışınsal kolemanit yumruları içerir (Şekil 2.60). Arsenikçe zengin olduğu bilinen kiltaşı, 1-2 düzeyde 5-10 cm çapında realgar ve orpiment bulundurur. Dündar ve diğ. (1986)'nin buradan almış oldukları örneklerde % 10-46 civarında arsenik, % 3-20 civarında kükürt saptanmıştır.

Marn seviyeleri altta açık yeşilden üste doğru kirli beyaz ve griye döner. Toprağımsı, turbalı ve kolemanit yumruludur. Hem kil, hem de marn seviyeleri organik maddece zengindirler.



Şekil 2.59 Tüf düzeyleriyle ardalanmalı boratlı ve boratsız kil seviyeleri (J22-c1, Hisarcık Açık İşletme).



Şekil 2.60 Koyu yeşil renkli kil seviyelerinde gözlenen kolemanit yumruları (J22c1, Hisarcık Açık İşletme).

Kireçtaşı seviyeleri beyaz, kirli beyaz ve krem renklerde ve hemen her düzeyde killi veya kil laminalıdır. Alt seviyeleri gevşek kolemanit yumruları içeren kireçtaşlarının üst düzeyleri çörtlü ve kumludur.

Riyolitik-riyodasitik karakterli tüf seviyeleri 2-3 yerde tekrarlanır. Bunlar, kül döküntüsü (ash-fall) veya gölsel tortullaşmaya katılarak yeniden işlenmiş (re-worked) tüflerdir. Dündar ve diğ. (1986)'nin petrografik amaçla almış oldukları tüf örneğinde kuvars, oligoklaz, volkanik kayaç ve biyotit kristalleri gözlenmiştir. Genel olarak camsı özellik gösteren tüfün bu örnekte litik tüf olduğu, tanelerinin birbirine illit ve montmorillonit cinsi kil mineralleri ile bağlandığı tespit edilmiştir.

İğdeköy-Göktepe bölgesinde M.T.A.'nın 83/4 no.lu sondaj verilerine göre birim birbirinden dolomit ve jips ara bantları içeren kiltaşı/marnlarla ayrılmış iki boratlı zondan oluşmuştur. Bunlar: 75 m kalınlığında üleksitin egemen olduğu, kolemanit, hidroborasit ve probertitin de kısmen yer aldığı alt borat zonu (I) ile 25 m kalınlığında, hidroborasit bantları içeren kolemanitlerden oluşuk üst borat zonudur (II); (Yalçın ve diğ., 1984).

İğdeköy üyesi içinde şimdiye dek bulunan bor ve diğer mineraller aşağıda listelenmiştir (Tablo 2.1). Helvacı (1984)'dan değiştirilerek alınan tablodaki probertit minerali MTA'nın 1983/2,3,4 ve 1985/3,4 sondajlarında (J22-a3, Malıçiftliği Mah., İğdeköyeski Mzl., Köprübaşı T. ve Göktepe mevkilerinde) ortaya çıkmış, daha önce çalışma alanı dışındaki Espey yöresinde varlığı bilinen üleksit minerali de, aynı yıllarda yapılan sondajlarla bulgulanmıştır (Dündar ve diğ., 1986). Diğer bor minerallerinden olan meyerhoferit, viçit-A ve tünelit ise yine çalışma alanı dışındaki kuzey sahalarında gözlenmiş, fakat bu sahalarda bulgulanamamıştır. Yörede bor üretimini sağlayan Hisarcık İşletmesi, 1958 yılından beri faaliyetini sürdürmektedir (Şekil 2.61). Kolemanit, hemen her yörede gözlenen en yaygın bor mineralidir (Şekil 2.62); bor türevi olmayan Sr ürünü sölestin minerali ise Dereköy civarında gözlenmektedir (Şekil 2.63).

Tablo 2.1 Borlu kil zonu içinde saptanan mineral listesi (Helvacı, 1984'ten değiştirilerek alınmıştır).

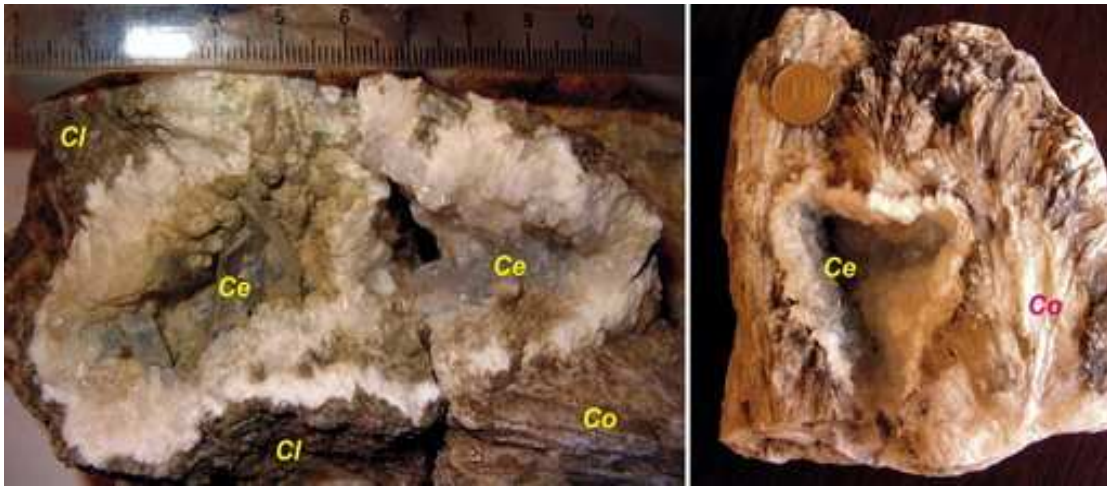
	Mineral Adı	**Yapısal Formülü**
Bor mineralleri	Kolemanit	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$
	Hidroborasit	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 7H_2O$
	Terüjit	$Ca_4MgAs_2B_{12}O_{22}(OH)_{12} \cdot 14H_2O$
	Kahnit	$Ca_2B(OH)_4AsO_4$
	Üleksit*	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$
	Probertit*	$Na_2O \cdot 2CaO \cdot 5B_2O_3$
Diğer mineraller	Sölestin	$SrSO_4$
	Realgar	AsS
	Orpiment	As_2S_3
	Jips	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
	Kükürt	S
	Kalsit	$CaCO_3$
	Montmorillonit	$(Mg,Al)2SiO_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$
	İllit	$(K,H_3O)Al_2(AlSi_3O_{10})\ (OH)_2$
	Klorit	$(SiAl)_8(Mg.Fe)_6O_{20}(OH)_4$



Şekil 2.61 Hisarcık Açık İşletmesinden genel bir görünüm (J22c1).

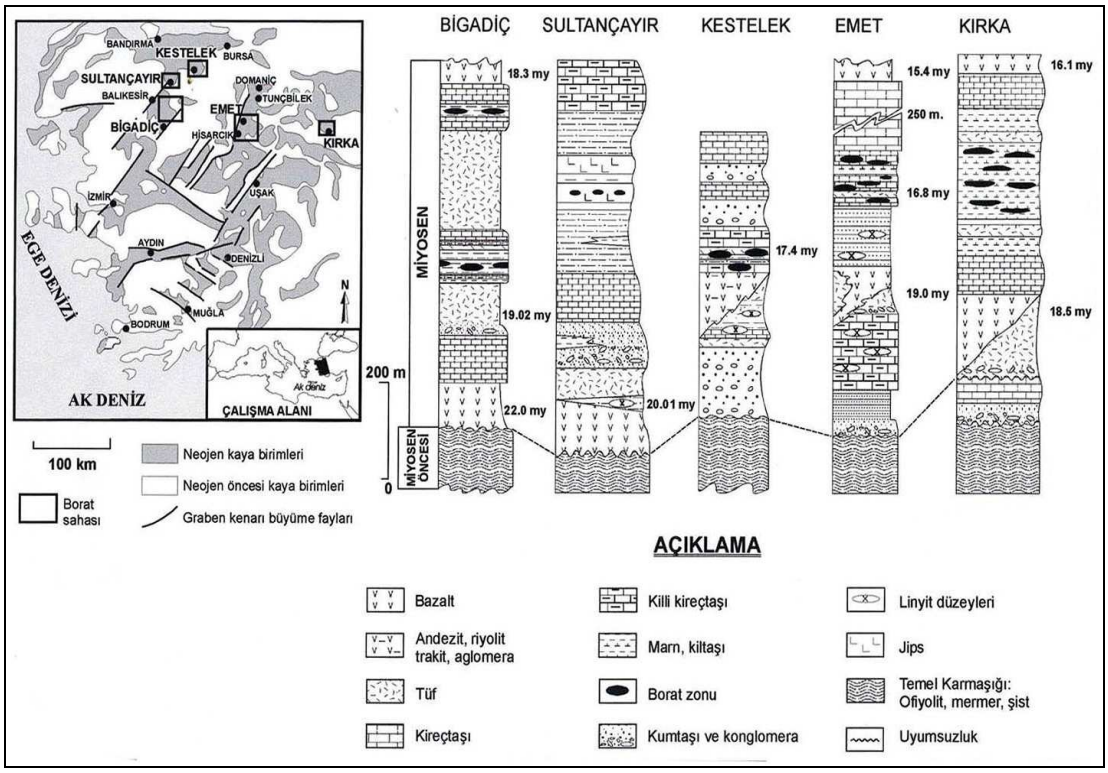


Şekil 2.62 Boratlı kil horizonundan çıkarılmış kolemanit mineralleri (J22c1, Hisarcık açık işletme).



Şekil 2.63 Bor mineralleri arasında gelişen sölestin minerali (Cl: kil, Co: kolemanit, Ce: sölestin), (J22c1, Dereköy doğusu, Emet Çayı batı yakası).

Çalışma alanı dışında kalan Espey İşletmesi de Emet bor yataklanması dahilindedir. Türkiye'nin bilinen borat yataklarını içeren tortul istiflerin korelasyonu aşağıda gösterilmektedir (Şekil 2.64).

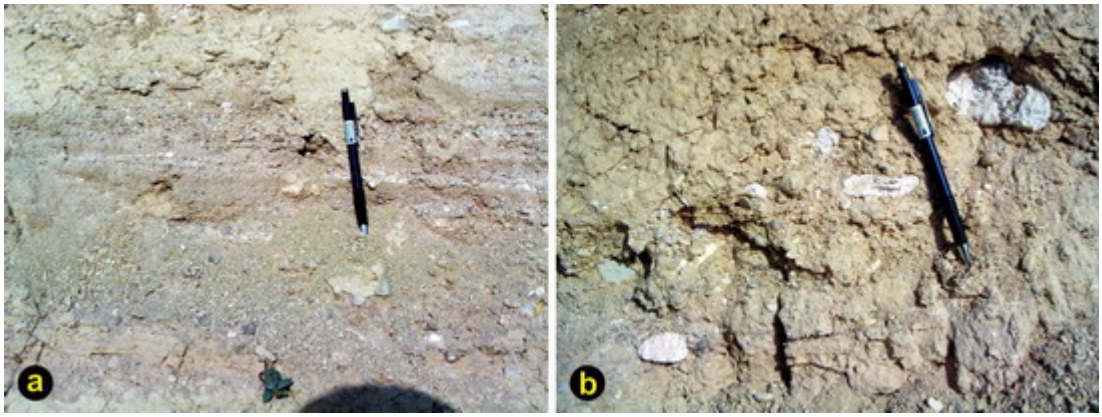


Şekil 2.64 Türkiye'deki borat yataklarının stratigrafik korelasyonu (Helvacı ve Alonso, 2000).

Birimin Dereköy civarındaki üst kesimleri, alüvyal çamur kayalarının simgelediği kırıntılı bir düzeyle temsil edilir. Akdere güneyindeki dere yarmasında soluk yeşilimsi-mavimsi renkli gölsel çamur kayalarının simgelediği borat horizonu, üste doğru genel olarak bej ayrışma renkli, çakıltaşı-kumtaşı ara katkılı egemen çamurtaşı istifine derecelenir (Şekil 2.65). Üstleyen istif masif ve genellikle gevşektir. Kanal dolgusu çakıltaşları ve çakıllı kumtaşları açık gri renklidir ve yersel olarak orta-iyi tutturulmuştur. Kanal dolgusu fasiyesindeki çapları 1-2 cm çakılcıklı ve ufak çakıllı kaba kumtaşı ara düzeyleri genellikle akıntı çapraz katmanlıdır (Şekil 2.66a). Yersel olarak masif ve zayıf tutturulmuş paralel katmanlı orta kumtaşı düzeylerine rastlanır. Kanal dolgusu çakıltaşı hamur destekli ve masiftir. Neojen öncesi temel kayalarından, Erken Miyosen asidik volkanitlerinden ve kireçtaşlarından oluşan bu çakıllar iyi-çok iyi yuvarlanmıştır. Beyaz renkli ve çok iyi yuvarlanmış dağılgan pumis çakılları tipiktir (Şekil 2.66b).

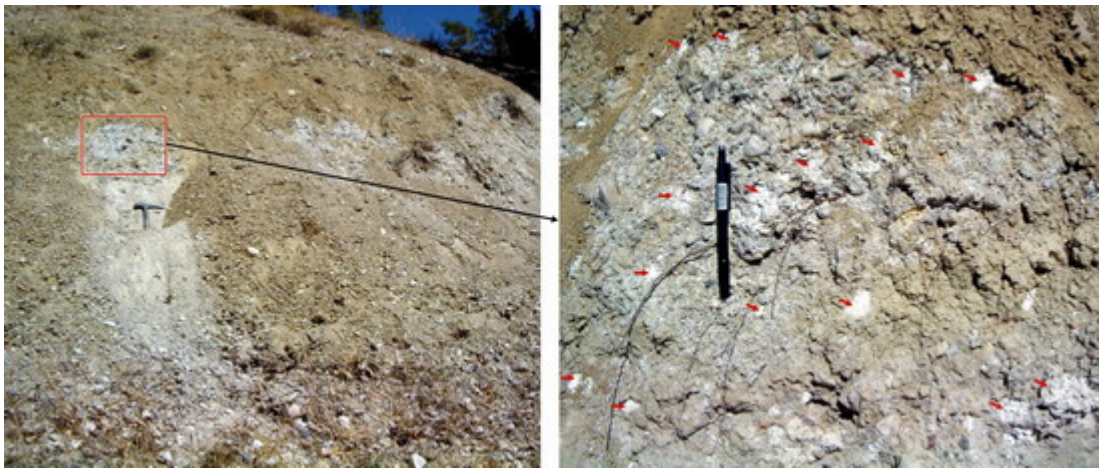


Şekil 2.65 Çamurtaşı istifinde gözlenen kanal dolgusu çakıltaşı düzeyi (J22-c1, 96715/40900, Sefaköy güneyi, Sazak Dere içi).



Şekil 2.66 a) Kırıntılı düzey içinde kanal dolgusu fasiyesindeki çakılcıklı ve ufak çakıllı kaba kumtaşı ara düzeyleri; b) Aynı düzey içinde dağılgan pumis çakılları (J22-b4, 94616/50345, İğdeköy güneyi).

İki tortul istif arasındaki ilişki, üstleyen istifin içerdiği flüvyal ara katkılar ve geçiş horizonundaki çamurtaşlarında gözlenen beyaz renkli kaliş yumruları, boratlı gölsel istifin üste doğru giderek karasal etkilere açıldığını yansıtır (Şekil 2.67).



Şekil 2.67 Borlu gölsel istifin kırıntılı birime geçişte karasal etkilere açıldığını yansıtan kaliş yumruları (J22c1, 97910/40350, Akdere vadisi kuzey yamacı).

Akdere'nin kuzey yamacında, yaklaşık 5 m uzunluğunda, sil biçiminde yerleşmiş gibi görünen bazalt sokulumunun alt dokanağı pişmiştir; üst dokanakta aynı etki gözlenmez (Şekil 2.68).



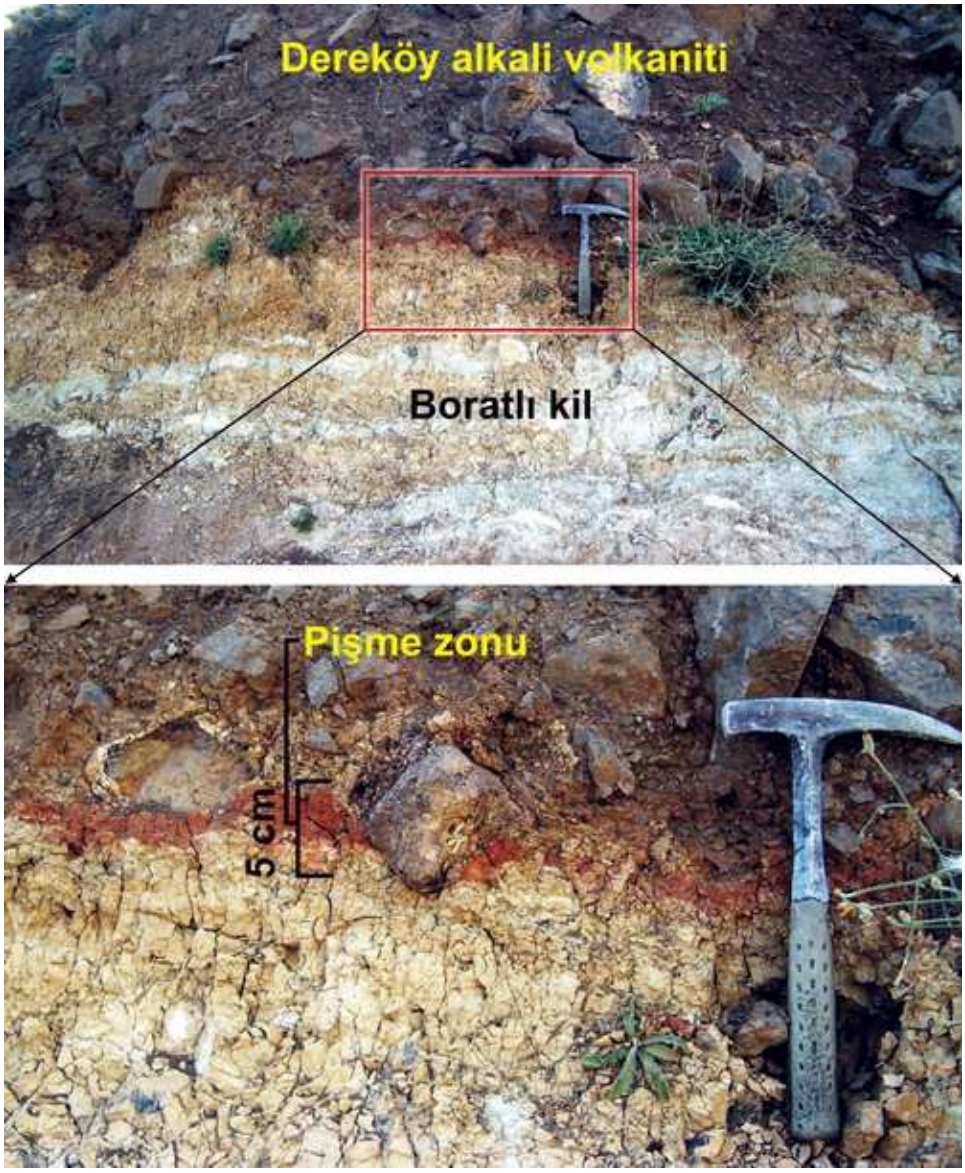
Şekil 2.68 İğdeköy üyesinin üst bölümünü oluşturan egemen kırıntılı istif içine sokulmuş Dereköy volkanitine ait bazalt kütlesi (J22c1, 97689/40336, Akdere kuzey yamacı).

Stratigrafi ilişkileri: Doğanlar üyesi ve Ören formasyonu üzerine geçişli olarak gelen İğdeköy üyesi, Emet Çayı'nın batısında yayılımı bulunan ve Hisarcık formasyonunun son ast birimi olan Espey üyesinin kireçtaşları tarafından uyumlu ve geçişli dokanaklarla örtülür.

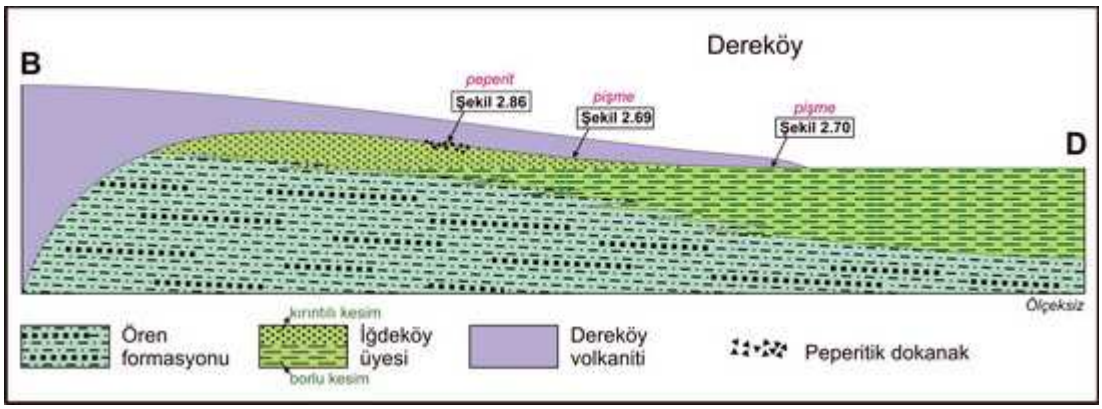
Dereköy volkaniti, İğdeköy tortul istifinin üst bölümünü oluşturan karasal (subaerial) kırıntılıları keser ve örter; dokanakta yaygın olarak pişme zonu, bir lokalitede ise peperitik oluşuklar gözlenir. Lav yaygısı, İğdeköy üyesinin hem gölsel ve hem de alüvyal çökelleri üzerine akmış ve dokanaklarda pişme etkisi yaratmıştır (Şekil 2.69, Şekil 2.70). Dereköy volkanitinin İğdeköy üyesi üzerinde yaptığı etkiler Şekil 2.71'de şematik olarak gösterilmiştir. Dereköy volkaniti ile dokanaklı bulunduğu alanda (Dereköy çevresi), gölsel İğdeköy üyesi alüvyal kırıntılılarla son bulur; Espey kireçtaşının yüzleklerine rastlanmaz. Çalışma alanında, Dereköy volkanitinin yerleşimini izleyerek alüvyal tortullaşmanın devam etmiş olabileceğini düşündüren kuşkulu dokanak ilişkileri gözlenmiştir.



Şekil 2.69 İğdeköy üyesinin kırıntılı üst kesimi (çamurtaşı egemen istif) üzerinde Dereköy volkanitinin üzerlemesiyle oluşan yaklaşık 1 m'yi aşkın kalınlıktaki pişme zonu (J22c1, 96705/40902, Sefaköy güneyi, Sazak Dere içi).



Şekil 2.70 Dereköy volkanitinin İğdeköy üyesinin boratlı kesimi üzerinde oluşturduğu pişme zonu (J22-c1, 98170/40495, Dereköy kuzeyi).



Şekil 2.71 Dereköy volkaniti ile kesip örttüğü kaya birimleri arasındaki ilişkiyi yansıtan şematik kesit.

Bunların dışında Sefaköy yakınlarında İğdeköy üyesinin üst kesimleri birkaç düzey halinde gölsel traverten bulundurur ve üye, Traverten çakıltaşı birimi tarafından örtülür (Şekil 2.72).



Şekil 2.72 İğdeköy üyesinin gölsel traverten düzeyleri içeren üst kesimleri ve onların üzerine gelen Traverten çakıltaşı (J22-c1, 97850/41500, Dişlikıran Sr.).

Yaş: Boratlı düzeyler ile birlikte bulunan ‘alkali trakitik tüften’ Helvacı ve Alonso (2000) tarafından alınan 16,8 ± 0,2 My K/Ar (biyotit) yaşı, İğdeköy üyesi tortullaşmasıyla doğrudan ilişkilendirilebilecek tek kronolojik veridir. Ancak, Emet Havzası’nda ve yakın çevresinde, İğdeköy üyesinin tortullaşmasıyla eşzamanlı olarak kül döküntüsü tüf üretebilecek alkali trakitik bir volkanizmanın varlığı bilinmediğinden; söz konusu tüf düzeyinin ‘yeniden işlenmiş’ olabileceğini göz ardı etmemek gerekir.

Dereköy volkaniti ile İğdeköy üyesinin üst bölümünü oluşturan karasal çamur kayaları arasında gözlenen peperitik dokanak, 14,9 ± 0,3 My (Seyitoğlu ve diğ.,

1997) ve 15.4 ± 0.2 My (Helvacı ve Alonso, 2000) yaşlı alkali volkanizma ile tortullaşmanın yaşıt olduğunu gösterir.

Her iki jeokronolojik veri, İğdeköy üyesi tortullaşmasının geniş anlamda Erken Orta Miyosen'de gerçekleştiğini vurgular.

Bölgesel korelasyon: İğdeköy üyesi Özpeker (1969)'in "Boratlı kil, marn, kalker, tüf", Helvacı (1977)'nın "Boratlı kil, tüf, marn", Akdeniz ve Konak (1979)'ın "Hisarcık formasyonu"nun üst kesimi, Yalçın (1984)'ın "Emet formasyonu"nun alt kesimi, Helvacı (1986)'nın "Borat zonu" ve Dündar ve diğ. (1986)'nin "Boratlı kil zonu" birimi ile deneştirilebilir.

2.2.2.3.3 Espey Üyesi. Gölsel Hisarcık formasyonunun ve dolayısıyla Emet Grubu'nun en genç sedimanter birimi olarak İğdeköy üyesi üzerine geçiş ilişkisiyle gelen, kurşuni, mat gri ayrışma renklerinde, az belirgin kalın ve çok kalın katmanlı, karstik erime boşluklu, kiltaşı ara düzeyleri ile ince çört bantları içeren yumrulu kireçtaşları, Espey üyesi adıyla tanımlanmıştır. Birimin ismi, çalışma alanının dışında, en kalın ve tipik yüzleklerinin bulunduğu Emet kuzeyindeki eski Espey yerleşiminden (J22-b4) alınmıştır.

Yayılım ve kalınlık: Hisarcık gölsel istifinin en üst bölümünü oluşturan ve kireçtaşları ile simgelenen ast birim, çalışma alanının KD'sunda (J22-b4 GB'sı) İğdeköy ve Kırgıl köyleri civarında geniş alanlar kaplar fakat kesintili yüzlekler verir. Çalışma alanının kuzeyindeki Malıçiftliği Mah.'den, alanın doğusundaki Yoncaağaç Dağı'na kadar uzanır. KB'da Bahatlar'a kadar uzanır. Birçok yerde, Kızılbük formasyonunun kireçtaşları üzerinde çok ince örtüler şeklinde korunmuştur. Küçük atımlı basamak fayların yaygın olduğu birimde daha çok Kırgıl köyü çevresinde gözlenen, alttaki birimleri -özellikle Kızılbük formasyonuna ait kayaları- yükselten normal faylar da birimin yayılımını kesintiye uğratmıştır. Birimin Hisarcık çevresinde yaklaşık 50 m olan kalınlığı, kuzeye doğru 100 m'yi aşar.

Kaya türü özellikleri: Kiltaşı ara düzeyleri ile ince çört bantları kapsayan yumrulu kireçtaşlarından oluşan ast birimin egemen ayrışma rengi kurşuni ile mat gri arasındadır. Taze kaya rengi, mat beyazdan açık kirli mat sarıya kadar değişen tonlardadır. Boratlı İğdeköy üyesi üzerine geçişli olarak gelen alt bölümlerinde, 5-10 cm'den 5-10 m'ye varan kil düzeyleri ile mineral erime boşlukları ve kolemanit psöydomorfları içerir. Alt kesimlerde yer yer gözlenen dağılgan beyaz renkli karbonat düzeyleri dolomitiktir. Alt kesimdeki kil düzeyleri dışında orta kesimlerinde de ince (bazen birkaç mm kalınlığında) kiltaşı ara katkılarına rastlanır. Kireçtaşı istifinin orta ve üst kesimlerinde sıklıkla tekrarlanan, bazen yumru şeklinde, bazen de kalınlığı 1 m'ye yaklaşan, olasılıkla volkanizma sonrası gelişmiş kahverengi ve kırmızı renklerde çört ara seviyeleri kapsar (Şekil 2.73).



Şekil 2.73 Kireçtaşlarında çörtlü seviyeler (J22-b4, 95450/47120, Kamışlı D.).

Oldukça kötü olan tabakalanma yaygın olarak kalın-çok kalın, nadiren orta katmanlanma biçimindedir ve katman eğimleri çoğunlukla 15º'yi geçmez (Şekil 2.74). Birimdeki eklem ve kırıklar düzensizdir. Fay lineasyonlarına yakın yerlerde katmansız yapı, otobreş, dalgalı katmanlanma gibi makro yapılar sergiler. Otobreşik kesimleri oluşturan kireçtaşı blokları bazen yarım metre boyutlarına ulaşır (Şekil 2.75).



Şekil 2.74 Espey üyesine ait tipik orta-kalın, kötü katmanlanma (J22-b4, 94800/50750, İğdeköy KB bitimi).



Şekil 2.75 Espey üyesi kireçtaşlarında gözlenen otobreşik kesimler (J22-b4, 95640/47193, Kırkmanlık T. kuzey yamacı).

Espey üyesi ayrışmaya karşı oldukça dirençsizdir. Yüzlek kesimlerinde topoğrafya üzerinde kopmuş-dağılmış kireçtaşı ve çört yumru yığınları şeklinde kendini gösterir. Kalın katmanlı kesimlerinde de tamamen yumrulu, gözenekli ve karstik erime boşlukludur. Bu boşluklar birkaç cm'den desimetrik boyutlara ulaşır (Şekil 2.76).



Şekil 2.76 Espey üyesi kireçtaşlarında yaygın karstik boşluklar (J22-b4, 94720/50772, İğdeköy KB bitimi).

Dokusal olarak genellikle killi kireçtaşı özelliğindedir. Bunun yanında, sıklıkla ince şekersi dokulu, kristalize, mikro-mezokristalen kalsit dolgulu ve iğnemsi boşluklu dokularla da kendini gösterir. İğnemsi boşluklar olasılıkla bitki ve kalsit erime boşlukları olup birkaç mm'den birkaç cm boyutlarına ulaşırlar.

Stratigrafi ilişkileri: Birim, İğdeköy üyesinin kireçtaşı ara düzeyleri içeren üst bölümü üzerine geçişli olarak gelir (Şekil 2.77). Bu kesimler, birkaç metre kalınlığında kil düzeyleri bulunduran killi kireçtaşı ile bazı yerlerde marn/dolomit özelliği gösteren yumuşak, beyaz renkli, yer yer yumrulu karbonat yığışımlarıyla simgelenir (Şekil 2.78).



Şekil 2.77 İğdeköy üyesinin borlu killeri üzerine geçişli olarak gelen ve ince kil ile killi kireçtaşı seviyeleri içeren Espey üyesine ait kireçtaşları (J22-b4, 95660/49907, Maslak T. kuzeyi).

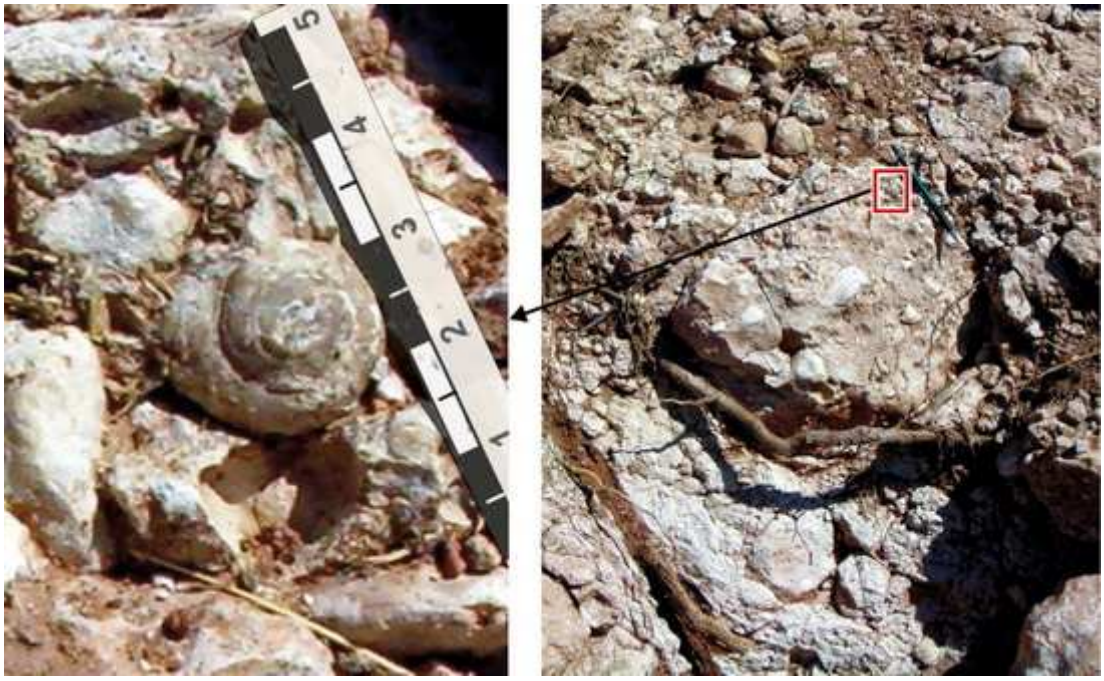


Şekil 2.78 İğdeköy üyesi üzerine geldiği yerde Espey üyesine ait karbonat yığışımları (J22-b4, 95490/49130, Gökmen D.).

J22-b4 paftasının birçok yerinde Espey üyesini oluşturan kireçtaşları, Kızılbük formasyonunun üst kesimini oluşturan orta-kalın katmanlı kireçtaşları üzerine -tektonik dokanak ilişkileri dışında- transgresif aşmalı olarak gelir. Çakılları Kızılbük kireçtaşından türemiş olan transgresif çakıltaşının kumlu kireçtaşından yapılı matriksi içinde yer yer gastropod kavkılarına rastlanır (Şekil 2.79).

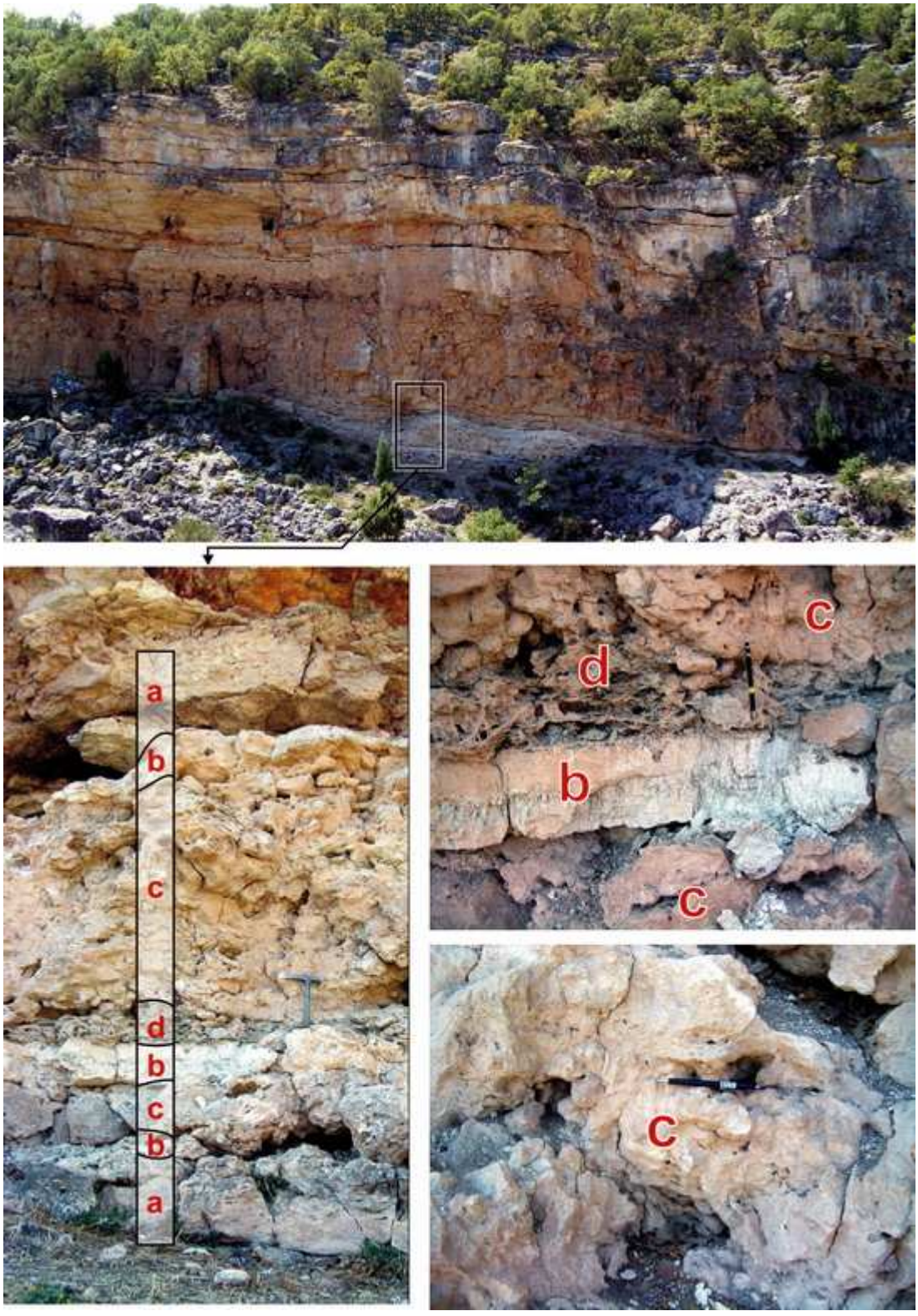
Kamışlı deresinin Kırkmanlık Tepe kuzeyine karşılık gelen bölümünde (J22-b4 güney sınırı) yüzeyleyen birim, ayrıntılı taban kesitleri verir (Şekil 2.80). Burada kalın katmanlı ve katmansız kireçtaşı ile arada birden çok kil düzeyi yanında (<20 cm), yanal devamlı mineral erime düzeyleri (<15 cm) ve kalsifiye olmuş kolemanit psöydomorfları (1,5 m) net olarak izlenir. Mineral erime boşlukları kolemanit yumru

düzeylerinin arasında olup hangi ilksel mineralleri temsil ettikleri soru işaretlidir. Fakat bunların da ilksel konumda yine bor mineralleri olduğu, yüksek bor / düşük kil kapsamına bağlı olarak eriyebilen madde miktarının çokluğundan ötürü bu şekli aldıkları düşünülmektedir. Tümüyle kalsifiye olmuş kolemanit yumruları ise bölgedeki borat cevherleşmesinin son unsurlarıdır.



Şekil 2.79 Espey üyesine ait kireçtaşlarının aşmalı kesimlerinin tabanındaki transgresif çakıltaşının matriksinde gözlenen gastropod kavkıları (J22-b4, 97851/49452, Kırgıl KD'su).

Bunun dışında ast birim, Bahatlar köyünden Yörükler Çiftliği mah.'sine uzanan KD-GB gidişli bir hat boyunca (J22-b4), Kırklar Tepe batısında Akdağ volkanitleri üzerine aşmalı olarak gelir. Bu noktalarda ast birim kurşuni bej-gri ayrışma renkli, açık krem-açık bej taze kaya renkli, mikritik dokulu ve çörtlü karbonat kayalarından oluşur. Kırklar Tepe doğusundaki kireçtaşları ise, birkaç cm büyüklüğündeki köşeli-küt köşeli kireçtaşı çakılları ve Akdağ volkanitlerinden türeme gevşek tutturulmuş çakıllardan oluşan transgresif taban çakıltaşı düzeyi aracılığıyla, Akdağ volkanitlerinin bloklu kül akışı fasiyesindeki piroklastiklerini üzerler.



Şekil 2.80 Espey üyesinin alt kesimleri. a- katmansız kireçtaşı, b- kil düzeyleri, c- kalsifiye kolemanit yumruları, d- mineral erime düzeyleri. En üst bölümde ise kalın katmanlı kireçtaşı düzeyi görülmektedir (J22-b4 ile c1 sınırı, 95745/47050, Kırkmanlık T. kuzey yamacı).

Yaş: Espey üyesini doğrudan yaşlandırabilecek jeokronolojik ya da biyokronolojik veri yoktur. Stratigrafik açıdan en yakın ilişki kurulabilecek tek jeokronolojik veriye sahip olan Dereköy volkanitiyle havza genelinde dokanağı bulunmaz. Başka bir anlatımla, Espey üyesi kireçtaşları ile Dereköy volkaniti arasında önceki çalışmalarda öngörülen bağıl stratigrafik ilişki yoruma dayalıdır. Espey üyesi, geçiş ilişkisiyle üzerinde yer aldığı İğdeköy üyesinden bağıl olarak daha genç, ancak geniş anlamda onunla yaşıt (Erken Orta Miyosen) kabul edilmekle birlikte; kireçtaşı tortullaşmasının Orta Miyosen içindeki üst yaş sınırı tartışmaya açıktır.

Bölgesel korelasyon: Espey üyesi, Özpeker (1969)'in "Örtü kalkeri", Helvacı (1977)'nın "Kil, marn ve çört ara katmanlı Üst kireçtaşı", Akdeniz ve Konak (1979)'ın "Emet formasyonu", Yalçın (1984)'ın "Emet formasyonu"nun ayırtlanmamış üst kesimi, Helvacı (1986) ile Dündar ve diğ. (1986)'nin "Üst kireçtaşı" birimi ile deneştirilebilir.

2.2.2.4 Dereköy Volkaniti

Tanım ve ad: Dereköy civarında, boratlı İğdeköy üyesinin üst bölümünü oluşturan alüvyal kırıntılıları kesip onların üzerinde akarak çalışma alanındaki en genç volkanizmayı temsil eden, soluk siyahımsı-gri renkli, yaygın küresel ayrışmalı ve yoğun gaz boşluklu, alkali karakterdeki lav kayaları, Dereköy volkaniti olarak incelenmiştir. Birimin ilk kez Yalçın (1984) ile Günay ve diğ. (1986) tarafından "Dereköy bazaltı" olarak kullanılan adı, başlıca yayılım alanında bulunan Dereköy yerleşiminden alınmıştır.

Yayılım ve kalınlık: Çalışma alanının GD sınırında (J22-c1) Hamamköy güneyinden başlayıp Dereköy'ün batısından güneye doğru inerek çalışma alanından çıkar. Çalışma alanı içerisinde 2-3 km^2'lik bir yayılıma ulaşan birim, Sefaköy ve Dereköy yerleşimlerinin bazı kısımlarını içine alır. Çalışma alanı dışında Dereköy kuzeyinde Kocaçay vadisine kadar uzanan birim, kalınlığı en çok 50 m'ye ulaşan bir lav yaygısı oluşturur.

Kaya türü özellikleri: Ayrışma rengi genellikle soluk siyahımsı, yersel olarak pembemsi kırmızı, mavimsi koyu gri olan birimin taze kaya rengi genellikle soluk siyahımsı gri ya da çok koyu gridir.

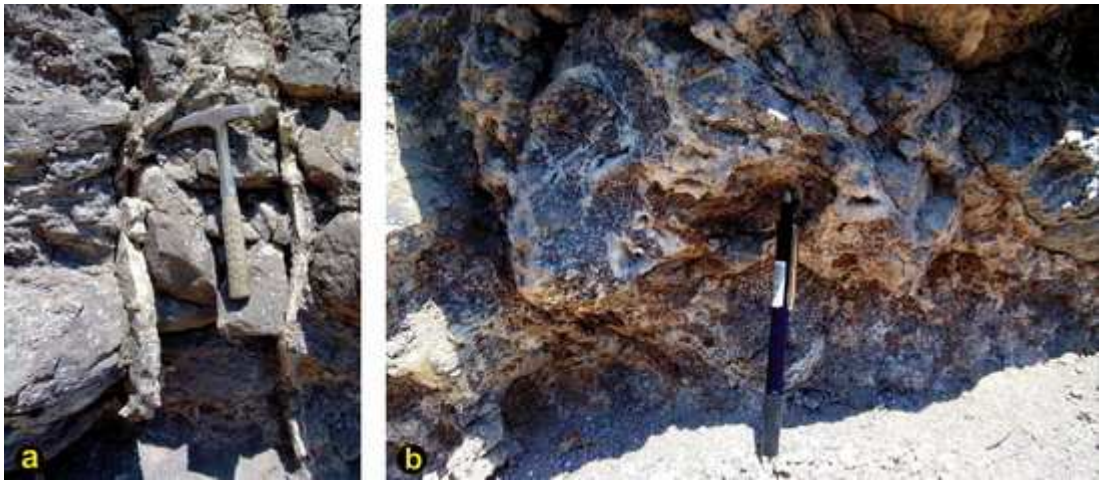
Birim, yaygın küresel ayrışmalı, koyu renkli altere lav kayalarından oluşmuştur. Küresel ayrışma kütleleri desimetrik boyutlardan metrik boyutlara ulaşan büyüklüklerdedir. Yerinde ayrışmış kütleler genellikle keskin kenarlı ve şekilsizdir (Şekil 2.81). Küresel ayrışma parçaları arasında alterasyon izleri daha belirgindir.

Dereköy volkaniti, birçok kesiminde çok incelen (<1 m) akmalarıyla göze çarpar. Böyle yerlerde oldukça girintili-çıkıntılı bir yayılım sergiler ve bu tür ince düzeylerin aşınması sonucu altta bulunan İğdeköy üyesi kırıntılıları açığa çıkar.



Şekil 2.81 Dereköy volkanitinde yersel olarak gözlenen ayrışma biçimi (J22-c1, 97271/41351, Sefaköy GB'sı).

Yaygın hidrotermal alterasyon etkisi, ilk bakışta küresel ayrışmalar boyunca oluşan makro çatlaklar ve bu çatlakları dolduran ikincil kalsit oluşuklarıyla göze çarpar. Düzensiz biçimde çatlakları dolduran kalsit oluşukları, peperite benzer yanıltıcı görüntüler yaratacak ölçüde yaygındır (Şekil 2.82).



Şekil 2.82 Alkali lavdaki çatlakları dolduran kalsit oluşukları (J22-c1, 96837/40983, Sefaköy güneyi).

Doku genellikle ince taneli olup amigdoloidal bir yapıya sahiptir. Akmaya uygun yönlenmiş gaz boşlukları çoğunlukla ikincil kalsitle doldurulmuştur. Mafik mineraller tümüyle alteredir. Nadir olarak özşekillerini korumuş biyotit fenokristallerine rastlanır. Makroskobik gözlemlerde olivin, biyotit ve yaygın feldispat mineralleri ve ikincil kalsitler göze çarpar (Şekil 2.83).



Şekil 2.83 Alterasyona uğramış alkali lavların makroskobik dokusal görünümleri ve ikincil kalsit oluşumları (J22-c1, 96636/40062).

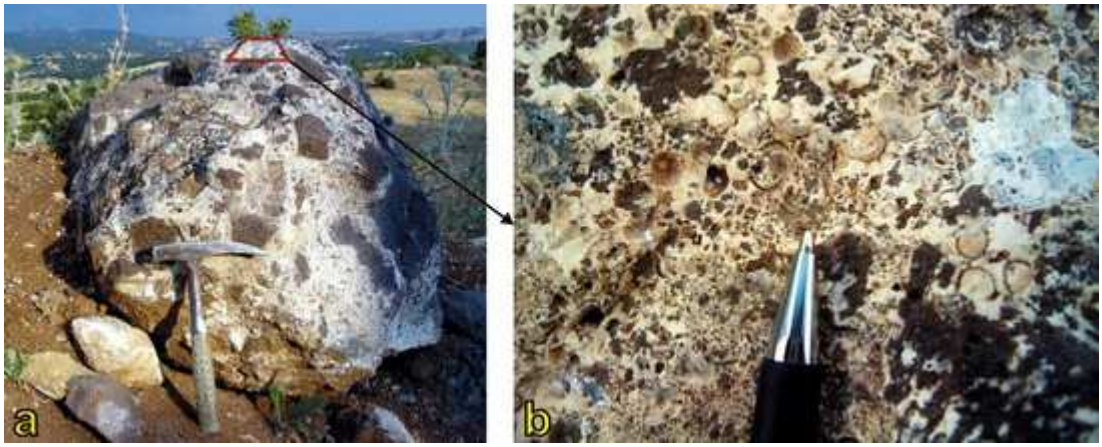
Dereköy volkanitlerinin farklı kesimlerinden petrografik amaçla alınan 2 adet örnekte (PF1, PF2) dokunun genel olarak porfirik, yer yer glomeroporfirik olduğu görülmüştür. Olivin, piroksen ve biyotit fenokristalleri ile simgelenen fenokristal kapsamının hamura oranı % 15-20 civarındadır. Biyotitler opaklaşmış, olivinler

iddingsitleşmiş, karbonatlaşmış, bazı yerlerde serpantinleşmiş, hamurun bazı kesimleri karbonatlaşmış ve kloritleşmiştir. Hamur intragranüler dokulu olup feldispat (plajiyoklaz) mikrolitleri, granüle opak mineral ve mafik minerallerin mikro kristallerinden oluşmuştur.

Dereköy volkanitlerinin farklı kesimlerinden jeokimyasal amaçla alınan 2 adet örnek üzerinde yapılan analizlerin sonuçları ilgili diyagramlara yansıtılmış ve baskın biçimde alkali karakter gösteren örneklerin ‘traki-andezit’ alanına düştüğü ve bu sonuçların daha önce Seyitoğlu ve diğ. (1997) tarafından alınan örneklerin sonuçlarıyla örtüştüğü görülmüştür.

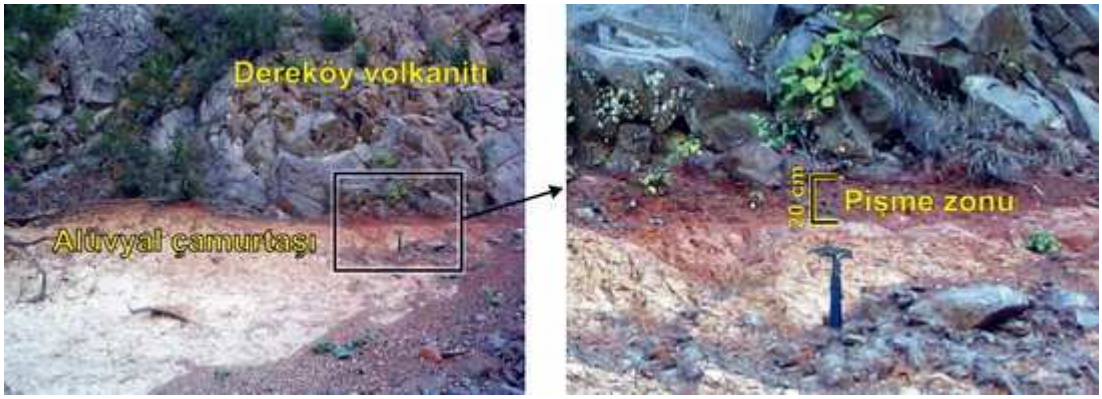
Stratigrafi ilişkileri: Dereköy volkaniti, sırasıyla Kızılbük ve Ören formasyonları ile İğdeköy üyesini keser ve örter. Yayılım alanı içinde Espey üyesi ile dokanağı bulunmaz. İğdeköy üyesi ile yaptığı alt dokanaklarda, kalınlığı yer yer 1 m’yi bulan koyu kırmızı renkli pişme zonlarına yaygın olarak rastlanır.

Dereköy volkanitinin alt dokanağı tartışma yaratacak derecede karışıktır. Bu karışıklık, egemen olarak çamurtaşından oluşan alüvyal kırıntılıların İğdeköy üyesinin boratlı gölsel çökellerini örtmesi ve Dereköy volkanitine ait lavların, ast birimin her iki bölümünü keserek onların üzerine akmış olmasından kaynaklanır (bkz. Şekil 2.71). Lavların, -arada alüvyal çamurtaşı istifi olmaksızın- boratlı kiltaşları üzerine geldiği yerler ince (5-10 cm) fakat belirgin pişme zonludur (bkz. Şekil 2.70). Bu dokanaklar civarındaki ayrışmış-taşınmış lav kütleleri üzerinde ve çatlaklarında (volkanizma sonrası) genç hidrotermal solüsyonların getirdiği ikincil karbonat dolguları yaygın olup, yer yer hidrotermal oolitler bunlara eşlik eder ve peperit benzeri görüntüler oluşturur (Şekil 2.84).



Şekil 2.84 Dereköy volkanitinde yaygın olarak gözlenen ikincil karbonat dolguları peperit benzeri görüntüler yaratır. Ancak bu tür traverten dolgularıyla birlikte gözlenen hidrotermal oolitler, oluşumun peperitle ilgisi bulunmadığını gösterir (J22-c1, 98048/40795, Dereköy kuzeyi).

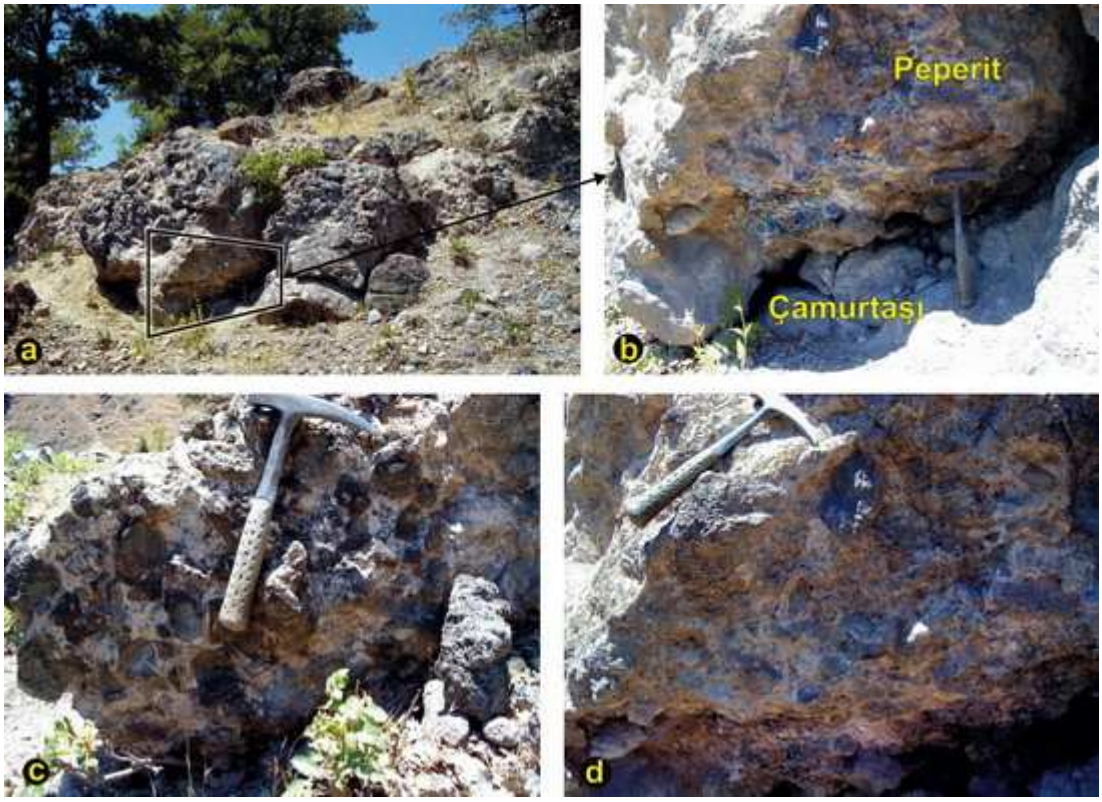
Lav akıntılarının alüvyal çamurtaşı istifi üzerine iki şekilde geldiği gözlenmiştir; (1) alttaki birimin çökelimini tamamladığı yerlerde pişme zonları yaratacak şekilde ve (2) birimin çökelimiyle eş yaşlı olarak peperitleşmeler oluşturacak şekilde. Pişme zonları, yer yer metrik kalınlıklara ulaşan koyu kırmızı renk kuşakları oluşturmuştur (Şekil 2.85).



Şekil 2.85 Dereköy volkanitinin, İğdeköy üyesinin üst bölümüne egemen çamur kayaları üzerinde oluşturduğu pişme zonu (J22-c1, 96705/40902, Sefaköy güneyi).

İkinci türden dokanak ilişkisinde karbonatlı çamurtaşıyla simgelenen hamur içerisine cm ve dm boyutlarındaki lav parçalarının dağılmış olduğu tipik peperit görüntüsü hakimdir. Bu kesimde gözlenen lav parçaları, keskin kenarlarını kaybetmiş ve nispeten yuvarlaklaşmışlardır (Şekil 2.86). Dereköy volkanitinin yerleşiminden

sonra, alüvyal tortullaşmanın devam etmiş olabileceğini düşündüren kuşkulu dokanak ilişkileri gözlenmiştir.



Şekil 2.86 Dereköy volkaniti ile İğdeköy üyesinin üst bölümünü oluşturan çamur kayaları arasında gözlenen peperitik oluşuklar (J22-c1, 96837/40983, Sefaköy güneyi).

Çalışma alanındaki en genç volkanik birimi temsil eden Dereköy volkanitinin üzerine gelen herhangi bir Neojen birimine rastlanmamıştır. Genel olarak Kuvaterner aşınım düzlüğü niteliğindeki üst dokanakta, yersel olarak gelişmiş Güncel heyelanlar ayırtlanmıştır.

Yaş: Seyitoğlu ve diğ. (1997) tarafından lav kayalarından alınmış örnek üzerinde K-Ar yöntemiyle yapılan yaş tayinine göre volkanitlerin yaşı 14,9 ± 0,3 My. olarak saptanmıştır. Helvacı ve Alonso (2000)'nun K-Ar yöntemiyle aldıkları yaş ise 15.4 ± 0.2 My.'dır. Birbirine çok yakın olan radyometrik yaşlar, alkali volkanizmanın Erken Orta Miyosen'de etkinleştiğini gösterir.

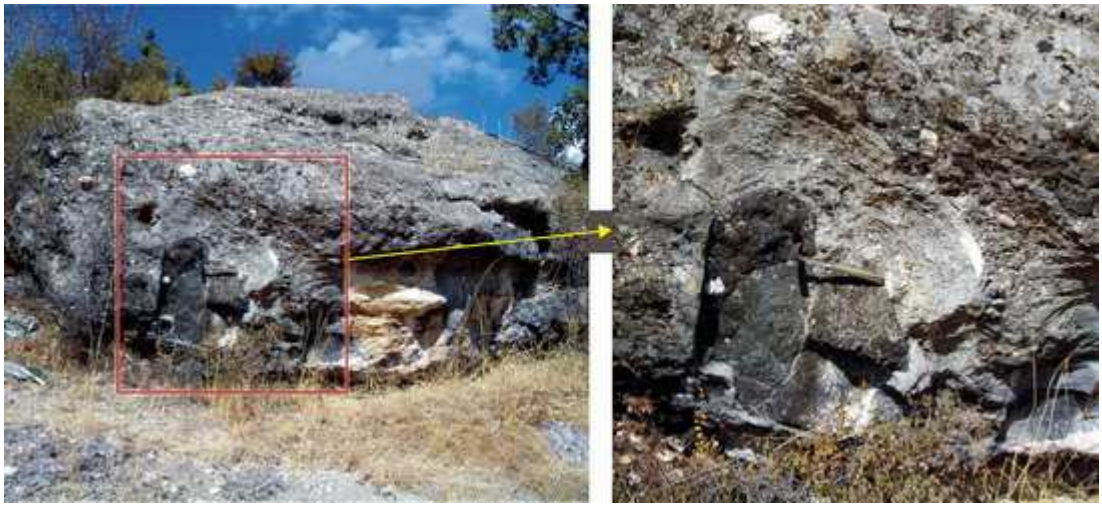
Bölgesel Korelasyon: Dereköy volkaniti, Akdeniz ve Konak (1979)'ın "Naşa bazaltı", Yalçın (1984) ile Günay ve diğ. (1986)'nin "Dereköy bazaltı", Helvacı (1986) ile Dündar ve diğ. (1986)'nin "Bazalt" birimleriyle deneştirilebilir.

2.3 Kuvaterner

Çalışma alanındaki oluşumu sona ermiş ya da günümüzde devam eden Kuvaterner birikintileri, traverten, traverten çakıltaşı, alüvyon, yamaç molozu ve heyelan kütlelerinden oluşur.

2.3.1 Traverten Çakıltaşı

Oluşumu durmuş ve aşınmaya uğramış olan birim, kanalize olmuş yüksek debili hidrotermal suların yarattığı kanal dolgusu fasiyesindeki çakıltaşları ile simgelenir (Şekil 2.87).



Şekil 2.87 Traverten çakıltaşının görünümü (J22c1, 97680/41460, Dişlikıran Sr.).

Hisarcık yerleşimi, birimin çalışma alanı içindeki en kalın (~10 m) ve yaygın yüzleği üzerine kurulmuştur. Bunun dışında, Malıçiftliği'nde ve Sefaköy'ün doğusundaki Dişlikıran Sırtı'nda kalınlığı birkaç metreyi geçmeyen küçük yüzlekleri bulunur.

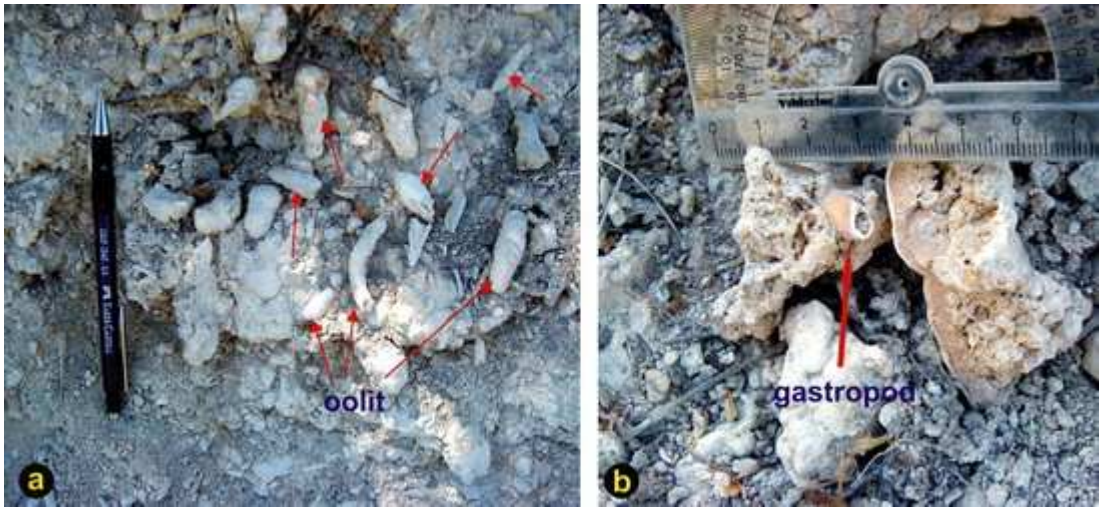
Birimi oluşturan kanal dolgusu fasiyesindeki çok katlı çakıltaşı düzeyleri iç yapısızdır ve sınırları belirgin değildir. Küçük çakıldan iri çakıla kadar değişen boyutlardaki çakılların yuvarlanma derecesi genellikle iyidir. Dişlikıran Sırtı'ndaki yüzlekte gözlenen Dereköy volkanitinden türeme blokların varlığı yakın taşınmayı anlatır. Paketlenme çoğun tane destekli ve matrikslidir. Traverten matriks nedeniyle çakıltaşları iyi tutturulmuştur.

Birimin tüm yüzlekleri, İğdeköy üyesi üzerinde uyumsuzlukla yer alır.

2.3.2 Traverten

Birim, 'eski' ve 'yeni' sıcak su travertenleri ile simgelenir. Travertenlerin, çalışma alanındaki en geniş yayılımı Hamamköy çevresindedir. Hamamköy Ilıcası çevresindeki traverten oluşumu günümüzde devam etmektedir. Ayrıca, Doğanlar'ın 1 km BKB'sındaki Yenice Ilıcası çevresinde iki küçük traverten yüzleği bulunur.

Hamamköy çevresindeki eski ve yeni travertenler çoğu, kabaca K-G gidişli olan ve çalışma alanı içinde yaklaşık 5 km'lik bölümü izlenebilen Hamamköy normal fayının doğu yönünde düşen bloğu üzerinde, fayın uzanımına uygun yayılım gösterirler. Traverten birikimi, söz konusu fayın yol verdiği sıcak su çıkışlarıyla oluşmuştur ve oluşmaya devam etmektedir. Birime zaman zaman oolitik oluşuklar ve karasal gastropodlar eşlik eder (Şekil 2.88).



Şekil 2.88 a) Hidrotermal oolitler; b) Karasal gastropod (J22c1, 96990/42095, Sefaköy kuzeyi).

Benzer şekilde, Yenice Ilıcası çevresinde gözlenen eski travertenler de, BKB-DGD doğrultusunda yaklaşık 750 m'lik bölümü izlenebilen eğim atımlı normal fayın K yönünde çöken bloğu üzerinde yer alırlar.

2.3.3 Alüvyon

Çalışma alanındaki başlıca alüvyon birikimi, K yönünde akan Koca Çay'ın açtığı K-G doğrultulu vadi boyunca ve Kepez D., Kabaklar D., Hamam D., Malı D. gibi yan kollarda gelişimini sürdürmektedir.

Düşük sinüslü menderesler yapan örgülü akarsu tipindeki Koca Çay'ın vadi tabanında, esas olarak akarsu kanalı çökelleri ile taşkın düzlüğü çökelleri depolanmaktadır.

2.3.4 Yamaç Molozu

Çalışma alanında ayırtlanan başlıca yamaç molozu, Hamamköy fay dikliği önünde gelişmiş gravitatif yığışımlardan oluşur.

2.3.5 Heyelan Molozu

Çalışma alanının GB'sında yoğunlaşan geniş heyelan kütleleri, güncel topoğrafyanın kuzeye doğru azalan yamaç eğimlerine uygun olarak, aynı yönde kayarak yer değiştirmiş kütlelerden oluşur. Bu çevredeki etkin hidrotermal alterasyondan etkilenerek dayanımını yitiren Taşbaşı formasyonu çökelleri ve Akdağ volkanitleri, yaygın olarak heyelana uğramış kaya birimleridir. Sismik aktivitesi yüksek olan bu bölgedeki heyelanların önemli bir bölümü diri faylar tarafından tetiklenmiştir. Ek 1'de sunulan haritada, heyelan taçları ve yaklaşık yer değiştirme yönleri gösterilmiştir.

BÖLÜM ÜÇ
MİNERALOJİ-PETROGRAFİ

Çalışma alanındaki tortul ve volkanik kayalardan alınmış 22 çift örneğin mevki ve fenokristal bilgilerini içeren mineraloji-petrografi verileri ile ince kesit resimlerinde kullanılan kısaltmalara ait açıklamalar aşağıdaki tablolarda sunulmaktadır (Tablo 3.1, Tablo 3.2).

Tablo 3.1 Çalışma alanından alınan örneklerin mineraloji-petrografi bilgileri.

BİRİM	ÖRNEK NO	SAĞA / YUKARI	PAFTA	MEVKİ	KRİSTAL ORANI	FENOKRİSTALLER (mm)
TAŞBAŞI FM	**P01**	87280 / 45500	J22-d2	Kocadere kuzey yamacı	20%	Plajiyoklaz: 0,32-2 Kuvars: 0,24-3,2 Biyotit: 0,16-1,6
AKDAĞ VOLKANİTLERİ (TÜF- Kutlubeyler)	**PA1**	89132 / 45185	J22-d2	Kepez T. 400 m KD	15%	Kuvars: 0,08-1,8 Biyotit: 0,12-2,2
	PA2	88345 / 43965	J22-d2	Kepez T. 900 m GGB (orta düzey)	15%	Kuvars: 0,04-1,4 Feldispat: 0,04-0,92 Biyotit: 0,08-0,68
	PA3	88346 / 43969	J22-d2	Kepez T. 900 m GGB (alt düzey)	20%	Kuvars: 1,48 Biyotit: 0,12-1,52 Amfibol: 0,4-2,92
AKDAĞ VOLKANİTLERİ (LAV- Kutlubeyler)	**PB1**	90631 / 41056	J22-d2	Kale T. 150 m BGB	15%	Kuvars: 0,02-2,88 Alt. Feldispat: > 8,5 Biyotit: 0,12-2,88
	PB2	88710 / 44742	J22-d2	Kepez T. 150 m GB	35%	Kuvars: 0,08-5,44 Alt.Feldispat: 0,12-4 Biyotit:0,08-1,64 Amfibol:>2,2
	PB3	91336 / 41368	J22-d2	Küt T. 150 m BGB	20%	Kuvars: 0,08-3,6 Feldispat: 0,2-4 Biyotit: 0,12-2,4 Amfibol: 0,16-2,12
	PB4	88507 / 44347	J22-d2	Kepez T. 600 m GGB	15%	Kuvars: 0,12-2,8 Alt. Feldispat: > 5 Biyotit: 0,08-2,2 Amfibol: >1,4
	PB5	88232 / 44386	J22-d2	Kepez T. 800 m GB	35%	Kuvars: 0,08-4,4 Biyotit: 0,08-1,44

Tablo 3.1 (Devam) Çalışma alanından alınan örneklerin mineraloji-petrografi bilgileri.

BİRİM	ÖRNEK NO	SAĞA / YUKARI	PAFTA	MEVKİ	KRİSTAL ORANI	FENOKRİSTALLER (mm)
AKDAĞ VOLKANİTLERİ (TÜF- Bahatlar)	**PC1**	99456 / 54550	J22-b4	Kırklar T. 200 m KB	15%	Plajiyoklaz: 0,24-1,60 Kuvars: 0,12-1,32 Biyotit: 0,2-0,6 Sanidin: 0,2-1,68
	PC2	99742 / 54533	J22-b4	Kırklar T. 150 m KD	15%	Kuvars: 0,27-3,2 Plajiyoklaz: 0,23-1,6 Biyotit: 0,13-2,33
	PC3	99744 / 54538	J22-b4	Kırklar T. 150 m KD	15%	Plajiyoklaz: 0,1-4,24 Biyotit: 0,08-2,6 Kuvars: 0,6-3,44
AKDAĞ VOLKANİTLERİ (LAV- Bahatlar)	**PD1**	99810 / 54582	J22-b4	Kırklar T. 200 m KD	15%	Plajiyoklaz: 0,26-2,54 Kuvars: 0,5-1,32 Biyotit: 0,14-1,8
	PD2	99354 / 53428	J22-b4	Bahatlar 2 Km GGB	20%	Plajiyoklaz: 0,04-2,6 Kuvars: 0,2 - 3 Biyotit: 0,08-2
	PD3	99883 / 54362	J22-b4	Kırklar T. 300 m DGD	20%	Plajiyoklaz: 0,08-1,84 Kuvars: 0,32-2,32 Biyotit: 0,08-1,12
	PD4	99881 / 54364	J22-b4	Kırklar T. 300 m DGD	20%	Plajiyoklaz: 0,16-1,6 Kuvars: 0,56-3,2 Biyotit: 0,48-2
KIZILBÜK FM.	**PG1**	88352 / 43960	J22-d2	Kepez T. 900 m GGB	40%	Gastropod: 0,8-1,8
KÖPENEZ TÜFÜ	**PE1**	87900 / 45800	J22-d2	Yumurta T. 400 m GGD	5%	Kuvars: 0,02-2,3 Biyotit: 0,06-0,63
	PE2	96238 / 40582	J22-c1	Kayabaşı T. 400 m GD	5%	Plajiyoklaz: 0,08-1,48 Biyotit: 0,08-0,68
	PE3	96025 / 40592	J22-c1	Kayabaşı T. 300 m G	3%	Feldispat: <1,4 Biyotit: <0,8
DEREKÖY VOLKANİTİ	**PF1**	90658 / 37582	J22-d2	Karataş T. zirvesi	15%	Piroksen: 0,04-1,28 Biyotit: 0,04-1,28 Olivin: 0,28-2,32
	PF2	96850 / 40935	J22-c1	Kayabaşı T. 850 m D	20%	Piroksen: 0,24-1,2 Psöydo.: 0,36-1,84 Biyotit: 0,16-1,2

Tablo 3.2 İnce kesit şekillerinde kullanılan kısaltmalara ait açıklamalar.

FENOKRİSTAL		OLAYLAR		DİĞER	
A	amfibol	**car**	karbonatlaşma	**G**	gastropod
B	biyotit	**cl**	kloritleşme	**H**	hamur
F	feldispat	**id**	iddingsitleşme	**K**	kalsit
KPx	klinopiroksen	**ink**	inklüzyon	**VC**	volkan camı
O	olivin	**op**	opaklaşma	**KP**	kayaç parçası
OPx	ortopiroksen	**or**	ornatma	**cal**	kalsedon
Pj	plajiyoklaz	**ser**	serizitleşme	**m**	mika
Q	kuvars	**serp**	serpantinleşme	**Ps**	psöydomorf
S	sanidin	**sf**	sferülitleşme	**ÇN**	çift nikol
		sil	silisleşme	**TN**	tek nikol

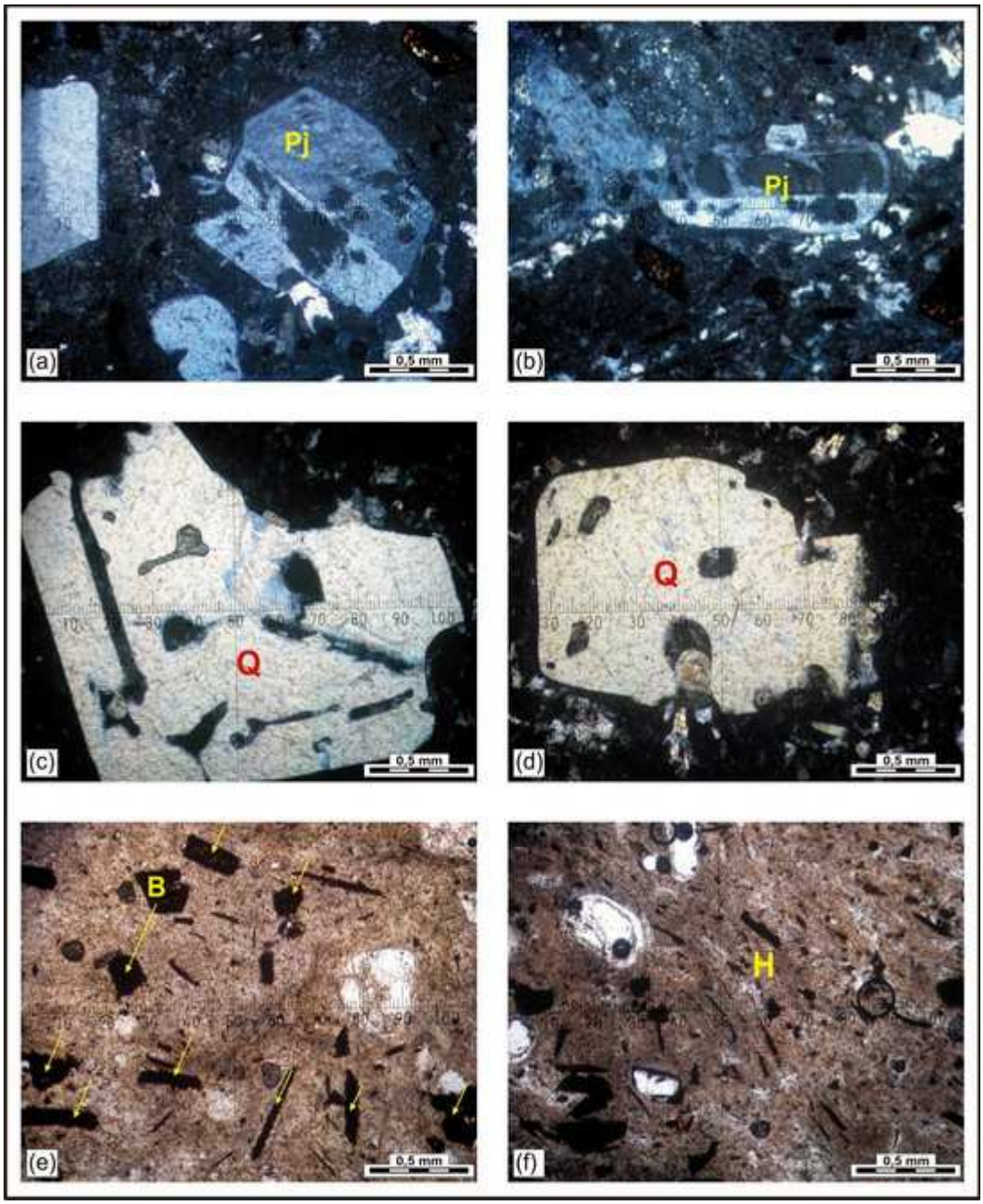
3.1 Taşbaşı Formasyonu

Taşbaşı formasyonuna ait çakıltaşları içinde asidik volkanizma ürünü olduğundan şüphelenilen çakıllardan alınan 1 çift örneğin (P01) alınmıştır.

Doku: Örnek porfirik dokulu olup plajiyoklaz, kuvars, biyotit fenokristalleri ve mikro fenokristalleri ile hamurdan oluşmuştur.

Fenokristal kapsamı: Plajiyoklaz fenokristalleri yarı özşekilli veya özşekilsiz olup ikizlenmeli ve zonludur (Şekil 3.1a,b). Bir kısmı kısmen kloritleşmiştir ve biyotit kapanımı içermektedir. Kuvars fenokristalleri özşekilsiz olup magmatik korozyona maruz kalmıştır ve hamur kapanımı içermektedir (Şekil 3.1c,d). Biyotit fenokristalleri yarı özşekillidir ve bazılarının kenar kısımları opaklaşmıştır (Şekil 3.1e).

Hamur: Felsitik dokulu olup feldispat, kuvars ve az oranda opak mineral mikrokristallerinden oluşmaktadır (Şekil 3.1f). Hamurda bulunan boşluklar ikincil kuvars tarafından doldurulmuştur.



Şekil 3.1 Taşbaşı formasyonundan alınan lav çakılının (P01) ince kesitine ait fotoğraflar. a,b) Plajiyoklazlarda ikizlenmeler (ÇN); c,d) Kuvars fenokristallerinde korrodasyon (ÇN); e) Yarı özşekilli biyotit fenokristallerinde opaklaşma (TN); f) Hamurun genel görünümü (TN).

3.2 Akdağ Volkanitleri

3.2.1 Kutlubeyler Yöresi

3.2.1.1 Kutlubeyler Yöresi Piroklastikleri

Akdağ volkanitlerinin Kutlubeyler çevresindeki piroklastik kesimlerinden 3 çift örnek alınmıştır.

Juvenil bileşenler: Örneklerin içerdiği cam kıymıkları genellikle devitrifiye olmuştur (Şekil 3.2d). Camsı malzeme çoğunlukla kloritleşmiş, silisleşmiş ve bazı yerlerde killeşmiştir.

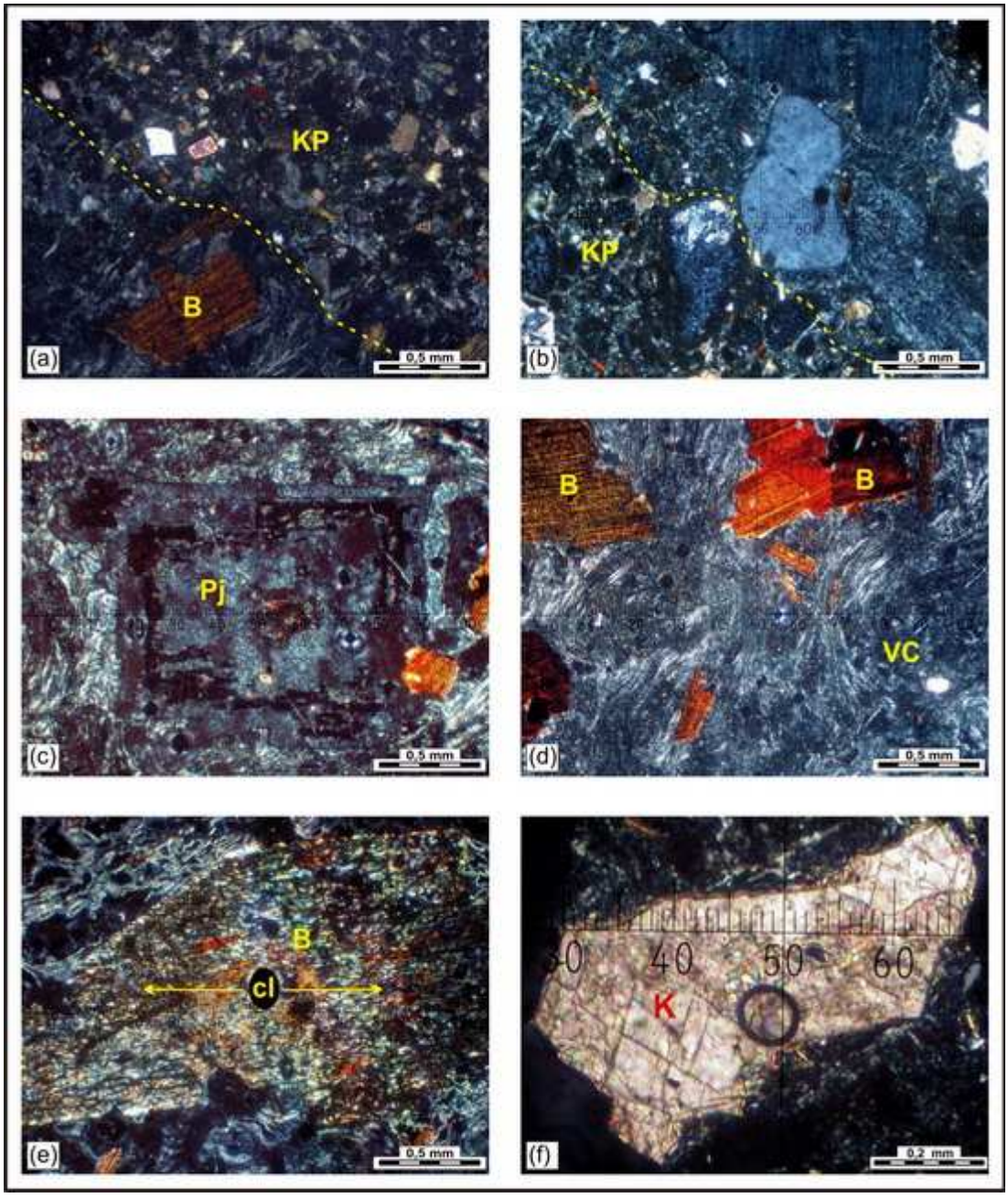
Kristal kapsamı: Örneklerin içerdiği kristaller (çoğunluk sırasına göre) bol kuvars, feldispat (plajiyoklaz) ve mika (biyotit) ile simgelenir.

Kuvarslar korozyona uğramıştır ve yarı özşekillidirler. Plajiyoklaz kristalleri genellikle zonludur ve yaygın olarak serizitleşmişlerdir. Kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren kemirilen kısımları opak mineraller tarafından doldurulmuştur (Şekil 3.2c). Feldispatların çoğu tanınmayacak derecede altere olmuş, yaygın olarak karbonatlaşmıştır. Biyotit kristalleri yarı özşekilli ve özşekilsiz olup yer yer opaklaşma göstermektedir (Şekil 3.2d). Kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren hamur tarafından kemirilmiş, kimi yerlerde dilinimlerinden itibaren kloritleşmiştir (Şekil 3.2e).

İkincil kalsit kristalleri hemen her örnekte gözlenmekte olup tekil kristaller olarak karşımıza çıkar (Şekil 3.2f).

Litik bileşenler: Sferülitik dokulu volkanik kayaç parçaları, silisifiye parçalar, kuvarsit parçaları, kuvars ve mika ile simgelenen şist parçaları, vitrik tüf parçaları ve olasılıkla altta bulunan piroklastik düzeylerden koparılmış (devitrifiye volkanik cam

bağlayıcı içinde kristal ve kayaç parçalarının yer aldığı) tüf parçalarından oluşur (Şekil 3.2a,b).



Şekil 3.2 a,b) Volkanik cam bağlayıcı içinde bulunan kristal ve kayaç parçalarının yer aldığı tüf parçaları (ÇN). c) Kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren kemirilen kısımları opak mineraller tarafından doldurulmuş ve serizitleşmiş plajiyoklaz kristali (ÇN). d) Devitrifiye volkanik cam içerisinde opaklaşma gösteren biyotit kristalleri (ÇN). e) Biyotit kristalinin dilinimlerinden itibaren kloritleşmesi (ÇN). f) Özşeklini yitirmiş ikincil kalsit kristali (ÇN).

3.2.1.2 Kutlubeyler Yöresi Lavları

Akdağ volkanitlerinin Kutlubeyler çevresindeki lavlarından 5 çift mineralojik-petrografik örnek alınmıştır.

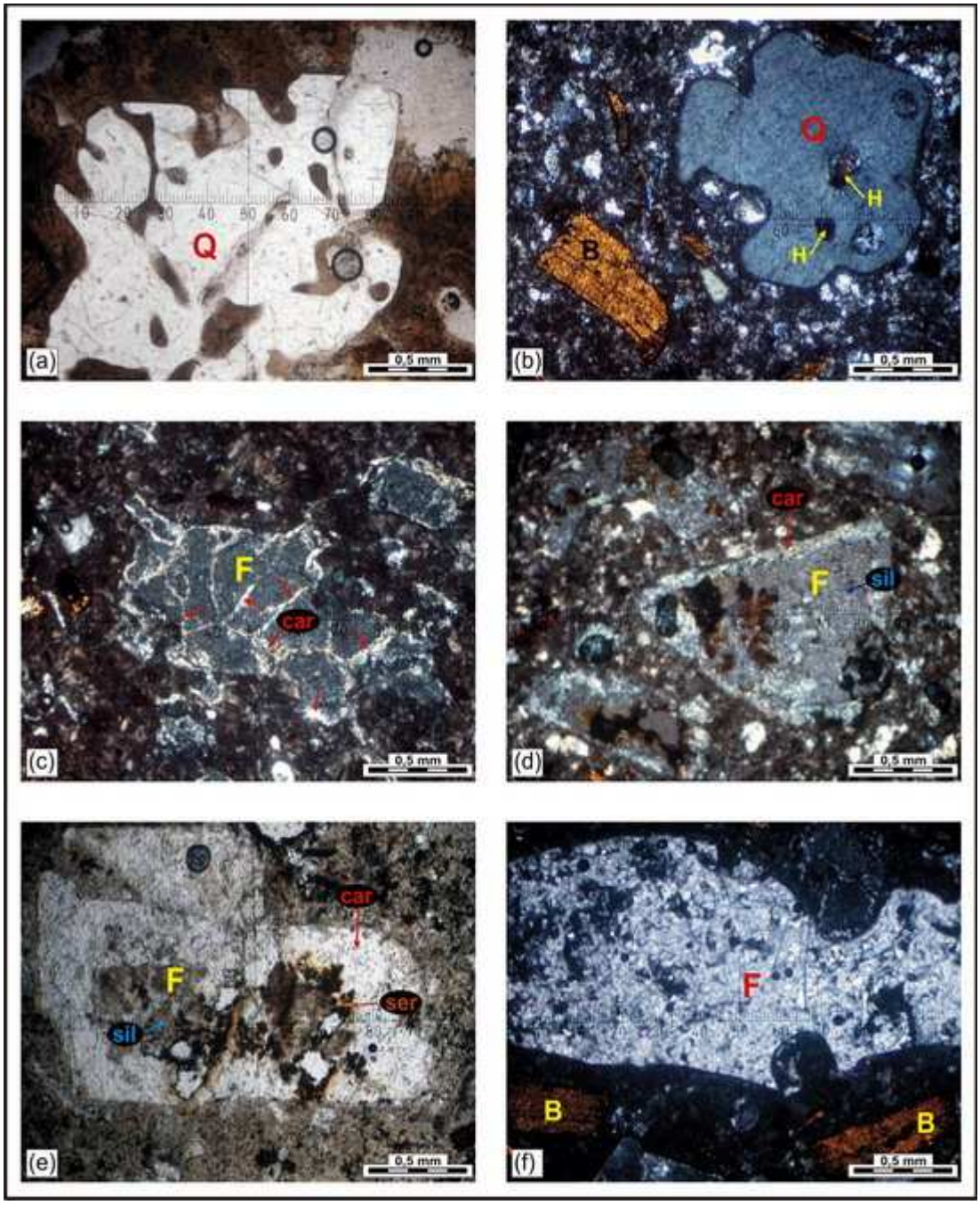
Doku: İncelenen örneklerde doku genel olarak porfiriktir. Bazı örneklerde ise sferülitik porfirik (PB5) ve vitrofirik porfirik (PB4) dokular gözlenmiştir.

Fenokristal kapsamı: Fenokristallerin hamur içindeki oranı % 25 civarındadır. Örneklerin içerdiği fenokristaller (çoğunluk sırasına göre) kuvars, feldispat (çoğunlukla alkali feldispat), biyotit, amfibol, tanınmayan altere kristaller ve tali minerallerdir. Bazı örneklerde artan feldispatik fenokristal kapsamı kuvarsın yerini almaktadır.

Kuvars fenokristalleri genelde yarı özşekillidir. İri ve ufak taneli kuvarslar kimi yerde sivri köşeli, kimi yerde yuvarlaklaşmış, bazen de kırıklı ve çatlaklı bir yapı sunar. Genel olarak hemen her örnekte korozyona uğramışlardır (Şekil 3.3a). İçinde hamur kapanımı bulunduran örnekleri yaygındır (Şekil 3.3b).

Feldispat fenokristalleri hemen hemen her yerde altere olmuş ve tanınmayacak hale gelmiştir. Örneklerde tanınamayan altere minerallerin çoğunun feldispat olduğu düşünülmektedir. Feldispatlardaki alterasyon; tümüyle veya çatlaklardan itibaren karbonatlaşma, yer yer silisleşme ve kimi yerde serizitleşme olarak kendini gösterir (Şekil 3.3c,d,e). Bazen de hamur tarafından yenmiş olan bu fenokristal boşluklarının başka minerallere ait mikrofenokristaller tarafından doldurulduğu görülür (Şekil 3.3f).

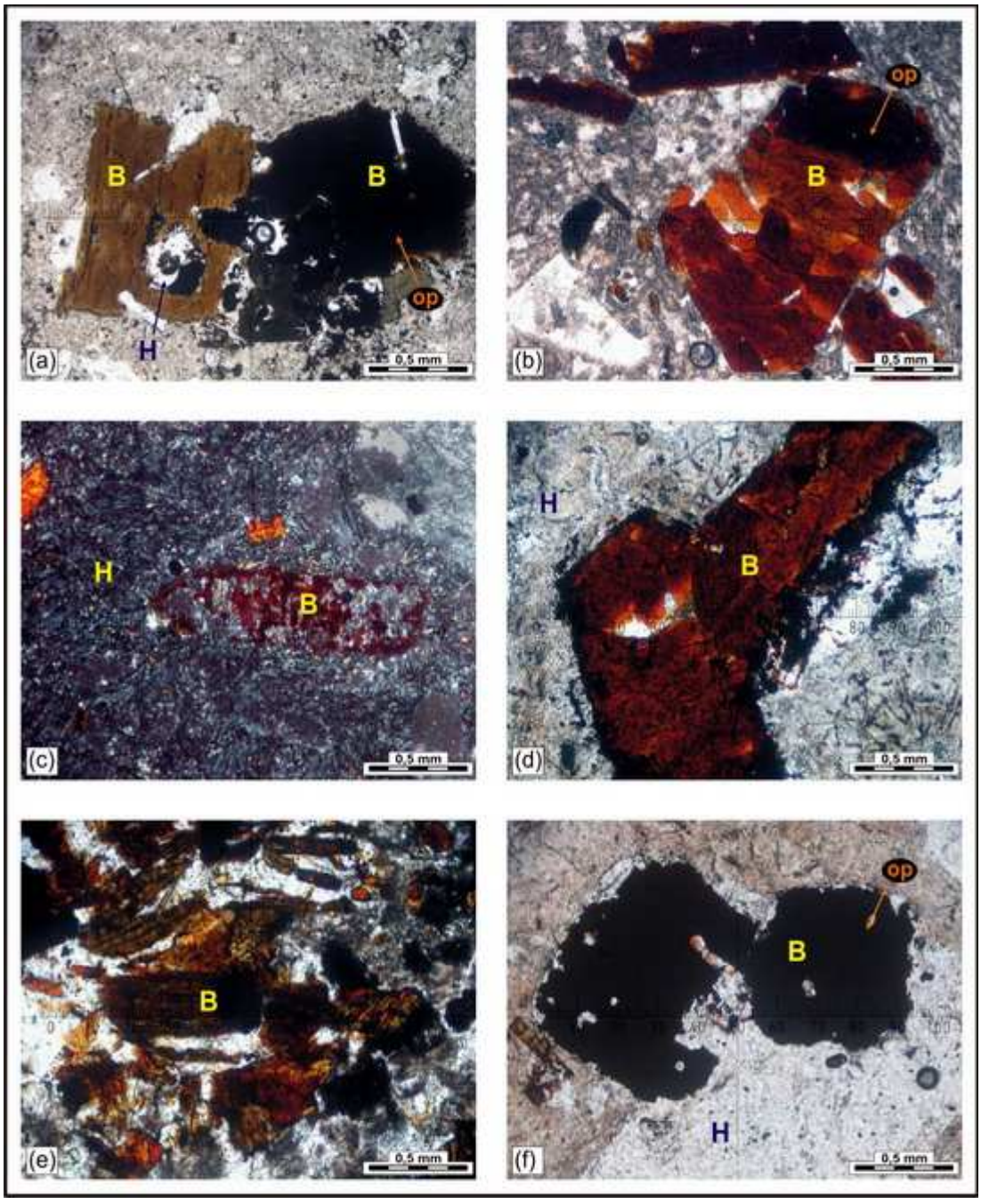
Biyotit fenokristalleri irili ufaklı taneli, yarı özşekilli ve özşekilsiz, bazı örneklerde yeşilimsi kahverenkli, bazılarında kızıl kahverenklidir. Birçok yerde demirleri açığa çıkmış ve opaklaşmış, hamur tarafından yenmiş, bazı alanlarda kısmen kloritleşmişlerdir (Şekil 3.4a,b,c). Bükülmüş örneklerine sıkça rastlanır (Şekil 3.4d). Kimi yerde dağılmış ve parçalanmış olarak bulunur (Şekil 3.4e).



Şekil 3.3 a) Korrode olmuş kuvars fenokristalleri (TN), b) İçinde hamur kapanımı bulunduran kuvars fenokristalleri (ÇN), c) Feldispat çatlaklarında karbonat dolgusu (ÇN) d,e) Feldispatlarda karbonatlaşma, iç kesimlerde silisleşme ve serizitleşme (ÇN), f) Feldispat mineral boşluklarında gözlenen mikrofenokristaller (ÇN).

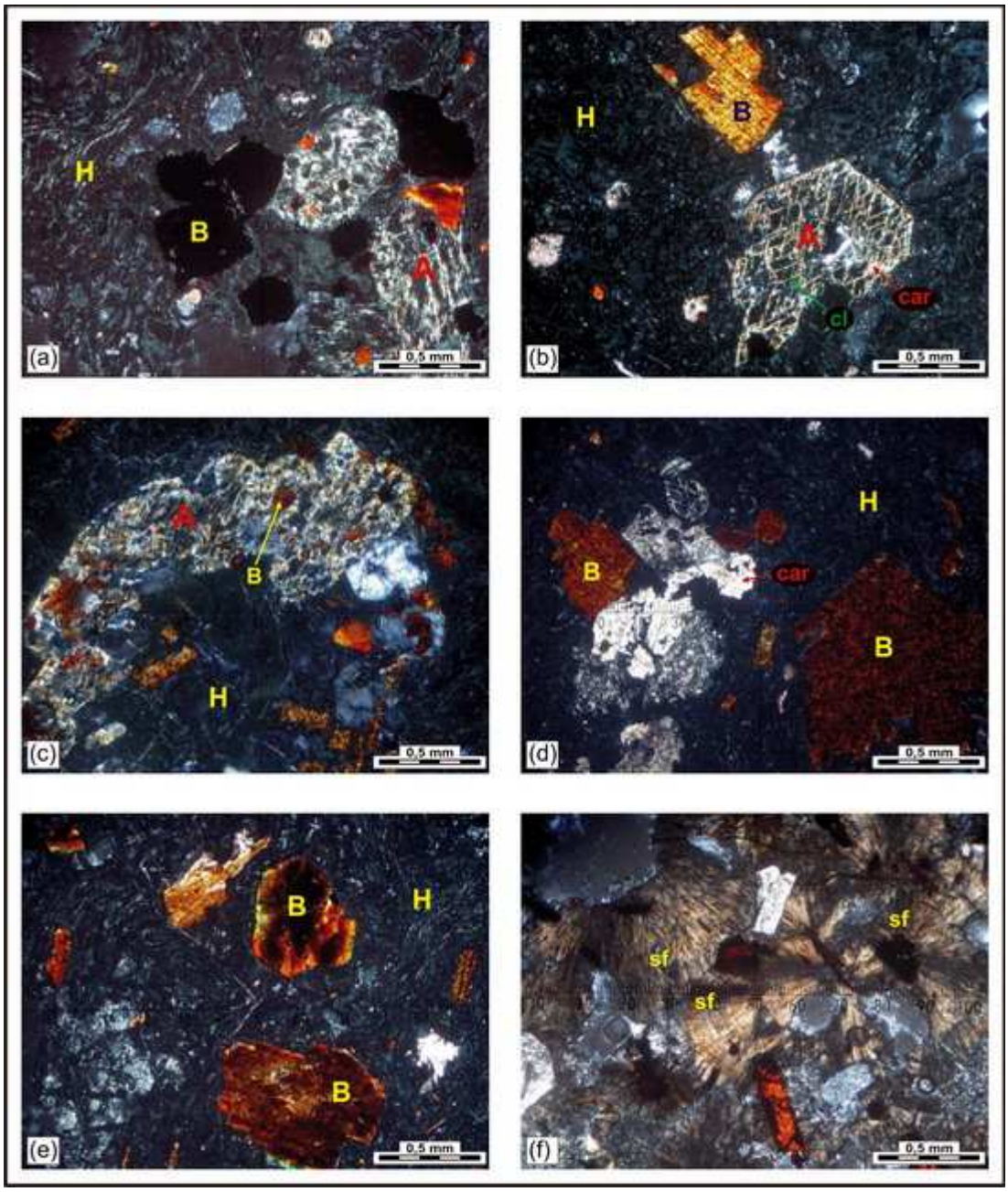
Amfibol fenokristalleri her örnekte rastlanmamakla birlikte tanınabildikleri yerlerde yarı özşekilli, özşekilsiz olarak bulunmaktadır. Çoğunluğu alterasyon sonucu demirini kaybetmiştir ve ortada kalan dilinimleriyle amfibol psöydomorfu

olarak gözlenmektedir (Şekil 3.5a). Bazıları dilinimlerinden itibaren kloritleşmiş, karbonatlaşmış, çoğunluğu hamur tarafından yenerek tanınmayacak hale gelmiş (Şekil 3.5b), kimi yerde biyotit fenokristalleri tarafından ornatılmışlardır (Şekil 3.5c).



Şekil 3.4 a,b,c,f) Hamur tarafından yenmiş, kısmen kloritleşmiş biyotit fenokristalleri (ÇN), d) Bükülmüş biyotit fenokristali (ÇN), e) Dağılmış biyotit fenokristali (ÇN)

Tali mineral olarak; apatit ve opak mineraller bulunmaktadır. Opak mineraller özşekilsiz, irili ufaklı taneli, bir kısmı kılcal çatlakları doldurmuş olarak izlenmektedir.



Şekil 3.5 a) Psöydomorf halinde gözlenen amfibol (ÇN), b) Dilinimlerinden itibaren karbonatlaşmış ve kloritleşmiş amfibol (ÇN), c) Biyotit fenokristalleri tarafından ornatılan amfibol (ÇN), d,e) Devitrifiye volkanik camdan meydana gelmiş hamur görüntüsü (ÇN), f) Hamurda sferülitleşme (ÇN).

Hamur: Hamur dokusu bazı örneklerde sferülitik, bazılarında ise vitrofiriktir.. Bazı örneklerde (PB1) hamur tamamen kristalleşmiş veya rekristalize olmuş mikrokristalin bir doku sunar (Şekil 3.3b). Bazısı (PB3) kuvars, feldispat ve granüle opak mineralden oluşmuştur. Bir kısım örnekte (PB4) devitrifiye volkanik camdan veya rekristalleşmeye başlamış volkanik camdan meydana gelmiş (Şekil 3.5d, 3.5e), bir kısım örnekte (PB2, PB5) ise sferülitleşmiştir (Şekil 3.5f). Hamur, incelenen örneklerin çoğunda yoğun bir karbonatlaşma sergiler.

3.2.2 Bahatlar Yöresi

3.2.2.1 Bahatlar Yöresi Piroklastikleri

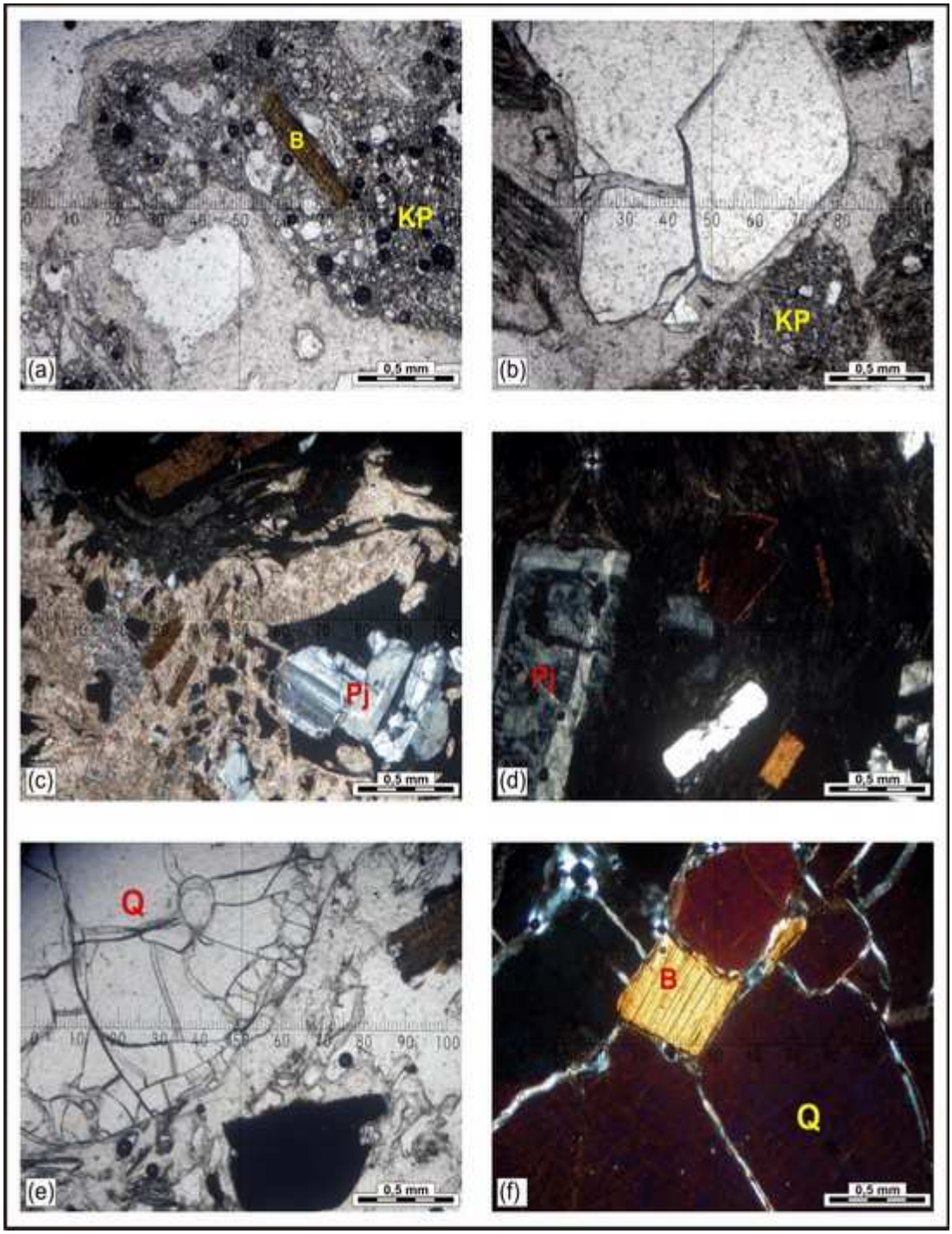
Akdağ volkanitlerinin Bahatlar yöresindeki piroklastik kesimlerinin farklı yerlerinden 3 çift örnek alınmıştır.

Juvenil bileşenler: PC2 ve PC3 örneklerinde gözlenen cam kıymıkları (Şekil 3.6c) ve vesiküler pumislerden (Şekil 3.6d) oluşur. Bazı örneklerde (PC2) yoğun olarak serizitleşmiş ve killeşmiş, bazılarında ise (PC3) killeşmiş ve yoğun olarak karbonatlaşmışlardır (Şekil 3.6e).

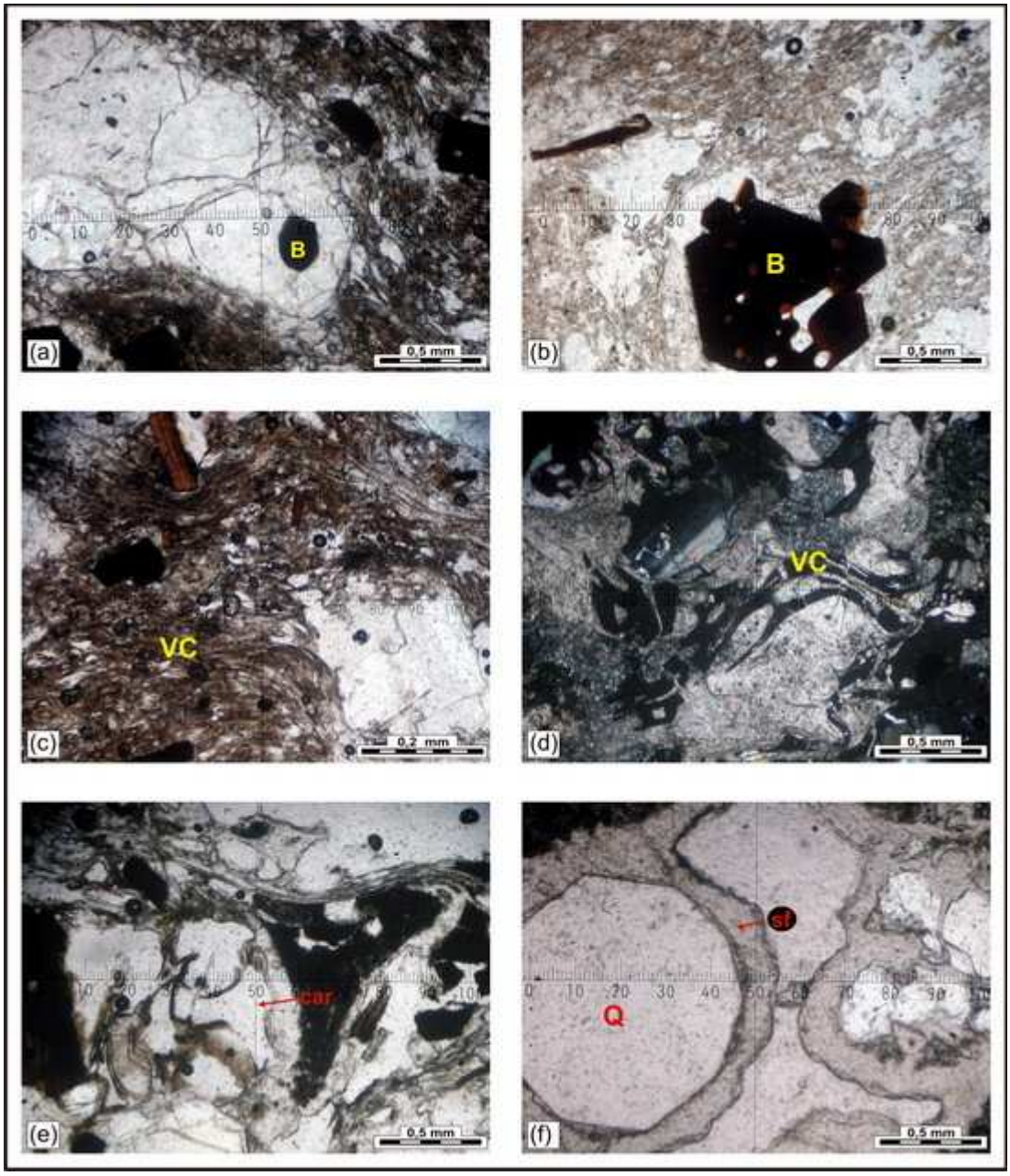
Kristal kapsamı: Örneklerin içerdiği kristaller (çoğunluk sırasına göre) plajiyoklaz, kuvars ve daha az oranda biyotittir.

Plajiyoklazlar yarı özşekilli veya özşekilsiz olup ikizlenmeli veya ikizlenmeli-zonludur (Şekil 3.6c,d). İkizlenmelerin çoğu polisentetik tiptedir. Kuvars kristalleri genelde yarı özşekillidir ve hemen her örnekte gelişkin ve değişken çatlak sistemine sahiptirler (Şekil 3.6e,f). Kuvars kristalleri bazı örneklerde (PC3) iri boyutlarda (3,44 mm) gözlenmektedir. Biyotit kristalleri özşekilli veya yarı özşekilli olup kısmen opaklaşma gösterir (Şekil 3.7a,b).

Litik bileşenler: Genellikle silisleşmiş volkanik klastlar ile simgelenir (Şekil 3.6a,b).



Şekil 3.6 a,b) Pumis parçaları ve karbonatlaşmış, silisleşmiş volkanik klastlardan ibaret kayaç parçaları (TN), c,d) Yarı özşekilli, ikizlenmeli, zonlu plajiyoklaz kristalleri (ÇN), e) Kuvarslarda rastlanan gelişkin çatlak sistemi (ÇN), f) Biyotit ve çatlaklı kuvars kristali (ÇN).



Şekil 3.7 a,b) Yarı özşekilli biyotit kristalleri (TN), c) Volkan camı kıymıklarının görünümü (TN), d) Vesiküler pumislerin görünümü (ÇN), e) Killeşmiş ve yoğun olarak karbonatlaşmış juvenil bileşenler (ÇN), f) Taneler arasında gözlenen sferülitik doku (ÇN).

3.2.2.2 Bahatlar Yöresi Lavları

Bahatlar yöresi lavlarından petrografik amaçla 4 çift örnek alınmıştır.

Doku: Lav kayalarının ince kesit örnekleri yeknesak olarak porfirik doku sunmaktadırlar. Birimin orta kesimlerinden alınan örneklerde (PD2) boşluklu ve porfirik doku gözlenmekte, kuzey sınırlarından alınan örnekler (PD3, PD4) ise hipohiyalin (hipokristalin) porfirik doku sunmaktadır.

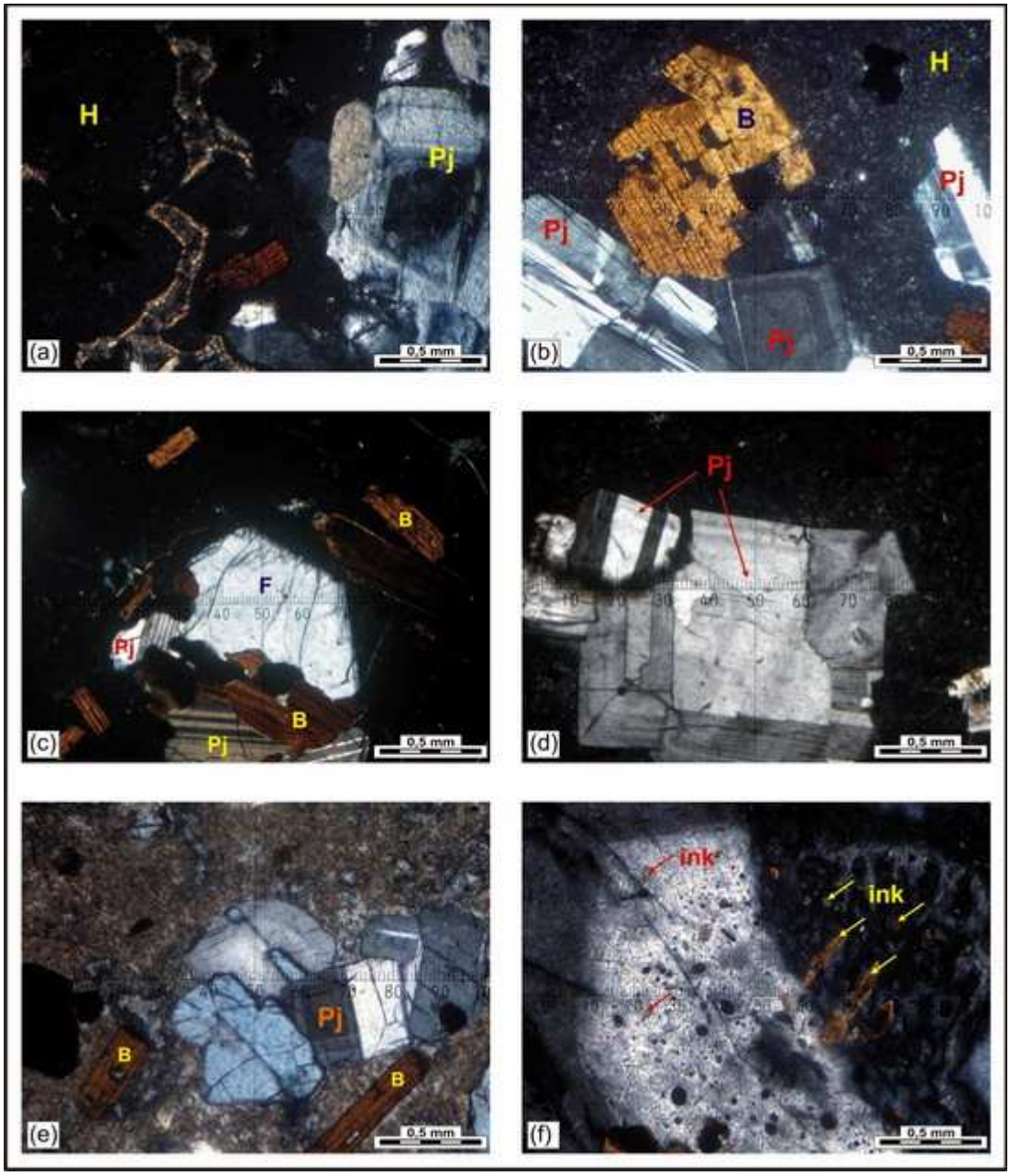
*Fenokristal kapsamı***:** Fenokristallerin hamur içindeki oranı % 20 civarındadır. Fenokristal kapsamı (çoğunluk sırasına göre) plajiyoklaz, kuvars, biyotit ve sanidinden oluşur.

Plajiyoklaz fenokristalleri genelde yarı özşekilli olup net ikizlenme ve zonlanma göstermektedirler (Şekil 3.8a, Şekil 3.8b). İkizlenme türlerinin her çeşidine rastlanmakta olup yaygın olarak polisentetik ikizlenme (Şekil 3.8c), karlsbad ve marebah (Şekil 3.8d) ile albit (Şekil 3.8e) ikizlenmesi sunarlar.

Yer yer glomeroporfirik dokuya katılan plajiyoklaz fenokristallerinin, içlerinde apatit, zirkon, biyotit ve hamur kapanımı bulunduran örneklerine rastlanmıştır (Şekil 3.8f). Fenokristaller çoğunlukla çatlaklı bir yapı göstermekte, çok az bir kısmında hafif kloritleşme gözlenmektedir. Kimi yerlerde biyotit tarafından (Şekil 3.8c), kimi yerde ise kuvars tarafından (Şekil 3.9a) ornatılan örneklerine rastlanmaktadır.

Kuvars fenokristalleri tamamen özşekilsizdir ve bütün örneklerde çatlaklı yapı göstermektedir (Şekil 3.9b). Bu çatlaklı yapı kimi yerlerde körfez yapısı şeklinde gözlenir. Dengesiz bir kristalleşmenin belirtisi olduğu bilinen bu türden körfez yapıları yaygın değildir; fakat örneklerin hemen hepsinde kuvars fenokristalleri üzerinde magmatik korozyon etkisi saptanmıştır (Şekil 3.9d).

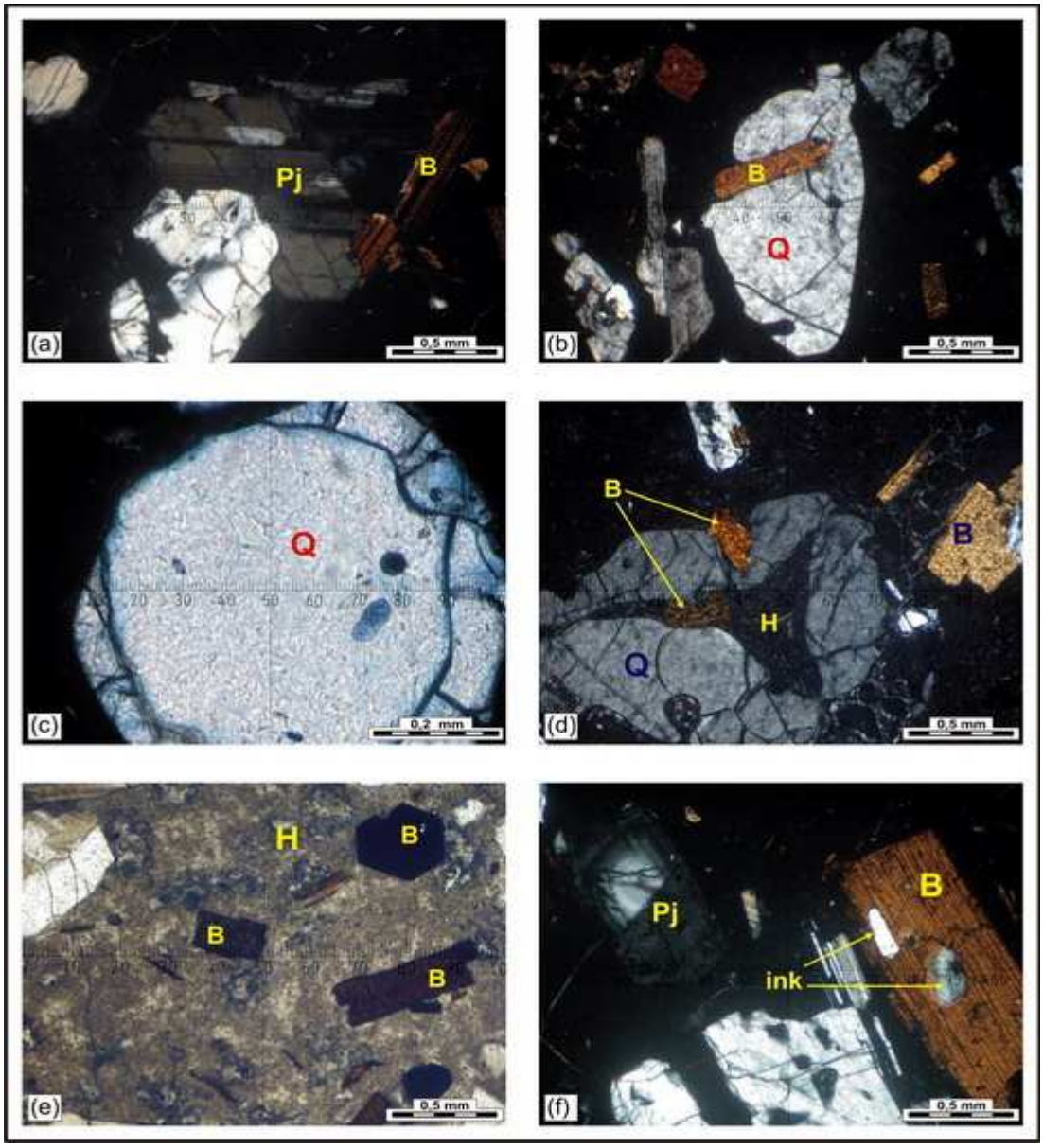
Biyotit fenokristalleri tüm örneklerde yarı özşekilli bir yapı sunarlar. Fenokristallerin bir kısmı bölümsel (Şekil 3.9d), az orandaki bir kısmı tümsel olarak opaklaşmıştır (Şekil 3.9e). Kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren kemirildiği gözlenen biyotit fenokristalleri, kimi yerde -dilinimlerine paralel olarak- orta kısımlarından yenmiş ve delinmiş olarak gözlenmektedir (Şekil 3.8e, Şekil 3.8b). Nadir olarak, plajiyoklaz kapanımı içeren örneklerine rastlanmıştır (Şekil 3.10a).



Şekil 3.8 a) Zonlanma gösteren plajiyoklaz fenokristali ve hamurun boşluklarına yerleşen silis dolgusu (ÇN), b) Net ikizlenme ve zonlanma gösteren plajiyoklaz fenokristalleri (ÇN), c) Plajiyoklaz fenokristallerinde polisentetik ikizlenme (ÇN), d) Plajiyoklaz fenokristalinde Karslbad ve Marebah ikizlenmeleri (ÇN), e) Plajiyoklaz fenokristallerinde albit ikizlenmesi (ÇN), f) Plajiyoklaz fenokristalinde apatit, zirkon, biyotit ve hamur kapanımı bulunduran örnekler (ÇN).

Sanidin fenokristalleri yaygın değildir fakat hemen her örnekte tekil kristaller bulmak mümkündür. Saptanan sanidin fenokristalleri çoğunlukla özşekilsizdirler. Nadir bulunan özşekilli örneklerde tipik karlsbad ikizlenmeleri izlenebilmektedir

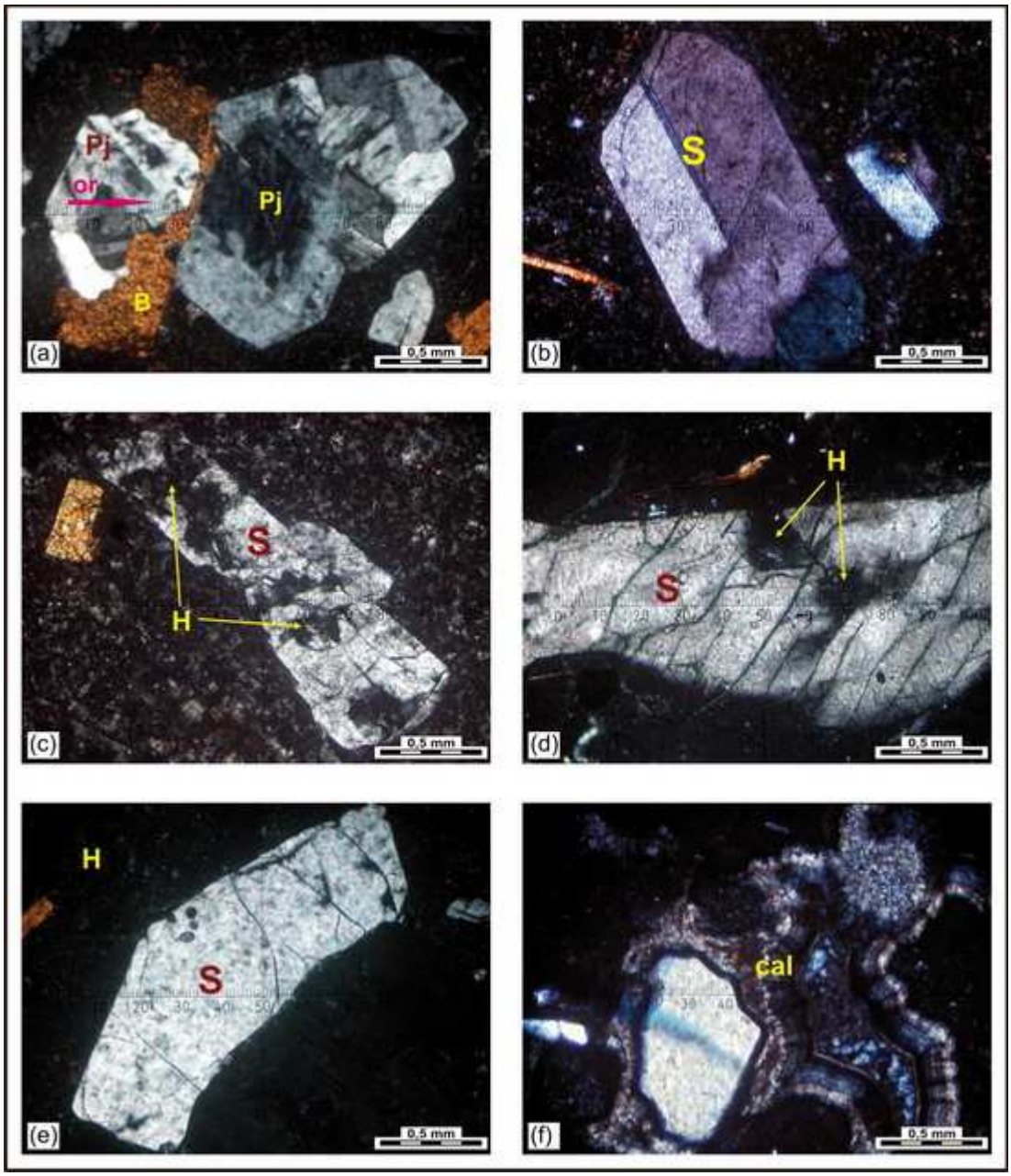
(Şekil 3.10b). Çoğu çatlaklı bir yapıda olup hamur tarafından yenmiş (Şekil 3.10c, 3.10d); bazı fenokristallerde ise bükülmelere rastlanmıştır (Şekil 3.10e).



Şekil 3.9 a) Biyotit tarafından ornatılmış plajiyoklaz fenokristali (ÇN), b,c) Özşekilsiz, çatlaklı kuvars fenokristali (ÇN), d) Korrode olmuş, biyotit ve hamur tarafından ornatılmış kuvars fenokristali (ÇN), e) Tamamen opaklaşmış biyotit fenokristalleri (TN), f) Biyotit ve plajiyoklaz fenokristalleri (ÇN).

Hamur: Hamur içeriği örneklere göre değişkenlik göstermektedir. Bazı örneklerde (PD1, PD2) hamur tamamen silis ve kil minerallerinden oluşmakta olup tümüyle rekristalize olmuştur. Bu tür örneklerde amigdüller ve mikro-çatlaklar silis dolguludur (Şekil 3.8a). Bazı amigdülleri dolduran kolloform (böbreğimsi) yapılı

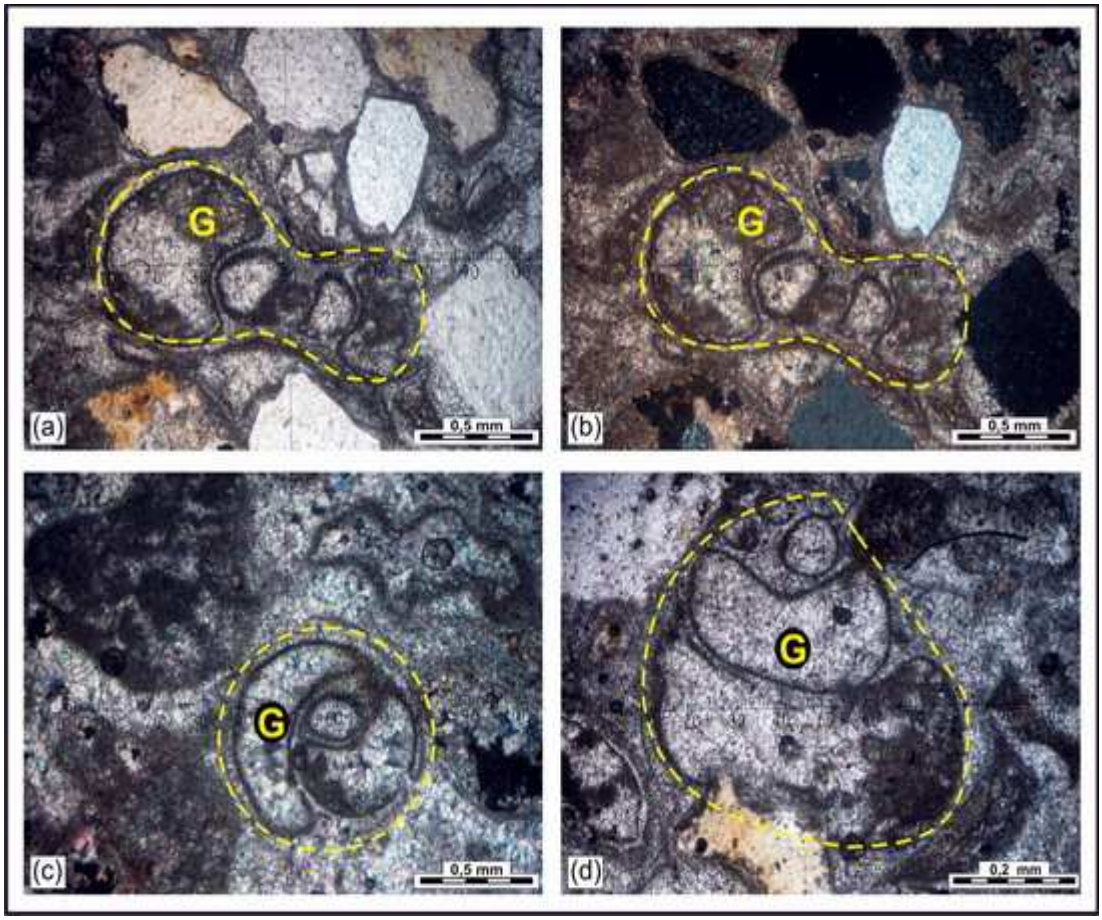
ikincil kalsedon oluşumları gözlenmiştir (Şekil 3.10f). Mikro-çatlaklardaki silis getirimi kayaca yer yer breşik yapıya benzer bir doku kazandırmıştır. Bazı örneklerde ise hamuru oluşturan malzeme volkan camı ve az oranda feldispat kristolitleridir. Bu örneklerdeki volkan camı ise yer yer soğuma çatlakları göstermektedir.



Şekil 3.10 a) Biyotit içinde plajioklaz kapanımı (ÇN), b) Karslpat ikizlenmesi gösteren sanidin fenokristali (ÇN), c,d) Hamur tarafından yenmiş, çatlaklı sanidin fenokristali (ÇN), e) Bükülmüş sanidin fenokristali (ÇN), f) Hamurda amigdülleri dolduran kolloform yapılı ikincil kalsedon oluşumları (ÇN).

3.3 Kızılbük Formasyonu

Gölsel tortullaşmanın transgresif tabanını oluşturan volkanik kumtaşı düzeyinden alınan ince kesit örneklerinde şu bulgulara rastlanmıştır; kum boyu taneler egemen olarak monokristalin, daha az sayıda poiklitik kuvars ve volkanik kaya kırıntılarından oluşmuştur. Kuvars ve kaya kırıntıları köşeli ve küt köşelidir. Karbonat ve tane bileşenleri intraklast ve biyoklastlardan oluşmuştur. Biyoklast kapsamı, egemen olarak gastropod kavkıları ve kavkı kırıntıları ile olasılıkla alglerden yapılıdır (Şekil 3.11). Bütün bileşenler (intra ve biyoklastlar) ileri derecede rekristalizasyona uğramıştır. Biyoklastlar kötü ve orta derecede korunmuş ve rekristalize olmuştur. Ara gereç, psöydospardır.



Şekil 3.11 Akdağ volkanitlerinin üzerine transgresif aşmayla gelen gölsel kireçtaşının tabanındaki transgresif volkanik kumtaşı düzeyinin en üst bölümünde gözlenen gastropod kavkıları ve kavkı kırıntıları (TN), (J22-d2, 88352 / 43979).

3.4 Köpenez Tüfü

Köpenez tüflerinin zeolitleşme belirtisi gösteren farklı kesimlerinden petrografik amaçlı 3 çift örnek alınmıştır.

Juvenil bileşenler: Volkanik cam ve pumis kapsamı (%95) 'ince kül' boyutlarında olan 'kül yağıntısı tüf' fasiyesindeki örnekler, bileşimsel olarak 'vitrik tüf' özeliğindedir ve yaygın olarak killeşmiş, kloritleşmiş, karbonatlaşmış (Şekil 3.12f); yersel olarak zeolitleşmiş veya alünitleşmişlerdir.

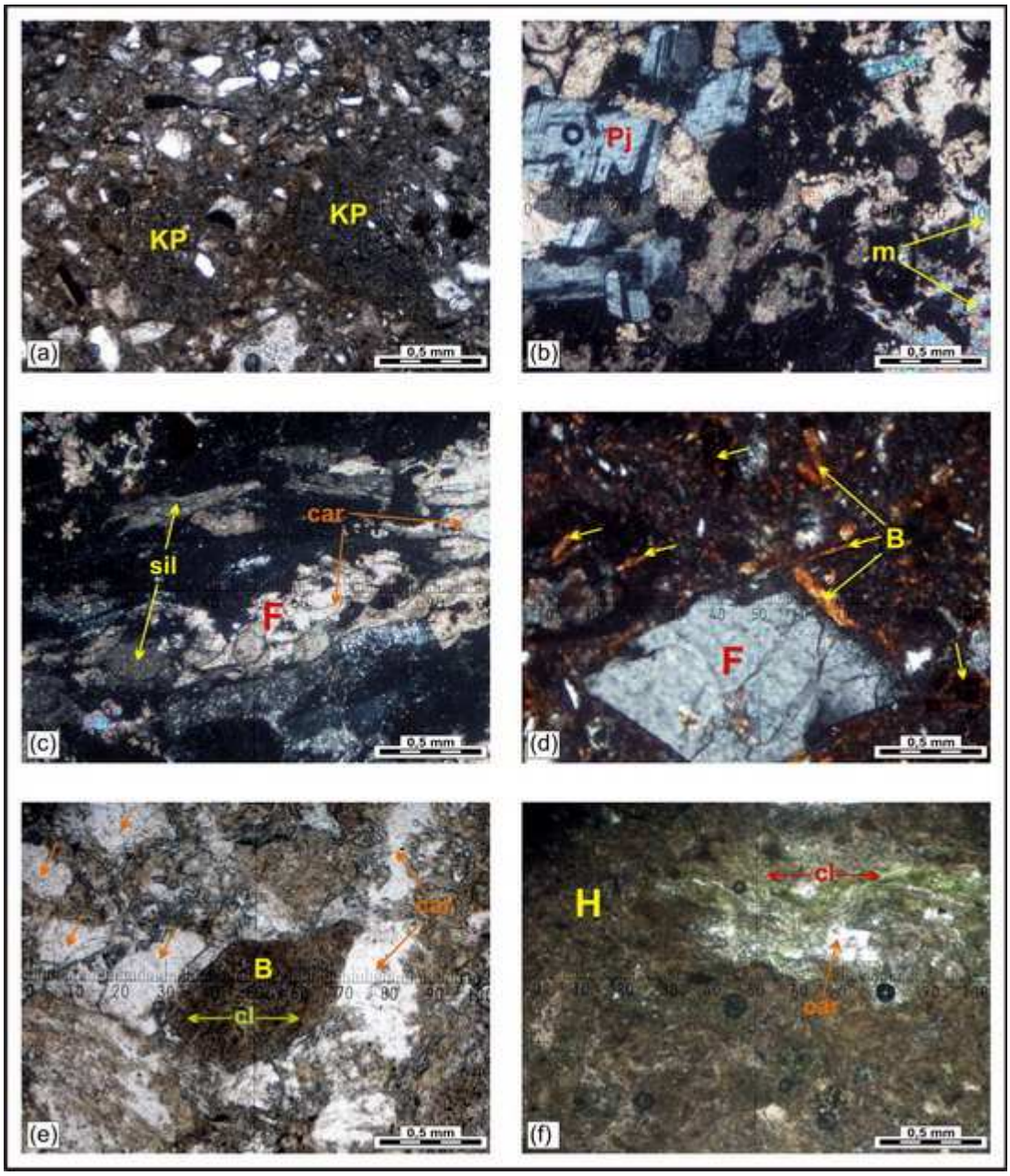
Kristal kapsamı: Örneklerin kristal kapsamı (çoğunluk sırasına göre) feldispat, kuvars ve biyotitten oluşur.

Feldispatlar alkali feldispat ve plajiyoklaz olup, irili-ufaklı kırıntılar şekildedir (Şekil 3.12a). Feldispatlar yoğun olarak karbonatlaşmış ve bazı kesimlerde serizitleşmiştir (Şekil 3.12c). Plajiyoklazların çok az bir kısmında ikizlenmeler net olarak izlenmektedir (Şekil 3.12b). Kuvars kristalleri her örnekte gözlenmez. Gözlendikleri yerlerde özşekilsiz ve sivri köşelidir. Kırıklı ve dağınık bir görüntü sunarlar. Biyotit kristalleri irili-ufaklı taneli, çubuksu ve levhamsı olup yarı özşekilli ve özşekilsizdirler (Şekil 3.12d). Birçok yerde opaklaşmış ve kloritleşmişlerdir (Şekil 3.12e).

Litik bileşenler: Saptanabilen kaya parçaları, feldispat (plajiyoklaz) ve biyotit fenokristallerinin devitrifiye volkanik cam hamur içinde yer aldığı porfirik dokulu lav parçaları, feldispat (plajiyoklaz) fenokristallerinin mikrolitik bir hamur içinde yer aldığı porfirik dokulu lav parçaları ve altere lav parçalarıdır (Şekil 3.12a). Örneklerin bazı kesimlerinde mikaya dönüşüm yapıları gözlenmektedir (Şekil 3.12b).

Yer yer alterasyondan etkilenen birimde killeşme ve karbonatlaşma yanında zeolitleşme ve alünitleşme belirtileri de gözlenmiştir. Zeolit ve kaolen grubu minerallerinin varlığından şüphelenilen alanlardan XRD amaçlı örnekler alınmış;

MTA laboratuarlarında yapılan analizler sonucunda 3 örnekte zeolit grubu minerallerinden olan höylandit ve klinoptilolit'e, bir örnekte de kaolinit'e (Şekil 3.13) rastlanmıştır (Tablo 3.3).



Şekil 3.12 a) Feldispat fenokristallerinin mikrolitik bir hamur içinde yer aldığı yüzey kayacı parçaları (TN), b) Plajiyoklazlardaki ikizlenmeler ve bazı örneklerde gözlenen mikaya dönüşüm yapıları (ÇN), c) Yoğun olarak karbonatlaşmış ve silisleşmiş feldispat (ÇN), d) İrili-ufaklı kırıntılar şeklinde saçılmış biyotit ve feldispat kristalleri (ÇN), e) Kloritleşmiş biyotit kristali (TN), f) Yaygın olarak killeşmiş, kloritleşmiş ve karbonatlaşmış juvenil bileşenlerin genel görüntüsü (TN).



Şekil 3.13 Köpenez tüfünün kaolinitleşmiş kesimleri; J22-d2, 92591/39935; Kındıra T. batısı.

Yalçın ve Gündoğdu (1987)'ya göre andezitik camsı tüflerden oluşan Köpenez tüfünde, Emet baseninin beslenme rejimine bağlı olarak KB'dan GD'ya doğru, volkanik cam + simektit, klinoptilolit, analsim ve K-feldispat biçiminde dizilim gösteren mineralojik zonlanmalar gelişmiştir.

Tablo 3.3 Köpenez tüfünden alınan örneklerin XRD analizi sonuçları.

ÖRNEK NO	**Y / X**	**PAFTA**	**MEVKİ**	**SONUÇLAR**
XE1	87900 / 45800	J22-d2	Yumurta T. 400 m G-GD	höylandit klinoptilolit (Zeolit grubu mineraller), + kuvars, feldispat (az), simektit grubu kil (az), amorf malzeme (az)
XE2	96238 / 40582	J22-c1	Kayabaşı T. 400 m GD	
XE3	96025 / 40592	J22-c1	Kayabaşı T. 300 m G	
XE4	92591 / 39935	J22-d2	Kındıra T. 1 km B	Kuvars, kaolinit, alünit

3.5 Dereköy Volkaniti

Dereköy volkanitinin farklı kesimlerinden petrografik amaçlı 2 adet örnek alınmıştır. Örneklerden biri çalışma alanı güneyinde bulunan Karataş Tepe zirvesinden, bir diğeri çalışma alanının güneydoğusunda bulunan Kayabaşı Tepe civarından seçilmiştir.

Doku: Dereköy volkanitine ait örnekler genel anlamda porfirik dokulu olup bir tanesinde (PF1) glomeroporfirik ve holokristalin porfirik doku beraber gözlenmekte, diğerinde (PF2) ise ağırlıklı olarak glomeroporfirik doku gözlenmektedir (Şekil 3.14a). Glomeroporfirik doku genelde piroksen, biyotit ve olivin birlikteliğiyle sağlanmıştır.

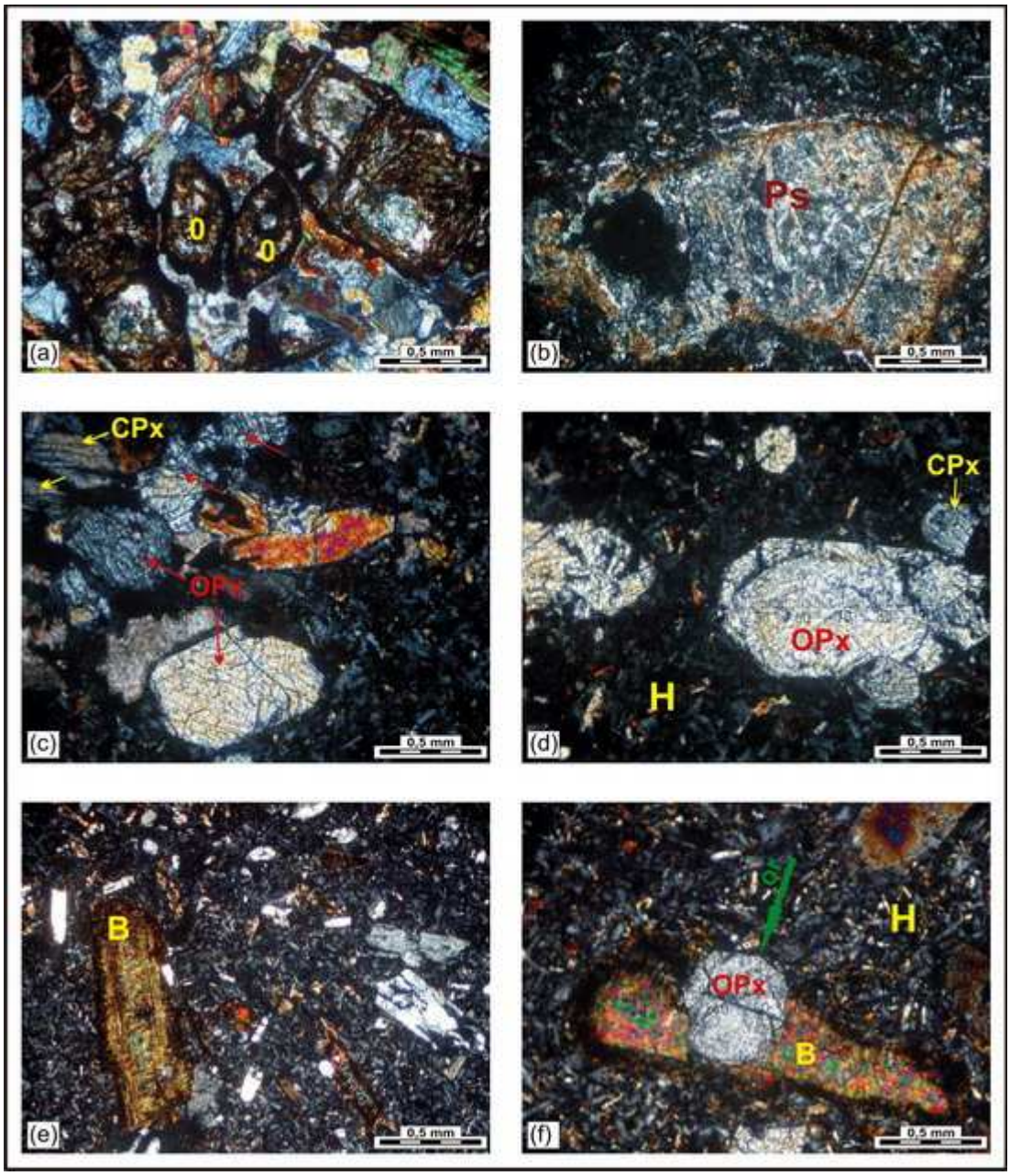
Fenokristal kapsamı: Fenokristallerin hamur içindeki oranı %15-20 civarındadır. Kapsanan fenokristaller (çoğunluk sırasına göre) piroksen, biyotit, olivin ve çeşitli mineral psöydomorflarıdır.

Piroksen fenokristalleri özşekilli, yarı özşekilli ve irili, ufaklı tanelidir. Piroksenlerin bazılarında ikizlenmeler belirgindir. Çoğunlukla klinopiroksen türünde gözlenen bu fenokristaller yer yer ortopiroksen türlerine ait örnekler de sunmaktadır (Şekil 3.14c,d).

Biyotit fenokristalleri yarı özşekilli ve özşekilsiz olup kızıl kahverenklidirler. Kenarlarından itibaren veya yer yer tamamen opaklaşmışlardır (Şekil 3.14e). Birçok yerde kloritleşme başlangıcı gösterirler.

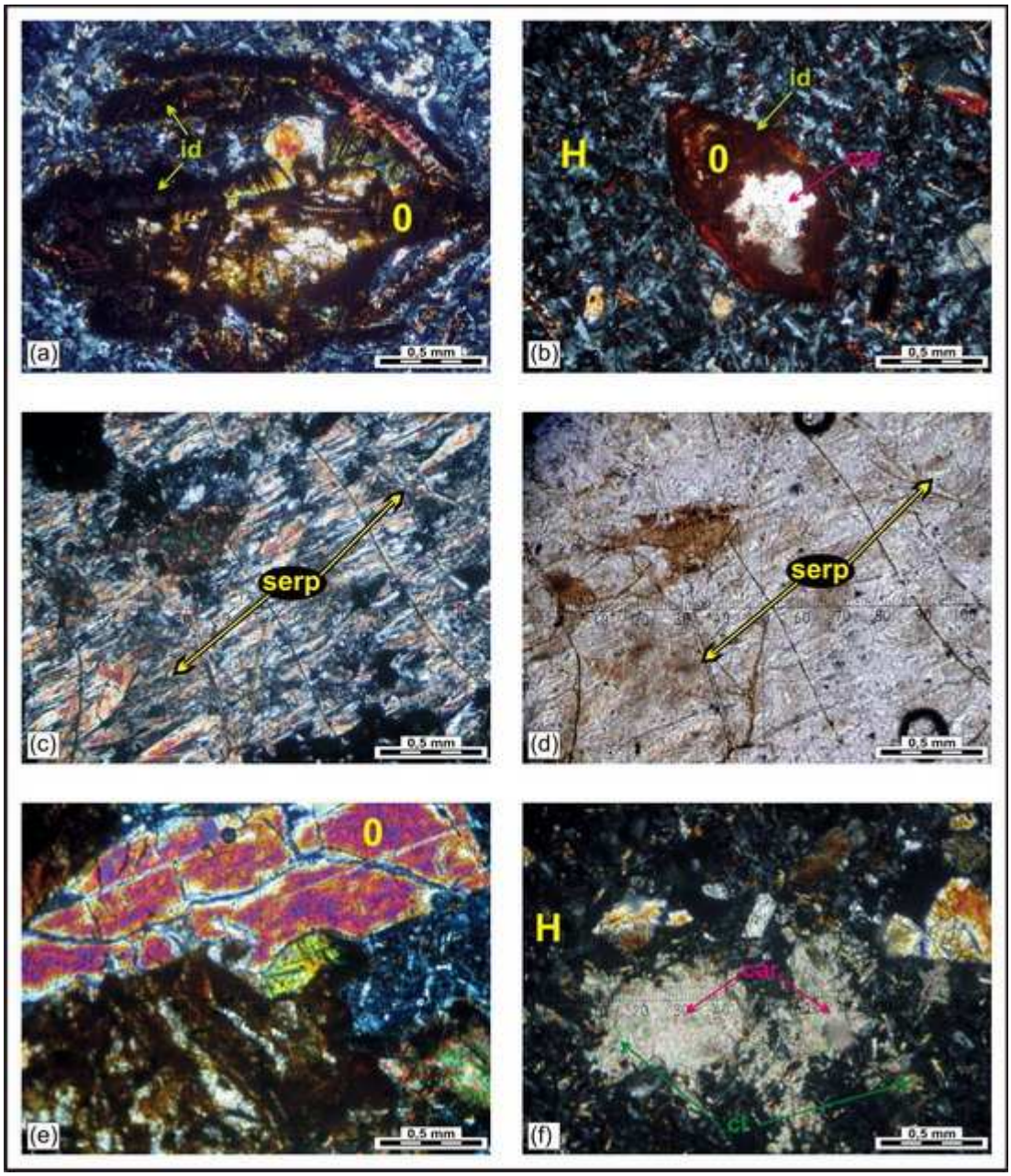
Olivin fenokristalleri yarı özşekilli, çoğunlukla özşekilsiz olup birçok yerde psöydomorf şeklindedirler (Şekil 3.15a). Kenarlarından itibaren iddingsitleşmiş, ortaları ise kısmen ya da tümüyle karbonatlaşmıştır (Şekil 3.15b). Genelde piroksenlerden daha iri tanelidirler. Olivin fenokristalleri birçok yerde serpantinleşmiştir (Şekil 3.15c,d). Bazı örnekleri çatlaklarından itibaren parçalanmıştır (Şekil 3.15e).

Mineral psöydomorfları tamamen kloritleşmiş veya karbonatlaşmış, kenarlarından itibaren opaklaşmıştır (Şekil 3.14b).



Şekil 3.14 a) Dereköy volkanitinde sıkça gözlenen glomeroporfirik doku (ÇN), b) Kloritleşmiş, karbonatlaşmış kenar kısımları opaklaşmış mineral psöydomorflarına ait bir örnek (ÇN), c,d) Ortopiroksen ve klinopiroksen beraberliği (ÇN), e) Kenarlarından itibaren veya yer yer tamamen opaklaşmış biyotit fenokristalleri (ÇN), f) Ortopiroksen ile birlikte gözlenen biyotit fenokristali (ÇN).

Hamur: hamur intragranüler dokulu olup feldispat (plajiyoklaz) mikrolitleri, granüle opak mineral ve mafik minerallerin mikro kristallerinden oluşmuştur. Çoğunlukla plajiyoklaz mikrolitlerinin arasındaki boşluklar piroksen ve opak mineral mikro kristalleri tarafından doldurulmuştur. Hamurda yer yer kloritleşmeler ve karbonatlaşmalar izlenmektedir (Şekil 3.15f).



Şekil 3.15 a) Psöydomorf haline gelmiş olivin fenokristali (ÇN), b) Kenarlarından itibaren iddingsitleşmiş, orta kısmı karbonatlaşmış olivin fenokristali (ÇN), c,d) Serpantinleşmiş olivin fenokristali (ÇN-TN), e) Çatlaklarından itibaren parçalanmış olivin fenokristali (ÇN), f) Hamurda yer yer görülen kloritleşme ve karbonatlaşmalar (ÇN).

BÖLÜM DÖRT
JEOKİMYA

Çalışma alanındaki volkanitlerden jeokimyasal amaçla 9 adet örnek alınmıştır. Bu örneklere ait lokasyon bilgileri (Tablo 4.1) ile kimyasal analizler sonucunda ortaya çıkan ana oksit (Tablo 4.2) ve iz element bilgileri (Tablo 4.3) gerekli adlandırmaların yapılabilmesi için ilgili diyagramlara yansıtılmıştır (Şekil 4.1).

Tablo 4.1 Çalışma alanından kimyasal analiz için alınan örneklere ait lokasyon bilgileri.

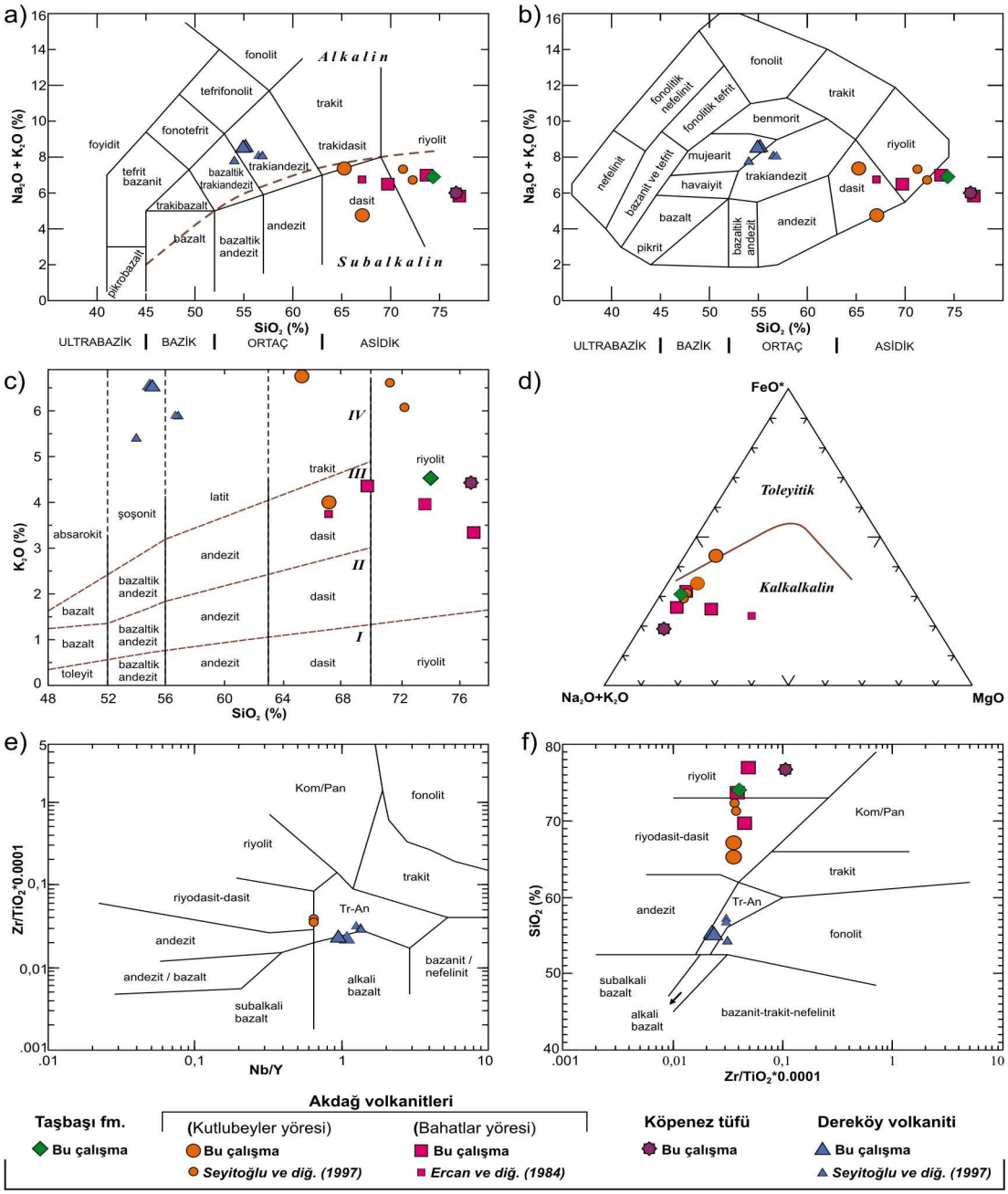
BİRİM			ÖRNEK NO	SAĞA / YUKARI	PAFTA	MEVKİ
Taşbaşı Fm.			**K01**	87280 / 45500	J22-d2	Kocadere kuzey yamacı
Akdağ volkanitleri	**Kutlubeyler**	**lav**	**KB1**	91336 / 41368	J22-d2	Küt T. 150 m BGB
			KB2	88232 / 44386	J22-d2	Kepez T. 800 m GB
	Bahatlar	**tüf**	**KC1**	99742 / 54533	J22-b4	Kırklar T. 150 m KD
		lav	**KD1**	99810 / 54582	J22-b4	Kırklar T. 200 m KD
			KD2	99354 / 53428	J22-b4	Bahatlar 2 Km GGB
Köpenez Tüfü			**KE1**	91300 / 43100	J22-d2	Kutluhallar köyü
Dereköy volkaniti			**KF1**	90658 / 37582	J22-d2	Karataş T. zirvesi
			KF2	96850 / 40935	J22-c1	Kayabaşı T. 850 m D

Tablo 4.2 Çalışma alanındaki lav kayalarının ana oksit analiz sonuçları (%).

Birim	Örnek No	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Top.
Taşbaşı Fm.	K01	73.30	0.40	12.70	3.60	0.70	0.10	1.50	2.30	4.50	0.10	99.10
Akdağ volk. (Kutlubeyler)	KB1	61.00	0.60	16.00	4.60	1.00	0.10	3.10	0.60	6.30	0.20	93.50
	KB2	62.20	0.50	15.80	4.50	0.80	0.10	4.30	0.70	3.70	0.10	92.70
Seyitoğlu ve diğ. (1997)	E 5	71,17	0,60	15,76	3,72	0,82	0,02	0,29	0,71	6,60	0,19	99,90
	E 6	72,96	0,61	15,54	3,80	0,79	0,02	0,29	0,66	6,13	0,20	101,01
Akdağ volk. (Bahatlar)	KC1	65.60	0.40	14.60	3.00	1.70	0.10	2.50	2.00	4.10	0.10	94.10
	KD1	76.10	0.30	11.10	3.30	0.60	<0.1	1.60	2.50	3.30	0.10	98.90
	KD2	72.60	0.40	13.00	3.00	0.70	<0.1	1.90	3.00	3.90	0.10	98.60
Ercan ve diğ. (1984)	SM21	66,59	0,64	16,68	3,58	3,94	—	1,70	2,99	3,70	0,27	99,27
Köpenez Tüfü	KE1	71.80	0.20	12.46	1.60	0.50	0.10	1.30	1.50	4.10	<0.1	93.56
Dereköy volkaniti	KF1	53.10	1.80	12.30	7.50	5.70	0.10	7.10	2.00	6.30	0.50	96.40
	KF2	53.50	1.80	12.50	7.60	6.80	0.10	6.20	2.00	6.40	0.50	97.40
Seyitoğlu ve diğ. (1997)	E 3	57,42	1,91	14,25	7,05	4,89	0,09	6,78	2,24	5,92	0,57	101,11
	E 4	56,89	1,93	14,23	7,05	4,85	0,08	6,63	2,23	5,86	0,57	100,33
	E68	54,16	1,72	13,64	6,89	5,24	0,11	10,14	2,38	5,44	0,56	100,28

Tablo 4.3 Çalışma alanındaki lav kayalarının iz element analiz sonuçları (ppm).

Birim	Örnek No	V	Cr	Ni	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
Taşbaşı Fm.	K01	38	<60	<30	35	177	221	20	160	<20	882
Akdağ volkanitleri (Kutlubeyler yöresi)	KB1	82	<60	<30	75	256	84	24	227	<20	1204
	KB2	67	<60	<30	52	129	91	29	195	<20	1304
Seyitoğlu ve diğ. (1997)	E 5	69	3	0,8	36	264	43	24	227	15,6	1150
	E 6	74	4	0,5	38	254	41	24	217	15,4	1139
Akdağ volkanitleri (Bahatlar yöresi)	KC1	48	<60	<30	52	153	307	28	191	<20	743
	KD1	36	<60	<30	37	130	242	19	147	<20	652
	KD2	42	<60	<30	64	153	282	20	156	<20	981
Köpenez Tüfü	KE1	22	<60	<30	50	177	333	45	222	<20	1770
Dereköy volkaniti	KF1	196	270	123	72	268	522	22	425	24	398
	KF2	193	321	118	70	276	447	22	429	21	418
Seyitoğlu ve diğ. (1997)	E 3	170	281	114	66	257	517	23	583	30,9	459
	E 4	176	288	115	65	243	516	23	589	30,9	477
	E68	162	280	131	59	258	579	23	537	29,5	503



Şekil 4.1 Çalışma alanındaki volkanik birimlerden alınan örneklere ait jeokimyasal diyagramlar (Seyitoğlu ve diğ. (1997) ile Ercan ve diğ. (1984)'nin analiz sonuçları diyagramlara dahil edilmiştir). a) Toplam alkali - silis (TAS) kapsamına göre adlandırma diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986); alkalin - subalkalin ayırım çizgisi Miyashiro (1978)'ya göredir. b) Toplam alkali - silis (TAS) kapsamına göre adlandırma diyagramı (Cox ve diğ., 1979). c) K_2O - SiO_2 oranına göre sınıflama diyagramı (Pecerillo ve Taylor, 1976); [I: ark toleyit serisi, II: kalkalkalin seri, III: yüksek-K kalkalkalin seri, IV: şoşonit serisi]. d) Subalkalin volkanik örneklerin toleyitik - kalkalkalin ayırımı için oluşturulan AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971). e) Zr/TiO_2*0,0001 - Nb/Y oranına göre adlandırma diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977); [Nb değerleri birçok örnekte dedeksiyon limitlerinin altında (<20) olduğundan sadece 2 adet alkali örnek değerlendirmeye alınabilmiştir]. **f)** SiO_2 - Zr/TiO_2 oranına göre adlandırma diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977).

Alüvyal yelpaze ortamında çökelmiş Taşbaşı formasyonunda rastlanan volkanik kayaçlardan alınan örneğin baskın biçimde riyolit alanına düştüğü anlaşılmıştır.

Akdağ volkanitlerinden alınan örnekler stratigrafik anlatıma paralellik açısından Kutlubeyler ve Bahatlar yörelerine ayrılarak farklı simgelerle gösterilmiştir. Kutlubeyler yöresinden alınan 2 adet örneğin, adlama diyagramlarında "dasit" alanına düştüğü gözlenmektedir. Aynı yöredeki lavlardan Seyitoğlu ve diğ. (1997)'nin aldığı örnekler ise "riyolit" alanında yer alır. Buna sebep, Seyitoğlu ve diğ. (1997)'nin aldığı örneklerde SiO_2 oranının yüksek olmasıdır. Bu öncel çalışmada örneklere ait lokasyon bilgileri sayısal anlamda verilmediğinden SiO_2 miktarındaki bu fark açıklanamamıştır. Benzer çelişkiler örneklerdeki K_2O miktarında da ortaya çıkar. Seyitoğlu ve diğ. (1997)'ne ait örnekler ile bu çalışmada alınan 2 örnekten birinde K_2O oranı oldukça yüksektir. K'daki bu artışın hidrotermal akışların ikincil işlevleriyle ilgili olabileceği göz önüne alınmalıdır.

Bahatlar yöresindeki lav kayalarından 2 adet ve piroklastiklere ait pumislerden alınan 1 adet örnek "riyolit" alanında kalmaktadır. Ercan ve diğ. (1984)'in buradan aldıkları 1 adet örnek, dasit alanına düşse de örnek fazlalığı açısından "riyolit" sonucu daha ikna edicidir. Sonuç olarak Akdağ volkanitlerinin Kutlubeyler yöresinde "dasit" ağırlıklı, Bahatlar yöresinde ise "riyolit" ağırlıklı olduğu söylenebilir.

Köpenez tüfünden toplanan pumislerden oluşturulan 1 adet örnek belirgin biçimde "riyolit" alanındadır ve bu sebeple anlatımlarda zaman zaman "riyolitik tüf" terimi kullanılmıştır.

Dereköy volkanitinden alınan 2 adet örneğin ilgili tüm diyagramlarda "trakiandezit" olduğu görülmüştür. Bu adlandırma, Seyitoğlu ve diğ. (1997) tarafından alınan örneklerin sonuçlarıyla örtüşmektedir.

BÖLÜM BEŞ
TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Yaklaşık 150 km^2'lik çalışma alanının jeolojisi 1/25.000 ölçeğinde çalışılmış, Neojen kaya birimlerinin yatay ve düşey dağılımları ile tortullaşma sonrası kırık hatları kayıtlanmıştır.

Çalışma alanı içindeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının Erken Miyosen-Erken Orta Miyosen zaman aralığında gerçekleştiği sonucuna varılmıştır. Bu dönem içinde altta Hacıbekir Grubu ve üstte Emet Grubu olmak üzere birbirinden uyumsuzlukla ayrılmış iki üst birim ayırtlanmıştır. Alttan üste, Hacıbekir Grubu kapsamındaki Taşbaşı formasyonu, Akdağ volkanitleri, Kızılbük formasyonu ve Köpenez tüfü ile Emet Grubu kapsamındaki Kızılyar formasyonu, Ören formasyonu, Hisarcık formasyonu ve Dereköy volkanitinin yöntemli tanımları yapılmış; özellikle volkanik kaya birimlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri analiz edilmiştir.

Hisarcık formasyonunun alttan üste Doğanlar, İğdeköy ve Espey üyelerinden oluştuğu ve birimin en altında yer alan Doğanlar üyesinin Kızılyar alüvyal tortullaşması ile Hisarcık gölsel tortullaşması arasında bir geçiş horizonu oluşturduğu belirlenmiştir.

Çalışma alanı içinde Hacıbekir Grubu kapsamında tanımlanan Akdağ volkanitleri ile Köpenez tüfünün Erken Miyosen kalkalkali volkanizmasını temsil ettiği ve Akdağ volkanizmasının 'erken evre'yi, Köpenez tüfünü oluşturan volkanizmanın ise 'geç evre'yi yansıttığı belirlenmiştir. Emet Grubu kapsamında tanımlanan Dereköy volkanitinin ise Erken Orta Miyosen alkali volkanizmasını temsil ettiği sonucuna varılmıştır.

Kimyasal analiz sonuçlarına göre, asidik karakterli Akdağ volkanitlerinin ‘dasit-riyolit’, Köpenez tüfünü oluşturan felsik tüflerin ‘riyolit’, ve Dereköy volkanitinin ‘trakiandezit’ alanında yer aldığı belirlenmiştir.

Emet Grubu tortul istifinin Dereköy ve Hisarcık yörelerinde iki farklı stratigrafi düzeni sunduğu belirlenmiş ve korelasyonları yapılmıştır. Hisarcık formasyonunun altında geçiş ilişkisiyle yer alan ve farklı çökelme ortamlarının ürünü olan alüvyal Kızılyar formasyonu ile flüvyal Ören formasyonu ilk kez ayırtlanmış ve stratigrafik korelan oldukları belirlenmiştir.

Çalışma sahasında tartışılacak konulardan biri Dereköy volkanitinin konumu ile ilgilidir. Öncel çalışmalarda Dereköy volkaniti Hisarcık formasyonuna ait Espey üyesinin (“Üst kireçtaşı”) üstünde gösterilmektedir. Çalışma alanında bunu doğrulayacak hiçbir veri bulunamamıştır. Dereköy volkaniti, Espey üyesinin altında kalan İğdeköy üyesinin egemen çamurtaşından oluşuk kırıntılı üst kesimiyle peperitik dokanaklar oluşturmaktadır. Bu durum volkanitin iki üye (İğdeköy ve Espey üyeleri) arasında olma ihtimalini güçlendirmektedir. Yine de birbirleriyle dokanak ilişkisi içerisinde olmayan Espey üyesi kireçtaşları ile Dereköy volkanitinin birbirlerine göre konumları soru işaretlidir.

KAYNAKLAR

Akbulut, A., Aygün, A. ve Dündar, A. (1985) Emet yöresi bor tuzu sahalarının jeolojisi ve çökel ortamları. *MTA Dergisi, 101/102* (Ayrı baskı).

Akdeniz, N. ve Konak, N. (1979). Simav-Emet-Dursunbey-Demirci yörelerinin jeolojisi. *MTA Rap. No. 6547* (yayınlanmamış).

Akyol E. ve Akgün F. (1993). Bigadiç, Kestelek, Emet ve Kırka boratlı Neojen tortullarının palinolojisi. *MTA Dergisi, 111*, 165-173.

Ataman, G. (1977). Batı Anadolu (Ege Bölgesi) zeolit yataklarının ve bunların oluşumlarının saptanması. *TÜBİTAK. Proje Rap., TBTAK, TSAG-197*. (yayınlanmamış). 72 s.

Ataman, G. ve Baysal, O. (1978). Clay mineralogy of Turkish borate deposits. *Chemical Geology. 22*, 233-247.

Bekişoğlu, K. A. (1961). Türkiye'de bor yatakları ve bunların arzettiği ehemmiyet. *MTA Derleme Raporu, 3400* (yayınlanmamış).

Bingöl, E., Delaloye, M. & Ataman, G. (1982). Granitic intrusions in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae Geologicae Helvetiae, 75*, 437-446.

Dündar, A., Güngör, N., Gürsel, T., Özden, M. ve Özyeğin, E. (1986). Kütahya-Emet bölgesi bor tuzu yatağı nihai değerlendirme raporu. *MTA Derleme Raporu, 1966* (yayınlanmamış).

Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A. ve Günay, E. (1978). Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, *21*(2), 97-106.

Ercan, T., Günay, E. ve Savaşçın, Y. (1984). Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması. *MTA Dergisi, 97/98,* 86-101.

Floyd, P. A, Helvacı. C., & Mittwede, S. K. (1998). Geochemical discrimination of volcanic rocks associated with borate deposits: an exploration tool?. *Journal of Geochemical Exploration, 60,* 185-205.

Gawlik, I. (1956). Emet Neojen'indeki borat zuhurlarına ait rapor. *MTA Derleme Raporu, 2479* (yayınlanmamış).

Gün, H., Akdeniz, N. ve Günay, E. (1979). Gediz ve Emet güneyi Neojen havzalarının jeolojisi ve yaş sorunları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 8,* 3-13.

Günay, E., Akdeniz, N., Şaroğlu, F. ve Çağlayan, A. (1986). Muratdağı-Gediz dolaylarının jeolojisi. *MTA Derleme Raporu, 2053* (yayınlanmamış).

Helvacı, C. (1984). Occurrence of rare borate minerals: Veatchite-A, tunellite, teruggite and cahnite in the Emet borate deposit, Turkey. *Mineral Deposits, 19,* 217-226.

Helvacı, C. (1986a). Geochemistry and origin of the Emet borate deposits, Western Turkey. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri.A-Yerbilimleri,* 49-73**.**

Helvacı, C. (1986b). Stratigraphic and structural evolution of the Emet borate deposits, Western Anatolia. *Dokuz Eylül University, Faculty of Engineering and Architecture, Research Papers, MM/JEO-86 AR 008,* 28 p.

Helvacı, C., & Alonso, R. N. (2000). Borate deposits of Turkey and Argentina; A summary and geological comparison. *Turkish Journal of Earth Sciences, 24,* 1-27.

Helvacı, C. ve Firman, R. F. (1976). Emet borat yataklarının jeolojik konumu ve mineralojisi. *Jeoloji Mühendisliği, 2*, 17-28.

Işık, V., Tekeli, O., & Seyitoğlu G. (2004). The Ar^{40}/Ar^{39} age of extensional ductile deformation and granitoid intrusions in the northern Menderes core complex: Implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Science, 23*, 555-566.

Özpeker, İ. (1969). Batı Anadolu borat yataklarının mukayeseli jenetik etüdü. *İstanbul Teknik Üniversitesi, Doktora Tezi*, 116 s.

Ring, U., & Collins, A.S. (2005). U-Pb SIMS dating of synkinematic granites: timing of core-complex formation in the northern Anatolide belt of western Turkey. *Journal of Geological Society, 162*, 289-298.

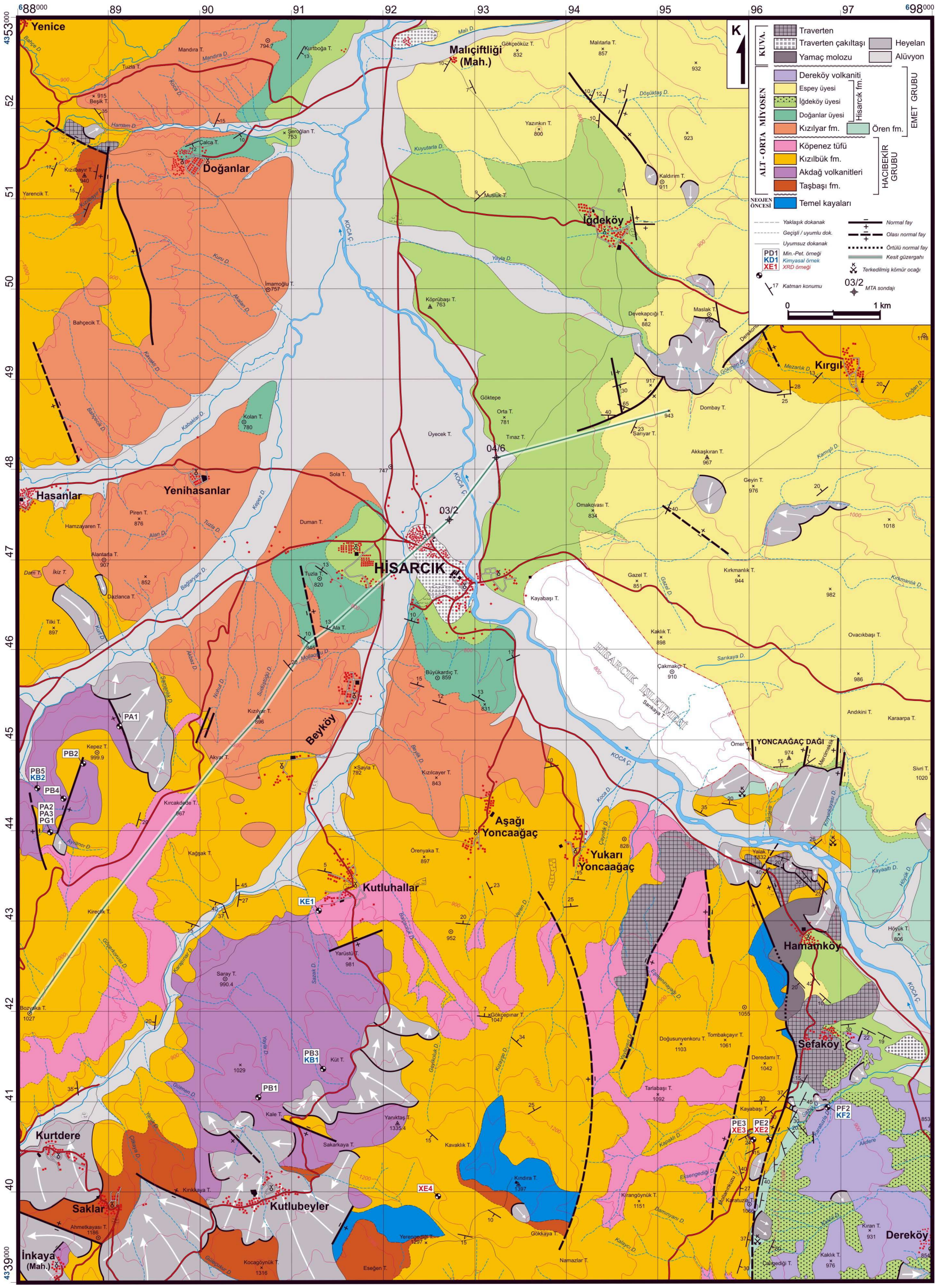
Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., & Scott, B. C. (1997). The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 76*, 127-147.

Yalçın, H. (1984). Emet Neojen gölsel baseninin jeolojik ve mineralojik-petrografik incelenmesi. *Hacettepe Üniversitesi, Yüksek Mühendislik Tezi*, 269 s.

Yalçın, H. ve Gündoğdu, N. **(**1987). Neojen yaşlı Emet gölsel volkanosedimanter baseninin mineralojik-petrografik incelenmesi: Neoformasyon minerallerinin oluşumu ve dağılımı. *Yerbilimleri, 14*, 45-61.

Yalçın, H., Semelin, B. ve Gündoğdu, N. **(**1985). Emet gölsel Neojen baseninin jeolojik incelenmesi (Hisarcık güneyi). *Yerbilimleri, 12*, 39-52.

EK 1- HİSARCIK ÇEVRESİ JEOLOJİ HARİTASI



EK 2- HİSARCIK YÖRESİ ENİNE KESİTLERİ

